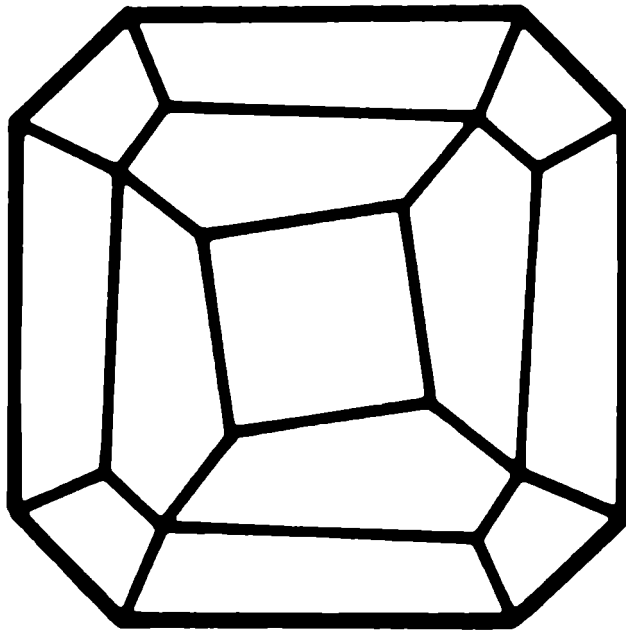


# Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft



**Band 146**

**2001**

Herausgegeben von der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft  
für das Vereinsjahr 2000  
Eigenverlag

# Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft

**Band 146**



**2001**

## Vereinsjahr 2000

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

Impressum:

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

Homepage: <http://www.univie.ac.at/Mineralogie/Oemg.htm>

ISSN 1609-0144

Redaktion:

Friedrich Koller, Institut für Petrologie, Universität Wien  
Geozentrum, Althanstraße 14, A-1090 Wien

Anton Beran, Institut für Mineralogie & Kristallographie, Universität Wien  
Geozentrum, Althanstraße 14, A-1090 Wien

Richard Tessadri, Institut für Mineralogie & Petrographie, Universität Innsbruck  
Innrain 52, A-6020 Innsbruck

Gestaltung und Layout:

R. Tessadri (Innsbruck)

Für den Inhalt sind die Autoren selbst verantwortlich.

Druck: Anton Riegelnik, Piaristengasse 19, A-1080 Wien

Printed in Austria

## INHALT

MinPet 2001, 24.-26. September 2001, Vienna, Geocenter  
Anniversary Meeting Österreichische Mineralogische Gesellschaft (ÖMG) 1901-2001

Abart R., Badertscher N., Bernhard F., Burkhard M., Koller F. & Povoden E.: Syn-deformative fluid circulation at the Glarus Thrust, E-Switzerland	S. 13
Adamovič J., Melka K. & Ulrych J.: Fe-oxyhydroxide cementation in cretaceous sandstones, northern Bohemia: relation to young volcanic activity	S. 16
Akinin V. V., Ntaflou Th. & Richter W.: Augite megacrysts from Enmelen volcanoes (Bering Sea basalt province)	S. 18
Andrut M. & Wildner M.: Lumineszenzspektroskopische Identifizierung spinverbotener Übergänge von Cr <sup>3+</sup> als Voraussetzung zur Anwendung des "Superposition Model" (SM) auf Uwarowite	S. 21
Andrut M., Hammer V. M. F., Lengauer C. L., Ntaflou T. & Redhammer G. J.: Untersuchungen zur Farbe des Lazuliths	S. 23
Andrut M., Hertweck B. & Wildner M.: Absorption- and Raman spectroscopic investigations of synthetic cobalt-boussingaultite (picromerite group), (NH <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> Co(SO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> ·6H <sub>2</sub> O: refinement of Superposition Model (SM) parameters for Co <sup>2+</sup>	S. 26
Banerjee A. & Rager H.: Discrimination between sea water and fresh water tissue graft cultured pearls by EPR	S. 28
Barnert E. B., Müller W. F., Schmädicke E. & Franz G.: Transmission Electron Microscopy on eclogites from the lower schist cover and the eclogite zone (Tauern Window, Austria)	S. 31
Brandstätter F.: Kathodolumineszenz-Untersuchungen ausgewählter Mineralphasen mittels Rückstreuelektronendetektor: Eine REM-Studie	S. 34
Breiter K. & Koller F.: Mineralogy of extremely fractioned phosphorus-rich granite – Podlesi, Czech Republic	S. 37
Breiter K. & Scharbert S.: Geological mapping of the two-mica granites in the Weitra- Nové Hradý area	S. 40
Brereton N.R., Gallois R.W. & Whittaker A.: Improved lithological descriptions from downhole geophysical log data	S. 42
Brown J., Teertsra D. K. & Černý P.: Mineralogy and geochemical history of feldspars in the Tanco granitic pegmatite, southeastern Manitoba	S. 45
Brož M. & Losos Z.: Mineralogy and chemistry of the bi-metasomatic contact zone between gneiss and marble from Žulová, Czech Republic	S. 47
Buda G.: Lamprophyre-derived vaugneritic-durbachitic mafic enclaves in Variscan granitoids from Mecsek Mts. (South Hungary)	S. 50

Buriánek D. & Novák M.: Tourmaline-bearing leucogranites from the Moldanubicum	S. 51
Christensen A.-M. & Abart R.: A comparative study of contact metamorphism in the Oslo Graben, Norway	S. 54
Cina A. & Onuzi K.: Chromites related to the ultramafic south-eastern segment of Albania: a comparison with central and northern ones	S. 56
Copjaková R., Sulovsky P. & Otava J.: Provenance of the lower carbiniferous Culm sediments of the Drahaný Upland (Czech Republic) derived from garnet chemistry	S. 58
Czuppon Gy., Harangi Sz., Ntaffos T., Lukács R., Szabó Cs. & Koller F.: Mixed andesite-rhyolite ignimbrite from the Miocene Bükkalja ignimbrite volcanic field, northern Hungary: evidence for magma mixing	S. 61
Dachs E. & Proyer A.: Time constraints on the metamorphic evolution of Tauern eclogites from diffusion modelling	S. 64
Dolníček Z.: Origin of the neoidic fluorite mineralization in the Brno Massif, Czech Republic: cathodoluminescence, REE, fluid inclusion and stable isotope study	S. 67
Effenberger H., Fleck M., Paar W. H., Topa D. & Criddle A. J.: Crystal-structure investigation of AgMS <sub>2</sub> minerals (M = As,Sb,Bi)	S. 69
Ertl A., Marler B. & Pertlik F.: Kristallchemische Überlegungen zur Besetzung "nichttetraedrischer" Kationenpositionen durch Silizium im Strukturtyp Turmalin	S. 72
Ertl A., Pertlik F. & Bernhardt H.-J.: Hellblaue Olenit-Schörl-Dravit Mischkristalle von Ebersdorf, Niederösterreich: Chemismus und Kristallstruktur	S. 75
Falus Gy., van Roermund H. L. M., Drury M. R., Szabó Cs. & Gál Á.: The mechanism of development of a mantle shear zone: evidence from a xenolith (Szetbékállá, Bakony - Balaton Highland, Hungary)	S. 78
Faryad S. W. & Dianiška I.: Ti-bearing andradite with prehnite and epidote from the Malá Fatra granodiorite and tonalite (Western Carpathians)	S. 80
Faryad S. W., Hoinkes G. & Ivan P.: Pre-alpine eclogites and garnet-pyroxene-bearing metabasites in the Austroalpine units of the Eastern Alps and Western Carpathians	S. 82
Fojt B. & Kušnir I.: Sulphidische und oxidische Zn-Pb Vererzung der Lagerstätte Cho-Dien (Vietnam) – genetische Aspekte	S. 84
Franzen C. & Mirwald P. W.: Historical building materials in South Tyrol/Italy – a mineralogical study under the aspects of monument conservation	S. 87
Götzinger M. A. & Sauer R.: Die mineralogische Charakterisierung römischer Ziegel im Hinblick auf ihre Herkunft – erste Ergebnisse eines interdisziplinären Projektes	S. 89
Götzinger M. A. & Weisser S.: Das Pb-Zn-Fe-As-Vorkommen "Peitleralm" in der Stangalm-Trias, Nockberge, Kärnten – eine Detailstudie an Sediment und Mobilisat	S. 92
Götzinger M. A., Lein R. & Pak E.: Geologie, Mineralogie und Schwefelisotopie ostalpiner "Keuper"-Gipse: Vorbericht und Diskussion neuer Daten	S. 95
Gula A., Ferraris G., Ivaldi G. & Khomyakov A. P.: Crystal chemistry of some members of the eudialyte group	S. 97
Habler G., Linner M., Thiede R. & Thöni M.: Andalusitbildung im Schneeberger Zug (SE Ötztalkristallin, Italien/Österreich)	S. 100
Helmy H. M. & Kaindl R.: Pyrite zonig and precipitation of gold in Atud and Sukkari gold deposits, Eastern Desert, Egypt	S. 103
Herbst G. & Kurzweil H.: Untersuchungen zur Ursache der Quellung technischer Asphalte	S. 105

Hertweck B., Fleck M., Wohlschläger A., Giester G. & Wildner M.: The isotopic crystal structures of $K_2Mn(SO_4)_2 \cdot 2H_2O$ and $K_2Cd(SeO_4)_2 \cdot 2H_2O$ : comparison with the kroehnikite-, collinsite- and fairfieldite-group	S. 107
Hertweck B., Libowitzky E. & Schultz A. J.: Neutron diffraction study of the low-temperature phase transition of Mn-leonite	S. 109
Hoinkes G., Faryad W. & Proyer A.: Pressure dominated Eo-Alpine metamorphism of the Austroalpine units of the Eastern Alps: new data from the Wölz complex	S. 111
Jelinek F., Leichmann J. & Nehyba S.: Contrasting evolution of the basal formation in the southern and central parts of the Boskovice Furrow	S. 113
Jeršek M., Mirtič B., Rečnik A., Zebec V., Bermanec V., Zorž M. & Dolenc T.: Wulfenite crystals from graben ore body of Mežica mines in Slovenia	S. 115
Johnson T. E., Ayalew T., Belete K. & Mogessie A.: Pan African metamorphism of the Western Ethiopian Shield	S. 117
Kaindl R., Abart R. & Hoinkes G.: Fluid inclusions in metamorphic garnet from selected Austroalpine basement areas	S. 119
Kaltenhauser G. & Tessadri R.: Die Kristallmodellsammlung aus dem 19. Jahrhundert des Instituts für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck	S. 122
Kempe U., René M. & Wolf. D.: Distribution of REE and REE-minerals in topaz-bearing granites of the Karlovy Vary pluton (Czech Republic)	S. 126
Kettrup B. & Deutsch A.: Chicxulub – Popigai: large impact craters and their distal ejecta. Isotopic characterisation of the melt products	S. 128
Klötzli-Chowanetz E. & Koller F.: Partial anatexis in the lower crust – where is the melt? Examples from the Ötztal crystalline basement, Eastern Alps	S. 131
Klötzli-Chowanetz E., Klötzli U. & Skiöld T.: Cambrian migmatization and Ordovician tonalitic intrusion – Klopaier area, Ötztal crystalline complex, Eastern Alps	S. 133
Kolitsch U.: Boron incorporation in rare-earth silicate apatites: a single-crystal X-ray study	S. 135
Kolitsch U.: The crystal structure of wycheproofite, a rare hydrated Na-Al-Zr-phosphate from Wycheproof, Victoria, Australia	S. 137
Kolitsch U.: Strong pseudosymmetry in the crystal structure of anthropogenic $Pb_2(OH)_3(NO_3)$ from a medieval mine dump	S.139
Koller F., Hoeck V., Onuzi K., Kneringer E. & Meisel T.: From MORB to SSZ – the south albanian ophiolites and their Dinaric-Hellenic framework	S. 141
Konzett J. & Tropper P.: Domain formation in a staurolite-kyanite-amphibolite of the Schneeberg Complex, Southern Tyrol: applications of thermobarometry to local equilibrium domains	S. 143
Körner W., Weber L. & Weinke H. H.: Geochemische Untersuchungen von Grubenwässern mit Dithizon	S. 145
Koroneos A., Christofides G. Heaman L. & Krstic D.: Petrology, geochemistry and evolution of the peraluminous Monopigadon plutonite (Macedonia, Northern Greece)	S. 148
Kóthay K. & Szabó Cs.: Silicate melt inclusions in olivine phenocrysts in the Hegyestű Basalt, Bakony-Balaton Highland, Hungary	S. 151
Koubová M., Losos Z. & Malec J.: Ore-mineralogy of the Au-deposit near Voltyřov at Milevsko, Czech Republic	S. 153
Kovács I., Nédli Zs., Kóthay K., Bali E., Zajacz Z. & Szabó Cs.: Quartz and feldspar xenocrysts in mafic lavas from Nógrád-Gömör volcanic field, Bakony-Balaton Highland volcanic field and Villány Mountains (Hungary)	S. 155

Krause W., Bernhardt H.-J., McCammon C. & Effenberger H.: Neustädteleite and cobalt-neustädteleite, two new minerals of the medenbachite-group	S. 157
Kucha H., Schroll E. & Stumpf E. F.: Bacteriogenic ore formation in Bleiberg-type deposits	S. 160
Kudjelka A. P., Weber L., Punz W. & Weinke H. H.: Pflanzenverfügbarkeit und Mobilität von Schwermetallen von Bergwerkshalden der Pb-Zn Bergbaue des Grazer Berglandes (Steiermark)	S. 163
Kurat G., Dobosi G. & Maruoka T.: Diamondites and carbonatitic fluids: signals from trace elements in garnets and clinopyroxenes and from C isotope abundances	S. 166
Leichmann J. & Gaweda O.: Klodsko-Zloty Stok and Niemcza zone granitoids – a shallow level intrusions of durbachites in the Rhenohercynian zone ?	S. 169
Leichmann J. & Zachovalová K.: Gabbros related to the durbachites (Jihlava Massif, Moldanubian Zone)	S. 171
Lenitz H., Seemann R. & Beran A.: Verteilung der Mineralien in den Klüften der Knappenwand; Hydroxid- und Fluor-Verteilung in Apatit und Sphen	S. 173
Leute M. A. & Götzinger M.A.: Einschlusscharakterisierung von Zillertaler Schmuckgranaten, Tirol, Österreich	S. 175
Leute M. A., Wilhelm M. & Wruss W.: SiSiC-Keramiken – Eigenschaften und Anwendungsbereiche	S. 178
Lukács R., Harangi Sz. & Oláh I.: Correlation of Miocene pumice-bearing deposits in the Pannonian Basin	S. 180
Malitch K. N.: Unusual PGE-, REE-, Au- and U-rich mineral assemblage in mantle-derived chromitites from the Eastern Alps, Austria: a combined multi-disciplinary study	S. 183
Márton I., Gál J., Benoe É., Fall A., Gál Á., Török K. & Szabó Cs.: Fluid inclusions study in quartz, apatite and nepheline from Ditrau alkaline massif Transylvania (Romania)	S. 186
Masau M., Cerny P., Cooper M. A., Chapman R. & Grice J. D.: Monazite-(Sm), a new member of the monazite group from the Annie Claim#3 granitic pegmatite, southeastern Manitoba	S. 189
Miletich R., Angel R. J., Rath S., Kunz M., Friedrich A., Schranz W. & Tröster A.: Elastische Anomalien bei Mineralen unter Druck	S. 191
Mirwald P. W.: Melting properties of Ice III, (V), VI and the isochoric gradient of water up to 20 kbar and 300°C – a review of literature data	S. 193
Mirwald P. W. & Tessadri R.: Thermal expansion behavior of disordered and ordered (Na)-Mg-cordierite between 25 and 700°C – a high resolution XRD study	S. 196
Mogessie A., Belete K., Hoinkes G. & Bowles J.: The Yubdo-Daleti and Tulu Dimtu ultramafic rocks: a potential source of economic deposits of platinum group minerals	S. 200
Morozov M., Brinckmann C., Kroll H., Lottermoser W., Tippelt G. & Amthauer G.: Mg <sup>2+</sup> , Fe <sup>2+</sup> - Verteilung in synthetischem Olivin (fa50fo50)	S. 202
Mrak M., Kolitsch U., Lengauer C., Kaučić V. & Tillmanns E.: Synthesis and crystal structure of a new layered hybrid gallophosphate containing oxalate groups	S. 204
Mukasa S. B. & Andronikov A. V.: Complex metasomatic enrichment of the upper mantle beneath Western Alaska: geochemical evidence from peridotite xenoliths in Cenozoic volcanics	S. 206
Mukasa S. B. & Andronikov A. V.: Upper mantle peridotites from Kigluaik Mountains: evidence of Cretaceous subduction zone existence beneath Western Alaska	S. 209
Niedermayr G.: Private Sammler und ihre Bedeutung für die Mineralogie in Österreich	S. 212

Niedermayr G., Brandstätter F., Pohnahl J. & Henhapl E.: Über ein Vorkommen von Vanadium-Beryllen aus dem östlichen Himalaya	S. 215
Novák M.: Are granitic pegmatites a toy for descriptive mineralogists or a useful tool for geologist ?	S. 217
Ntafos Th., Bjerg E.A., Labudia C. H., Thöni M., Frisicale C. & Günther M.: High temperature, low pressure garnet-bearing peridotites from Pragauniyeu: evidence for plume activity in northern Patagonia	S. 220
Onuzi K. & Cina A.: Metallogenic features of Albanian ophiolitic complex	S. 223
Osman M. R. & Kurzweil H.: Provenance and palaeoenvironmental conditions of lacustrine sediments in the area east of Higaza, Nile Valley, Upper Egypt	S. 226
Parthé E.: Borate structures formed at ambient pressures: equally bonded O atoms as a key to understand the apportion of BO <sub>3</sub> triangles and BO <sub>4</sub> tetrahedra	S. 227
Piber A. & Tropper P.: Thermobarometry in low-grade metagranitoids: how reliable is stilpnomelane ?	S. 230
Potocan C., Vavtar F. & Tessadri R.: Preliminary results of steam processed slags produced by spray granulation (pilot-project DGM-Tribovent/Lorüns): mineralogical and physical parameters	S. 232
Proyer A.: Metamorphism of metapelites and metapsammities in NKFMAH – a new petrogenetic grid with comparison of natural assemblages and implications for the preservation of high-pressure rocks during exhumation	S. 233
Proyer A.: The preservation of high-pressure rocks during exhumation: eclogites, metapelites and metagranites	S. 236
Proyer A. & Hoinkes G.: The importance of paragonite-bearing micaschists in medium- to high-pressure metamorphism: a theoretical study and field evidence from the Austroalpine basement units of the Eastern Alps	S. 238
Proyer A., Schuster R., Hoinkes G. & Faupl P.: Permo-Triassic metamorphic evolution of the Kreuzeck-Goldeck mountains (Carinthia, Austria)	S. 240
Ramminger P.: Convolution based profile fitting in X-ray diffraction: instrumental effects and their description	S. 243
Recheis A. & Tropper P.: A compilation of thermobarometric data from the crystalline basement west of the Tauern Window (Ötztal-Schneeberg-Complex)	S. 244
Redhammer G. J., Amthauer G., Lottermoser W. & Roth G.: Strukturelle und mößbauerspektroskopische Untersuchungen an synthetischen trioktaedrischen [K][Me <sub>3</sub> ] <sub>1-x</sub> T <sub>4</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub> : eine Zusammenfassung	S. 246
Redhammer G. J., Tippelt G., Roth G., Lottermoser W. & Amthauer G.: Strukturelle, mößbauerspektrometrische und magnetische Untersuchungen an der Brownmillerit-Mischkristallreihe Ca <sub>2</sub> Fe <sub>2-x</sub> Al <sub>x</sub> O <sub>5</sub> bei 298 K und hohen Temperaturen	S. 249
Reif J.: Mercury polluted sites in Czech Republic and remediation technology	S. 251
Reif J. & Fojt B.: Mineralogy and geochemistry of iron ores from Horni Benešov deposit	S. 254
Reiter D. A., Weber L. & Kiesel W.: Geochemische Charakteristik primärer und sekundärer Blei- Zinkvererzungen des Grazer Paläozoikums (Steiermark)	S. 256
René M.: Evolution of two-mica granites in the South Bohemian Batholith	S. 258
Rezek K., Reif J. & Pařízek A.: Geochemical study of selected minor elements in polymetallic nodules and crust from eastern part of Clarion-Clipperton fracture zone, Pacific Ocean	S. 260

Sadiklar M. B., Hanedan A., Heide K. & Völksch G.: Breckzierung und entmischte Ti-Magnetite in Obsidianen der Izkidere Region (Rize/NE-Türkei): Hinweise auf Förderwege von Laven	S. 262
Schroffenegger V. & Kurzweil H.: Hydrogeology – water prospecting and management supported by GIS	S. 264
Schroll E.: Zur geochemischen Charakterisierung von Lagerstätten	S. 266
Schulz O., Vavtar F., Gu X. X., Liu J. M. & Zheng M. H.: Submarin-hydrothermale Metallanreicherung im Jung-Proterozoikum und metamorphogene Weiterentwicklung der stratiformen W-Sb-Au-Erzlagerstätten vom "Typ Woxi" in Hunan, Südost-China	S. 269
Schuster R. & Klötzli U.: Dating of andalusite by geochronological methods (Sm-Nd and U-Pb) – a failure	S. 272
Schuster R., Proyer A., Hoinkes G. & Schulz B.: Indications for a Permo-Triassic metamorphic imprint in the Austroalpine crystalline rocks of the Defreggen Alps (Eastern Tyrol)	S. 275
Sobolev N. V., Logvinova A. M. & Yefimova E. S.: Minerals in diamond aggregates and mineral inclusions in diamonds: a comparison	S. 278
Sulovský P. & Hlisenikovsky K.: Thorium mineralization in alkali feldspar syenite of the nordmarkite-type dyke in the Třebíč Pluton (Czech Republic)	S. 280
Thalheim K.: Die Sammlung Richard Baldauf (1848–1931) – eine bedeutende Mineraliensammlung aus der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts und ihr Bezug zu Österreich	S. 283
Thöny W., Tropper P. & Bernhard F.: The metamorphic evolution of stromatic migmatites from the western Ötztal-Stubai crystalline basement (Tyrol, Eastern Alps)	S. 286
Tóth E., Weiszbürg T.G. & Pop D.: Celadonite: the colour-giving green clay mineral of the carbonate manganese ore, Úrkút, Transdanubian Central Range, Hungary	S. 288
Tropper P., Bernhard F. & Postl W.: Petrology of manganese silicate-carbonate rocks from the Veitsch Mn-deposit, Greywacke Zone, Eastern Alps	S. 290
Tufar W., Siewers U. & Weber Ch.: Die Spatmagnetit-Lagerstätte Breitenau (Steiermark), eine paläozoische Magnetit-Mineralisation aus dem Grazer Paläozoikum	S. 292
Tufar W., Siewers U. & Weber Ch.: Die Spatmagnetit-Lagerstätte Radenthein (Millstätter Alpe, Kärnten), eine voralpidische Magnetit-Mineralisation aus dem mittelostalpinen Altkristallin der Ostalpen	S. 295
Ulrych J., Svobodová J., Novák J. K. & Balogh K.: Synchronous contrasting late Miocene alkaline volcanic series related to the Cheb-Domažlice Graben, western Bohemia: geochemistry and mineralogy	S. 298
Vávra N.: Chemismus und Genese organischer Minerale in deutschen und österreichischen Braunkohlen	S. 301
Voll D., Beran A. & Schneider H.: Infrared band assignment of Al-Si mullite and SiO <sub>2</sub> -free compounds with mullite structure	S. 304
Wagner D. & Kurzweil H.: Einsatzmöglichkeiten von Tonen aus dem Bereich des Braunkohletagbaues Oberdorf, weststeirisches Tertiärbecken, als Rohstoff in der Industrie	S. 306
Walter F. & Ettinger K.: Andalusit, Sillimanit und Kyanit vom Schneestellkopf, Kreuzeckgruppe, Kärnten	S. 308
Walter F. & Ettinger K.: Die Kristallstrukturverfeinerung eines fast alkalifreien Minerals der Osumilithgruppe: $K_{<0,1}(Fe,Mg)_2(Mg,Fe)_3[Si_{12}O_{30}]$	S. 311
Weinke H. H., Koller F. & Pernicka E.: Platinmetalle in mesozoischen Ophioliten der Ostalpen	S. 314



Wildner M. & Andrut M.: Synthetic cobaltomenite, $\text{CoSeO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , and related Co-compounds as model phases for the application of the Superposition Model (SM) of crystal fields in geosciences	S. 316
Wilflingseder P., Abart R. & Bärnthaler K.: Ursachen für Restkarbonat im Gips aus einer Rauchgasentschwefelungsanlage	S. 318
Winkler W. & Kirchner E. Ch.: Petrographical data on the Lower Cretaceous fossil resin deposit, Golling/Salzburg, Austria	S. 320
Wohlschläger A., Kolitsch U. & Libowitzky E.: Large "gahnites" from near Okahua, Namibia: only Fe- and Zn-bearing spinels	S. 323
Zahiri R., Voll D., Beran A. & Schneider H.: Temperature-related dehydration and structural development of sol-gel prepared type I mullite precursors	S. 324
Zajacz Z., Szabó Cs. & Kovács I.: Petrogenetic significance of sulfide inclusions in ultramafic cumulate xenoliths from Nógrad-Gömör volcanic field, Pannonian Basin	S. 326

## Exkursionen

Seeman R.: Gesteine - Lagerstätten und Karstlandschaften in Slowenien und im angrenzenden Italien ((Exkursion vom 18. bis 23. September 2001 anlässlich der Tagung MinPet2001 in Wien, 100 Jahre Österreichische Mineralogische Gesellschaft)	S. 331
---	--------

## Originalarbeiten

Faryad S. W. & Hoinkes G.: Alpine chloritoid and garnet from the Hochgrößen Massif (Speik Complex, Eastern Alps)	S. 387
Hammer V. M. F.: Sonderschau zum Thema "100 Jahre (Wiener) Österreichische Mineralogische Gesellschaft – ÖMG"	S. 397
Hammer V. M. F. & Pertlik F.: Ein Beitrag zur Geschichte des Vereines "Wiener Mineralogische Gesellschaft" (27. März 1901 – 24. November 1947)	S. 407
Hammer V. M. F. & Pertlik F.: Ehrentitel und Auszeichnungen, verliehen durch den Verein "Österreichische Mineralogische Gesellschaft"	S. 417
Niedermayr G.: Die Bedeutung privater Sammler in der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft (früher Wiener Mineralogische Gesellschaft)	S. 427
Schroll G. & Pertlik F.: Herbert Eduard Haberlandt: Ein Pionier der Geochemie in Österreich (*3.6.1904 Mödling †9.6.1970 Wien) – (Eine Biographie mit Schriftenverzeichnis)	S. 435

## Vorträge

Whittaker A.: Karl Ludwig Giesecke: his life, performance and achievements	S. 451
--	--------

## Diplomarbeiten und Dissertationen von österreichischen Universitäten (Auszüge)

Belete K. H.: The petrology of the mafic-ultramafic rocks and the surrounding basement, western Ethiopia and genesis of platinum-group minerals related to an alaskan-type ultramafic intrusions of Yubdo area	S. 483
Grasbon B.: Großmassenbewegungen im Grenzbereich Innsbrucker Quarzphyllit, Kellerjochgneis, Wildschönauer Schiefer	S. 486
Klötzli-Chowanetz E.: Migmatite des Ötztalkristallins – Petrologie und Geochronologie	S. 487
Lottner S.: Formation of minerals in hydrated high-calcium lignite fly ash influenced by elevated temperatures and their consequences for technological properties	S. 489
Nascimento F.: Distribution of trace metals in sediment profile of the Guajará estuary, North Brazil	S. 493
Nyakairu G. W. A.: Mineralogy, chemical composition and distribution of rare earth elements of clay-rich sediments, Central Uganda	S. 496
Sikazwe O. N.: The geology, geochemistry and genesis of the Lewis and Marie copper sulphide deposits, Mumbwa District, Central Zambia	S. 499
Tessema D. A.: Weathering and mobility of arsenic in soils	S. 501
Vianney T. J.: The petrology, geochemistry and petrogenesis of the Tororo Carbonatite Complex, eastern Uganda	S. 504
Vereinsnachrichten	S. 507
ÖMG-Nominierungen	S. 514
Autorenhinweise	S. 515

# **MINPET 2001**

**24.-26. SEPTEMBER 2001**

**VIENNA**

**ANNIVERSARY MEETING  
ÖSTERREICHISCHE MINERALOGISCHE  
GESELLSCHAFT (ÖMG)  
1901 - 2001**



SYN-DEFORMATIVE FLUID CIRCULATION AT THE GLARUS THRUST, E-SWITZERLAND

by

R. Abart<sup>1</sup>, N. Badertscher<sup>2</sup>, F. Bernhard<sup>3</sup>, M. Burkhard<sup>2</sup>, F. Koller<sup>4</sup> & E. Povoden<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Institute of Mineralogy and Petrology  
Karl-Franzens-Universität, Graz, Austria

<sup>2</sup>Institute of Geology  
University of Neuchatel, Switzerland

<sup>3</sup>Institute of Applied Mineralogy  
Technical University Graz, Austria

<sup>4</sup>Institute of Petrology  
University of Vienna, Austria

The Glarus thrust in eastern Switzerland has been recognized as a major control on fluid flow associated with the Early Miozene emplacement of the Helvetic thrust mass on the Infrahelvetic realm.

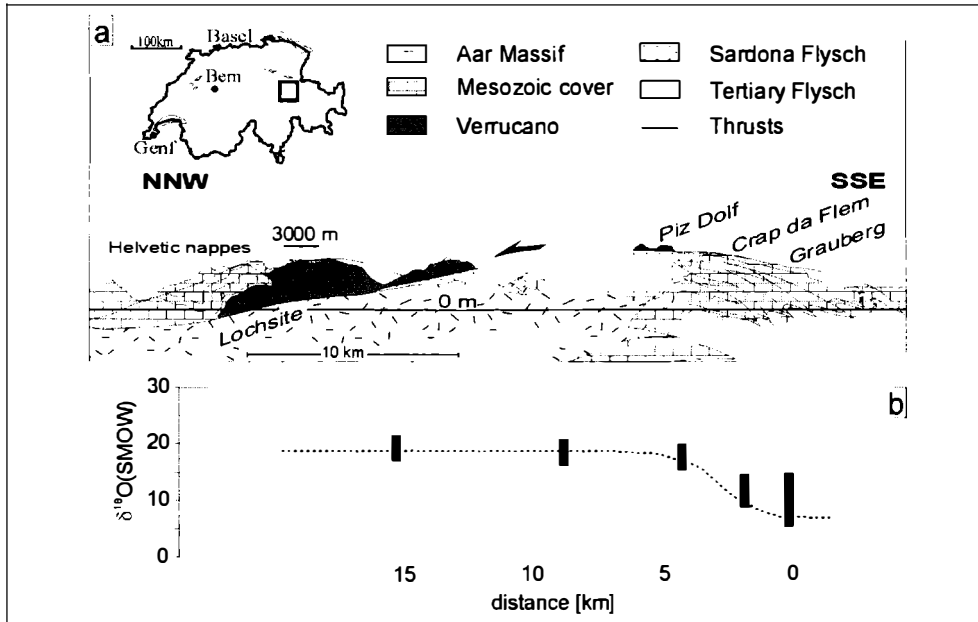


Figure 1

(a) Schematic cross section through the eastern Helvetic Alps, modified from Burkhard and Kerrich (1990) [1],  
(b) regional oxygen isotope trend in the Lochseiten Limestone, black bars are data from BURKHARD & KERRICH [1], dotted line represents the model interpretation as a large scale oxygen isotope front [2].

In the Lochseiten Limestone, a thin calc-mylonite at the thrust contact, a regional south to north  $^{18}\text{O}$  enrichment trend was documented by BURKHARD & KERRICH (1990) [1] (see Fig. 1) and interpreted in terms of one-dimensional flow with a thrust parallel time integrated volumetric flux on the order of  $10^3 \text{ m}^3/\text{m}^2$  [2]. In this communication we relax the assumption of purely one-dimensional transport and investigate the possible contributions of cross thrust transport components.

The sampling localities at Grauberg and at Lochseite represent two fundamentally different geological situations that occur in the southern (Grauberg) and northern (Lochseite) sections of the Glarus thrust. Whereas at Grauberg the footwall is represented by Cretaceous limestones, the footwall in the north is comprised of Tertiary Flysch. The hangingwall is represented by siltstones and metavolcanic rocks of the Verrucano formation over the entire length of presently exposed thrust. All along the thrust, there is a large difference in the background isotopic compositions between the footwall and hangingwall lithologies. The isotopic patterns as well as bulk rock water contents observed in sub-vertical sampling profiles at the Grauberg and Lochseite localities are shown in Fig. 2.

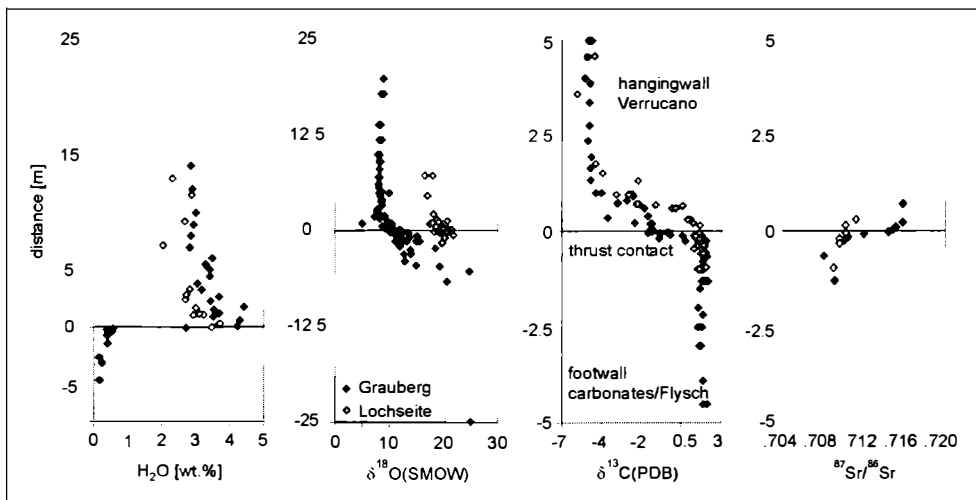


Figure 2

*H<sub>2</sub>O* contents, oxygen-, carbon- and strontium isotope variations across the Glarus thrust at the Grauberg (south) and Lochseite (north) localities.

In both profiles the isotopic compositions show a smooth transition across the thrust contact. At Grauberg only the lowermost one meter of the hangingwall Verrucano shows  $^{18}\text{O}$  and  $^{13}\text{C}$  enrichment and concomitant  $^{87}\text{Sr}$  depletion towards the thrust contact. The relatively  $^{18}\text{O}$  and  $^{13}\text{C}$  enriched and  $^{87}\text{Sr}$  depleted compositions of the footwall carbonates are gradually shifted towards the compositions of the Verrucano in the uppermost five meters below the thrust. This pattern may be explained by material exchange between the footwall and hangingwall lithologies. The fact that alteration is more pronounced in the footwall carbonates than in the hangingwall Verrucano suggests that net material transport was downwards directed. The geometry and the position of the isotopic fronts indicate a maximum time integrated flux on the order of  $6 \text{ m}^3/\text{m}^2$ .

At Lochseite isotopic alteration is only evident in the Verrucano, where the isotopic compositions are shifted towards typical Flysch values in the lowermost 10 to 20 meters of the hangingwall. The fact that the footwall Flysch does not show any sign of isotopic alteration indicates that at Lochseite fluid flow was upwards directed with a time integrated volumetric fluid flux on the order of  $3 \text{ m}^3/\text{m}^2$ . Although relatively small, cross thrust transport buffered the thin layer of Lochseiten Limestone towards the relatively  $^{18}\text{O}$ ,  $^{13}\text{C}$  depleted and  $^{87}\text{Sr}$  enriched composition of the hangingwall Verrucano in the south and towards the relatively  $^{18}\text{O}$  and  $^{13}\text{C}$  enriched and  $^{87}\text{Sr}$  depleted composition of the footwall Flysch in the north. The large scale  $^{18}\text{O}$  trend in the Lochseite limestone may at least in part be ascribed to the regional differences in cross thrust transport.

In both the Grauberg and Lochseite localities the  $\text{H}_2\text{O}$  content of bulk rock samples increases systematically in the hangingwall Verrucano towards the thrust contact (see Fig. 1). Whereas in the north, the dewatering footwall Flysch is a potential fluid source, the Cretaceous limestones in the south do not have any potential to release water during thrusting. At Grauberg, hydration of the lowermost Verrucano requires introduction of a water rich fluid along the thrust surface. Based on the assumption that hydration of the Verrucano is equally pronounced all along the thrust, time integrated volumetric fluxes on the order of  $200 \text{ m}^3/\text{m}^2$  are inferred for sub-horizontal thrust parallel flow.

## References

- [1] BURKHARD, M. & KERRICH, R. (1990): Fluid-rock interactions during thrusting of the Glarus nappe – evidence from geochemical and stable isotope data. - *Schweiz. Min. Petrogr. Mitt.*, 70, 77-82.
- [2] BOWMAN, J. R., WILLET, S. D. & COOK, S. J. (1994): Oxygen isotope transport and exchange during fluid flow: One-dimensional models and applications. - *Am. Journ. Sci.*, 294, 1-55.

**FE-OXYHYDROXIDE CEMENTATION IN CRETACEOUS SANDSTONES,  
NORTHERN BOHEMIA: RELATION TO YOUNG VOLCANIC ACTIVITY**

by

**J. Adamovič, K. Melka & J. Ulrych**

Institute of Geology, Academy of Sciences of the Czech Republic  
Rozvojová 135, 165 02 Praha 6, Czech Republic

Bodies of siliciclastic sediments hundreds of metres thick (Turonian to Coniacian) flank the northern margin of the Bohemian Cretaceous Basin and progressively thin out basinwards. They comprise quartzose and arkosic sandstones with variable amounts of clay and silt component [1]. Quartz pebbles are dispersed in the sandstone or form sharp-based conglomerate beds on tops of upwards-coarsening cycles. The distribution of Fe-oxyhydroxides in these sediments is controlled by high-permeability host lithologies, proximity of young bodies of basaltic rocks and high intensity of tectonic deformation.

Ferruginization is associated with age-contrasting volcanic series: 1) melilite-bearing rocks (olivine melilitites to olivine nephelinites and lamprophyres of polzenite type) of Late Cretaceous and Paleocene age and 2) alkali basaltic rocks (olivine nephelinites to basanites and camptonites) mostly of Eocene to Oligocene age. Both series represent typical near-primary mantle products [2]. The dissolved mineral content of iron-bearing fluids is of complex provenance, probably combining 1) primary magmatic source, 2) component leached from the adjacent upper crustal rocks (mostly granitic rocks in the area studied), and 3) component produced from decomposed volcanic rocks, the bodies of which may represent principal ascent paths for the iron-bearing fluids.

Twenty type localities with prominent ferruginization were studied using a combination of geophysical, geological and mineralogical methods in order to characterize sandstone lithology, distribution and mineralogy of Fe-oxyhydroxides and the presence of intrusive bodies and related tectonic structures. Macromorphological types of ironstones range from joint fillings and linings of basaltic dykes to complex undulating crusts in sandstone. Fe-oxyhydroxides bound to conglomerate beds may form extensive strata-bound bodies [3].

With the exception of two localities, close spatial relation was proved between the distribution of intrusive bodies of basaltic rocks and Fe-oxyhydroxides. Leaching of iron from young basaltic rocks after their emplacement, transport of ferrous iron in low-Eh hydrothermal fluids driven by the high thermal gradient, and precipitation of iron in zones of mixing with oxygenated meteoric waters seem to be the most probable ferruginization mechanisms. Two episodes of hydrothermal mineralization of different hydraulic parameters are suggested, which correspond to the two above mentioned age-contrasting volcanic series.

The study of macroscopic secondary structures as well as microscopic study allow to distinguish a continuous series with two end-members: laminated quartz-poor ironstones and massive quartz-rich ironstones. Quartz-poor ironstones contain 43.4 wt.%  $Fe_{tot}$  on average (20.98 - 67.01), quartz-rich ironstones contain 24.3 wt.%  $Fe_{tot}$  on average (11.75 - 32.68), with the oxidation ratio ( $0.9 Fe_2O_3 + FeO/FeO$  wt.%) of 17.7 - 328.

The ironstones are enriched in incompatible elements relative to quartzose sandstones and, in the case of  $Fe_{tot}$ , As and Zn, even relative to fresh volcanic rocks. With the exception of Ba and Sr, quartz-rich ironstones of different macromorphological types show similar major-element and trace-element composition.

According to mineralogical results based primarily on X-ray powder diffraction, quartz-poor ironstone was found to consist of goethite I, kaolinite, anatase,  $\pm$  opal,  $\pm$  detrital quartz, and a younger generation of goethite II  $\pm$  lepidocrocite. Goethite I forms fine crystalline (crystal size  $< 500$  nm) aggregates in the cement, fills of embayments, cracks and needle-like cavities in individual quartz grains. Goethite II and lepidocrocite form radially fibrous aggregates filling fractures in quartz grains and older goethite- $SiO_2$  groundmass. Quartz-rich ironstone is dominated by detrital quartz with accessory detrital minerals, cemented by goethite  $\pm$  lepidocrocite  $\pm$  hematite.

A higher than theoretically expected amount of water in goethite is observed on the thermogravimetric curve, corresponding to "hydrogoethite". A small endothermic reaction in the region of  $\sim 100^\circ C$  on the DTA curve is indicative of the escape of adsorbed water from the surface of fine goethite particles.

## References

- [1] ADAMOVIĆ, J. (1994): Paleogeography of the Jizera Formation (Late Cretaceous sandstones), Kokoříň area, central Bohemia. - Sbor. geol. Věd, Geol., 46, 103-123.
- [2] ULRYCH, J. & PIVEC, E. (1997): Age-related contrasting alkaline volcanic series in North Bohemia. - Chem. Erde, 57, 311-336.
- [3] ADAMOVIĆ, J., ULRYCH, J. & PEROUTKA, J. (2000): Geology of occurrences of ferruginous sandstones in N Bohemia: famous localities revisited. - Schr. Staatl. Mus. Miner. Geol. Dresden, 11: 49-50.



**AUGITE MEGACRYSTS FROM ENMELEN VOLCANOES  
(BERING SEA BASALT PROVINCE)**

by

**V. V. Akinin<sup>1</sup>, Th. Ntaflos<sup>2</sup> & W. Richter<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>NEISRI FEB RAS

Magadan, Russian Federation

<sup>2</sup>Institute of Petrology

University of Vienna, Geozentrum, Althanstrasse 14, A-1090 Wien

The 10 to 4 million year old lavas at Enmelen volcanoes, Chukchi Peninsula, NE-Russia, consist of olivine melanephelinites and basanites, and include the most undersaturated lavas of the Bering Sea basalt province [1]. These intraplate lavas brought to the surface xenoliths of spinel lherzolites, pyroxenites, and gabbro-norites along with megacrysts of clinopyroxene, orthopyroxene, olivine, ilmenite and biotite. Previous study showed that most of the spinel lherzolites xenoliths are Mg-rich and have relatively high CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and Na<sub>2</sub>O contents compared to the depleted peridotites found in the ocean basins. Chondrite-normalized REE patterns for those Groups I lherzolites range from relatively flat patterns to patterns with negative slopes, they equilibrated within a temperature range of 850 - 1030°C; two xenoliths equilibrated at much higher temperatures of 1230 - 1240°C and have relatively Fe-rich composition [2].

Among the nodules found in Chukchi peninsula, approximately 7 - 10 % are pyroxene megacrysts that vary in size between 1 and 12 cm. The relative high abundance of the augite megacrysts indicates that their origin must be associated with major magmatic processes that influenced and modified the lithosphere in this region. We investigated in detail these pyroxene megacrysts using microprobe, ion probe, INAA, LA-ICP-MS, XRF and ICP-MS.

The pyroxene megacrysts are black in color, characteristically lacking cleavage and exhibiting conchoidal fracture. They are typically subcalcic augites with high Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (7.5 wt.%), significantly elevated TiO<sub>2</sub> (1.42 wt.%) and Na<sub>2</sub>O (2.45 wt.%) and very low Cr (ca. 30 ppm) contents. Their CaO content, however, vary with Fe/Mg ratios allowing to classify pyroxenes in two groups: group one (augite1) with CaO = 17.3 wt.% and Fe/Mg = 0.38 and group two (augite2) with CaO = 14.6 and Fe/Mg = 0.26. This increase of Fe/Mg ratio with increasing of CaO has been interpreted as indicative for crystallization during slow upward moving of the magma [3].

Fig. 1  
Host lavas and hypothetical compositions of liquids in equilibrium with augite megacrysts, calculated using partition coefficients of [4, 5, 6].

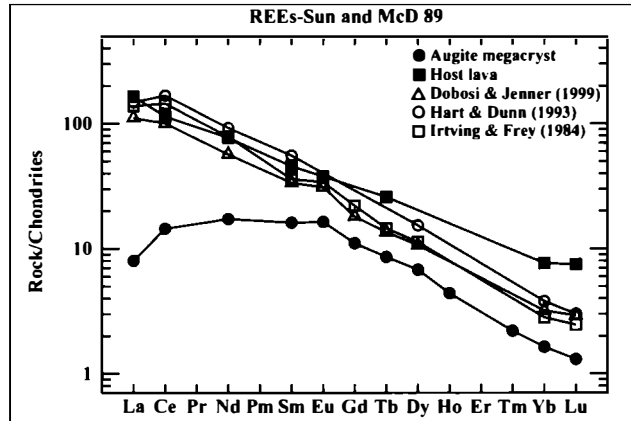
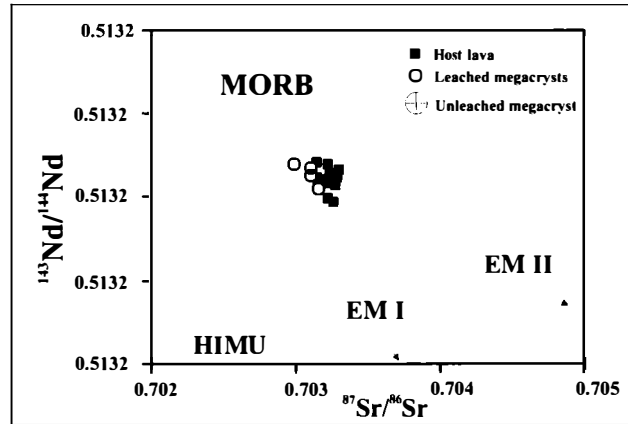


Fig. 2  
Correlation diagram of Sr-Nd isotopic ratios for augite megacrysts and host melanephelinitic lavas.



The chondrite-normalized REE display LREE/MREE – enriched upward convex patterns with  $La_N/Yb_N = 6.4$  (Fig. 1). Using existing partition coefficients [4, 5, 6] we calculated the hypothetical melt in equilibrium with augite megacrysts. The calculated liquids, compared to the host olivine melanephelinite lavas have similar LREE but significantly lower middle and heavy REE. It implies that the parental source of the augite megacrysts was not the host lava, but rather a source which experienced, in an earlier stage of the evolution, garnet fractionation causing the strong HREE depletion.

Alternatively, partial melting of the source in the garnet peridotite field leaving residual garnet can also account for this HREE depletion (Fig. 1). In addition, megacrysts have isotopic compositions overlapping their host melanephelinites (Fig. 2). An initial alkali-picritic magma is proposed as possible source for their origin. However as inferred from the REE patterns, both, megacrysts and melanephelinites must have been formed under different conditions.

## Literature

- [1] AKININ, V. V. & APT, J. E. (1995): Enmelen Volcanoes, Chukchi Peninsula: Petrology of Alkaline Lavas and Deep-Seated Inclusions. - ICAM-94 proceedings. 138-146.
- [2] AKININ, V. V. et al. (1997): Compositional and thermal state of the upper mantle beneath the Bering Sea Basalt Province: Evidence from the Chukchi Peninsula of Russia. - *Can. J. Earth Sci.* 1997. V. 34 (6), 789-800.
- [3] BINNS, R. A. et al. (1970): High Pressure megacrysts in alkaline lavas from north-eastern New South Wales. - *Amer. J. Sci.*, 269, 132-168.
- [4] DOBOSI, G. & JENNER, G. A. (1999): Petrologic implications of trace element variation in clinopyroxene megacrysts from Nograd volcanic province, north Hungary: a study by laser ablation microprobe – inductively coupled plasma – mass spectrometry. - *Lithos*. 46, 731-749
- [5] HART, S. R. & DUNN, T. (1993): Experimental cpx/melt partitioning of 24 trace elements. - *Contr. Mineral. Petrol.* 113, 1-8.
- [6] IRVING, A. J. & FREY, F. A. (1984): Trace element abundances in megacrysts and other host basalts: constraints on partition coefficients and megacryst genesis. - *Geochim. Cosmochim. Acta* 48, 1201-1221.

LUMINESZENZSPEKTROSKOPISCHE IDENTIFIZIERUNG SPINVERBOTENER  
ÜBERGÄNGE VON  $Cr^{3+}$  ALS VORAUSSETZUNG ZUR ANWENDUNG DES  
“SUPERPOSITION MODEL” (SM) AUF UWAROWITE

von

**M. Andrut & M. Wildner**

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

Das Konzept des Kristallfeldes hat bei der Interpretation physikalischer und chemischer Eigenschaften von Übergangsmetall-führenden Mineralen bisher eine breite und durchaus erfolgreiche Anwendung erfahren. Dazu zählen z.B. die Erklärung von Farbe und Pleochroismus, das inter- und intrakristallinem Verteilungsverhalten von Übergangsmetallionen oder der Einfluß der Kristallfeldstabilisierungsenergie CFSE auf thermodynamische Eigenschaften. Allerdings lag den bisherigen Kristallfeldberechnungen mit wenigen Ausnahmen die Annahme einer idealen oktaedrischen bzw. tetraedrischen Geometrie des lokalen Kristallfeldes als Näherung zugrunde. Diese ideale  $O_h$ - bzw.  $T_d$ -Symmetrie stellt im Vergleich mit den tatsächlichen Koordinationsverhältnissen zumeist eine grobe Vereinfachung dar.

Das ‘Superposition Model of Crystal Fields’ (SM) wurde von NEWMAN [1] entwickelt, um die geometrische und physikalische Information, welche durch verschiedene Kristallfeldparameter beschrieben wird, zu trennen. Seither wurde das SM erfolgreich für Verbindungen mit Lanthaniden eingesetzt, während es bisher nur einige wenige Anwendungen für die geowissenschaftlich relevanteren  $3d^N$  Ionen gibt [2, 3, 4].

Ziel der gegenwärtigen Untersuchungen ist die Bestimmung verlässlicher, sog. intrinsischer SM-Parameter verschiedener  $3d^N$  Übergangsmetallionen für zukünftige Anwendungen in den Geowissenschaften. Erste Untersuchungen wurden an  $Cr^{3+}$ -führenden Phasen durchgeführt. Dazu wurden Einkristalle von Uwarowit bei  $1000^\circ C$  aus einer Mischung von 80 % Oxiden und 20 % Flux der Zusammensetzung  $Na_2O K_2O 1.3 B_2O_3$  synthetisiert [5]. Zur Kristallstrukturverfeinerung wurden Röntgenbeugungsintensitäten bis  $100^\circ 2\theta$  an einem Nonius Kappa CCD Diffraktometer gemessen.

Lumineszenzspektren wurden mit einem Renishaw RM 1000 Ramanspektrometer mit gekoppeltem Leica-Mikroskop DMLM aufgenommen. Die Spektren wurden mit der  $6328\text{-}\text{\AA}$  Linie eines He-Ne-Lasers angeregt. Aus den Lumineszenzspektren wurden die Lagen der durch Spin-Bahn Kopplung und trigonale Kristallfeldsymmetrie aufgespaltenen Folgeterme der spinverbotenen Übergänge  $^4A_{2g} \rightarrow ^2E_g$  und  $^4A_{2g} \rightarrow ^2T_{1g}$  bestimmt.

Die Kenntnis der Lage dieser Energierterme ist Voraussetzung für die richtige Zuordnung der entsprechenden Banden im Absorptionsspektrum und somit für die Bestimmung der Racah-Parameter  $B_{55}$  und  $C$ , sowie für die Abschätzung des Spin-Bahn Kopplungsparameters  $\zeta$ . Polarisierte Einkristall-spekten wurden im Bereich  $32000\text{ cm}^{-1}$  bis  $10000\text{ cm}^{-1}$  an einem Bruker IFS66v/S FT-Spektrometer mit IRScopeII Mikroskop gemessen. Die Absorptionsbanden [ $\text{cm}^{-1}$ ] wurden folgenden dd-Übergängen von  $\text{Cr}^{3+16l}$  zugeordnet:  $14272\text{ }(^4A_{2g} \rightarrow ^2E_g, 'R_1')$ ,  $14375\text{ }(^4A_{2g} \rightarrow ^2E_g, 'R_2')$ ,  $15905\text{ }(^4A_{2g} \rightarrow ^4T_{2g})$ ,  $20905\text{ }(^4A_{2g} \rightarrow ^2T_{2g}, 'B')$  und  $22775\text{ }(^4A_{2g} \rightarrow ^4T_{1g})$ . Weiters zeigt sich im Spektralbereich zwischen  $14400$  und  $15000\text{ cm}^{-1}$  eine Bandenfeinstruktur, in der 'phonon sidebands' das sehr schwache und daher schwer beobachtbare  $^4A_{2g} \rightarrow ^2T_{1g}$  Niveau überlagern. Mittels der Lumineszenzmessungen konnte schließlich ein Detail der Bandenstruktur bei  $14575\text{ cm}^{-1}$  als  $^4A_{2g} \rightarrow ^2T_{1g} 0''-0''$  Übergang identifiziert werden. In den nachfolgenden SM-Berechnungen wurde der Geometrie und Symmetrie des Ligandenfeldes durch die Polarkoordinaten der Liganden Rechnung getragen, welche aus der Strukturverfeinerung gewonnen wurden. Dadurch konnten die notwendigen 14 Kristallfeldparameter auf zwei intrinsische  $\bar{B}_k$  und zwei Exponentialparameter  $t_k$  reduziert werden, welche durch Anpassung an die optischen Absorptionsspektren gewonnen wurden. Die Berechnung der Energieniveaus aus den gewonnenen Parametern erfolgte mit dem HCFLDN2 Kristallfeld-Programmpaket von YEUNG [6]. Die beste Übereinstimmung fand sich für folgende Parameter:  $\bar{B}_4 = 9525\text{ cm}^{-1}$ ,  $t_4 = 7$ ,  $\bar{B}_4 = 4650\text{ cm}^{-1}$ ,  $t_2 = 3$ , Racah  $B_{35} = 714\text{ cm}^{-1}$ ,  $B_{55} = 740\text{ cm}^{-1}$  und  $C = 2980\text{ cm}^{-1}$ . Diese Werte der SM-Parameter  $\bar{B}_k$  und  $t_k$ , welche an dem Uwarowit-Endglied bestimmt wurden, sollen nun in weiteren Untersuchungen als Startwerte für  $\text{Cr}^{3+}$ -haltige Mischkristalle der Granatreihe eingesetzt werden.

## Literatur

- [1] NEWMAN, D. J. (1971): Theory of lanthanide crystal fields. - *Adv Phys*, 20, 197-256.
- [2] YEUNG, Y. Y., QIN, J., CHANG, Y. M. & RUDOWICZ, C. (1994): Correlation of spectroscopic properties and substitutional sites of  $\text{Cr}^{3+}$  in aluminosilicates: I. Kyanite. - *Phys Chem Min*, 21, 526-531.
- [3] QIN, J., RUDOWICZ, C., CHANG, Y. M. & YEUNG, Y. Y. (1994): Correlation of spectroscopic properties and substitutional sites of  $\text{Cr}^{3+}$  in aluminosilicates: II. Andalusite and sillimanite. - *Phys Chem Min*, 21, 532-538.
- [4] WILDNER, M. & ANDRUT, M. (1999): Crystal structure, electronic absorption spectra, and crystal field superposition model analysis of  $\text{Li}_2\text{Co}_3(\text{SeO}_3)_4$ . - *Z Kristallogr*, 214, 216-222.
- [5] LOWELL, J., NAVROTSKY, A., & HOLLOWAY, J. R. (1971): Synthesis of Uvarovite using a sodium-potassium borate flux. - *J Ceram Soc*, 54, 466.
- [6] CHANG, Y. M., RUDOWICZ, C. & YEUNG, Y. Y. (1994): Crystal field analysis of the  $3d^n$  ions at low symmetry sites including the "imaginary" terms. - *Computers in Physics*, 8, 583-588.

UNTERSUCHUNGEN ZUR FARBE DES LAZULITHS

von

M. Andrut<sup>1</sup>, V. M. F. Hammer<sup>2</sup>, C. L. Lengauer<sup>1</sup>, T. Ntaflou<sup>3</sup> & G. J. Redhammer<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Institut für Mineralogie und Kristallographie  
Universität Wien, Geozentrum, Althanstrasse 14, A-1090 Wien

<sup>2</sup>Mineralogisch-Petrographische Abteilung  
Naturhistorisches Museum, Burgring 7, A-1010 Wien

<sup>3</sup>Institut für Petrologie  
Universität Wien, Geozentrum, Althanstrasse 14, A-1090 Wien

<sup>4</sup>Institut für Kristallographie  
RWTH Aachen, D-52056 Aachen

Unter verschiedenen Fundortangaben wurden in den letzten Jahren aus Pakistan tiefgrüne Lazulithe von ungewöhnlicher Größe bekannt, darunter ein etwa faustgroßes Kristallfragment (NHMW, N 160) mit zum Teil schleifwürdigen Partien. Gemmologische Charakterisierung: Spez.Gew.: 3.12 gcm<sup>-3</sup>, Härte: 5.5 - 6.0, Brechungsindex: 1.61 - 1.64, Pleochroismus: gelb- nach blaugrün, Chelsafilter: blaugrau, Fluoreszenz: matt orange (UV<sub>lang</sub>). An Einschlüssen konnten Scharen von Flüssigkeitsfahnen und oktaedrischen Kristallen, sowie Rutilnadeln beobachtet werden [1]. Im Gegensatz dazu kommt massig derber Lazulith relativ häufig vor, blaue klare Kristalle in schleifwürdiger Qualität hingegen werden vereinzelt von Vorkommen in Brasilien und Indien beschrieben.

Röntgenographische Voruntersuchungen identifizierten das Material eindeutig als Vertreter der Lazulith-Gruppe, genauere chemische Analysen ergaben jedoch einen sehr geringen Eisengehalt (FeO: 0.48(2) Gew.%) wonach in diesem Fall das fast reine Mg-Endglied der Mischkristallreihe Lazulith MgAl<sub>2</sub>[PO<sub>4</sub>]<sub>2</sub>(OH)<sub>2</sub> – Scorzalith Fe<sup>2+</sup>Al<sub>2</sub>[PO<sub>4</sub>]<sub>2</sub>(OH)<sub>2</sub> vorliegt und als natürliches Vorkommen noch nicht beschrieben wurde (LAZ-gr). Die gute Qualität des Fragments ermöglichte außerdem eine umfassende, kristallographisch-spektroskopische Bearbeitung mit weiteren Erkenntnissen zum Farbverhalten der Lazulithe. Als Vergleichsmaterial standen tiefblaue Lazulithkristalle (LAZ-bl) vom Cross Cut Creek, Yukon, Kanada zur Verfügung (NHMW, M 998). Beide Varietäten wurden mit Hilfe von Röntgendiffraktometrie an Pulver und Einkristallen, Mikrosondenanalyse, Thermogravimetrie, Mössbauer Spektroskopie, sowie optischer und IR-Absorptionsspektroskopie charakterisiert.

Die Mikrosondenanalysen und thermoanalytischen Messungen ergaben für LAZ-gr eine einheitliche chemische Zusammensetzung, die der Formel Mg<sub>0.99</sub>Fe<sub>0.02</sub>Al<sub>1.99</sub>[P<sub>1.99</sub>O<sub>8</sub>](OH)<sub>1.93</sub> und einem Scorzalithanteil von 2 % entspricht. TiO<sub>2</sub> kann mit 0.09(2) Gew.% in Spuren nachgewiesen werden.

An den Proben von LAZ-bl hingegen läßt sich eine größere Varianz der Ergebnisse beobachten, wobei FeO (3.4 - 4.2 Gew.%) und TiO<sub>2</sub> (0.03 - 0.3 Gew.%) positiv miteinander korrelieren. Die gemittelte Formel kann mit Mg<sub>0.87</sub>Fe<sub>0.15</sub>Al<sub>1.98</sub>[P<sub>1.99</sub>O<sub>8</sub>(OH)<sub>1.98</sub>] angegeben werden. Weitere farbgebende Elementoxide wie MnO oder Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> waren nicht nachweisbar. Die thermische Stabilität (Endset) unter N<sub>2</sub> Atmosphäre beträgt für LAZ-gr 1040 K und ist für LAZ-bl wegen des höheren Fe-Anteils erwartungsgemäß auf 1020 K reduziert. Beide Werte liegen jedoch deutlich über der von [2] bestimmten Stabilitätsgrenze von synthetischem Lazulith unter hydrothermalen Bedingungen. An Zerfallsprodukten konnten bei beiden Proben als Hauptphasen Mg<sub>3</sub>(PO<sub>4</sub>)<sub>2</sub> (Farringtonit) und AlPO<sub>4</sub> (Berlinit), in Spuren Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> und Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (LAZ-bl) röntgenographisch nachgewiesen werden.

Da der 'InterValence Charge Transfer' (IVCT) von Fe<sup>2+</sup>Fe<sup>3+</sup> Paaren hauptsächlich für die intensive Farbgebung und das Polarisationsverhalten der blauen Lazulithe verantwortlich ist [3], wurden an beiden Proben <sup>57</sup>Fe Mössbauer Resonanzspektren gemessen. Unter Berücksichtigung der Fe<sup>3+</sup> Nachweisgrenze, die bei ca. 1 % des Gesamteisens liegt, konnte in LAZ-gr kein Fe<sup>3+</sup> Anteil festgestellt werden. Das Eisen liegt in diesem Fall lediglich als Fe<sup>2+</sup> vor, wobei die ermittelte große Quadrupolaufspaltung (QS) von 3.321(4) mms<sup>-1</sup> mit den Werten von [4] für Fe<sup>2+</sup> als Substituent der oktaedrisch koordinierten Mg-Position übereinstimmt. In LAZ-bl dominiert mit 93.6(2) % ebenfalls Fe<sup>2+</sup> auf der Mg-Position, die QS ist allerdings auf 3.302(1) mms<sup>-1</sup> reduziert, was mit dem häufig beobachteten inversen Trend für Fe<sup>2+</sup>, zunehmende Polyederverzerrung = sinkende QS, korreliert. Mit einer QS und Isomeriewerschiebung von 0.60(1) bzw. 0.385(8) mms<sup>-1</sup> ist Fe<sup>3+</sup> mit 6.4(3) % nachweisbar. Da diese Resonanzwerte einer Platznahme von Fe<sup>3+</sup> auf der oktaedrisch koordinierten Al-Position entsprechen [5], ergibt sich für LAZ-bl die Strukturformel  $^{VI}(\text{Mg}_{0.87}\text{Fe}^{2+}_{0.14})^{VI}(\text{Al}_{1.98}\text{Fe}^{3+}_{0.01})[\text{P}_{1.99}\text{O}_8](\text{OH})_{1.98}$ .

Die Zellparameter aus Rietveldverfeinerungen von Pulverdaten sind a = 7.1291(3), b = 7.2741(3), c = 7.1431(3) Å, β = 119.170 °, V = 323.44(2) Å<sup>3</sup> für LAZ-gr und a = 7.1331(5), b = 7.2790(5), c = 7.1467(5) Å, β = 119.160 °, V = 324.05(4) Å<sup>3</sup> für LAZ-bl. Die Verfeinerung der Einkristalldaten bestätigte die Ergebnisse von [6]. Die Struktur besteht aus Trimere flächenverknüpfter Al-Mg-Al Oktaeder, die über Wasserstoffbrückenbindungen zu Ketten entlang [110] angeordnet sind. Die Ketten wiederum sind über eckenverknüpfte P-Tetraeder verbunden. Wie zu erwarten, weisen in beiden Lazulithstrukturen die P-Tetraeder und Al-Oktaeder nahezu idente mittlere Bindungslängen auf (Δ = 0.001 Å). In Bestätigung der Ergebnisse der Mößbauer Spektroskopie läßt sich nur im zentralen Mg-Oktaeder eine Zunahme der anisotropen Verzerrung in Folge der Fe<sup>2+</sup> Substitution feststellen, z.B. Mg – OH in LAZ-gr 2.0767(7), in LAZ-bl 2.0820(6) Å. Der OH – H Abstand beträgt in beiden Varietäten 0.82(2) Å und die Wasserstoffbrückenbindung zum den benachbarten Trimer ist zweifach aufgespalten. Das entspricht den Beobachtungen der IR-Spektroskopie, die neben der OH-Bande bei 3404 cm<sup>-1</sup> eine Schulter bei 3464 cm<sup>-1</sup> erkennen läßt.

Das optische Absorptionsspektrum von LAZ-bl ist parallel Ny und Nz durch eine breite starke Bande bei 15000 cm<sup>-1</sup> dominiert, die durch Fe<sup>2+</sup>Fe<sup>3+</sup> IVCT verursacht wird. Das Polarisationsverhalten läßt sich zwanglos erklären, indem ein Fe<sup>2+</sup>Fe<sup>3+</sup> Paar benachbarte kantenverknüpfte Polyeder der Trimere besetzt. Weitere schwache Banden im Bereich zwischen 27300 und 22950 cm<sup>-1</sup> werden durch spin-verbotene Fe<sup>3+</sup> dd-Übergänge hervorgerufen, zwei Schultern bei 11665 und 9800 cm<sup>-1</sup> durch spin-erlaubte Fe<sup>2+</sup> dd-Übergänge.

Im Gegensatz dazu zeigt das Absorptionsspektrum von LAZ-gr wegen des kleineren Gesamteisengehaltes auch geringere Bandenintensitäten. Da außerdem der  $\text{Fe}^{3+}$ -Anteil am Fe-Gehalt in dieser Probe wesentlich kleiner ist als in den blauen Lazulithen, wird nur eine sehr schwache Bande bei  $15950\text{ cm}^{-1}$  aufgrund des  $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}$  IVCT beobachtet. Wegen der relativ geringen Intensität dieser Bande können in dieser Polarisationsrichtung nun aber die spin-erlaubten  $\text{Fe}^{2+}$  dd- Banden bei  $11450$  und  $9550\text{ cm}^{-1}$  ebenfalls beobachtet werden. Eine breite Bande bei  $25000\text{ cm}^{-1}$  wird einem  $\text{Fe}^{2+}\text{Ti}^{4+}$ -Ladungstransfer zugeordnet. Das Polarisationsverhalten parallel  $N_y$  und  $N_z$  unterstützt die Auffassung, daß  $\text{Ti}^{4+}$  bevorzugt auf der Al-Position eingebaut wird.

## Literatur

- [1] ANDRUT, M., HAMMER, V. M. F., LENGAUER, C. L., NTAFLLOS, T. & REDHAMMER, G. J. (2001): Schleifwürdiger grüner Lazulith aus Pakistan. - Z.Dt.Gemm.Ges. (im Druck).
- [2] CEMIC, L. & SCHMID-BEURMANN, P. (1995): Lazulite stability relations in the system  $\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{AlPO}_4$ - $\text{Mg}_3(\text{PO}_4)_2$ - $\text{H}_2\text{O}$ . - Eur.J.Mineral., 7, 921-929.
- [3] AMTHAUER, G. & ROSSMANN, G. R. (1984): Mixed valence of iron in minerals with cation clusters. - Phys.Chem.Minerals, 11, 37-51.
- [4] SCHMID-BEURMANN, P., KNITTER, ST. & CEMIC, L. (1999): Crystal chemical properties of synthetic lazulite-scorzalite solid-solution series. - Phys.Chem.Minerals, 26, 496-505.
- [5] REDHAMMER, G. J., TIPPELT, G., ROTH, G., LOTTERMOSER, W. & AMTHAUER, G. (2000): Structure and Mössbauer spectroscopy of barbosalite  $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_2[\text{PO}_4]_2(\text{OH})_2$  between 80 and 300 K. Phys.Chem.Minerals, 27, 419-429.
- [6] GIUSEPPEPPI, G. & TADINI, C. (1983): Lazulithe,  $\text{MgAl}_2[\text{PO}_4]_2(\text{OH})_2$ : structure refinement and hydrogen bonding. - N.Jb.Mineral.Mh., Jg.1983, 410-416.



**ABSORPTIONS- AND RAMAN SPECTROSCOPIC INVESTIGATIONS OF SYNTHETIC  
COBALT-BOUSSINGAULTITE (PICROMERITE GROUP),  $(\text{NH}_4)_2\text{Co}(\text{SO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ :  
REFINEMENT OF SUPERPOSITION MODEL (SM) PARAMETERS FOR  $\text{Co}^{2+}$**

by

**M. Andrut, B. Hertweck & M. Wildner**

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

Crystals of cobalt-boussingaultite  $(\text{NH}_4)_2\text{Co}(\text{SO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$  up to several mm in size were obtained by controlled evaporation of an aqueous solution of an equimolar mixture of  $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$  and  $\text{CoSO}_4$  at 293K. The transparent crystals are orange-red in colour and exhibit weak pleochroism in polarized light.

Cobalt-boussingaultite belongs to the picromerite group,  $\text{A}^+_2\text{Me}^{2+}(\text{SO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ , with  $\text{A}^+ = \text{NH}_4^+$ , K, Cs, Tl and  $\text{Me}^{2+} = \text{Mg}$ , Co, Ni, Fe, Cu, Zn, V and Cd, crystallising in space group  $\text{P2}_1/\text{a}$ . The  $\text{Me}^{2+}$  cations are sixfold coordinated to oxygen atoms of the water molecules. A recent structure refinement of  $\text{K}_2\text{Co}(\text{SO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$  by KIRFEL et al. [1] reveals that the  $\text{Co}^{2+}$  cation is [2+4] coordinated, thus forming a pseudo-tetragonal compressed octahedron, whereas the  $\text{SO}_4$  tetrahedron is only slightly distorted.

Corresponding polyhedral distortions could also be detected in  $(\text{NH}_4)_2\text{Co}(\text{SO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$  by spectroscopic methods: single crystal Raman measurements in the range 100 to 4000  $\text{cm}^{-1}$  were conducted with a Renishaw RM 1000 spectrometer equipped with a Leica DMLM series microscope. The spectra were excited with the  $\text{Ar}^+$  488 nm line. Raman lines (in  $\text{cm}^{-1}$ ) caused by the  $\text{SO}_4$  group are observed at 455 ( $\nu_2$ ), 622 ( $\nu_4$ ), 982 ( $\nu_1$ ), and in the range 1068 - 1150 ( $\nu_3$ ). Bands at 1425 and 1675  $\text{cm}^{-1}$  are assigned to the normal modes  $\nu_4$  and  $\nu_2$ , respectively, of the ammonium ion. Its fundamentals  $\nu_1$  and  $\nu_3$  are superimposed by stretching frequencies of the water molecules in the spectral range 3100 to 3400  $\text{cm}^{-1}$ .

IR absorption powder spectra were measured in the spectral range 350 to 4000  $\text{cm}^{-1}$  under vacuum using a Bruker IFS 66v/S FTIR-spectrometer. Bands were assigned as follows: 613, 639  $\nu_4(\text{SO}_4)$ ; 1097, 1143  $\nu_3(\text{SO}_4)$ ; 1400, 1428, 1470  $\nu_4(\text{NH}_4^+)$ ; 2850  $2\nu_4(\text{NH}_4^+)$ . The fundamental  $\nu_3(\text{NH}_4^+)$  which is expected at  $\sim 3200 \text{ cm}^{-1}$  is again superimposed by stretching frequencies of the water molecules (3000 - 3500  $\text{cm}^{-1}$ ). The  $\text{H}_2\text{O}$  combination modes are centred around 4800  $\text{cm}^{-1}$ .

In order to provide new Superposition Model (SM) parameters [cf. e.g. 2] for the  $\text{Co}^{2+}$  cation, polarized single crystal UV-VIS absorption spectra were measured at room temperature in the spectral range between 35000  $\text{cm}^{-1}$  and 4000  $\text{cm}^{-1}$  on the Bruker IFS 66v/S FTIR-spectrometer using the attached mirror optics microscope IRscopeII.

The optical spectra are characterised by two main regions of absorption around  $8200\text{ cm}^{-1}$  and  $18000\text{--}22000\text{ cm}^{-1}$  which are correlated predominantly with spin-allowed d-d transitions from the ground state  ${}^4T_{1g}({}^4F)$  to the  $\rightarrow {}^4T_{2g}({}^4F)$  and  $\rightarrow {}^4T_{1g}({}^4P)$  states in ideal octahedral  $O_h$  symmetry, respectively. A weak and broad band at  $\sim 16500\text{ cm}^{-1}$  is attributed to the spin-allowed  ${}^4T_{1g}({}^4F) \rightarrow {}^4A_{2g}({}^4F)$  transition which in the strong field limit represents an electronically forbidden two-electron jump ( $t_{2g}^5e_g^2 \rightarrow t_{2g}^3e_g^4$ ) with low probability [e.g. 3]. The observed splitting and structure of the intense VIS band system indicates on one hand the tetragonal perturbation of the octahedral crystal field, on the other hand the significant contribution of intensity enhanced spin-forbidden quartet  $\rightarrow$  doublet transitions and further splitting due to spin-orbit coupling. Preliminary SM calculations, based on the octahedral geometry of the potassium compound [1], indicate that both 'intrinsic' SM parameters  $\bar{B}_k$  for  $(\text{NH}_4)_2\text{Co}(\text{SO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$  will be comparable to those extracted previously for  $\text{Co}(\text{OH})_2$  ( $\bar{B}_4 = 5320$ ,  $\bar{B}_2 = 3900\text{ cm}^{-1}$ ) [4], i.e.  $\bar{B}_4$  is somewhat higher than refined for  $\text{Li}_2\text{Co}_3(\text{SeO}_3)_4$  ( $\bar{B}_4 = 4740\text{ cm}^{-1}$ ) [5]. This corresponds to the expectations in that  $\text{H}_2\text{O}$  as well as  $\text{OH}^-$  molecules occupy similar positions in the spectrochemical series of ligands, whereas it has been shown that oxygen atoms of  $\text{SeO}_3^{2-}$  groups consistently have a comparatively low position within the series of oxygen based ligands [6]. In order to obtain 'correct' global SM parameters for a particular  $3d^N$  cation in coordination to varying or mixed ligands, a slight modification of the Superposition Model formalism is currently proposed and tested [7].

## References

- [1] KIRFEL, A., KLAPPER, H., SCHÄFER, W. & SCHWABENLÄNDER, F. (1998): The crystal structure of Tutton's salt type  $\text{K}_2[\text{Co}(\text{H}_2\text{O})_6](\text{SO}_4)_2$ . A combined X-ray and neutron study. - *Z Kristallogr.*, 213, 456-460.
- [2] NEWMAN, D. J. & NG, B. (1989): The superposition model of crystal fields. - *Rep Prog Phys*, 52, 699-763.
- [3] LEVER, A. B. P. (1984): *Inorganic electronic spectroscopy*. - 2nd ed. Amsterdam, Oxford, New York, Tokyo, Elsevier.
- [4] ANDRUT, M. & WILDNER, M. (2001): Superposition Model analysis from polarised electronic absorption spectra of  $\text{Co}^{2+}$  in trigonally distorted octahedra in brucite-type  $\text{Co}(\text{OH})_2$ . - *J Phys Cond Matter* (submitted).
- [5] WILDNER, M. & ANDRUT, M. (1999): Crystal structure, electronic absorption spectra, and crystal field superposition model analysis of  $\text{Li}_2\text{Co}_3(\text{SeO}_3)_4$ . - *Z Kristallogr.*, 214, 216-222.
- [6] WILDNER, M. (1998): Beiträge zur Kristallchemie von Sauerstoffsalzen der Übergangsmetalle mit  $3d^3$  ( $\text{Cr}^{3+}$ ,  $\text{Mn}^{4+}$ ) und  $3d^7$  ( $\text{Co}^{2+}$ ) Elektronenkonfiguration unter besonderer Berücksichtigung der Korrelation von strukturellen Details mit UV-VIS-spektroskopischen Daten. - Habilitation thesis, Vienna university.
- [7] WILDNER, M. & ANDRUT, M. (2001): Synthetic cobaltomenite,  $\text{CoSeO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , and related Co-compounds as model phases for the application of the Superposition Model (SM) of crystal fields in geosciences. - *Mitt Österr Min Ges*, 146 (this volume).

DISCRIMINATION BETWEEN SEA WATER AND FRESH WATER  
TISSUE GRAFT CULTURED PEARLS BY EPR

by

**A. Banerjee<sup>1</sup> & H. Rager<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Institute of Geosciences  
Mainz University, D-55099 Mainz, Germany

<sup>2</sup>Institute of Crystallography  
Marburg University, D-35032 Marburg, Germany

As known pearls are produced in certain molluscs under some favourable circumstances by accumulation of nacre around a foreign matter, that has become lodged inside the shell. According to the habitat of the molluscs there are two kinds of pearls, e.g. fresh water and sea water pearls. While natural pearls are formed by accidental entry of a foreign matter inside the body of pearl-producing molluscs, cultured pearls are grown artificially in molluscs under controlled environmental conditions, after the insertion either of a mother-of-pearl bead or of a tissue graft as nucleus. Pearls grown by the first method are commercially known as bead nucleated cultured pearls and those grown by the second method are called tissue graft cultured pearls.

Besides natural pearls cultured pearls from sea water as well as from fresh water are offered in the market. In the last years the quality and size of cultured pearls have been improved to such an extent, that X-ray radiography, which is the mostly used diagnostic tool for testing of pearls, fail to distinguish between natural and cultured pearls. Moreover this method can not be successfully applied to make distinction between sea water tissue graft cultured pearls and fresh water tissue graft cultured pearls of larger sizes, as the growth structure inside the pearls can not be recognised properly in their radiographs due to the thickness of the pearl substance. These problems can be solved only by more sophisticated tools like EPR. The purpose of the present paper is to show that natural and cultured sea water pearls can be distinguished from natural and cultured fresh water pearls by EPR according to their Mn<sup>2+</sup> content.

The following whole pearls and fragments of pearls were investigated by EPR:

(1) a natural sea water pearl, (1a) a natural freshwater pearl, (2) a Chinese freshwater tissue graft cultured 'biwa' pearl, (3) a fragment of a nacreous layer taken from a Mabe South-sea cultured pearl, (4) a tissue graft South-sea cultured 'keshi' pearl and (5) a fragment of a nacreous layer taken from a bead nucleated South-sea pearl. In addition to the samples mentioned above, two crystals, e.g. an aragonite crystal from Aragon (Spain) and a calcite crystal from Island, both of which contained manganese as trace element, as proved by electron microprobe analyses, were also measured as standards in order to compare their EPR-spectra with those of biogenic aragonite and calcite originating from pearls.

The EPR measurements were performed both at room temperature and at low temperature using an Oxford EPR 900 A cryostat. The spectra were taken with a Varian X-band spectrometer and 100 kHz modulation. The external magnetic field could be varied between 0 and 1 T and was monitored by a gaussmeter (Bruker BH 15). At room temperature the resonance frequency was about 9.51 GHz and around 50 K about 9.24 GHz. The frequency was measured by a frequency counter (HP 5340).

The results of the EPR investigation of the samples (1 to 5) are shown in Table 1.

No.	Signal due to Mn <sup>2+</sup>	single line at g=1.999
1		++
1a	++	not observable
2	++	not observable
3		++
4		++
5		?

(++) = strong and (--) = absent

Table 1  
EPR signals of pearls.

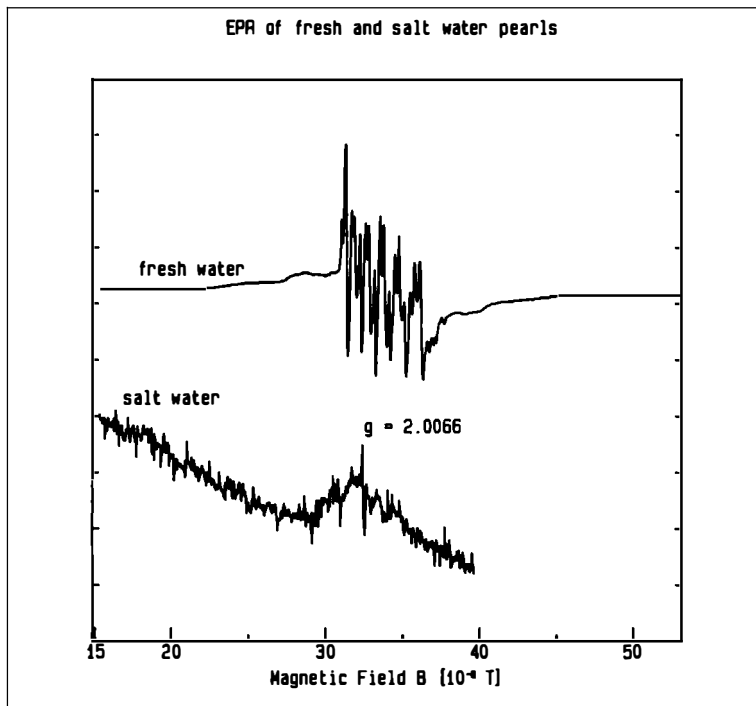


Fig. 1  
EPR-spectra of pearls: fresh water pearl (above) and salt water pearl (below).

EPR spectra of pearls are characterised either by a  $\text{Mn}^{2+}$  EPR pattern or by a single EPR line at  $g_{\text{eff}} = 2.0066$ . The later is of low intensity and could only be detected in samples without  $\text{Mn}^{2+}$  EPR pattern. Its effective  $g$ -value indicates an electronic defect but a more exact cause of this effect can be given only after further studies. The  $\text{Mn}^{2+}$  EPR powder pattern ranges from approximately 0.25 to approximately 0.4 T.

Decreasing the temperature down to 50 K no new ESR spectrum or no new line appears in the spectra and the  $\text{Mn}^{2+}$ -EPR does not exhibit any change with respect to room temperature spectrum except the increase of intensity. The signal at  $g_{\text{eff}} = 2.0066$  could only be detected in distinct layers of pearls. Crushing the pearl, layers of different thickness and slightly different tinge can be distinguished from one another. It was found that the single EPR line is rather present in thin and transparent layers than thick and slightly coloured layers. All freshwater pearls exhibit a  $\text{Mn}^{2+}$ -EPR spectrum, whereas the EPR spectra of sea water pearls do not (Fig. 1).

TRANSMISSION ELECTRON MICROSCOPY ON ECLOGITES FROM THE  
LOWER SCHIST COVER AND THE ECLOGITE ZONE (TAUERN WINDOW, AUSTRIA)

by

E. B. Barnert<sup>1</sup>, W. F. Müller<sup>1</sup>, E. Schmädicke<sup>1,2</sup> & G. Franz<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Institut für Mineralogie

Technische Universität Darmstadt, Schnittspahnstrasse 9, D-64287 Darmstadt

<sup>2</sup>Institut für Geologie und Mineralogie

Universität Erlangen, Schloßgarten 5a, D-91054 Erlangen

<sup>3</sup>Institut für Angewandte Geowissenschaften

Technische Universität Berlin, Strasse des 17. Juni, D-10623 Berlin

We are studying the microstructure of the mineral constituents of eclogites from the Tauern Window, Austria, by transmission electron microscopy (TEM). The eclogites occur in two different units: the Lower Schist Cover and the Eclogite Zone, where they experienced a different thermal and mechanical history.

**a) Lower Schist Cover:** Most of our studies have been made on TEM specimens of sample LT 26c-87, locality Frosnitzal, Keespöllach [1]. Mineral chemistry, phase relations and geothermometry point to low formation temperatures (400 - 500°C) at 8 - 12 kbar [1]. The eclogites formed from rocks of basaltic composition during the Silurian subduction about 420 Ma ago [2]. Omphacite (Omp), barrosite (Bst), glaucophane (Gln), albite, muscovite, paragonite, garnet, epidote, rutile, and titanite were seen in the TEM. The rock was heavily deformed as revealed by high densities of dislocations in Omp and amphibole; dislocations in the other minerals were rarely encountered.

Omphacite: Structurally, it is almost always characterized by a primitive Bravais lattice. Most grains contain rather small (around 50 nm in size) equiaxed roundish antiphase domains (APDs) with the displacement vector  $1/2[110]$  (for literature on omphacite, see [3], [4]). Their small size is well in agreement with their formation at low temperatures. Occasionally, within the same grain, areas a few  $\mu\text{m}$  in width occur which are free or nearly free of antiphase domain boundaries (APBs). Faults parallel to (010) up to 1  $\mu\text{m}$  in length are probably chain multiplicity faults (CMFs). The partial dislocations at their ends have the Burgers vector  $b$  parallel to [101] or [-101]. The CMFs may have been formed by the dissociation reaction  $[001] = 1/2[101] + 1/2[-101]$  (cf. [5]). Recovery processes are evident from frequent low angle grain boundaries (LAGB). Rather conspicuous are dynamically recrystallized Omp grains, ca. 5  $\mu\text{m}$  in size, free of dislocations, which grow into the heavily deformed Omp matrix with a dislocation density up to  $10^{14} \text{ m}^{-2}$ . The size of the APDs in the recrystallized grains was also around 50 nm. Lamellar Bst precipitates near (010), 0.5  $\mu\text{m}$  in width and a few  $\mu\text{m}$  long, were seen in a grain with frequent CMFs and LAGBs subparallel to (010); the lattices of Bst and Omp share (010) and  $(10^{-1})$ .

Wavy exsolution lamellae on (100) occurred in Omp of more Fe-rich composition in a specimen of the same thin section, but in another layer of the banded eclogite (see [1]).

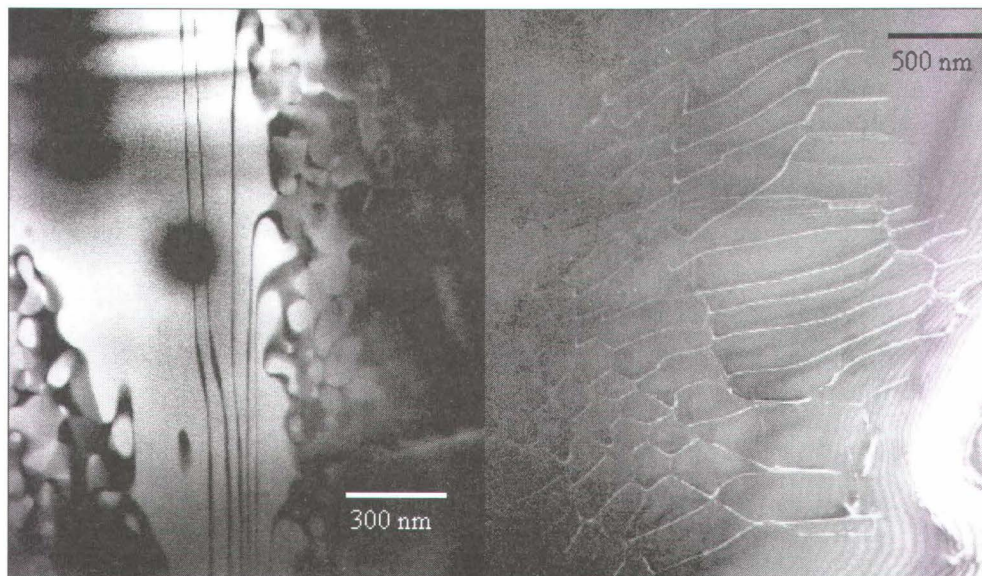
Amphibole: Bst is characterized by the occurrence of CMFs parallel to (010). Densities up to about  $45 \mu\text{m}^{-1}$  (measured along a line of about  $1 \mu\text{m}$  length perpendicular to (010)) have been noted. Gln does not show CMFs.

Epidote: The only one epidote studied so far contained a wedge-shaped twin lamella, from about  $0.1 \mu\text{m}$  to  $0.2 \mu\text{m}$ , according to the twin law  $m$  parallel to (100).

Titanite: Titanite was encountered as sub-idiomorphic inclusions of a few to several  $\mu\text{m}$  in size in Omp. Electron diffraction patterns showed the absence of reflections of the type  $k + 1$  odd and streaks parallel to  $b^*$ . According to [6], the space group  $A2/a$  is attained when  $> 4$  mole percent of Ti is substituted by Al and Fe, as is the case in our titanite.

Mica: In one case, a mica with about the same amount of Na and K was found, which is perhaps a paragonite/muscovite intergrowth in the unit cell range.

**b) Eclogite Zone:** Samples "Gatter" and "Knappenhaus" (Frosnitzal, [7]), geothermo-barometry:  $550 - 630^\circ\text{C}$ ,  $\sim 20$  kbar [8]. Omp-1, Omp-2, Grt, Gln, Tr, Ab, Tlc, Qtz, Ms, Pg, Ky, Ep, Czo, Dol, Mgs, Rt and Zr were identified by polarising microscopy, electron microprobe analysis and analytical TEM, in terms of selected area electron diffraction (SAED) and energy dispersive x-ray microanalysis (EDX). Omp shows APDs which are partially coarsened. The average diameter of the domains is  $80 - 200$  nm in both specimens which is in agreement with eclogites taken from the neighbouring Dorfer- and Timmeltal ( $50 - 200$  nm, samples from T.J.B. Holland) described by CARPENTER [3]. Most APDs are equiaxed, their APBs smoothly curved. Occasionally, APBs parallel to (010) occur which are surrounded by a zone without APBs (Fig. 1).



*Fig. 1*  
*Dark field image of omphacite-2 with APB's parallel (010) (Eclogite Zone).*

*Fig. 2*  
*Weak beam dark field image of a dislocation network in omphacite-2 (Eclogite Zone).*

We found the (010) APBs in contact with and as a continuation of the equiaxed APBs. The area with the oriented APBs does not exhibit chemical differences to the other APBs as verified by EDX. The (010) APBs in Fig. 1 seem to be induced by a sinistral shear deformation of the crystal. Perhaps these APBs can be used as an intracrystalline "micro-shear sense indicator"

The SAED patterns of lamellae parallel to (100), where maximum splitting of reflections in a\*-direction occurs, can be interpreted as twin or exsolution lamellae. The lamellae show pressure shadows due to deformation twinning. In case of exsolution, omp should decompose into jadeite and augite. We observed, however, APBs in and around the lamellae, crossing the lamellae without being influenced by them. Hence, these are twin lamellae which seem to have been formed by a deformation process before the APD-building phase transition C2/c to P2/n took place. The dislocation network (Fig. 2, note split dislocations!) is a result of dynamic recovery processes, probably during lasting deformation (dynamic recovery). We did not observe any interaction between the dislocations and the APBs. Epitaxial intergrowth parallel (001) between omp and tremolite is determined by SAED patterns. Epitaxial overgrowth of clinopyroxene with tremolite is a typical retrograde phenomenon. This is another argument for tremolite as a post eclogitic amphibole and not being part of the primary assemblage.

## References

- [1] ZIMMERMANN, R. & FRANZ, G. (1988): Die Eklogite der Unteren Schieferhülle; Frosnitzal/Südvenediger (Tauern, Österreich). - Mitt. österr. geol. Ges. 81: 167-188.
- [2] VON QUADT, A., GÜNTHER, D., FRISCHKNECHT, R., ZIMMERMANN, R. & FRANZ, G. (1997): The evolution of the pre-Variscan eclogites of the Tauern Window (Eastern Alps): A Sm/Nd-, conventional and Laser ICP-MS zircon U-Pb study. - Schweiz. Min. Petrogr. Mitt. 77: 265-279.
- [3] CARPENTER, M. A. (1981): Omphacite microstructures as time-temperature indicators of blueschist- and eclogite-facies metamorphism. - Contrib. Mineral. Petrol. 78: 441-451.
- [4] BRENKER, F. E. (1998): Mikrogefügethermochronometrie für Eklogite. - Diss., FB 17, Univ. Frankfurt/ M.
- [5] SKROTZKI (1995): Dislocation dissociation in chain silicates. - Plastic Deformation of Ceramics (R.C. BRADT et al., eds.): 75-86, Plenum Press, New York
- [6] HIGGINS, J. B. & RIBBE, P. H. (1976): The crystal chemistry and space groups of natural and synthetic titanites. Amer. Mineral. 61, 878-888.
- [7] THOMAS, S. & FRANZ, G. (1988): Klufminerale und ihre Bildungsbedingungen in Gesteinen der Eklogitzone/ Südvenediger-Gebiet (Hohe Tauern, Österreich). - Mitt. österr. geol. Ges. 81: 189-218.
- [8] KURZ, W., NEUBAUER, F. & DACHS, E. (1998): Eclogite meso- and microfabrics: implications for the burial and exhumation history of eclogites in the Tauern Window (Eastern Alps) from P-T-d paths. - Tectonophysics 285: 183-209.



KATHODOLUMINESZENZ-UNTERSUCHUNGEN AUSGEWÄHLTER MINERALPHASEN  
MITTELS RÜCKSTREUELEKTRONENDETEKTOR: EINE REM-STUDIE

von

**F. Brandstätter**

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

**Einleitung**

Die Untersuchung der Kathodolumineszenz (KL) von Mineralen ist eine Standardmethode, die in vielen Bereichen der Geowissenschaften eingesetzt wird [1]. Allen KL-Geräten gemeinsam ist eine Elektronen emittierende Kathode und ein für den Nachweis der Lumineszenzstrahlung geeigneter Detektor. In der konventionellen KL-Mikroskopie wird entweder eine "Kaltkathode"[2] oder eine "Heißkathode" [3] mit einer lichtmikroskopischen Einheit kombiniert. Eine weitere Gerätekonfiguration, die von diversen Herstellerfirmen standardmäßig angeboten wird, ist die Anbindung einer KL-Einheit an ein Rasterelektronenmikroskop (REM). Bei der letztgenannten Gerätekombination können die Vorteile des REM (insbesondere die hohe Ortsauflösung des Elektronenstrahls) mit den Möglichkeiten des jeweiligen Lumineszenzdetektors verknüpft werden. Zusätzlich können in situ im mm- bis  $\mu\text{m}$ -Bereich Rasteraufnahmen des KL-Signals mit anderen Probensignalen (z. B. Sekundärelektronen, Rückstreuelektronen (BSE) oder charakteristischer Röntgenstrahlung) verglichen werden. Bei REM-Untersuchungen wird der Materialkontrast einer Probe meistens mittels BSE bestimmt. Der Nachweis der rückgestreuten Elektronen erfolgt dabei durch Halbleiterdetektoren oder Detektoren, die aus einer Szintillator-Photomultiplier-Kombination bestehen. Die letztgenannte Detektorvariante enthält den lichtempfindlichen Photomultiplier und sollte somit prinzipiell auch zum Nachweis von KL-Strahlung geeignet sein.

Im folgenden wird gezeigt, daß – unter bestimmten Voraussetzungen – mit einem konventionellen BSE-Detektor die in einer Mineralprobe angeregte KL-Strahlung nachgewiesen werden kann.

**Experimentelles**

Diese Studie wurde mit einem JEOL JSM-6400 Rasterelektronenmikroskop (Meßbedingungen: 15 kV Beschleunigungsspannung; 1.2 - 1.5 nA Strahlstrom) durchgeführt. Das REM ist mit zwei BSE-Detektoren ausgestattet: (i) einem zweigeteilten Halbleiterdetektor und (ii) einem Szintillator-Photomultiplier ROBINSON Detektor (RB), der im Rahmen dieser Arbeit versuchsweise als KL-Detektor eingesetzt wurde. Ein mit dem REM kombiniertes KL-System (OXFORD MonoCL 2) wurde dazu verwendet, die mittels RB-Detektor erhaltenen und fotografisch dokumentierten KL-Aufnahmen in situ mit "echten" KL-Aufnahmen zu vergleichen. Zur Untersuchung wurden polierte und mit Kohlenstoff bedampfte Proben von Diamant, Fluorit, Benitoit und Zirkon verwendet.

## Ergebnisse

Bei allen untersuchten Proben konnten die mittels des KL-Systems erhaltenen KL-Aufnahmen in reproduzierbarer Weise auch mit dem RB-Detektor nachgewiesen werden.

Beim REM ist die Ausbeute an rückgestreuten Elektronen - und somit die Intensität des BSE-Signals- mit der mittleren Ordnungszahl ( $Z_m$ ) der Probe positiv korreliert. Der RB-Detektor sollte daher vor allem bei jenen Mineralen als KL-Detektor einsetzbar sein, die (i) ein niederes  $Z_m$  und eine kräftige Lumineszenz aufweisen oder (ii) bei höherem  $Z_m$  chemisch möglichst homogen sind. Für Möglichkeit (i) ist Diamant ein optimaler Kandidat. Von mehreren Diamantproben wurden Lumineszenzfotos von kristallographisch orientierten Wachstumszonen aufgenommen. Aus diesen Aufnahmen (Abb. 1, 2) ist ersichtlich, daß KL- und RB-BSE-Detektor durchaus vergleichbare Resultate ergeben.

Abb. 1  
Kristallographisch orientierte Wachstumsbereiche in natürlichem Diamant.  
REM-Aufnahme,  
KL-Detektor,  
Bildbreite 0.23 mm.

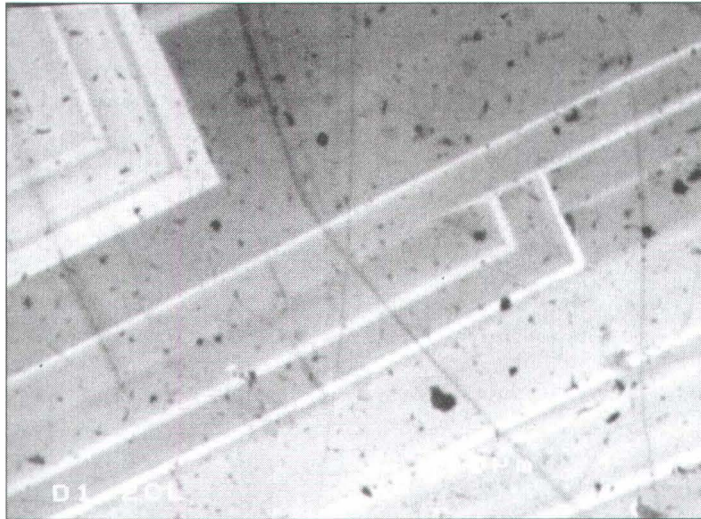
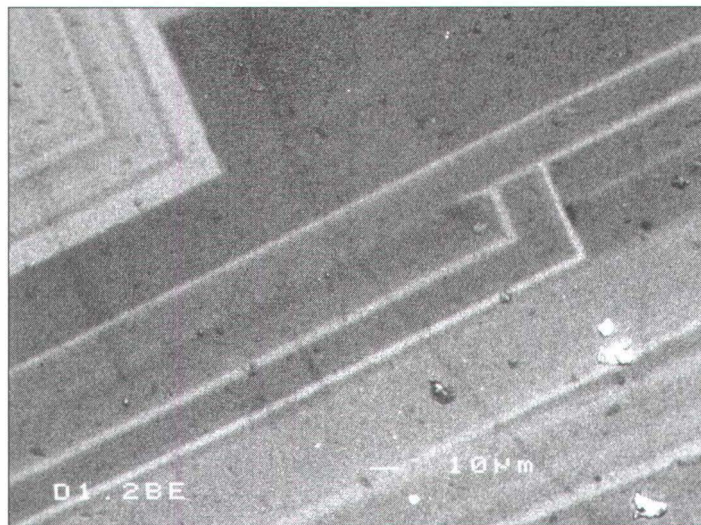


Abb. 2  
Kristallographisch orientierte Wachstumsbereiche in natürlichem Diamant.  
REM-Aufnahme,  
RB-BSE-Detektor.,  
Bildausschnitt wie in Abb. 1.



Ebenso zeigten Proben von Fluorit und Benitoit, die im BSE-Bild (Halbleiterdetektor) eine homogene Beschaffenheit aufwiesen, im RB-BSE-Bild Intensitätsverteilungen, die eindeutig den entsprechenden KL-Aufnahmen zuordenbar sind.

Ein Mineral mit kräftiger Lumineszenz und chemisch inhomogenem Aufbau ist der Zirkon, dessen Morphologie und Zonarbau – wegen seiner Bedeutung für die Geochronologie – in zahlreichen Publikationen beschrieben wurde. Bei kombinierten Untersuchungen von Zirkonen mittels KL- und BSE-Detektor ergab sich stets eine negative Korrelation von  $Z_m$  und Kl-Intensität. Diese Antikorrelation zwischen Chemismus und Lumineszenzintensität zeigte sich in den RB-BSE-Aufnahmen dadurch, daß diese – im Vergleich zu den Halbleiter-BSE-Aufnahmen – eine merkliche Kontrastminderung aufwiesen. RB-BSE-Aufnahmen von Zirkon können somit als Resultat der Überlagerung von KL-Signal und antikorreliertem BSE-Signal interpretiert werden.

### **Literatur**

- [1] PAGEL, M. et al. [Hrsg.] (2000): Cathodoluminescence in Geosciences. - Springer-Verlag: 514 S.
- [2] MARSHALL, D. J. (1988): Cathodoluminescence of Geological Materials. - Allen & Unwin: 146 S.
- [3] GÖTZE, J. (1998): Principle and advantages of cathodoluminescence microscopy. -European Microscopy and Analysis, September Vol.: 21-23.

MINERALOGY OF EXTREMELY FRACTIONATED PHOSPHORUS-RICH GRANITE –  
PODLESI, CZECH REPUBLIC

by

**K. Breiter<sup>1</sup> & F. Koller<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Czech Geological Survey  
Geologická 6, CZ-15200 Praha 5

<sup>2</sup>Institut für Petrologie  
Universität Wien, Geozentrum, Althanstrasse 14, A-1090 Wien

The Podlesí granite system represents one of the best known examples of a highly fractionated peraluminous fluorine- and phosphorus-rich Li, Rb, Sn, W, Nb, Ta-bearing granite. Well exposed outcrops and several drillings from this granite define an outstanding object for study of nature and structural evolution of P-rich granite.

**Geological setting**

The Podlesí granite system (0.1 km<sup>2</sup>) is situated in the western part of the Krušné Hory Mts., Czech Republic. It is the youngest intrusion of the multistage late-Variscan peraluminous tin-specialised Eibenstock-Nejdek pluton.

The main rock type is an albite-protolithionite-topaz granite (stock granite). Within a depth of 40 - 100 m the stock granite is intercalated by flat layers of albite-zinnwaldite-topaz granite (dyke granite).

Prominent manifestation of unidirectional solidification textures (UST) has been recently found in the upper part of a major flat dyke. Individual Q-Afs laminae are separated by comb quartz layers and/or by layers of oriented fan-like zinnwaldite aggregates. Two pegmatite-like layers with oriented megacrysts of Kfs up to 6 cm long have been found in the uppermost part of the dyke. The UST consist also of crenulated quartz layers, segregations of Mn-rich apatite and small pegmatite pods

Both types of granites were later transformed into greisen but only a in small scale: the dyke granite was transformed to massive mica-poor quartz-topaz greisen, the stock granite into joint-related mica-rich quartz-biotite-apatite-topaz greisen.

**Li-F-rich micas**

Micas are the best mirror of evolution of crystallising melt and/or fluids interaction. Magmatic fractionation from the biotite granite of the Eibenstock-Nejdek pluton through the stock granite to the dyke granite is well documented by enrichment of fluorine and lithium (and also of Rb and Cs) in the micas: they range from Li-biotite through protolithionite to zinnwaldite (Fig. 1).

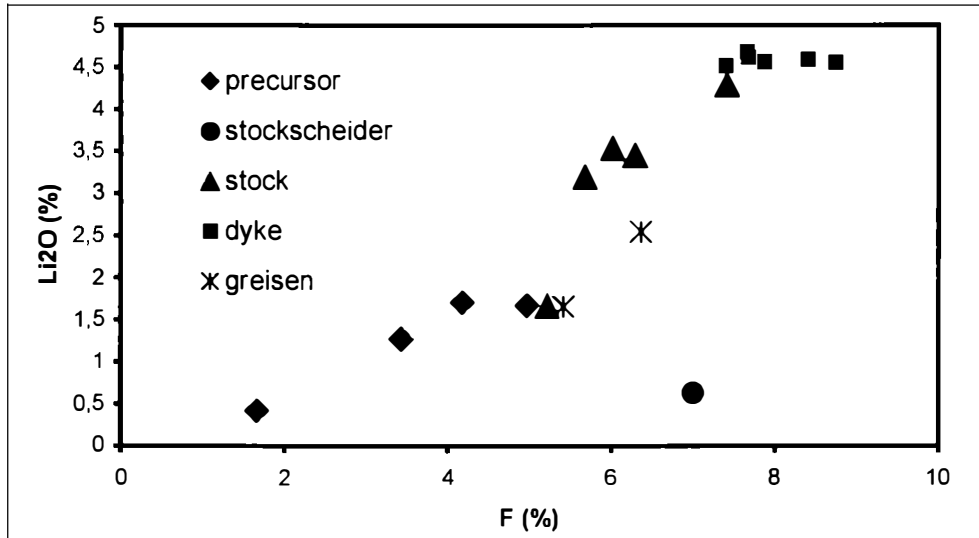


Fig. 1

The  $\text{Li}_2\text{O}$  vs.  $F$  relations in micas from Podlesí (chemical analyses of mineral concentrates, laboratory of Czech Geological Survey, Praha). Precursor – biotite granite of the Nejdek massif foregoing the Podlesí intrusion, stockscheider – border pegmatite, stock – stock granite, dyke – dyke granite, greisen – dark mica-rich greisen.

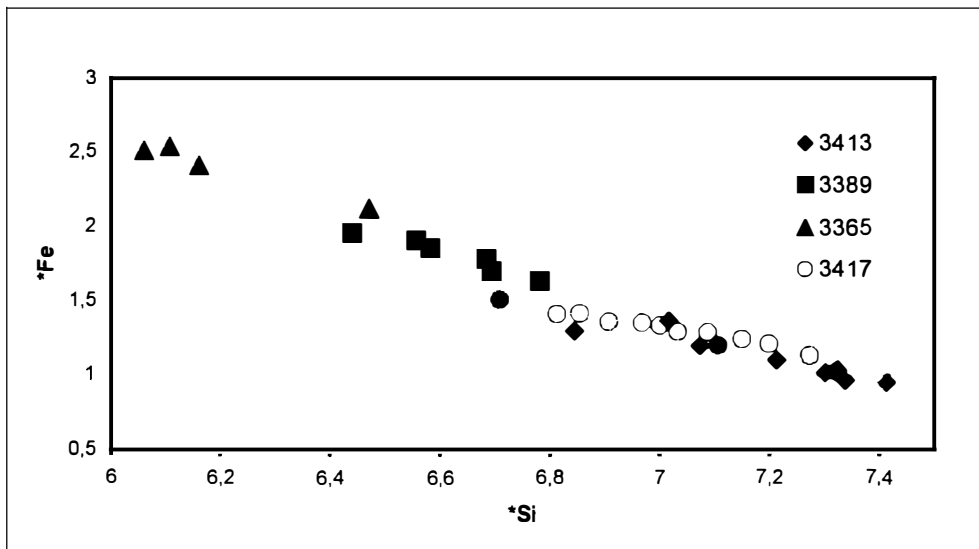


Fig. 2

$\text{Si}$  vs.  $\text{Fe}$  plot for Li-rich micas from the Podlesí intrusion (expressed in atoms per formula unit). 3365 – dark mica-rich greisen, 3389 – light mica-poor greisen, 3413 – dyke granite, 3417 – dyke granite with the UST. (EMPA analyses in University Wien).

During greisenisation, again protolithionite and biotite appear in greisens. This documents that the F- and mainly Li-contents of micas decrease with decreasing temperature in fluids during greisenisation stage. This is well documented also by the decrease of Si and the increase of Fe in structural formulae of the micas (Fig. 2).

### **Feldspars**

Alkali feldspars are generally rich in phosphorus (1 - 2 wt.% of  $P_2O_5$ ) and rubidium (0.2 - 0.5 wt.% of Rb). They are often distinctly zoned. Rubidium is firmly bound in the Kfs-lattice and preserves well its magmatic signature during post-magmatic processes. In contrast, phosphorus can be easily released from the feldspar lattice and the P-content serves as a sensitive indicator of the late- and/or post-magmatic fluid-related reactions.

### **Apatite**

Apatite is full-saturated in fluorine. The Mn-content significantly increase during magmatic evolution (up to 3.5 wt.% of MnO) and decrease later during greisenisation.

### **Topaz**

Topaz is also close to the F-endmember. Often we found unexpected contents of phosphorus, locally reaching up to 0.3 - 0.4 wt.% of  $P_2O_5$ .

### **Conclusions**

The high grade of fluorine saturation in micas, topaz and apatite and the high content of phosphorus in alkali feldspars prove the unusually high concentration of F and P in the crystallising melt. High amount of phosphorus in the melt seems to favour also the incorporation of P into the crystal lattice of topaz. The contents of rubidium in the Kfs preserve well its magmatic signature during post-magmatic processes. In contrast, phosphorus can be easily released from the feldspar and is a sensitive indicator of the late- and/or post-magmatic fluid-related reactions forming greisens.

### **Acknowledgement**

The paper was supported by T. Ntaflou (University Wien) with his help during microprobe work.

**GEOLOGICAL MAPPING OF THE TWO-MICA GRANITES  
IN THE WEITRA – NOVÉ HRADY AREA**

by

**K. Breiter<sup>1</sup> & S. Scharbert<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Czech Geological Survey  
Geologická 6, CZ-15200 Praha 5

<sup>2</sup>Geologische Bundesanstalt  
Rasumovskygasse 23, A-1031 Wien

Geological maps published by the Czech and Austrian Geological Services differ significantly in the interpretation of the internal structure of the South Bohemian Pluton in the Weitra–Nové Hradý area. "Eisgarn" type granite of the Austrian map comprises all varieties of two-mica granites while on the Czech maps the "Mrákotín" type granite and several types of coarse-grained granites are distinguished. Thus, apart from fieldwork we undertook petrological and geochemical revision of the two-mica granites in the border area.

The following granite types have been distinguished within the area:

1. "Aussengranit" - fine-grained granites build up the external part of the pluton, often along the contact with the biotite bearing Weinsberg granite to the E, S and SW of Weitra. In Bohemia, an identical granite appears between the "Jelení hřbet" hill and Besednice. This granite is generally equigranular, only locally porphyritic (between Schwarzau and Pohorská Ves, Kfs up to 1 cm). The content of biotite is much higher than that of muscovite. This granite petrographically resembles the granite from Mrákotín in the northern part of the SBP and is chemically similar to the Číměř granite. Typical content of SiO<sub>2</sub> is 69 - 72 %, K<sub>2</sub>O reaches 5.2 - 5.5 %, Na<sub>2</sub>O 2.6 - 2.7 %, MgO 0.4 - 0.9 % and CaO 0.7 - 1.0 %.

2. Eisgarn granite s.s., a generally coarse-grained two-mica granite builds the central part of the area between Weitra and Nové Hradý. This body, similar to the Eisgarn body N of Gmünd, is chemically concentrically zoned with a less fractionated rim and more fractionated core. The core is enriched in Na, Rb, Li, F, and U. In the central part of this body, an intrusion of strongly fractionated muscovite granite occurs near Pyhrabruck [1]. The typical content of SiO<sub>2</sub> reaches 71 - 73 %, K<sub>2</sub>O 4.5 - 5.0 %, Na<sub>2</sub>O 3.0 - 3.3 %, MgO 0.2 - 0.4 % and CaO 0.5 - 0.8 %.

3. Fine- to medium grained biotite granite with high magnetic susceptibility crops out between the villages of Karlstift and Langschlag (Karlstift granite sensu KLOB [2]). Typical content of SiO<sub>2</sub> is only 67 - 69 %, K<sub>2</sub>O reaches 4.2 - 4.5 %, Na<sub>2</sub>O 3.2 - 3.4 %, MgO 0.8 - 1.3 % and CaO 1.9 - 2.9 %.

4. Fine-grained biotite granite was found in several areas near St. Martin and Nebelstein. Characteristic features of this granite are the high contents of Sr and Th and often displays also high magnetic susceptibility. This rock most likely does not belong to the family of Eisgarn granite s.l. Typical contents are: SiO<sub>2</sub> 71%, K<sub>2</sub>O up to 4.7 - 4.9 %, Na<sub>2</sub>O 2.9 - 3.1 %, MgO c.0.7 % and CaO 1.3 - 1.5 %.

5. A small body of pegmatoidal muscovite granite was found near the center of the St. Martin magnetic anomaly. This type of muscovite granite is, in contrast to muscovite granites accompanying the Eisgarn intrusion, geochemically primitive, more enriched in silica, but without any enrichment of F, Rb, Li, Sn, U etc. Typical contents are: SiO<sub>2</sub> up to 75 %, K<sub>2</sub>O 4.1 - 4.4 %, Na<sub>2</sub>O 3.3 - 3.6 %, MgO max. 0.1 % and CaO max. 0.5 %.

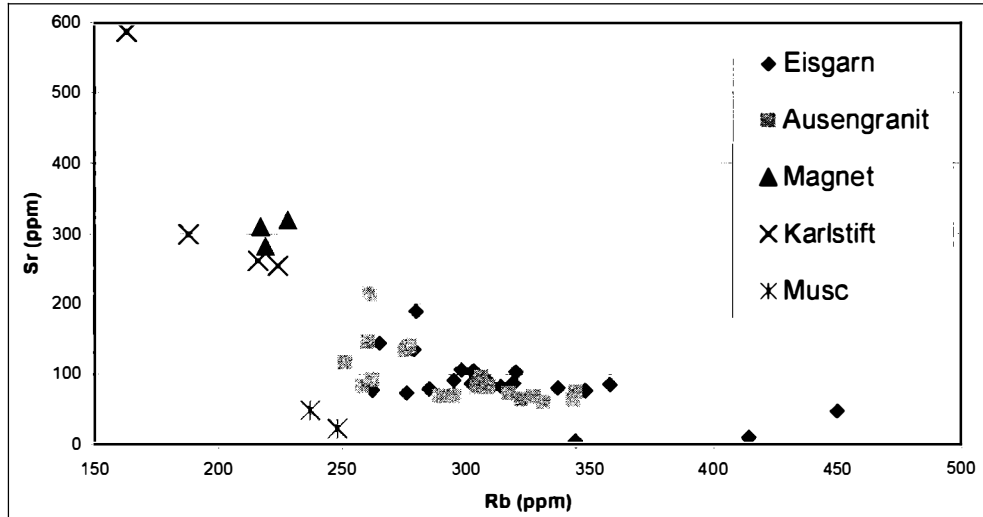


Fig. 1

The Rb-Sr plot of granites under investigation: Eisgarn – coarse-grained two-mica granites of Eisgarn type in central part of the pluton, Ausengranit – fine-grained granites in external part of the pluton, Magnet – biotite granites with elevated magnetic susceptibility from the area St.Martin-Nebelstein, Karlstift – biotite granite from the Karlstift area, Musc – muscovite granite from St. Martin magnetic anomaly.

#### Acknowledgement

This work was supported by Austrian-Czech agency ACTION.

#### References

- [1] BREITER, K. & SCHARBERT, S. (1998): Latest intrusions of the Eisgarn pluton (South Bohemia – Northern Waldviertel). - Jb.Geol.B.-A., 141: 25-37.
- [2] KLOB, H. (1970): Über das Vorkommen eines porphyrischen Granites im Raume Sandl – Karlstift – Liebenau bei Freistadt im oberösterreichischen Mühlviertel (Granit vom Typ "Karlstift"). - Tscherm. Min. Petr. Mitt., 3F, 14: 311-323.



**IMPROVED LITHOLOGICAL DESCRIPTIONS FROM  
DOWNHOLE GEOPHYSICAL LOG DATA**

by

**N. R. Brereton, R. W. Gallois & A. Whittaker**

British Geological Survey  
Kingsley Dunham Centre, Keyworth. Nottingham NG12 5GG, United Kingdom

Rock material from deep boreholes in sedimentary sections is mainly available as cuttings, only occasionally as cores. Lithological descriptions are normally based upon visual assessment of the rocks, using primarily rock composition, colour and textural contrasts. However, within a particular sequence the descriptions may become more subjective, especially in relatively thick lithologically monotonous units such as the late Jurassic Kimmeridge Clay Formation, a principal source rock for North Sea oil.

Downhole geophysical wireline logs deliver a range of quantitative rock properties, usually including resistivity, sonic velocity, bulk density, neutron porosity and natural gamma radiation. For lithostratigraphic purposes marker beds are identified and then correlated between boreholes. However, the use of several logs simultaneously often presents visually complex data making it increasingly difficult to disentangle the patterns of multiple curves.

To overcome this, a 3D colour cube based on the additive properties of red, green and blue has been used. The three orthogonal axes of an  $x$ - $y$ - $z$  cross-plot are assigned these colours with maximum values coded 100, 010, and 001 respectively. Thus the cube origin has no colour (black; 000); the point in 3D space represented by the maximum of all three axes (red+green+blue) is white (111); and the other three end members are magenta (101), cyan (011) and yellow (110). Any point in the cube is thus represented by a specific mix of colour. If each of the red, green and blue axes is equated with a wireline log, then at any given depth in the borehole, the properties of the rock will be represented by the values of each of those three logs which will correspond to a particular colour. This, in turn, can be translated into a colour-coded pseudo-lithology log plotted against depth, which effectively comprises a four-dimensional cross-plot (that is, three logs and depth).

Instead of representing the logs as a continuum of colour, each axis can be subdivided into three so that the cube forms 27 discrete cells each with a specific colour. The planes between the layers of cells can be chosen to coincide with log properties that mark the boundaries between data clusters or different rock types.

The logs are arithmetically combined so as to include data from five or more logs. Of the five commonly run wireline logs, natural gamma is the only one which in many circumstances gives a general indication of lithology in terms of clay, mudstone or shale content ('shaliness') rather than its physical properties. It reflects the abundance of K, U and Th in sedimentary rocks, so that a high gamma is often characteristic of shales, clays or mudrocks. Resistivity is a measure of the electrical conductivity of the bulk rock and in sedimentary rocks there is often a negative correlation with natural gamma. The sonic velocity, bulk density, and neutron porosity logs all relate to physical properties and in particular are a function of porosity. In general, zones of low porosity coincide with zones of high sonic velocity and high density, and vice versa.

It is necessary to standardise all property variables by subtracting the mean of the distribution from each data value and dividing the result by the standard deviation of the distribution. The resultant values are measured in units of standard deviation and have a mean of zero and a standard deviation of one. Standardisation is applied to all the logs comprising the colour cube but, because resistivity is an exponential function, the logarithm of this log is taken prior to standardisation. The combination of standardised sonic velocity (VPS), bulk density (RHS) and neutron porosity (NPS) gives rise to the enhanced porosity log (EPL) by the relationship  $EPL = VPS + RHS - NPS$ . The standardised equivalents of natural gamma and the logarithm of shallow resistivity are given as GRS and LSS, respectively.

The x-y-z axes of the colour cube are represented by GRS, LSS, and EPL respectively. Because the effect of standardisation is to render each property dimensionless, with mean of zero and a standard deviation of one, the logs can be compared on equal terms. Thus the choice of colour cube boundary values can be made in terms of standard deviation rather than absolute log values; the choice depends upon the specific objectives of the study. If a broad lithological differentiation between a number of boreholes is required then a wide boundary range displays the principal lithological formations present. In the case of the British Jurassic and Triassic mudrocks used here, the colour cube representation of the wireline log characteristics was based upon boundary values of  $\pm 0.85$  standard deviation.

The Kimmeridge Clay Formation recently has been studied for its long term climatic cycles in a project sponsored by the UK Natural Environment Research Council. The formation was chosen because it consists of an apparently unbroken sequence of highly fossiliferous marine mudstones that represent about 3 million years of Earth history. The mudstones contain rhythmic variations in clay mineralogy, fauna and organic content that are believed to reflect climatic and sea level changes. The borehole sequences studied in detail comprise mudstones that vary in colour from dark grey to pale grey (with variable amounts of shell debris, silt and organic kerogen) and several thin dolomitic limestone beds. The organic-rich horizons give rise to distinctive thin beds of oil shale, and bituminous mudstone. Much of the remainder of the sequences examined in the drill holes consists of mudstones that show only minor colour and/or textural differences; they were grouped together as 'undifferentiated' mudstone.

Comparison of the lithologies from the core descriptions and those generated by the colour cube ('pseudo-lithology') method show clear recognition of the limestone beds which are given blue colour on graphic core logs but are shown as white stripes on the colour cube logs (end, or 'maximum' values) with low gamma and porosity, but high sonic velocities, high densities and relatively high resistivities. Likewise, oil shales and bituminous mudstones are easily recognised.

Thick 'undifferentiated' mudstones of the borehole sections are shown in a pale grey colour on the graphic core logs and make up the bulk of the section in terms of thickness and volume. However, they are represented in the colour cube column by numerous stripes of grey, blue, red and green hues, allowing considerable lithological refinement and subdivision of the 'undifferentiated' mudstone. Results suggest that the refined mudstone lithological units are grouped into metre-scale Milankovitch rhythms of the type which occur at many levels in the Kimmeridge Clay but which have not previously been recognised in the 'undifferentiated' mudstones.

This account is published with the approval of the Director. British Geological Survey (NERC).

**MINERALOGY AND GEOCHEMICAL HISTORY OF FELDSPARS  
IN THE TANCO GRANITIC PEGMATITE, SOUTHEASTERN MANITOBA**

by

**J. Brown, D. K. Teertstra & P. Černý**

Department of geological Sciences  
University of Manitoba, Winnipeg, MB, R3T2N2, Canada

The giant Tanco pegmatite at Bernic Lake, one of the globally significant producers of Ta, Cs, refractory spodumene and numerous industrial minerals, is located close to the southwestern margin of the Superior Province of the Canadian Shield in southeastern Manitoba. The pegmatite consists of nine concentric and layer-like internal zones with variable contents of alkali feldspars (albite, K-feldspar and Rb-dominant feldspar). Aplitic zones (10) and (30) contain virtually exclusively albite, whereas the near-central zones (50) and (60) are Kfs-dominant. Feldspar-rich zones (20) and (40) have substantial amounts of both albite and K-feldspar, as do the feldspar-poor innermost zones (80) and (90). The quartz zone (70) is feldspar-free. Selected batches out of a total of 461 samples were examined optically, by wet-chemical and/or EMP analysis, and by powder XRD to track down the phase and geochemical evolution of the feldspars.

Most of the "primary" blocky K-feldspar is tartan-twinned microcline-perthite, secondary after a primary magmatic homogeneous  $K > Na$  feldspar. Bulk compositions show, in wt.%,  $Rb_2O$  (1.45 - 3.08),  $Cs_2O$  (0.11 - 0.29), radiogenic Sr (0.014 - 0.026 oxide) increasing from the outer to the inner pegmatite zones, whereas  $Li_2O$  (0.014 - 0.108) and  $P_2O_5$  (0.33 - 0.47) culminate in the amblygonite- and petalite-dominated zones (40) and (50) and drop off afterwards. In contrast,  $Na_2O$  (2.46 - 1.10), K/Rb (9.0 - 4.1) and K/Cs (117 - 39) decrease, and CaO (0.13 - 0.08), BaO (0.004 - 0.17) and  $Ga_2O_3$  (0.006 - 0.010) show minor random variation. Rb-poor microcline is close to fully (Si,Al)-ordered, but the degree of order is somewhat reduced in Rb-enriched samples.

(Si,Al)-ordered albite is dominantly fine-grained aplitic, rarely saccharoidal. Subordinate platy cleavelandite is virtually never associated with the fine-grained varieties. The Ca content is negligible in all varieties (0.03 - 0.09 wt.%) but decreases slightly from the outer to the inner zones. Variations in SrO (b.d.l. to 0.04 wt.%) match those of Rb and Sr in associated K-feldspar, suggesting incorporation of radiogenic Sr lost from the latter.

Late feldspars precipitated under subsolidus conditions include (a) crystals of albite in miarolitic cavities, (b) veinlets of Rb-enriched untwinned microcline in pollucite (2 - 4 wt.% Rb<sub>2</sub>O), (c) Rb-dominant feldspar (up to 24.84 wt.% Rb<sub>2</sub>O, 1.43 wt.% Cs<sub>2</sub>O; ≤ 58 mole % Rbf) associated with Rb-free end-member adularia, abundant on microscopic scale as replacements in microcline and pollucite, and (d) adularia with albite in leaching cavities or porous metasomatic pods (all of pure end-member compositions). Outer zones of cavity-grown adularia contain appreciable quantities of light elements (Li ?, H ?, B ?), which cannot be analyzed by EMP. Albite is fully ordered whereas the potassic adularia is totally disordered high sanidine; the structural state of the Rb-dominant feldspar is uncertain, but a high degree of disorder is suspected.

Gross textural features of primary feldspars are largely preserved, but details of the blocky, "primary" K-feldspar show widespread compositional, structural and textural adjustments under subsolidus conditions. Significant loss of Na<sub>2</sub>O is suspected, increasing toward the inner zones of the pegmatite, which distorts the bulk composition of the feldspar relative to the features expected from experimental petrology: the sodium content of magmatic K-feldspar should at least slightly increase inwards. In the subsolidus assemblages, thermodynamic considerations seem to forbid the coexistence of K- and Rb-dominant feldspar phases, but experimental proof is not available.

**MINERALOGY AND CHEMISTRY OF THE BI-METASOMATIC CONTACT ZONE  
BETWEEN GNEISS AND MARBLE FROM ŽULOVÁ, CZECH REPUBLIC**

by

**M. Brož & Z. Losos**

Department of Mineralogy, Petrology and Geochemistry  
Faculty of Science, Masaryk University, Kotlářská 2, 611 37 Brno

The typical occurrences of contact zones – "tactites" between granitoid rocks and marbles in the area of Žulová massif (localities Žulová, Vápenná) in the Czech Republic were studied. The Žulová (Friedeberg) massif (age about 300 M.A.) is located at the NE margin of the Bohemian Massif.

This article presents results of the study of the bimetasomatic contact zone between calcite marble and biotite gneiss in the vicinity of the described direct contact bodies. The bi-metasomatic zone is located about 5 m from the direct contact of metasedimentary rocks with biotite granite on the locality Žulová – Boží hora (old quarry). Similar bimetasomatic contact zones were described by Losos [3] at Česká Ves near Jeseník, in the distance X0-X00 m from the plutonic rocks of the Žulová massif. The studied bimetasomatic contact zone has vertical orientation, parallel to the foliation of gneiss. The zone thickness is about 20 cm and it is composed of the following subzones (the middle part of this contact zone /subzones 2b, 2c/ are strongly silicified):

1. Dark biotite gneiss /Plg, Bi, K-fs, Qtz/ with enormous enrichment of biotite
2. Bimetasomatic contact zone
  - a) Transformed gneiss rich in Cpx /Plg, Bi, Cpx/
  - b) Plg-Cpx-zone /Plg, Cpx, Grs, Qtz/, Plg is transformed into zoisite and prehnite
  - c) Grs-Hd-zone /Grs, Hd, Qtz/
  - d) Wo-zone /Wo, Ves, accessory Di/
3. Coarse-grained calcite marble /Cal, accessory Di, Qtz/

Chemical analyses of the subzones give the following results: the Al-content decreases in the direction from biotite gneiss towards calcite marble. The highest content of Fe-total and Mn is in the Grs-Hd-zone (the source of Fe and Mn can be connected with magmatic fluids). Distribution curves of Fe<sup>3+</sup> and Fe<sup>2+</sup> have opposite trends, which were induced by a different oxygen fugacity over subzones of the contact. An excess of Fe<sup>2+</sup> in pyroxenes and Fe<sup>3+</sup> in garnets is a typical phenomenon for Grs-Hd-subzone. Garnets in this zone have a higher proportion of andradite and spessartite, the hedenbergite component is dominant in pyroxenes. The Si-content is high in the whole profile of the bi-metasomatic zone. Especially high Si-content in the middle subzones is connected with secondary silicification of these subzones. The low Si-content in marble is in correlation with accessory diopside and quartz grains.

A decrease of K signalizes disappearance of K-Fs in the Plg-Cpx-zone. The Ca content increases from marble toward gneiss. The opposite trend of Na and Ca curves is connected with albitization of Plg caused by Ca depletion during the crystallization of contact minerals.

The small Al content in the studied pyroxenes is typical for contacts with marble. The pyroxenes from the Grs-Hd-subzone have a dominant hedenbergite component, accessory pyroxenes from the W-zone and Cal-zone are diopsides. Most of pyroxenes from the direct large contacts on the locality Boží hora at Žulová have dominance of hedenbergite as well (Fig. 1). In contrast, pyroxenes of bimetasomatic contact zones between parametamorphites in the metasedimentary host rocks of Žulová massif from Česká Ves at Jeseník are practically pure diopsides [3].

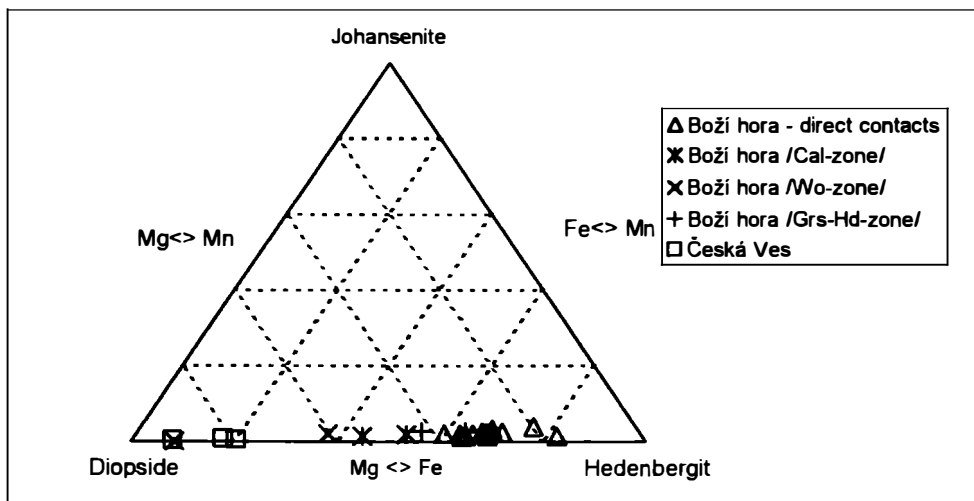


Figure 1  
Chemistry of pyroxenes

Grossulars from Grs-Hd-subzone in the studied bi-metasomatic contact have even higher contents of Anr (20 - 22 mol.%) and Sps (1 - 2 mol.%) than garnets in the one near Česká Ves (Anr 15 mol.%, Sps 0.2 mol.%). The Pyr and Ti-Grs component are low in both described garnets (at most 0.5 mol.%). In comparison, the known "floating garnets" in marble from Vycpálek quarry at Vápenná are rich in Pyr (6 - 7 mol.%) and Ti-Grs (7 - 9 mol.%) components.

The ratio between  $Fe^{2+}$  in pyroxens and  $Fe^{3+}$  in garnets of the bimetasomatic contact zone from Žulová indicates a reduction type of skarn with W-mineralization [1, 6]. Scheelite is known as the accessory mineral of contacts at Žulová. The influence of magmatic fluids on the origin of the bimetasomatic contact zone from Boží hora is documented by a high Fe content in the contact minerals, silicification, a low  $P_{CO_2}$ , and a high  $P_{H_2O}$  (the presence of vesuvianite). P-T conditions for the formation of the contact zones at Žulová were estimated:  $T = 600 - 620^{\circ}C$  – graphite-carbonate isotopic thermometry /Boží hora quarry/[5]. Host rocks of the Žulová massif:  $P = 200$  MPa – sphalerite geobarometry [4, 5],  $T = 650 - 680^{\circ}C$  – garnet-biotite thermometry [2] /both Česká Ves/.

## References

- [1] EUNAUDI, T. M. & BURT, M. D. (1982): Introduction – Terminology, classification and composition of skarn deposits. - *Econ. Geol.*, 77, 4: 745-754, New Haven.
- [2] CHAB, J. & ŽÁČEK, V. (1994): Geology of the Zulová pluton mantle (Bohemian Massif, Central Europe). - *Věst. ZGÚ*, 69, 4: 1-12, Praha.
- [3] LOSOS, Z. (1985): Studium minerálních paragenezí pláště Žulovského masívu v okolí České Vsi u Jeseníku. - MS, Dipl. práce přírod. fak. UJEP v Brně, 1-111.
- [4] LOSOS, Z. et al (1986): Mineralogická charakteristika sulfidického zrudnění u České Vsi u Jeseníku. - *Scr. Univ. Purkyn. brun., Geol.*, 16, 3: 143-170, Brno.
- [5] LOSOS, Z. & HLADIKOVÁ, J. (1988): Izotopické složení grafitů a karbonátů z pláště žulovského masívu a jeho využití pro výpočet teplot metamorfozy. - *Scr. Univ. Purkyn. brun., Geol.*, 18, 7: 261-272, Brno.
- [6] SATO, K. (1980): Characteristics of Tungsten Skarns in Japan, Two Contrasting Types. - *Proc. Symp. Tungsten Geology*, 203-209, Jiangxi.



**LAMPROPHYRE-DERIVED VAUGNERITIC-DURBACHITIC MAFIC ENCLAVES  
IN VARISCAN GRANITOIDS FROM MECSEK MTS. (SOUTH HUNGARY)**

by

**Gy. Buda**

Department of Mineralogy  
Eötvös Loránd University, Múzeum krt. 4/a, H-1088 Budapest, Hungary

Variscan microcline megacryst-bearing granitoids contain several chromite-bearing mafic enclaves of various sizes from few cms to several hundreds of metres in Mórágý Hills (South Hungary) occurring in the northwest part of the Tisza Megaunit.

The mineralogical, petrological and geochemical compositions of these enclaves correspond with lamprophyre-derived vaugnerites/durbachites, which are widespread in the Variscan collision belt e. g. French Massif Central, Vosges, Schwarzwald, South part of Central Bohemian Plutonic Complex. The host magnesian-potassic granitoid is consanguinous with mafic enclaves due to the mutual effect of acid and basic magmas. The basic melt originated from the upper mantle revealed by the presence of Cr- and Fe-rich chromites. The upper mantle was enriched in compatible and incompatible elements probable due to a previous older subduction. Acidic melt formed as a result of partial melting of the continental crust. The two rock types are mineralogically different but they show many geochemical similarities e.g. chondrite normalized REE patterns and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(350)}$  ratios,  $\epsilon\text{-Nd}_{(\text{CHUR } 350)}$  values. Both melts crystallized simultaneously and affected each-other. Mafic enclaves became more lamprophyric and the acidic one transformed to magnesian-potassic rich. The melts formed and crystallized in a postcollisional Variscan (350 Ma) uplifted tectonic regime due to extension which was followed by compression. The old acidic continental crust is presumed to be of Pan-African origin with Cadomian age [1].

**Reference**

- [1] KLÖTZLI, U. S., BUDA, G. & KOLLER, F. (1999): Geochronological evidence for the derivation of the Mecsek Mountains, South Hungary, from Variscan Central Europe. - Beih. Eur. J. Miner 11, 1: 126.

**TOURMALINE-BEARING LEUCOGRANITES FROM THE MOLDANUBIKUM**

by

**D. Buriánek & M. Novák**

Department of Mineralogy, Petrology and Geochemistry  
Masaryk University, Kotlářská 2, 611 37 Brno, Czech Republic

Peraluminous leucogranites with accessory tourmaline derived from crustal sources are widespread in mountain belts formed by continental collision [1]. They are common in the Moldanubicum as well, and two distinct types of leucocratic, medium- to fine-grained, dominantly muscovite-biotite granites with accessory tourmaline were distinguished [2].

(i) Granites with tourmaline concentrated in orbicules (OTG) compose small intrusive bodies and dykes, scarcely up to 200 m thick, cutting or spatially associated with durbachite plutons (Třebíč, Jihlava, Rastenberk, Čertovo břemeno, Písek area). Quartz + tourmaline  $\pm$  feldspars orbicules, up to 10 cm in diameter, or rare veins, up to 2 cm thick, are randomly distributed or concentrated in several m thick zones within bodies of leucocratic granites. Subhedral tourmaline is interstitial between euhedral grains of feldspars and quartz, and it replaces dominantly plagioclase. Leucocratic halo around orbicules is mica-free and enriched in feldspars. The accessory minerals include apatite, andalusite, cordierite, ilmenite, zircon, allanite and monazite in granite; apatite is fairly abundant in orbicules. The tourmaline-quartz orbicules and veins seem to be a product of crystallization of evolved, B-rich medium (melt and/or fluid) during late solidus to early subsolidus stage of the granite formation.

(ii) Granites with disseminated tourmaline (DTG) form relatively large intrusive bodies and dykes, up to several km<sup>2</sup>. They do not exhibit apparent spatial relationship to durbachite plutons as OTG; however, they also occur in the regions involving durbachitic rocks. Euhedral to subhedral tourmaline grains, up to several mm long, are rather regularly distributed in the rock. The accessory minerals include apatite, zircon and garnet. In contrast to OTG, disseminated tourmaline evidently crystallized from granitic melt.

Tourmaline from OTG and DTG exhibits similar chemical composition and individual grains are commonly rather homogeneous. Assuming the Z-site is fully occupied by Al,  $Y_{Al} = 0.96 - 0.24$ ,  $Fe = 1.89 - 1.18$ ,  $Mg = 1.10 - 0.36$ ,  $Na = 0.70 - 0.54$ ,  $Ca = 0.13 - 0.03$ , Ti, Mn, Zn and F contents are low. The tourmaline compositions correspond to those from granites and Li-poor granitic pegmatites [3]. Biotite is annite  $X_{Mg} = 0.49 - 0.25$  and  $Y_{Al} = 2.83 - 0.40$ ; plagioclase has  $An_{1.4-26.9}$ . The OTG and DTG have very similar geochemical characteristics corresponding to leucocratic and peraluminous, syn- to post-collisional S-type granites [4,5]:  $K_2O = 2.77 - 5.91$ ,  $Fe_2O_3_{tot} = 0.42 - 1.77$ ,  $CaO = 0.49 - 0.87$  (1.71 - Lavičky) in OTG and 0.36 - 0.66 in DTG;  $Rb = 194 - 234$  ppm,  $K/Rb = 134 - 368$ ,  $Rb/Sr = 1.00 - 5.56$  in OTG and 5.24 - 7.34 in DTG,  $Mg/Fe = 0.08 - 0.33$ .

The normalized REE patterns are very similar for both granite types; low REE concentrations  $\Sigma\text{REE} = 20.08 - 99.81$  ppm and slight LREE enrichment ( $\text{La}_N/\text{Lu}_N = 1.9 - 6.8$ ). Similar mineral assemblages, whole rock major, minor and trace chemistry suggest that positive and negative europium anomalies found in both OTG and DTG rather reflect different  $f_{\text{O}_2}$  during crystallization than different degree of fractionation or different protoliths.

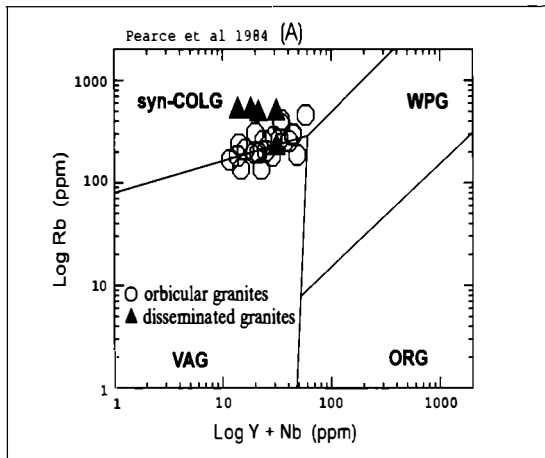


Fig. A  
Tectonic discrimination diagrams [4].

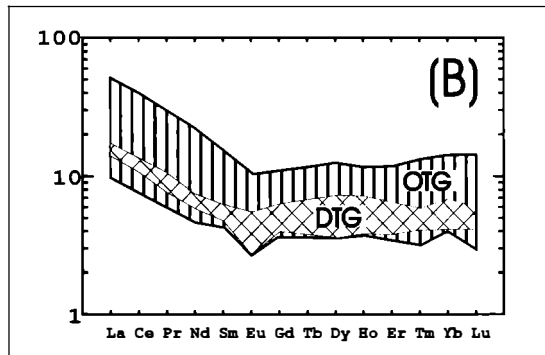


Fig. B  
Chondrite-normalised REE diagram for OTG and DTG. Normalising values from [5].

Most geochemical signatures exhibit rather primitive character of both OTG and DTG, despite slightly higher fractionation characteristics found in DTG. Disregarding distinct textures and origin of tourmaline, similar geochemical signatures and mineral chemistry of OTG and DTG suggest similar protoliths (metasediments) and conditions of melting. The observed differences in textures and development of OTG and DTG rather stem from different conditions of their emplacement. The DTG likely intruded into deeper level of the crust with no apparent relation to durbachitic rocks; the OTG are spatially related to durbachite emplacement and presence of andalusite indicate the conditions with lower pressure relative to those of DTG.

This work was supported by the grant GAČR No. 205/99/0434.

## References

- [1] LONDON, D., MORGAN, G. B. VI. & WOLF, M. B. (1996): Boron in granitic rocks and their contact aureoles. - In: Boron: Mineralogy, Petrology and Geochemistry (GREW, E. S. & ANOVITZ, L. M. eds). *Rev. Mineral.*, 33, 299-330.
- [2] NOVAK, M. & BURIANEK, D. (2000): Chemistry of tourmaline from leucocratic orthogneisses and granites in the Moldanubian Zone, Czech Republic. - Symposium Magurka 2000.
- [3] HENRY, D. J. & GUIDOTTI, C.V. (1985): Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. - *Amer. Mineral.*, 70, 1-15.
- [4] PEARCE, J. A., HARRIS, N. B. W & TINDLE, A. G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. - *J. Petrol.* 25, 956-983.
- [5] BOYNTON, W. V. (1984): Cosmochemistry of the rare earth elements: meteoritic studies. In: *Rare Earth Elements Geochemistry*. (HENDERSON, P ed.). - Amsterdam: Elsevier, 63-114.

A COMPARITIVE STUDY OF CONTACT METAMORPHISM IN THE  
OSLO GRABEN, NORWAY

by

**A.-M. Christensen & R. Abart**

Institute for Mineralogy and Petrology  
Karl-Franzens-University Graz, Universitätsplatz 2, A-8010 Graz

The Oslo paleo rift is situated in the south-western part of the Baltic Shield and formed during an Permo-Carbonifereous rifting event. The presently exposed parts of the rift consist of Carboniferous and Lower Paleozoic sedimentary rocks along with alkaline extrusives and intrusives; the latter emplaced during intensive intrusive activity in the time-interval 300 - 250 Ma and the cause of widespread contact-metamorphism and hydrothermal activity in the surrounding sediments [e.g., 1].

This study deals with the attempt to compare the effect of contact metamorphism from 2 shallow intrusive complexes on Ordovician lithologically similar sediments. 1) The Drammen granitic intrusion is considered small (650 km<sup>2</sup>) with a relative low solidus temperature (680°C) and considered a "wet" melt 2) The larvikite complex is large (2500 km<sup>2</sup>) with a high solidus temperature (850°C) and considered a "dry" melt.

The phase-assemblage found in the Drammen aureole are wollastonite, andradite-grossular garnet and diopsidic-hedenbergitic diopside; whereas the phase-assemblage found in the Larvikite contact aureole also contain tremolite, biotite and chlorite. Scapolite is locally present. The phase assemblage is stable till 500 meter from the contact in the Drammen granitic aureole and 2500 meter in the Larvikite aureole. The difference in the aureole sizes is consistent with stable and radiogenic isotopic data for both aureoles.

In terms of stable isotopes the Drammen granitic aureole shows a steep front in oxygen ( $\delta^{18}\text{O}$ : 5 - 25 ‰) and no front in  $\delta^{13}\text{C}$ . The larvikite aureole shows a smooth front in both of the stable isotopes ( $\delta^{18}\text{O}$ : 10 - 25 ‰ and  $\delta^{13}\text{C}$ : -4; 2).  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  isotopic data shows initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  from 0.708 to 0.710 in the Drammen granitic aureole and initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  from 0.708 to 0.714 in the larvikite aureole.

The Drammen granitic aureole can be divided in two trends dependant on type of lithology. Pure carbonates and limestones which can be modelled in type of processes: decarbonation acting in the pure carbonates and an external infiltration of a water-rich (< 0.1 CO<sub>2</sub>) fluid for the limestones. The highest degree of metamorphism is around 590°C.

The larvikite aureole can only be modelled with locally very CO<sub>2</sub>-rich fluids (< 0.6 CO<sub>2</sub>). The origin of these fluids are considered to be internally derived and not related to the magmatic source. The highest degree of metamorphism can have been as high as 800°C, which must be considered due to the size and prolonged heating of this area by this intrusive complex.

#### **References**

- [1] JAMTVEIT, B. et al. (1996): Flow and transport during contact metamorphism and hydrothermal activity: Examples from the Oslo rift. - In: Fluid flow and transport in rocks (eds. JAMTVEIT & YARDLEY), Chapman & Hall, 57-82.

**CHROMITES RELATED TO THE ULTRAMAFIC SOUTH-EASTERN SEGMENT OF  
ALBANIA: A COMPARISON WITH CENTRAL AND NORTHERN ONES**

by

**A. Cina & K. Onuzi**

Institute of Geological research  
Blloku Vasil Shanto. Tirana, Albania

Jurassic ophiolite complex of Albania, located between Dinarides in north and the Helenides in south, is constituted of two belts, the Western Ophiolite belt (WOB) and the Eastern one (EOB). The two belts show distinctive petrologic, geochemical and metallogenic features. The first of them belongs to the HOT-LOT type (harzburgite-lherzolite ophiolite-type) and displays MORB affinity, whereas the second one of HOT-type (harzburgite ophiolite-type) indicate a IAT-BSV nature. The segment of Albania EOB has its normal northward and northeastern continuation with Gjakova, Orahovac, Brezovica and Ljuboten-Radusa massifs, while in south its continuation follows with Vourinos massif. This segment shows more or less an homogeneity in comparison to other ophiolite segments. Relevant differences are traced also in the longitudinal direction with respect to northern continuation (Ozren, Zlatibor ect. ophiolite massifs) and to southern elongation (Othrys ect. ophilite massifs).

The Eastern ophiolite belt with a pyroxenite cumulate sequence consist of highly depleted mantle represented by harzburgite-dunite interbedding and transitional dunite in the upper part, a crustal plutonic sequence by a large variety of gabbro rocks and quartz-diorite-plagiogranite ones. Low-Ti basaltic to rhyodacitic volcanics and bonnites are characteristic.

EOB is wellknown for its high chromium-bearing potential and the metallurgic grade of chromitites. Nevertheless the general petrologic geochemical and metallurgic nature of EOB, along strike, through the different ophiolite massifs, especially those of northern group and southern one, significative differences are evident. The variations of lithologic thickness, the different sequence development, the diversity of the ore grade potential and the ore grade of chromitite, the heterogeneous distribution of the chromitite bodies through the ophiolite column and the PGE mineralization linked with some massifs only, are several of the most relevant different features.

The chromite chemistry of the northern group of ultramafic massifs (Tropoja, Kukesi, Lura, Bulqiza and Shebaniku) is more or less the same. The average of  $100 \times Y(\text{Cr} / (100 \times \text{Cr} / (\text{Cr} + \text{Al})))$  ratio and the  $100 \times \text{MF} (100 \times \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}))$  ratio for chromite of this group are respectively 80.4 and 64.4, that testify Cr-high and Mg-high nature of their chromitites.

The MOR (western)-type ophiolites are characterized by mantle harzburgite to Cpx-harzburgite (-lherzilitite) with rare thin dunite intercalations, plagioclase-bearing lherzolite and dunites, Ol-hornblendite, troctolites, gabbros and Fe-gabbros and scarce trondhjemites. High-Ti basaltic pillow lavas form the top of MOR-type ophiolites. Nevertheless this type ophiolite of western Albania are characterized by intermediary features, between those of western Mediterranean and Eastern-type ophiolites as a consequence of a low grade of partial melting of upper mantle, the presence of harzburgite and dunite rocks of mantle suite, a relatively high-Mg and low-Ca and Al and the presence of Al-rich and Cr-rich chromites in comparison with lherzolitic-type, as protolites of upper mantle (Western - type ophiolites of Apennines ect) .

A particular ophiolitic massifs are those of SE part of Albanian ophiolitic complex, that especially distinguished from other ones of Central and Northern Albanian ophiolites. The former are Shpati, Vallamara, Devolli, Voskopoja and Morava massifs and several sheets in the Korca-Kolonja regions which are associated with Tethyan ophiolitic melange. The magmatic chambers have a limited development and are represented by ultramafic cumulate rocks only, whereas the gabbroic are missed. The volcanic sequences are absent too. Another distinctive feature is a scarce chromite mineralization related to Cpx-harzburgite with dunite interbedding and to plagioclase-bearing ultrabasic rocks, nearby to cumulate sequences, especially within Vallamara, Voskopoja and Morava massifs. The chromite ore bodies have limited dimensions and are represented by middle ore grade. The chromite chemistry display a large variety, from those of Cr-rich type up to Al-rich: the chromite of Vallamara massif is of Cr-rich type (YCr ratio = 0.70 ); with Voskopoja massifs are related variable chromites with YCr ratio from 0.45 up to 0.79, i.e. Al-rich up to Cr-rich type. In the Morava massif the chromite is of very rich Al-type ( YCr ratio 0.34). In the contrary, the Bitincka massif, situated in the Eastern part, is distinguished by a Cr-rich chromite (YCr ratio up to 0.74). The chromite chemistry of SE ultramafic massifs is more or less the similar with NW one but is too much different from NE chromites. These difference supposed to be the consequence of low-grade partial melting of upper mantle peridotite and of limited development of melt-peridotite interaction in comparison with NE part of Albanian ophiolites.



**PROVENANCE OF THE LOWER CARBONIFEROUS CULM SEDIMENTS OF THE  
DRAHANY UPLAND (CZECH REPUBLIC), DERIVED FROM GARNET CHEMISTRY**

by

**R. Čopjaková<sup>1</sup>, P. Sulovský<sup>1</sup> & J. Otava<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Department of Mineralogy, Petrology and Geochemistry  
Masaryk University, Kotlářská 2, 611 37 Brno, Czech Republic

<sup>2</sup>Czech Geological Survey  
Leitnerova 22, 600 00 Brno, Czech Republic

The Lower Carboniferous Moravian-Silesian Culm Basin in the eastern part of the Czech Republic is exposed in a NNE-SSW trending and northwards widening belt stretching from Brno surroundings in the south to the Odra Lineament in the north (southern Poland). Culm Basin sediments are exposed in two main areas, southern Drahany Upland and northern Nížký Jeseník Mts., now separated by the Elbe Lineament. The sequence belongs to the foreland flysch basin (conglomerates, greywackes, siltstones, mudstones, shales and related rhythmites and laminites) of Viséan to Lowermost Namurian age [1]. The presented study concerns only the southern, unmetamorphosed part of the basin.

The provenance of Culm sediments was earlier studied by a number of different methods – analysis based on petrography of lithic fragments, pebbles, of translucent heavy mineral assemblage [2]. The results did not show up to be sufficiently specific (lithic fragments, bulk chemistry, heavy mineral assemblages), or applicable in all lithostratigraphic levels (pebble analysis). We have therefore acceded to the varietal study of garnet, as it is a mineral with broad, source-specific elemental substitution, and owing to it known to be usable in provenance studies [3].

Garnet is very abundant heavy mineral at all stratigraphic levels in the psammitic and pseftic Culm sediments of the Drahany Upland. It often makes up to 80% of the total heavy mineral budget. The garnet chemistry was studied on a set of 37 heavy mineral concentrates sampled all over the area of the Drahany Upland. The concentrates were embedded in epoxy resin and polished. Within each polished section, usually 100 garnet grains were analysed by electron microprobe for all major garnet composing elements, including Cr and Ti. Such high number of analyses per sample provides information usually not acquired in provenance studies. Being statistically more representative, it reveals in the detrital garnet populations:

- garnet types derived either from rocks relatively poor in accessory garnet,
  - garnets from garnet-rich rocks with limited occurrence in the provenance area,
  - garnet zonation, not directly observed in individual fragments of larger, zoned grains.
- It manifests itself by continuous trails of garnet plots, with endpoints indicating the range of substitution.

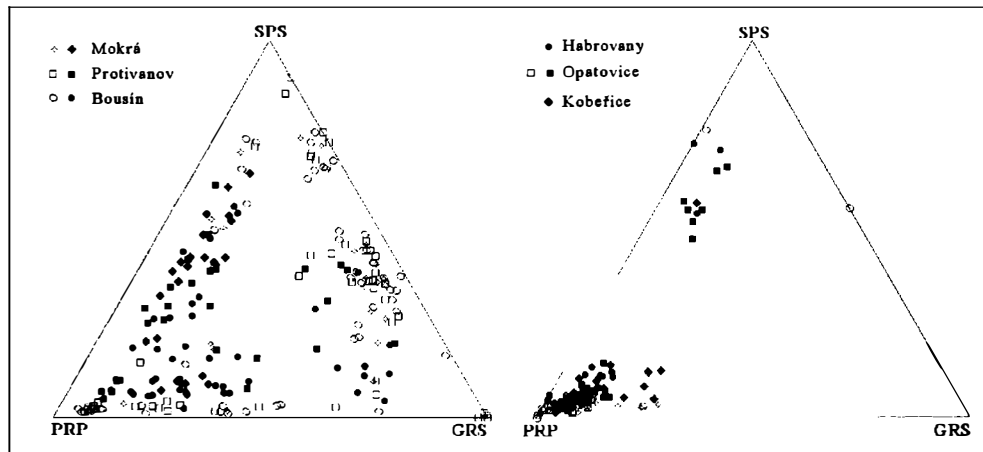
The electron-microscopic study of detrital garnet from even the deepest levels (expected to have been buried to more than 2.500 metres) has shown that they did not suffer significant dissolution. Moreover, the etching patterns in grossular-rich garnets were not distinctly more developed than those in pyrope- or almandine-rich garnets, as it should be in sediments significantly influenced by intrastratal dissolution. The assumption that the garnet assemblage is probably unaltered is also supported by simultaneous presence of apatite and epidote, i.e. minerals which are typically less stable than garnet during diagenesis.

Garnet occurs in a wide variety of metamorphic and igneous rocks; compositions from the rock types is also varying, making provenance determination by a simple graphical comparison of garnet plots difficult. To make it more exact and justified, we have collected a number of data (directly or from literature) on the chemistry of garnets from a variety of potential source rocks – both in terms of rock types and geological position.

In the lower part of the Culm sequence, ranging from Protivanov- through Rozstání- and lower part of the Myslejšovice Formation, the garnet assemblages are polymict, suggesting the basin was fed from a number of sources. These stratigraphically distinguished formations do not differ significantly in number and type of garnet supplying sources, the resulting garnet-type assemblage being rather monotonous over the whole mentioned stratigraphic span. The almandine-rich nature of the majority of garnets from the lower part of the sedimentary sequence suggests they were predominantly derived from metapelitic rocks – mica schists, biotite/amphibole gneisses, amphibolites. Such rocks are common within the Moldanubicum and also in adjacent crystalline units in the north.

A dramatical switch in garnet source occurred in the Upper Viséan - Goniatite zone Go- $\alpha$ , before the onset of Luleč conglomerate sedimentation, the polymict garnet assemblages turning into oligomict ones over only a very short transient zone in the middle of Myslejšovice Formation. This change in the nature of garnet assemblages (see Fig. 1) suggests a relatively sudden occurrence of a new, strong source of garnets with distinctly different, pyrope-enriched almandine chemistry. Such garnets can be found in Moldanubian granulites, leptynites and associated ultramafic rocks, mostly garnet-rich. The chemistry of Moldanubian granulite garnets is not uniform, which enables to identify the most abundant garnet types as coming from granulites of the Moravian part of the Moldanubicum. Other, less abundant garnets in the upper part of the Myslejšovice Formation can be assigned to metapelitic rocks of the Moldanubicum, of Polička and Svatka Crystalline Units (gneisses, mica-schists, amphibolites), and to Gföhl orthogneiss. The younger levels of the sequence contain less and less garnets from the northern and north-western territories (Svinov-Vranov and Orlice-Kladsko Crystalline Units and Silesicum) and acquired more material from W and SW directions (Moravicum, Moldanubicum), the general influx turning anti-clockwise.

Besides new insight on the stratigraphy of Culm sediments and their provenance, the results also extended the evidence of the high exhumation rate of the Lower Carboniferous granulites at the eastern margin of the Bohemian Massif [4].



**Fig. 1**

*Comparison of garnets of polymict (left) and oligomict (right) assemblages from six localities in Drahany Upland. Empty symbols – almandine below 65 %; full symbols – almandine over 65 %.*

## References

- [1] HARTLEY, A. J. & OTAVA, J. (2001): Sediment provenance and dispersal in a deep marine foreland basin: the Lower Carboniferous Culm Basin, Czech Republic. - *Jour. of the Geological Society (London)*, 158(1), 137-150.
- [2] ŠTELCL, J., sen. (1962): Overview of the petrography of the Drahany Culm. - *Acta Musei Silesiae*, 11, 113-125.
- [3] MORTON, A. C. & HALLSWORTH, C. R. (1994): Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. - *Sedimentary Geology*, 90, 241-256.
- [4] KOTKOVA, J., GERDES, A. & PARRISH, R. R. (2000): Lower Carboniferous granulite metamorphism of clasts from the Upper Visean conglomerates – evidence for high exhumation rate at the E margin of the Bohemian Massif. Abstracts from the 6th PACE meeting, Zakopane, Poland, 17-19.9.2000, <http://www.esci.keele.ac.uk/pace/abs6/>.

**MIXED ANDESITE-RHYOLITE IGNIMBRITE FROM THE MIOCENE  
BÜKKALJA IGNIMBRITE VOLCANIC FIELD, NORTHERN HUNGARY:  
EVIDENCE FOR MAGMA MIXING**

by

**Gy. Czuppon<sup>1</sup>, Sz. Harangi<sup>1</sup>, T. Ntafos<sup>2</sup>, R. Lukács<sup>1</sup>, Cs. Szabó<sup>1</sup> & F. Koller<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Department of Petrology and Geochemistry  
Eötvös University, Múzeum krt 4/A, H-1088 Budapest, Hungary

<sup>2</sup>Institute of Petrology  
University of Vienna, Geocenter, Althanstrasse 14, A-1090 Vienna, Austria

Many rhyolitic ignimbrite sequences are compositionally zoned, reflecting pre-eruptive gradients in magma chambers (e.g. [1]). Studies of these volcanic products can help to have a better understanding on the processes operating in the high-level magma chambers and the magmatic processes occurring in either intra-continental areas or destructive plate margins. Compositional zonation in rhyolitic magma chambers is often resulted by intrusion of mafic magmas. The subsequent processes depend on the time between the intrusion and the eruption. Convective mixing producing hybrid magma occurs within long-lived magma chambers. Over time, the magma chamber becomes compositionally stratified. If there is insufficient residence time in the magma chamber, syn-eruptive mixing can develop during simultaneous withdrawal of two or more magmas from the magma chamber (e.g. [2]). In this paper, we present examples for various mixing processes operating in silicic magma chamber under the Miocene Bükkalja Ignimbrite Volcanic Field.

The Bükkalja Ignimbrite Volcanic Field (BIVF) is located in the Northern Pannonian Basin, North Hungary. It exposes a silicic pyroclastic sequence originated roughly continuously between 20 Ma and 13.5 Ma [3], at the beginning of the Neogene volcanism of the Carpathian-Pannonian Region. The pyroclastic products are mainly unwelded and welded ignimbrites and subordinately phreatomagmatic fall deposits [4,5]. The pyroclastic sequence is divided into three horizons and named as Lower, Middle and Upper Ignimbrite Units (LIU, MIU, UIU; [3]).

The MIU is represented by dominantly welded ignimbrites and provides a key horizon in the BIVF. These pyroclastic flow deposits contain plagioclases, orthopyroxenes, biotite, amphibole and quartz. Composition of plagioclases and orthopyroxenes shows large variation: the An-content of plagioclases is in the range of 28 % and 90 %, whereas En-content of orthopyroxenes is in the range of 50 % and 92 %. This large geochemical variation cannot be explained by simple fractional crystallization, but suggests magma mixing process. This suggestion is supported by the occurrence of a mixed ignimbrite deposit in certain localities of the BIVF. The mixed deposit overlies a fiamme-bearing welded ignimbrite and shows reverse gradation.

It contains different kinds of juvenile fragments, such as dark and light scoriae, pumice and composite clasts. In addition to these juvenile components, hybrid clasts showing a transitional character between pumice and scoria also occur. Among these juvenile fragments, scoria clasts dominate and have the largest size (up to 10 cm), whereas pumices are rare (less than 10 vol.%) and are smaller (up to 3 cm). The composite clasts show a dark scoria-type core and a light rim. Composition of the glasses of these fragments is in the range of dacite (dark scoria and core of the composite clasts) to rhyolite (pumices and fiamme; Fig. 1).

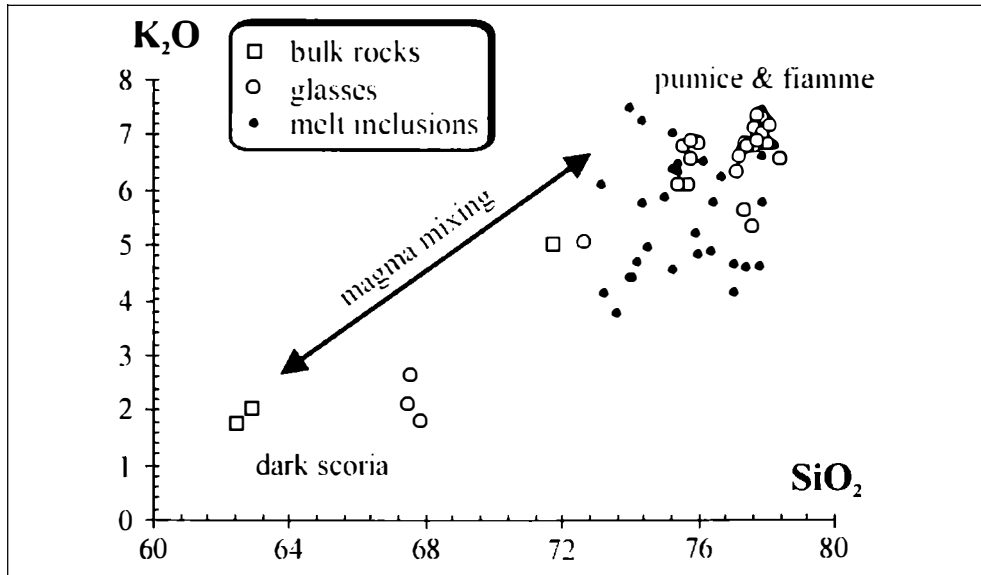


Figure 1

Compositional variation in bulk rocks (dark and light scoriae), glasses of scoria, hybrid clasts, pumices and fiamme and silicate melt inclusions hosted by various phenocrysts. The nearly linear trend with strong increase of  $K_2O$  content can be best explained by magma mixing.

Dacites are sodic ( $K_2O/Na_2O < 1$ ), whereas rhyolites are strongly potassic ( $K_2O/Na_2O > 2$ ). It is remarkable that composition of glasses shows linear trends in the Harker diagrams and the hybrid clasts are between the two end-members.

Silicate melt inclusions (smi) are common in each phenocryst (orthopyroxenes, plagioclases, ilmenite, quartz, biotite) of the MIU. They represent trapped magmas during different phases of magma evolution; therefore they provide important information on the processes operating in the high-level magma chamber. During the first stage of our study we analysed first the composition of glasses of the smi without apriori homogenisation [6]. Compositional variation of the smi glasses overlaps that of the bulk rocks and the glasses of the juvenile clasts (Fig. 1).

Based on the volcanological, petrologic and geochemical study, we propose various mixing process operated in the high-level magma chamber beneath the Miocene BIVF. Intrusion of andesitic magma into the rhyolitic magma chamber triggered explosive eruption of the most differentiated rhyolitic magma producing strongly welded ignimbrite.

Withdrawal of the rhyolitic magma was associating with suction of the deep-seated more mafic magma resulting in mixing and mingling between the two magmas. Local hybridisation could occur at the contact of the two magmas. The next explosive eruption removed both magmas from the chamber and syn-eruptive incomplete mixing took place producing a mixed ignimbrite deposit.

## References

- [1] HIDRETH, W. (1987): The Bishop Tuff: evidence for the origin of compositional zonation in silicic magma chambers. - *Geol. Soc. Am. Spec. Papers*, 180, 43-75.
- [2] HIDRETH, W. (1987): New perspectives on the eruption of 1912 in the Valley of Ten Thousand Smokes, Katmai National Park, Alaska. - *Bulletin of Volcanology*, 49: 680-693.
- [3] MARTON, E. & PÉCSKAY, Z. (1998): Complex evaluation of paleomagnetic and K/Ar isotope data of the Miocene ignimbritic volcanics in the Bükk Foreland, Hungary. - *Acta Geol. Hung.*, 41/: 467-476.
- [4] SZAKACS, A., ZELENKA, T., MARTON, E., PÉCSKAY, Z., POKA, T. & SEGHEDI, I. (1998): Miocene acidic explosive volcanism in the Bükk Foreland, Hungary: Identifying eruptive sequences and searching for source locations. - *Acta Geol. Hung.*, 41/4.: 413-435.
- [5] HARANGI, SZ., LUKACS, R., SZABO, ZS. & KARATSON, D (2000): The Miocene Bükkalja ignimbrite volcanic field, northern Hungary: Volcanology, mineralogy, petrology and geochemistry. *Vijesti Hrvatskoga Geološkog Društva*, Vol.37, sv.3, Zagreb, p.51.
- [6] LUKACS, R., CZUPPON, GY., NTAFLÓS, T., HARANGI, SZ., KOLLER, F. & SZABO, CS. (2001): Silicate Melt Inclusions in the mineral phases of the Bükkalja Ignimbrite Volcanic Field. Northern Hungary - ECROFI XVI, Abstracts, Porto 2001, Edited by F. NORONHA, A. DORIA & A. GUEDES, p. 275-277.

TIME CONSTRAINTS ON THE METAMORPHIC EVOLUTION OF  
TAUERN ECLOGITES FROM DIFFUSION MODELLING

by

E. Dachs<sup>1</sup> & A. Proyer<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Institut für Mineralogie und Petrologie  
Universität Salzburg, Hellbrunnerstrasse 34, A-6020 Salzburg

<sup>2</sup>Institut für Mineralogie und Petrologie  
Universität Graz, Universitätsplatz 2, A-8010 Graz

Discontinuous zoning profiles in garnet can be used as geo-speedometers, giving good constraints on the time span between the formation of a discontinuous growth zone in garnet and the time of closure to intracrystalline cation diffusion by modelling the time required for the observed compositional profile to form from an assumed original sharp compositional step, such as caused by a hiatus in growth, either during one metamorphic episode or during a polymetamorphic history.

An eclogite sample from the Glockner area of the Hohe Tauern, Austria [1] contains garnet with a very pronounced compositional discontinuity between a Mn-rich core with inclusions of amphibole, calcite and magnetite and an Fe-rich rim with inclusions of omphacite and dolomite. Epidote, paragonite and quartz occur as inclusions in both zones. The jump in composition (pronounced in  $X_{Fe}$  and  $X_{Mn}$ , Fig. 1) also marks a microtextural discontinuity (the core hosts a large number of generally small inclusions, the rim has very few inclusions of generally larger size) and is interpreted as the result of an omphacite-forming and garnet-consuming reaction.

A solution to the problem of the interdependent diffusion of the four cations Fe, Mg, Mn and Ca within a single phase can be obtained analytically by one-dimensional modelling of a half-infinite space with fixed (plateau-) compositions on either side of the discontinuity. In this case a number of simplifications and assumptions are necessary: An "effective binary diffusion coefficient (EBDC)" is calculated from the four single diffusion coefficients; single values for temperature and for the difference in composition have to be used in the calculation throughout.

A much higher flexibility can be obtained by (one-dimensional) numerical modelling: Each point along the compositional profile is used in the calculation, so any shape of the original (pre-diffusion) profile can be conceived and tested. No EBDC is needed and any PT-path, or segment of it, as obtained from petrologic reasoning, may be used for the geologic time span in question. This gives an additional flexibility of modelling the changes in composition as a function of position (in the profile), pressure, temperature and time. Diffusion coefficients (calculated according to [2]) are also reevaluated as functions of P, T and composition during each iteration.

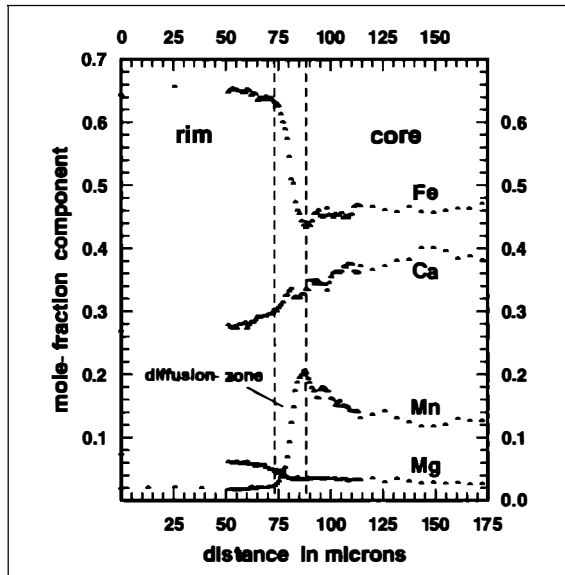


Figure 1  
Discontinuous zoning profile preserved in a garnet from eclogite sample G5 (locality Gamsgrube, Grossglockner area), showing the development of a  $\sim 15 \mu\text{m}$  wide diffusion zone between the compositionally contrasting core- and rim regions.

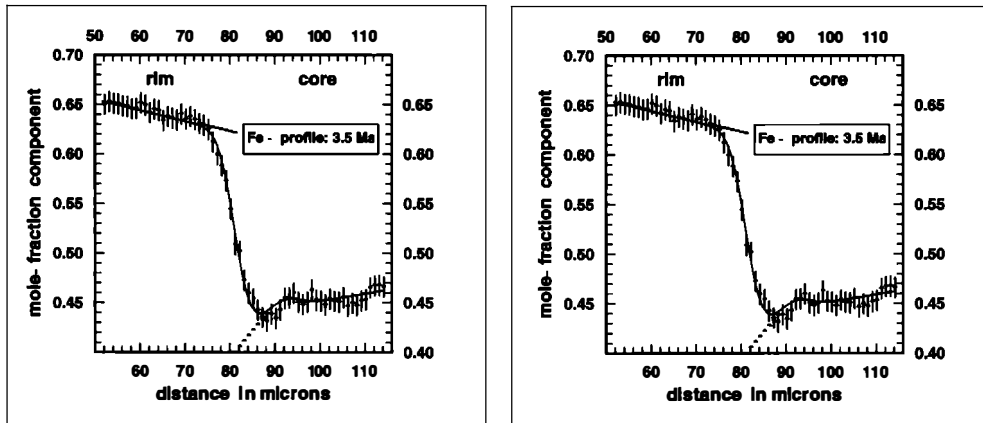


Figure 2  
Numerical modelling of the diffusion-zone from the garnet-profile of Fig. 1. The pre-diffusional composition in the diffusion zone has been extrapolated from the compositional trends visible in the adjacent internal core- and external overgrowth zone (dots). Error bars mark  $\pm 0.01$  in the mole-fractions of the measured profile. Results of the numerical diffusion modelling are shown by the solid curve that fits the pronounced step in the Fe- and Mn-profile at 3.5 Ma. The imposed PT-path is that derived for the Grossglockner eclogites by [1].



The garnet investigated has a very complex zoning pattern which also varies in different directions. Despite of these complexities it was possible to obtain similar times not only for different elements from one profile but also for different profiles. Diffusion lasted from the time of rim growth along the prograde path through peak conditions (17 kbar/570°C) to about 450°C, 4 kbar on the retrograde path for maximal 3.5 Ma (Fig. 2) which points to rapid tectonic events related to exhumation of these Tauern eclogites.

## References

- [1] DACHS, E. & PROYER, A. (2001): Relics of high-pressure metamorphism from the Grossglockner region, Hohe Tauern, Austria: Paragenetic evolution and PT-paths of retrogressed eclogites. - *Eur J Min* 13 : 67-86.
- [2] CHAKRABORTY, S. & GANGULY, J. (1992): Cation diffusion in aluminosilicate garnets: experimental determination in spessartine-almandine couples, evaluation of effective binary diffusion coefficients, and application. - *Contrib Mineral Petrol* 111:74-86.

**ORIGIN OF THE NEOIDIC FLUORITE MINERALIZATION  
IN THE BRNO MASSIF, CZECH REPUBLIC:  
CATHODOLUMINESCENCE, REE, FLUID INCLUSION AND STABLE ISOTOPE STUDY**

by

**Z. Dolniček**

Department of Geology  
Palacky University, tř. Svobody 26, 771 46 Olomouc, Czech Republic

The Brno massif is the largest and oldest igneous massif at the eastern margin of the Bohemian Massif. From the mineralogical point of view, numerous small occurrences of fluorite are typical for this granitoid unit. Detailed mineralogical and formation conditions study allow to distinguish several types of fluorite mineralization in granitoid rocks. The youngest one is most likely a neoidic mineralization (Mesozoic?-Quaternary?). This type has been found at three sites (Tetčice near Rosice u Brna, Rakšice near Moravský Krumlov and Květnička Hill near Tišnov). Studied hydrothermal veins containing fluorite trend NW-SE, less NE-SW, with a steep dip. Drusy coating, inexpressive banding and breccias are typical structures of the mineralization. A mineral composition is very simple at all localities. The veins consist only of quartz, fluorite and calcite. Fine-grained quartz is present only in a little quantity. A light to dark violet, light green or colourless fluorite predominates. Considerable amount of calcite is present only in veins near Tetčice. Minerals precipitated in following succession: quartz-fluorite-calcite. Several methods were used to evaluate origin of the mineralization: cathodoluminescence microscopy, REE geochemistry of fluorite, fluid inclusion and stable isotope study.

**Cathodoluminescence study**

Fluorites often exhibit distinct growth zonation in CL microscope. Central parts of the crystals are green, margins show oscillatory zoning in blue hues. There are very interesting irregular, corroded boundaries between individual growth zones. Calcite has orange luminescence without growth zones. Younger population (light orange CL) crosscuts older one (dark orange CL) in a shape of tiny veinlets.

**REE in fluorite**

Total content of REE in analyzed fluorites vary between 46 and 273 ppm. REE chondrite-normalized patterns differ at different localities (flat curve without any anomaly and LREE enrichment at Tetčice, a well-balanced curve and a strong positive Eu anomaly at Rakšice), however, both total content and distribution of REE correspond well with those for surrounding rocks. The level of REE fractionation (in the Tb/Ca vs. Tb/La plot) indicate hydrothermal origin of all studied fluorites.

### **Fluid inclusions**

Primary and pseudosecondary fluid inclusions have been studied in fluorites. Inclusions are always two-phase (type L+V), with 2 - 5 vol.% of vapour phase. Homogenization temperatures range between 83 and 165°C. Inclusions completely freeze at temperatures from -29 to -47°C. Eutectic temperatures around -20 °C indicate presence of the NaCl-H<sub>2</sub>O fluid. Last ice crystal melts between 0.0 and -2.6°C, so the given range for T<sub>m</sub> values corresponds to the very low salinity of the trapped solution (between 0 and 4.3 wt.% NaCl<sub>eq</sub>). Distribution of the measured data in the Th/salinity plot indicate mixing of more saline and warmer fluid with less saline and cooler one. In fluid inclusion is further probably present small amount of CO<sub>2</sub>. Fluid inclusions in associated minerals exhibit, in fact, the same fluid characteristics as those in fluorites.

### **Stable isotopes**

Isotopic composition of C and O was determined for calcites from Tetčice.  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  values are between -6.7/-9.9 ‰ and -7.5/-15.0 ‰ PDB, respectively. Calculated carbon isotopic composition of the parent fluid is around -11 ‰ PDB. Source of carbon was probably in the host rocks, but some admixture of organic carbon cannot be excluded. Calculated  $\delta^{18}\text{O}$  values of the fluid between 0 and -7.5 ‰ SMOW are typical for meteoric water.

### **Conclusion**

The investigated mineral assemblages precipitated from low-saline fluids at temperatures of 80 - 150°C. These fluids were probably shallow-circulating meteoric waters. Components of mineralising fluids has been extracted from the host rocks as is documented by REE in fluorites or by carbon isotopes in calcites. The studied fluorite mineralization from the Brno massif could be compared to the Tertiary fluorite mineralization described from the North Bohemia region (Teplice, Jílové u Děčína [1]).

### **Reference**

- [1] ŽAK, K., CADEK, J., DOBEŠ, P., ŠMEJKAL, V., REICHMANN, F., VOKURKA, K. & SANDSTAT, J. S. (1990): Vein barite mineralization of the Bohemian Massif: Sulfur, oxygen and strontium isotopes and fluid inclusion characteristics and their genetic implications. - In: POOLE, F. G. & DOBEŠ, P. (editors): Proceedings of the symposium on barite and barite deposits, Praha, pp. 35-49.

CRYSTAL STRUCTURE INVESTIGATIONS OF  $\text{AgMS}_2$  MINERALS (M = As, Sb, Bi)

by

**H. Effenberger<sup>1</sup>, M. Fleck<sup>1</sup>, W. H. Paar<sup>2</sup>, D. Topa<sup>2</sup> & A. J. Criddle<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Institut für Mineralogie und Kristallographie  
Universität Wien, Geozentrum, Althanstrasse 14, A-1090 Wien

<sup>2</sup>Institut für Mineralogie  
Universität Salzburg, Hellbrunnerstrasse 34, A-5020 Salzburg

<sup>3</sup>Department of Mineralogy  
The Natural History Museum, London SW75 BD, UK

Baumstarkite is a new mineral coating miargyrite from the San Genaro mine, Huancavelica Department, Peru. Baumstarkite is triclinic and is the third naturally occurring modification of  $\text{AgSbS}_2$  besides monoclinic miargyrite [1,2] and cubic cuboargyrite [3]. The composition is usually close to the ideal formula. However, several grains of baumstarkite show sharply defined and chemically strongly zoned lamellae with As substituting for Sb according to  $\text{Ag}_3(\text{Sb,As})_2\text{SbS}_6$  to a maximum As content of 11.5 wt.% (10.6 at.%). Baumstarkite is isotypic with aramayoite [4], ideally  $\text{Ag}_3\text{Sb}_2\text{BiS}_6$ , solid solutions are in accordance with  $\text{Ag}_3\text{Sb}_2(\text{Bi,Sb})\text{S}_6$ .

The crystal-structure investigation of baumstarkite is based on single-crystal X-ray data:  $a = 7.766(2)$ ,  $b = 8.322(2)$ ,  $c = 8.814(2)$  Å,  $\alpha = 100.62(2)$ ,  $\beta = 104.03(2)$ ,  $\gamma = 90.22(2)^\circ$ ,  $Z = 2\{\text{Ag}_3\text{Sb}_3\text{S}_6\}$ , space group  $\text{P}\bar{1}$ ;  $R1(\text{F}) = 0.057$ ,  $\omega R2(\text{F}^2) = 0.128$ . To facilitate the chemical separation of baumstarkite from aramayoite, and to enable a structural comparison with miargyrite the crystal structures of these two minerals were refined [samples of aramayoite came from the Mina Armonia, El Quevar, Argentina:  $a = 7.813(2)$ ,  $b = 8.268(2)$ ,  $c = 8.880(2)$  Å,  $\alpha = 100.32(2)$ ,  $\beta = 104.07(2)$ ,  $\gamma = 90.18(2)^\circ$ ,  $Z = 2\{\text{Ag}_3\text{Sb}_2\text{BiS}_6\}$ , space group  $\text{P}\bar{1}$ ,  $R1(\text{F}) = 0.034$ ,  $\omega R2(\text{F}^2) = 0.084$ ; and the samples of miargyrite were those associated with baumstarkite type material,  $a = 12.862(3)$ ,  $b = 4.409(1)$ ,  $c = 13.218(3)$  Å,  $\beta = 98.48(2)^\circ$ ,  $Z = 8\{\text{AgSbS}_2\}$ , space group  $\text{C}2/\text{c}$ ,  $R1(\text{F}) = 0.031$ ,  $\omega R2(\text{F}^2) = 0.082$ ]. Their space-group symmetries had to be revised, the refinements unambiguously showed that the three investigated minerals are centrosymmetric.

In baumstarkite, aramayoite, and miargyrite the surrounding of the Ag atoms is roughly characterized by the coordination numbers [2], [2+2], [4] or [2+2+2]. The gaps between the first and second coordination spheres differ but correlate with the shortest of the Ag–S bonds. Ag–S bond lengths start for  $\text{Ag}^{[2]}$  atoms at 2.38 Å, for  $\text{Ag}^{[2+2]}/\text{Ag}^{[4]}/\text{Ag}^{[2+2+2]}$  atoms between 2.51 and 2.54 Å. Additional S ligands exhibit a wide spread distribution of bond distances up to the same range as further cations. The S–Ag–S bond angles between the two nearest neighbours are  $146^\circ$  to  $163^\circ$ ; but for the  $\text{Ag}_2^{[2]}$  atom in miargyrite the bond angle is  $180^\circ$  due to the site symmetry  $\bar{1}$  of the central atom.

An analysis of the displacement parameters of the Ag atoms shows that their anisotropies correlate with the bond length distribution rather than with the S–Ag<sup>2+</sup>–S bond angles.

The M = As, Sb, Bi atoms exhibit two different coordination figures in minerals with formula AgMS<sub>2</sub>. Most M atoms are [3+3] coordinated. The individual bond lengths M–S for the first coordination sphere are 2.44 to 2.54 Å (average bond lengths 2.463 to 2.492 Å). Next ligands have M–S > 3.09 Å. In baumstarkite and aramayoite, the positions M3 = Sb and Bi feature [2+2+2] coordination and a huge difference in the short M3–S bond lengths due to the predominant occupation by Sb and Bi atoms, respectively. The shortest and medium M3–S bond lengths in baumstarkite (~ 2.51 Å and 2.76 Å) are smaller than in aramayoite (~ 2.64 Å and 2.81 Å) to allow for the different size of the Sb and Bi atoms, respectively. Two further ligands are at a distance of ~ 3.0 Å indicating only moderate chemical interactions. It is worth mentioning that these fifth and sixth M3–S bond lengths are larger for baumstarkite than for aramayoite. This causes a stronger distortion for the M3S<sub>6</sub> polyhedron in baumstarkite (SbS<sub>6</sub>) than in aramayoite (BiS<sub>6</sub>). Probably steric reasons caused by the structure type are responsible for the reverse of the Bi–S / Sb–S bond lengths. In addition, the steric activity of the lone-pair electrons of the Sb<sup>3+</sup> atoms seems to be more pronounced as compared to Bi<sup>3+</sup> atoms.

The different size of the coordination of the M atoms reflects the chemical variability of baumstarkite and aramayoite. Despite ideal compositions of Ag<sub>3</sub>Sb<sub>3</sub>S<sub>6</sub> and Ag<sub>3</sub>Sb<sub>2</sub>BiS<sub>6</sub>, extensive substitution between As / Sb and Sb / Bi was found by chemical analysis. Due to the different size and geometry of the M1<sup>[3]</sup>S<sub>3</sub> and M2<sup>[3]</sup>S<sub>3</sub> pyramids as compared to the M3<sup>[2+2]</sup>S<sub>4</sub> polyhedra any significant As content substitutes for Sb at the M1 and M2 position whereas the M3 position is occupied either by Sb or by Bi atoms. Only small portions of Bi substituting for Sb at the M1 and M2 position in aramayoite were observed. Consequently the crystal chemical formula for the structure type is roughly Ag<sub>3</sub>(As,Sb)<sub>2</sub>(Sb,Bi)S<sub>3</sub>. The compositions of baumstarkite and aramayoite are described as Ag<sub>3</sub>(Sb,As)<sub>2</sub>SbS<sub>3</sub> and Ag<sub>3</sub>Sb<sub>2</sub>(Bi,Sb)S<sub>3</sub>, respectively. However, samples of baumstarkite with small contents of both As and Bi according to Ag<sub>3</sub>(Sb<sub>0.95</sub>As<sub>0.05</sub>)<sub>2</sub>(Sb<sub>0.9</sub>Bi<sub>0.1</sub>)S<sub>3</sub> were also detected.

Authors of the earlier papers dealing with X-ray work of AgMS<sub>2</sub> minerals have considered structural relations within this group of compounds and they mentioned the PbS type as the parental structure. Additionally, this structural relation is deduced from the phase transitions observed by the previous authors. Cubic high-temperature modifications of AgMS<sub>2</sub> are described as crystallizing in the PbS type; Ag and M atoms are octahedrally coordinated and occupy statistically one atomic site. The low-temperature modifications of these compounds exhibit a full order between Ag and M atoms accompanied by distinct coordinations. According to more detailed investigations of sulfosalts by [5] the type structure of the AgMS<sub>2</sub> minerals should be considered as derivatives of the SnS archetype to account for their special coordinations and the bond-strength distributions. Despite the derivation from one structure type, the linkage among the short connected atoms in the AgMS<sub>2</sub> minerals is quite different.

Considering only the nearest-neighbour environment the type structure of baumstarkite and aramayoite features zig-zag chains parallel to [010] with formula [AgMS<sub>2</sub>]. The MS<sub>3</sub> pyramids are corner-connected to the MS<sub>4</sub> polyhedra. All Ag<sup>2+</sup>–S bonds are within the chains.

The chains are interlocked among each other by additional Ag–S and M–S bonds to layers parallel to (001). The Ag–S bonds between the layers are  $> 2.93 \text{ \AA}$  and they are responsible for only weak chemical interactions. Miargyrite is formed by (MS<sub>2</sub>) chains running parallel to [010] of corner connected SbS<sub>3</sub> pyramids. The chains are linked by Ag atoms. Comparing the cell volumes recalculated for one AgSbS<sub>2</sub> unit indicates distinct packing densities. Miargyrite (92.9 Å<sup>3</sup>) is less densely packed as compared to baumstarkite (90.3 Å<sup>3</sup>) and cubargyrite (90.2 Å<sup>3</sup>). It is worth mentioning that aramayoite has only a volume of 91.2 Å<sup>3</sup> for one AgSb<sup>2/3</sup>Bi<sup>1/3</sup>S<sub>2</sub> unit, i.e., less than miargyrite. Structural data of the further minerals of the AgMS<sub>2</sub> group need a re-investigation: smithite, M = As [6], trechmannite, M = As [7], and matildite, M = Bi [8].

## References

- [1] KNOWLES, C. R. (1964): A redetermination of miargyrite, AgSbS<sub>2</sub>. - Acta Cryst. 17, 847-851.
- [2] SMITH, J. V., PLUTH, J. J., & SHAO-XU HAN (1997): Crystal structure refinement of miargyrite, AgSbS<sub>2</sub>. Min. Mag. 61, 671-675.
- [3] WALENTA, K. (1998): Cuboargyrite, ein neues Silbermineral aus dem Schwarzwald. - Lapis, 23/11, 21-23.
- [4] MULLEN, D. J. E. & NOWACKI, W. (1974): The crystal structure of aramayoite Ag(Sb,Bi)S<sub>2</sub>. - Z. Krist. 139, 54-69.
- [5] MAKOVICKY, E. (1993): Rod-based sulphosalt structures derived from the SnS and PbS archetypes. - Europ. J. Min. 5, 545-591.
- [6] HELLNER, E. & BURZLAFF, H. (1964): Die Struktur des Smithits AgAsS<sub>2</sub>. Die Naturwissenschaften, 51, 53-54.
- [7] MATSUMOTO, T. & NOWACKI, W. (1969): The crystal structure of trechmannite, AgAsS<sub>2</sub>. - Z. Krist. 129, 163-177.
- [8] HARRIS, D. C. & THORPE, R. I. (1969): New observations on matildite. - Can. Min. 9, 655-662.

**KRISTALLCHEMISCHE ÜBERLEGUNGEN ZUR BESETZUNG "NICHTTETRAEDRISCHER"  
KATIONENPOSITIONEN DURCH SILIZIUM IM STRUKTURTYP TURMALIN**

von

**A. Ertl<sup>1</sup>, B. Marler<sup>2</sup> & F. Pertlik<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Institut für Mineralogie und Kristallographie  
Universität Wien, Geozentrum, Althanstrasse 14, A-1090 Wien

<sup>2</sup>Institut für Geologie, Mineralogie und Geophysik  
Ruhr-Universität Bochum, D-44780 Bochum

In den letzten Dezenien wurden eine Reihe von Turmalinanalysen mit Werten für SiO<sub>2</sub> veröffentlicht, die einer Anzahl > 6 an Si-Atomen pro Formeleinheit entsprechen. Die zur Diskussion stehenden Turmaline sind überwiegend einer Reihe Olenit - Schörl - Dravit zuzuordnen [1,2]. Während eine Substitution des Si durch B im Si<sub>6</sub>O<sub>18</sub> - Ring in einem Al-reichen Turmalin nach der ersten experimentellen Belegung [3, 4] anhand von Strukturuntersuchungen an weiteren Individuen bestätigt wurde [5, 6], kann die Besetzung nichttetraedrisch koordinierter Kationenpositionen durch Si aufgrund fehlender experimenteller Beweise nur vermutet werden. Da sich derartige Substitutionen auch nur in engen Grenzen von wenigen Atomprozent bewegen können, erscheinen daher vorerst kristallchemische Überlegungen angebracht, um Vertreter für weitere Untersuchungen (z. B. SIMS - secondary ion mass spectrometry) möglichst effizient auswählen zu können. Ganz allgemein ist zu bemerken, daß Korrelationen zwischen dem Si-Gehalt der Turmaline und deren genetischen P-T-Bedingungen sowie dem Chemismus der Ausgangslithologien in groben Zügen nachweisbar sind [7].

Welche Atomlagen im Strukturtyp Turmalin könnte Si zusätzlich zur tetraedrisch vierkoordinierten Kationenposition, zumindest teilweise, besetzen und somit andere Elemente substituieren? In keiner der bis heute mit modernen Methoden an Turmalinen durchgeführten Strukturanalysen wurden neben den aus der Formel XY<sub>3</sub>Z<sub>6</sub>(BO<sub>3</sub>)<sub>3</sub>(Si<sub>6</sub>O<sub>18</sub>)(O,OH)<sub>3</sub>(OH,F) resultierenden Atompositionen weitere mögliche Positionen beschrieben. Da aufgrund des geringen Streuvermögens sämtlicher am Aufbau einer Turmalinstruktur beteiligter Elemente die Lagen der Wasserstoffatome neben den übrigen Atomlagen heute experimentell zweifelsfrei belegbar sind, scheint auch eine statistische Besetzung einer weiteren zusätzlichen Atomposition ausschließbar zu sein. "Überschüssiges Silizium" kann somit nur in eine der übrigen Kationenpositionen als Gastelement eintreten.

Ein Ersatz des planar dreikoordinierten Bors erscheint aufgrund der unterschiedlichen Elektronenkonfiguration der beiden Elemente höchst unwahrscheinlich. Desgleichen kann ein Ersatz der Elemente der neunkoordinierten X-Position wegen der Größe der mittleren < X-O > Abstände im Bereich von 2.67 Å bis 2.74 Å [1] kristallchemisch ausgeschlossen werden. Die vorliegende Diskussion soll sich daher auf zwei Atompositionen, Y und Z, beschränken.

Diese zwei, je oktaedrisch sechskoordinierten Atompositionen, Y und Z, unterscheiden sich prinzipiell durch die mittleren  $YO_6$ - und  $ZO_6$ -Abstände sowie durch die zugehörigen Volumina der Voronoi-Dirichlet-Polyeder. Die mittleren Abstände  $ZO_6 < 1.933 > \text{Å}$  sind deutlich kleiner als die  $YO_6$ -Abstände  $< 2.033 > \text{Å}$ , gleiches gilt für die oben erwähnten Volumina [1].

Die Substitution eines Kations an den Positionen Y oder Z durch Si-Atome bedarf jedoch noch weiterer kristallchemischer Überlegungen. Beide Positionen werden auch von O-Atomen koordiniert, die aufgrund von Bindungsstärkenberechnungen mögliche Donoratome für H-Brücken darstellen bzw. durch F-Atome ersetzt werden können. Für die Y-Position sind dies zwei, für die Z-Position ein koordinierendes Atom. Da die Substitution eines O-Atoms durch F in einem  $SiO_x$ -Polyeder in natürlich vorkommenden Verbindungen unwahrscheinlich erscheint, ergibt sich als Konsequenz: Si kann nur in Polyeder ohne koordinierendes F eintreten. Dies wird durch fluorarme bis fluorfreie Paragenesen begünstigt.

Die Substitution von Al in der Z-Position durch Si von mehr als 5 Atom % würde den mittleren  $ZO_6$ -Abstand in Al-reichen Turmalinen (Elbait - Liddicoatit - Olenit-Reihe) um ungefähr 2 % verkleinern. Das bedeutet, daß mittlere  $AlO_6$ -Abstände von  $< 1.90 > \text{Å}$  ein Hinweis auf eine Substitution des Al durch Si sein können.

In Tabelle 1 sind ausgewählte Parameter von fünf Turmalinstrukturen zusammengestellt, deren Volumina für die Voronoi-Dirichlet-Polyeder der Z-Position Werte  $< 7.1 \text{ Å}^3$  ergeben und die somit Anwärter für weitere Untersuchungen darstellen. Es sind dies Al-reiche Turmaline, unter denen sich allerdings auch Vertreter finden, in denen aufgrund borreicher Ausgangslithologien das Si in der Tetraederposition in geringem Ausmaß durch B ersetzt sein kann.

	1.)	2.)	3.)	4.)	5.)
a [Å]	15.967(2)	15.916(3)	15.875(3)	15.846(3)	15.838(1)
c [Å]	7.126(1)	7.130(1)	7.126(2)	7.119(1)	7.103(1)
V [Å <sup>3</sup> ]	1573.3	1564.2	1555.3	1548.1	1543.1
Y	$Fe^{2+}_{1.5}Al_{1.0}Mn^{2+}_{0.2}Li_{0.2}$	$Al_{1.5}Mn^{2+}_{0.9}Li_{0.4}\square_{0.2}$	$Al_{1.6}Li_{1.4}$	$Al_{1.3}Li_{1.0}Mn^{2+}_{0.4}$	$Al_{1.6}Li_{1.2}Mn^{2+}_{0.2}$
$V_Y$ [Å <sup>3</sup> ]	8.846	8.747	8.625	7.992	8.435
Z	$Al_{1.9}Fe^{2+}_{0.1}$	$Al_{6.0}$	$Al_{6.0}$	$Al_{6.0}$	$Al_{6.0}$
$V_Z$ [Å <sup>3</sup> ]	7.066	7.067	7.062	7.031	7.021
T	$Si_{6.0}$	$Si_{6.0}$	$Si_{6.0}$	$Si_{6.0}$	$Si_{6.0}$
$V_T$ [Å <sup>3</sup> ]	7.177	7.217	7.236	7.172	7.168
	1.) Schörl, [11]		4.) Olenit - Elbait, [8]		
	2.) Olenit (mit Mangan), [10]		5.) Olenit - Elbait, [9]		
	3.) Olenit - Elbait, [12]				

**Tabelle 1**

Gitterkonstanten (Standardabweichungen in Klammern), Volumina der Elementarzellen und individuelle Besetzungen der Kationpositionen Y, Z (=Oktaeder) und T (=Tetraeder) von Al-reichen Turmalinen aus der Literatur. Weiters sind die Volumina der Voronoi-Dirichlet Polyeder für diese Positionen angeführt.



## Literatur

- [1] ZANG, J.W. (1994): Zur Kristallchemie der Turmaline. - Dissertation. Universität Mainz.
- [2] DYAR, M. D., TAYLOR, M. E., LUTZ, T. M., FRANCIS, C. A., GUIDOTTI, C. V. & WISE, M. (1998): Inclusive chemical characterization of tourmaline: Mössbauer study of Fe valence and site occupancy. - *Amer. Mineral.* 83, 848-864.
- [3] ERTL, A., PERTLIK, F. & BERNHARDT, H. J. (1997): Investigations on olenite with excess boron from the Koralpe, Styria, Austria. - *Österr. Akad. Wiss. Math.- naturw. Kl., Anzeiger* 134, 3-10.
- [4] ERTL, A. & PERTLIK, F. (1999): Replacement of silicon in tourmaline- and mica-type structures. - *Bull. Soc. Franç. Min. Crist.* 11, 115.
- [5] TAGG, S. L., CHO, H., DYAR, M. D. & GREW, E. S. (1999): Tetrahedral boron in naturally occurring tourmaline. - *Amer. Mineral.* 84, 1451-1455.
- [6] HUGHES, J. M., ERTL, A., DYAR, M. D., GREW, E. S., SHEARER, C. K., YATES, M. G. & GUIDOTTI, C. V. (2000): Tetrahedrally coordinated boron in a tourmaline: boron-rich olenite from Stoffhütte, Koralpe, Austria. - *Canad. Mineral.* 38, 861-868.
- [7] SCHUSTER, R. (persönliche Mitteilung).
- [8] GRICE, J. D. & SCOTT ERIC, T. (1993): Ordering of Fe and Mg in the tourmaline crystal structure: the correct formula. - *N. Jb. Miner., Abh.* 165, 245-266.
- [9] DONNAY, G. & BARTON, R. Jr. (1972): Refinement of the crystal structure of elbaite and the mechanism of tourmaline solid solution. - *Tschermaks Min. Petr. Mitt.* 18, 273-286.
- [10] NUBER, B. & SCHMETZER, K. (1984): Structural refinement of tsilaisite (manganese tourmaline). - *N. Jb. Miner. Mh.* 301-304.
- [11] MACDONALD, D. J., HAWTHORNE, F. C. & GRICE, J. D. (1993): Foitite,  $\square[\text{Fe}_2^{2+}(\text{Al,Fe}^{3+})]\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{BO}_3)_3(\text{OH})_4$ , a new alkali-deficient tourmaline: description and crystal structure. - *Amer. Mineral.* 78, 1299-1303.
- [12] NUBER, B. & SCHMETZER, K. (1981): Strukturverfeinerung von Liddicoatit. - *N. Jb. Miner. Mh.* 215-219.

**HELLBLAUE OLENIT-SCHÖRL-DRAVIT MISCHKRYSTALLE VON EBERSDORF,  
NIEDERÖSTERREICH: CHEMISMUS UND KRISTALLSTRUKTUR**

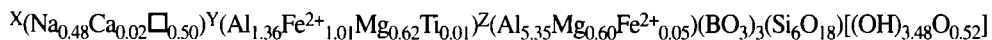
von

**A. Ertl<sup>1</sup>, F. Pertlik<sup>1</sup> & H.-J. Bernhardt<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Institut für Mineralogie und Kristallographie  
Universität Wien, Geozentrum, Althanstrasse 14, A-1090 Wien

<sup>2</sup>Z. Elektronen-Mikrosonde der RUB  
Ruhr-Universität Bochum, D-44780 Bochum

Aus einem Pegmatit der Gföhler Einheit bei Ebersdorf, Niederösterreich, wurden stark zonierte Turmaline beschrieben, die einen dunkelbraunen Kern (Schörl-Dravit) und eine hellblaue Außenzone besitzen [1]. Chemische Analysen der Außenzone (Mikrosonden-Analysen) sind in Tabelle 1 wiedergegeben. Diese Analysen lassen sich unter Berücksichtigung des Strukturtyps zu folgender Formel verrechnen:



(mit X, Y und Z sind neun- (1x) und sechskoordinierte (2x) Kationenpositionen ausgewiesen).

Die Analysenwerte für die Elemente K, Ba, Cr, Mn, Cu, Zn sowie F und Cl skalieren in Größenordnungen um die Nachweisgrenze. Da F- und Li-Gehalte in Al-reichen Turmalinen positiv korrelieren und Mg-reiche Turmaline generell einen unbedeutenden Li-Gehalt aufweisen, ist in vorliegendem Turmalin nur ein vernachlässigbarer Li-Gehalt zu erwarten. Für Eisen wurde die Wertigkeitsstufe 2+ angenommen, der Gehalt an B<sub>2</sub>O<sub>3</sub> und H<sub>2</sub>O nicht bestimmt. Der Mg Anteil an der Z Position wurde anhand der Abbildung 3 aus [2] in Korrelation mit dem Fe<sup>2+</sup> Anteil an der Y Position ermittelt, B<sub>2</sub>O<sub>3</sub> mit 3.0 in der Formelberechnung berücksichtigt und H<sub>2</sub>O als Differenz auf 100 ausgewiesen.

Eine Strukturanalyse des hellblauen Turmalins (Außenzone) mit a = 15.935(3) Å und c = 7.164(2) Å konvergierte für 3111 Intensitäten (h, k, l und -h, -k, -l nicht gemittelt) und 2θ<sub>max</sub> = 90° bei R (konventionell): 0.033 für 97 variable Parameter. Ausgewählte interatomare Abstände sind in Tabelle 2 angeführt.

Generell wurden die Besetzungsfaktoren für die Atompositionen X, Y und Z zusammen mit den jeweiligen Ortsparametern verfeinert und so rechnerisch folgende Besetzungen ermittelt: Position X ist ~50 % mit Na besetzt (~50 % □), Y zu ~70 % mit (Al+Mg) und zu ~30 % mit Fe, Z zu 100 % mit (Al+Mg). Eine Differenzierung zwischen Al und Mg war aufgrund des praktisch gleichen Streuvermögens dieser Atome nicht möglich.

Eine Verfeinerung Si  $\leftrightarrow$  B an der Tetraeder-Position ergab keine signifikante Unterbesetzung, bezogen auf das Streuvermögen eines Si-Atoms. Des weiteren entspricht der mittlere  $\langle \text{Si-O} \rangle$  Abstand von 1.619 Å einer Vollbesetzung dieser Position mit Si. Die Mikrosondenanalysen (Si: 6.00 apfu) weisen ebenfalls darauf hin, daß die Tetraeder-Position vollständig mit Si besetzt sein muß. Somit sind in diesem Turmalin im Gegensatz zu Olenit-Elbait Mischkristallen, die immer einen gewissen Anteil von  $^{14}\text{B}$  aufweisen, sowohl signifikante Anteile von  $^{14}\text{B}$ , wie auch von  $^{14}\text{Al}$  auszuschließen. [3,4].

Die Alkalidefizienz des untersuchten Turmalins (Position X ~ 50 % □) und der mittlere  $\langle \text{X-O} \rangle$  Abstand mit 2.704 Å sind mit einem als Schörl bezeichneten Turmalin aus dem vulkanischen Tuff der Jack Creek Lagerstätte direkt vergleichbar [5], wobei an letzterem bei gleicher Besetzung der X-Position ein mittlerer  $\langle \text{X-O} \rangle$  Abstand von 2.713 Å bestimmt wurde. Die anhand letzterer Turmalinstruktur im Vergleich mit etwa einem Dutzend Literaturdaten ermittelte Korrelation zwischen dem  $\langle \text{X-O} \rangle$  Abstand (= Größe des  $\text{XO}_9$ -Polyeders) und der Verzerrung des  $\text{Si}_6\text{O}_{18}$ -Ringes stimmt innerhalb des einfachen Fehlers mit den vorliegenden Ergebnissen überein. Bei relativ großen  $\text{XO}_9$ -Polyedern weisen alkalidefiziente Turmaline mit geringem Ca-Gehalt den geringsten Verzerrungsgrad des Tetraederringes auf [5]. Der  $\langle \text{Z-O} \rangle$  Abstand von 1.922 Å ist deutlich größer als bei Turmalinen, die an der Z-Position nur mit Al besetzt sind (~1.90 Å). Diese Vergrößerung wird hauptsächlich durch Anteile von Mg an dieser Position hervorgerufen.

Anhand der an fünfzig Turmalinen unterschiedlicher Genese bestimmten Kristallstruktur und deren chemischer Zusammensetzung konnte PIECZKA [6] eine einfache Korrelation zwischen mittlerer Größe der oktaedrisch koordinierten Kationpolyeder und Chemismus ableiten. Die mittleren Abstände  $\langle \text{Y-O} \rangle$  mit 2.012 Å und  $\langle \text{Z-O} \rangle$  mit 1.922 Å, (Maß für die Größe der Kationpolyeder) sowie die für diese Kationpositionen berechneten Elektronendichten [Chemismus ausgedrückt als Verhältnis (Al+Mg) / Fe] bestimmt am Turmalin von Ebersdorf, stehen in guter Übereinstimmung zu dieser Korrelation.

Unter Berücksichtigung der Strukturanalyse und der Mikrosondenanalysen ergibt sich für den untersuchten Turmalin ein Olenit-Anteil von ~50 %, nebst ~30 % Schörl- und ~20 % Dravit-Anteilen.

	A	B
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	1.49 (4)	1.50
<b>MgO</b>	5.14 (15)	5.00
<b>CaO</b>	0.1 (2)	0.11
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	35.88 (12)	35.24
<b>SiO<sub>2</sub></b>	36.58 (14)	36.58
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.08 (4)	0.05
<b>FeO</b>	7.72 (16)	7.72
<b>B<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	n. b.	10.62
<b>H<sub>2</sub>O</b>	n. b.	3.18
<b>Σ</b>		100.00

*Tabelle 1*

*Analysenwerte für den hellblauen Turmalin (Außenzone) mit Standardabweichungen in runden Klammern. A: Gew.% (Analyse); B: Gew.% (der angegebenen Formel entsprechend). Analytiker: H.-J. Bernhardt.*

<b>X-</b>	<b>O(1) = 2.519(2); 3x</b>	<b>Z</b>	<b>O(5) = 1.883(1)</b>	<b>Si-</b>	<b>O(5) = 1.608(1)</b>
	<b>O(4) = 2.761(1); 3x</b>		<b>O(6) = 1.891(1)</b>		<b>O(6) = 1.609(1)</b>
	<b>O(2) = 2.832(2); 3x</b>		<b>O(7) = 1.891(1)</b>		<b>O(2) = 1.622(1)</b>
<b>Y-</b>	<b>O(1) = 1.975(1); 2x</b>		<b>O(7') = 1.923(1)</b>		<b>O(4) = 1.636(1)</b>
	<b>O(5) = 2.006(1); 2x</b>		<b>O(6') = 1.954(1)</b>	<b>B-</b>	<b>O(1) = 1.364(2)</b>
	<b>O(3) = 2.114(1)</b>		<b>O(3) = 1.990(1)</b>		<b>O(7) = 1.379(1); 2x</b>
	<b>O,F = 1.995(1)</b>				

*Tabelle 2*

*Ausgewählte interatomare Abstände in Å. Standardabweichungen in runden Klammern.*

## Literatur

- [1] ERTL, A. (1995): Elbait, Olenit, Dravit-Buergerit-Mischkristalle, Dravit, Uvit und ein neuer Al-Tourmalin(?) von österreichischen Fundstellen. - Mitt. Österr. Miner. Ges., 140, 55-72.
- [2] BLOODAXE, E. S., HUGHES, J. M., DYAR, M. D., GREW, E. S. & GUIDOTTI, C. V. (1999): Linking structure and chemistry in the schorl-dravite series. - Amer. Min. 84, 922-928.
- [3] ERTL, A., PERTLIK, F. & BERNHARDT, H.-J. (1997): Investigations on olenite with excess boron from the Koralpe, Styria, Austria. - Österr. Akad. Wiss., Math.-Naturw. Kl., Abt. I, Anzeiger, 134, 3-10.
- [4] TAGG, S. L., CHO, H., DYAR, M. D. & GREW, E. S. (1999): Tetrahedral boron in naturally occurring tourmaline. - Amer. Min., 84, 1451-1455.
- [5] FOIT, F. F. Jr. (1989): Crystal chemistry of alkali-deficient schorl and tourmaline structural relationships. Amer. Min. 74, 422-431.
- [6] PIECZKA, A. (1997): Statistical interpretation of structural parameters of tourmalines: iron ordering in octahedral sites. - "TOURMALINE 1977", Int. Symp. on Tourmaline, Abstracts 70-71.

THE MECHANISM OF DEVELOPMENT OF A MANTLE SHEAR ZONE:  
EVIDENCE FROM A XENOLITH  
(SZETBÉKKALLA, BAKONY-BALATON HIGHLAND, HUNGARY)

by

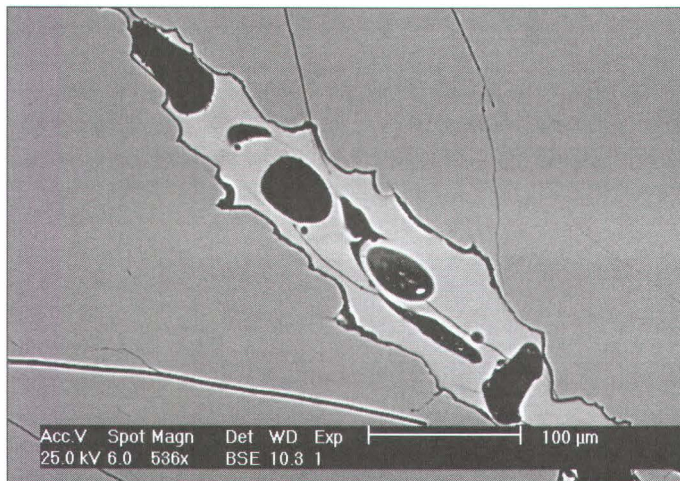
Gy. Falus<sup>1</sup>, H.L.M. van Roermund<sup>2</sup>, M.R. Drury<sup>2</sup>, Cs. Szabó<sup>1</sup> & Á. Gál<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Department of Petrology and Geochemistry  
Lithosphere Research Group, Eötvös University, Múzeum hrt. 4/a, 1088 Budapest, Hungary

<sup>2</sup>Department of Structural Geology  
Faculty of Earth Sciences, Utrecht University, Budapestlaan 4, 3584 CD Utrecht, Netherlands

<sup>3</sup>Department of Mineralogy and Petrology  
Babeş-Bolyai University, Cluj-Napoca (UBB) str., Romania

A strongly deformed composite peridotite-pyroxenite mantle xenolith from the Pannonian Basin has been studied with optical microscope, SEM and electron microprobe to describe melt topology and pores space partially filled with three immiscible fluids (silicate glass + CO<sub>2</sub> + sulfide). The two rock types (peridotite and pyroxenite) build up the xenolith approximately in the same volume ratio. Large amount of euheadral neoblasts related to the infiltrating fluid was also found. A narrow (300 - 600 mm) shear zone, running along the boundary of the two rock types and then continuing in the peridotite, can be observed even in the hand specimen. The peridotite part of the xenolith is a partially recrystallized porphyroclastic spinel lherzolite. Pods (d ~ 100 mm) of homogenous glass were detected, mostly in close relation with large porphyroclast (and porphyroblasts).



Large empty bubbles in dimensions of 30 - 50 mm possibly representing the exsolved vapor phase from the melt are observed in these pockets (Fig. 1).

Fig. 1

Some neoblasts are inbedded or next to the interstitial glass that has the same composition as those in the larger melt pockets. Neoblasts here are dominantly euhedral in shape (Fig. 2).

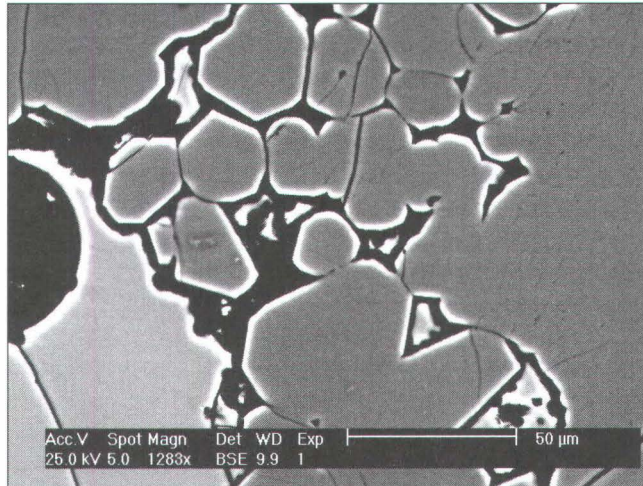


Fig. 2

Geothermometer of BREY & KÖHLER (1990) were used to estimate the changes in conditions during the deformation and recrystallization of porphyroclasts into neoblasts associated with the melt infiltration. The data suggest that an increase of temperature occurred in a range of 90 - 100°C during the recrystallization from 1090 to 1180°C. Thermometric calculations for co-existing liquid and clinopyroxene were performed to estimate the equilibrium temperature of infiltrating silicate melt using method of PUTIRKA et al. (1996). The results are in good agreement with the temperature estimates derived from the previous geothermometer showing an equilibrium temperature of  $1082 \pm 27^\circ\text{C}$ .

Dimensions of olivine tablet grains, grown in deformed porphyroclasts, were used to estimate the approximate period of annealing and tablet grain growth. Starting with temperatures of around 1100°C, cooling rates in the range of 1 - 100°C/Ma and an average tablet grain size of 300 nm, the annealing period lasted for 1 - 1000 years before the sampling by the host basalt. This suggests that the tectonic event (presumably one or more earthquakes) that developed the shear zone in the mantle is in close association with the alkali basaltic volcanism (WILSHIRE & KIRBY, 1989) which sampled the mantle rock.

Large volume of infiltrating fluids (vapor saturated silicate melt) was stable in the mantle and led to brittle/plastic deformation. As a consequence of its different softening effect in the two rock types, the fluids possibly led to strain localization and the formation of the shear zone observed in the sample. Furthermore, the exsolution of  $\text{CO}_2$  from the evolving melt could have enhanced the localization even more drastically.

## References

- [1] BREY, G. P. & KÖHLER, T. (1990): Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers and practical assessment of existing thermobarometers. - *J. Petrol.*, 31, 1353-1378.
- [2] PUTIRKA, K., JOHNSON, M., KINZLER, R., LONGHI, J. & WALKER, D. (1996): Thermobarometry of mafic igneous rocks on clinopyroxene-liquid equilibria, 0-30 kbar. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 123, 92-108.
- [3] WILSHIRE, H. G. & KIRBY, S. H. (1989): Dikes, joints and faults in the upper mantle. - *Tectonophysics*, 161, 23-31.

TI-BEARING ANDRADITE WITH PREHNITE AND EPIDOTE FROM THE  
MALÁ FATRA GRANODIORITE AND TONALITE (WESTERN CARPATHIANS)

by

S.W. Faryad<sup>1</sup> & I. Dianška<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Department of Geology and Mineralogy  
Technical University Košice, Letná 9, 04011 Košice, Slovakia

<sup>2</sup>Mierová 16, Rožňava

Calc-silicate minerals with chlorite, muscovite occur in the Malá Fatra granodiorite and tonalite. The main constituents of the Malá Fatra rocks are plagioclase, quartz, biotite and K-feldspar. Accessory phases are epidote, garnet, prehnite, white mica, calcite, apatite and zircon. Some samples may additionally contain amphibole. Plagioclase is usually replaced by fine-grained white mica and epidote, especially in the more calcic cores. Biotite is altered to chlorite and partly contains epidote, titanite, garnet and prehnite. Garnet is present in most samples and, additional to chlorite and epidote, is often accompanied by titanite, prehnite and locally by K-feldspar (adularia), muscovite and calcite. In most cases garnet forms thin strips, lenses, pods (0.1 - 0.6 mm in length) or bulbous grains of near colorless or pale brown shade. The garnet is slightly anisotropic and its elongated crystals follow cleavage in biotite. Many of the chlorite and biotite contain lenses of prehnite, epidote and titanite. In one case epidote overgrowing and rimming garnet was found. Accessory hornblende is partly replaced by chlorite, epidote and titanite.

The garnet composition varies in the range of 32 - 42 mol % grossularite, 50 - 60 % andradite, 1 - 10 % schorlomite, 0 - 7 % morimotoite, 0.5 - 2.5 % spessartine, 0 - 1 % pyrope, 0 - 2 almandine. The low analysis total < 100 wt % and the Si deficient in mineral formulae suggest the presence of H<sub>2</sub>O in garnet. The garnet exhibits irregular zonation, but generally grossularite increase and andradite and schorlomite + morimotoite decrease toward rim. Some garnet may have three zones, where cores and rims are relatively poor in Ti. Some small domains in the second zone correspond to Fe- rich and Ti-poor garnet with up to 74 mol % andradite content. Correlation of major element contents in garnet indicates exchange of TiSi<sub>1</sub>, Fe<sup>3+</sup>Al<sub>1</sub> and TiFe<sup>2+</sup>Al<sub>2</sub>.

Epidote is rich in Fe<sup>3+</sup> with very small amounts of zoisite ( $100[(-2+Al_{tot})/(-2+Al_{tot}+Fe_{tot})]$ ) = 3 - 17 %. The high zoisite content come from epidote located in plagioclase. Accessory brown allanite is also present. X<sub>Fe<sup>3+</sup></sub> values of prehnite range between 0.3 - 1.0. The Si values of phengite are in the range of 3.15 - 3.29 a.p.f.u. based on 11 oxygens.

Textural relations from the Malá Fatra granodiorite and tonalite indicate that metamorphic minerals were probably formed by both hydrothermal alteration and metamorphism. Zeolite forming drusy veins in tectonic zone and the occurrence of white mica and epidote in shear cracks suggest their formation after cooling of intrusive body. Adularia and calcite forming veinlets that cross cut other matrix minerals in granodiorite and tonalite also belong to later formed phases in the rocks. Relation of prehnite and some epidotes and chlorites to hydrothermal alteration is probable, but role of metamorphism on these minerals as well on grandite is not well clear. Mineral assemblages and thermodynamic calculation indicate temperature less than 350°C for the calc-silicates formation.



**PRE-ALPINE ECLOGITES AND GARNET-PYROXENE-BEARING METABASITES IN THE  
AUSTROALPINE UNITS OF THE EASTERN ALPS AND WESTERN CARPATHIANS**

by

**S. W. Faryad<sup>1</sup>, G. Hoinkes<sup>2</sup> & P. Ivan<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Department of Geology and Mineralogy  
Technical University Košice, Letná 9, 04011 Košice, Slovakia

<sup>2</sup>Institute of Mineralogy and Petrology  
Universität Graz, Universitätsplatz 2, A-8010 Graz

<sup>3</sup>Department of Geochemistry  
Comenius University, Mlynská dolina 842 15 Bratislava, Slovak Republic

The Austroalpine tectonic units in the Eastern Alps and the Western Carpathians basement rocks are indicative of similar metamorphic evolution during Pre-Alpine history. The classical Variscan metamorphism of medium-pressure conditions was followed by Upper Carboniferous granite intrusions. According to petrological and geochronological data, basement rocks from both area record early Variscan or Pre-Variscan high-grade, mostly high-pressure metamorphism. Because of multiply deformation and recrystallization during Variscan and Alpine metamorphic events, evidences of earlier metamorphic processes are only locally preserved. Some metabasites may contain lens-shaped enclaves (1 - xx m in length) of massive eclogites or high-pressure amphibolites that were spared from deformation and hydration.

In the Eastern Alps, amphibolized eclogites occur at Hochgrößen massif, east of the Tauern Window (RICHTER, 1973). Together with host serpentinites, they are part of the Speik Complex in the Austroalpine basement nappes. Fresh eclogites are rare and contain omphacite with a maximum of 39 mol % jadeite content, garnet (Py<sub>15-19</sub>) and amphibole. An average temperature of 700°C was obtained for eclogite facies metamorphism using garnet-pyroxene thermometries. A minimum pressure of 1.5 GPa is indicated by the maximum jadeite content in omphacite. Thermobarometric calculations for amphibole with coexisting omphacite and garnet give pressures of 1.8 GPa at 700°C. Retrogression to ca 0.6 - 0.8 GPa at 590 - 640°C is documented by the equilibrium assemblage of Na-poor clinopyroxene, albite, amphibole and zoisite in the symplectites. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar radiometric dating of edenitic amphibole in textural equilibrium with omphacite gave a plateau age of 397.3 ± 7.8 Ma (FARYAD et al., 2001), and probably indicates retrograde cooling through the closure temperature for amphibole (~ 500°C). The age of the HP metamorphism thus must be pre-Variscan and points to one of the earliest metamorphic events in the Austroalpine nappes known to date.

Several petrological works from the Western Carpathians (HOVORKA & MÉRES, 1990; JANAK et al., 1996) indicated evidences of granulite or eclogite facies metamorphism. Similar rocks were recently found in the eastern part of the western Carpathians from Branisko Mts. (MÉRES et al., 2000). Detail mineralogy of these rocks indicates high-grade metamorphism, appropriate to triple point of amphibolite - eclogite - granulite facies boundaries. The rocks are derived from MORB type basalts and contain Ca- and Mg- rich garnet ( $Gr_{20-32}$ ,  $Py_{18-20}$ ), diopsidic clinopyroxene and plagioclase ( $An_{10-40}$ ). Garnet encloses clinopyroxene, plagioclase, ilmenite and K-feldspar. P-T conditions of 750°C and 13 - 14 kbar were estimated using various exchange thermometries and equilibrium reactions. Such pressure conditions are assumed also by accessory phengite ( $Si = 3.38$ ) with K-feldspar in the matrix. Besides inclusions in garnet, pyroxene forms symplectites with plagioclase and amphibole in the matrix. The high-grade metamorphism was followed by amphibolite facies metamorphism at 650°C and 7 - 8 kbar. Textural relations in metabasites with combination of geochronological data from other basement rocks suggest long-termed and polyphase evolution of the Western Carpathians basement during Pre-Alpine history.

The presented data from the Eastern Alps and Western Carpathians suggest subduction of continental and oceanic elements during Silurian-Devonian and continent-continent collision between Gondwana-derived continental elements and northern portion of Central European Variscan Belt and Fennosarmatia (VON RAUMER, 1998). Really eclogites, derived from ocean-floor basalts, occur in the Eastern Alps, while the high-pressure amphibolites transitioning to eclogites were formed in the Western Carpathians.

## References

- FARYAD, S. W., HOINKES, G., MELCHER, F., PUHL, J., MEISEL, T. & FRANK, W. (2001): Eclogites from the Speik Complex at Hochgrößen; middle Austroalpine unit, Eastern Alps. - *Mineralogy and Petrology* (in print).
- HOVORKA, D. & MÉRES, Š. (1990): Clinopyroxene-garnet metabasites from the Tribeč Mts. (Central Slovakia). - *Mineralia Slovackia*, 22, 533-538.
- JANAK, M., O'BRIEN, P. J., HURAI, V & REUTEL, CH. (1996): Metamorphic evolution and fluid composition of garnet-clinopyroxene amphibolites from the Western Tatra Mts., Western Carpathians. - *Lithos*, 39, 57-79.
- MÉRES, Š., IVAN, P. & HOVORKA, D. (2000): Garnet-pyroxene metabasite and antigorite serpentinites – evidence of leptino-amphibolite complex in the Branisko Mts. (Tatric unit, central eastern Carpathians). - *Mineralia Slovaca*, 32, 479-486.
- RICHTER, R. (1973): Vergleichende Untersuchungen an ostalpinen Eklogiten. - *Tschermaks Min Petr Mitt* 19: 1-50.
- VON RAUMER, J. F. (1998): The Palaeozoic evolution of the Alps: from Gondwana to Pangea. - *Geol. Rundschau* 87: 407-435.

SULFIDISCHE UND OXIDISCHE ZN-PB VERERZUNGEN DER LAGERSTÄTTE  
CHO-DIEN (VIETNAM) – GENETISCHE ASPEKTE

von

**B. Fojt<sup>1</sup> & I. Kušnir<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Lehrstuhl für Mineralogie, Petrologie und Geochemie  
Masaryk Universität Brno, Kotlářská 2, 611 37 Brno, Tschechische Republik  
<sup>2</sup>22, Avenue de Guyenne, 92 160 Antony, Frankreich

Der nördliche Teil Vietnams ist durch die Anwesenheit von mehr als 300 Erzvorkommen gekennzeichnet. Das Lagerstätten-führende Gebiet Cho-Dien befindet sich ungefähr 300 km NO von Ha-noi und ist Bestandteil der gefalteten Viet-Bac Region. Diese Region liegt zwischen dem Yang-Tze im Norden und Indochina Kratons im Süden. In diesem Gebiet treten Metasedimente des Mitteldevons (überwiegend niedrig metamorphierte Kalksteine und Phyllite) auf. Granitoid-Massiv (Pia-Biok) ist von Cho-Dien 11 km östlich entfernt. Die Metamorphose und Verfaltung gehören in die Untere Trias; weitere tektono-metamorphe Aktivitäten wurden im jüngeren Mesozoikum gefunden [1]. Das gesamte Gebiet (ungefähr 30 km<sup>2</sup>) wurde durch subparallele Bruchstrukturen in NNO-SSW Richtung mit Längen von 300 bis 1000 m zerlegt. Die darin auftretenden Vererzungen können in folgende Typen gegliedert werden:

A. Primäre Erze:

1. Stratiforme Sulfid-führende Lager
2. Sulfidische Gänge (mit der gleichen stofflichen Zusammensetzung wie A.1), die die stratiforme Lager durchdringen. Die Gänge sind ohne jede ökonomische Bedeutung.

B. Sekundäre Erze:

1. In-situ verwitterte Lager (bedeckt A.1)
2. Verwitterungsprodukte in karstigen Erdfällen (sog.Amas)
3. Umgelagerte Verwitterungsprodukte (= deluviale Anreicherungen)

Die Erze betragen: A: ~ 1.2 Mil. t Zn+Pb (10 - 30 % Zn, 0.5 - 6 % Pb)

B: ~ 4.5 Mil. t Zn+Pb (10 - 15 % Zn, < 0.5 % Pb)

Die reichsten Erze (mit 25 - 48 % Zn) wurden bereits in den Jahren vor dem II. Weltkrieg durch französische Aktivitäten abgebaut.

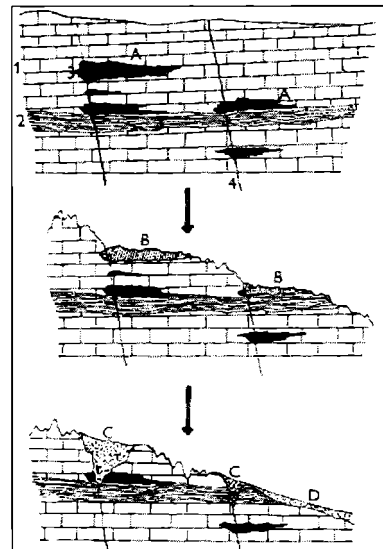
Die primäre, stratiforme Vererzung (A.1) bildet mehrere massive linsenförmige Lager mit Mächtigkeiten von 20 cm bis 3 m, die vorwiegend im Hangenden der Bruchstrukturen auftreten. Um die massiven Erze verteilt treten vereinzelt Sulfide auf, entweder fein verteilt oder in Form unregelmässig gebänderter Gefüge. Die Nebengesteine dieser Vererzungen sind silifiziert, chloritisiert und dolomitisiert. Als Erzminerale treten am häufigsten Sphalerit und Galenit, in manchen Erzlinsen auch Pyrit und Arsenopyrit auf.

Daneben finden sich weitere Erzminerale, die aber nur untergeordnet und daher akzesorische Bestandteile sind (Chalkopyrit, Pyrrhotin, Pyrargyrit, Canfieldit, Ag-Tetraedrit, Cassiterit, Magnetit). Als Nichterze wurden vorwiegend Quarz, Calcit, Karbonate der Dolomit-Reihe, manchmal auch Siderit, Chlorit und Muskovit beobachtet. Sphalerit enthält 0.8 - 12 % Fe, 0.25 - 0.62 % Cd, 0.1 - 1.1 % Mn und in Spuren auch Sn, In, Ag. Der Silbergehalt des Galenits schwankt zwischen 0.08 - 0.45 Gew.% - je nach der Menge der mikroskopisch erkennbaren Einschlüsse von Sulphosalzen. Bei unterschiedlichen Gehalten an Co+Ni im Pyrit (Variation von 3 bis 187 ppm) bleibt das Verhältnis von 1:1 zwischen diesen beiden Elementen stets gleich und weist somit einen linearen Trend aus. Die Arsenopyrit-Geothermometrie weist eine Kristallisationstemperatur zwischen 270 - 300°C aus, die Sphalerit-Geobarometrie einen Druck zwischen 0.236 - 0.252 GPa. Diese Daten entsprechen einer ursprünglichen Tiefe der Mineralisation von ungefähr 6 km. Der an Pyrrhotin bestimmte Wert  $N_{FeS} = 0.92 - 0.94$  zeugt von Verwachsungen von monoklinem mit hexagonalen Pyrrhotin. Die isotopische Zusammensetzung des Schwefels der Sulfide bewegt sich zwischen  $-5.9$  bis  $+1.2$  ‰  $\delta^{34}S$  (CDT), und entspricht demgemäß näherungsweise dem Wert für abyssalen Schwefel. Aus den isotopischen Daten (der Paare Sphalerit-Galenit, Sphalerit-Pyrit und Galenit-Pyrit) errechnet sich für die stratiforme Lager eine Kristallisationstemperatur im Bereich zwischen 325 - 335°C und für die Gänge zwischen 216 - 290°C. Isotopische Pb-Werte ( $^{206}Pb/^{204}Pb$  :  $^{207}Pb/^{204}Pb$ ) sind  $\pm$  entlang der Kurve von Blei orogenen Ursprungs angehäuft.

Obwohl man die Genese der primären Erze von Cho-Dien rein phänomenologisch auch auf andere Genesemodelle zurückführen könnte (wie z.B. auf den "Mississippi Valley type" oder den "Sediment-hosted massive sulphide type"), korrelieren die oben angeführten Daten mit einer Vererzung, die mit der klassischen hydrothermalen Entstehung erklärt werden kann. Wie schon im Jahre 1965 bekannt wurde [2], sind die sulphidischen Erzvorkommen rund um die Granitoide der Massive Pia-Ouac, Pia-Bioc, Tam-Tao und Cho-Chu versammelt. Alterbestimmungen an Biotiten der Granite von Pia-Bioc führen zu Werten, die zwischen 210 und 271 Ma (K/Ar Methode) schwanken, während an Galenit von Cho-Dien (Pb/Pb Methode) ein Alter von  $\sim 230$  Ma [3] ermittelt wurde.

Fig. 1  
Idealisiertes Schema der Entstehung der Verwitterungslagerstätten der Zn-Pb Erze im Cho-Dien Revier.

1. Kristalline Kalksteine
  2. Calcitische Phyllit
  3. Erzkörper
  4. Hauptbrüche.
- A. Primäres Erz  
B. Oxidisches Erz der "in situ" verwitterten Sulphiden  
C. Erz in den karstigen Erdfällen (sog. Amas)  
D. Kataklastische Anhäufungen in den deluvialen Sedimenten.



In den sekundären Erzen (B) treten überwiegend folgende Mineralien auf: Hemimorphit, Hydrozinkit, Smithsonit, Pyrolusit, Goethit und andere Oxihydroxide des Eisens (sog. Limonit). Akzessorien sind: Saukonit, Beudantit, Halloysit, Anglesit, Cerusit, Pyromorfit, Vanadinit, Arseniosiderit, Farmakosiderit, Skorodit, Cuprit, ged. Kupfer, Chalkosin und Greenockit. Erz-Typus B1 hat wegen seiner starken Anreicherung von Hydrozinkit und Smithsonit ökonomische Bedeutung. Das Alter der Verkarstung und die mit ihr zusammenhängende Verwitterung der Sulfidlagerstätten, konnte nicht eindeutig bestimmt werden. Die subtropischen Bedingungen geben die Möglichkeiten den weitgehenden Verwitterungsprozessen zu gleicher Zeit.

### **Literatur**

- [1] FEDIUK, F. & KUSNIR, I. (1967): Groupe de gites polymétalliques de Cho-Dien en République Démocratique du Vietnam. - Acta Univ. Carol., Geologica, 1: 29-58. Praha.
- [2] FEDIUK, F., FOJT, B. & KUSNIR, I. (1965): K probleme zonalnosti na primere rudnych mestorozdenij severovostocnoj casti Vietnama. - Symp. Problems of Postmagmatic Ore Deposition, II: 171 - 174. Prague.
- [3] NHAN, V. N. (1988): Formacje endogenicznych zloz i prejawow okruszcowania w Wietnamie. - Zes. Nauk. AGH, 38, 1161: 1-134. Kraków.

**HISTORICAL BUILDING MATERIALS IN SOUTH TYROL/ITALY –  
A MINERALOGICAL STUDY UNDER THE ASPECTS OF MONUMENT CONSERVATION**

by

**C. Franzen & P. W. Mirwald**

Institute of Mineralogy and Petrography  
University of Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck

A combined study on the material inventory of churches in South Tyrol/Italy as well as on the properties and weathering behaviour of prominent building materials of that area was conducted. The first part of the study was concerned with mapping on a regional scale aiming at the documentation of historic building materials and a survey of its distribution. The project comprises the following South Tyrolian areas: Vinschgau, Etsch Valley, Eissack Valley, Pusteria Valley and Unterland.

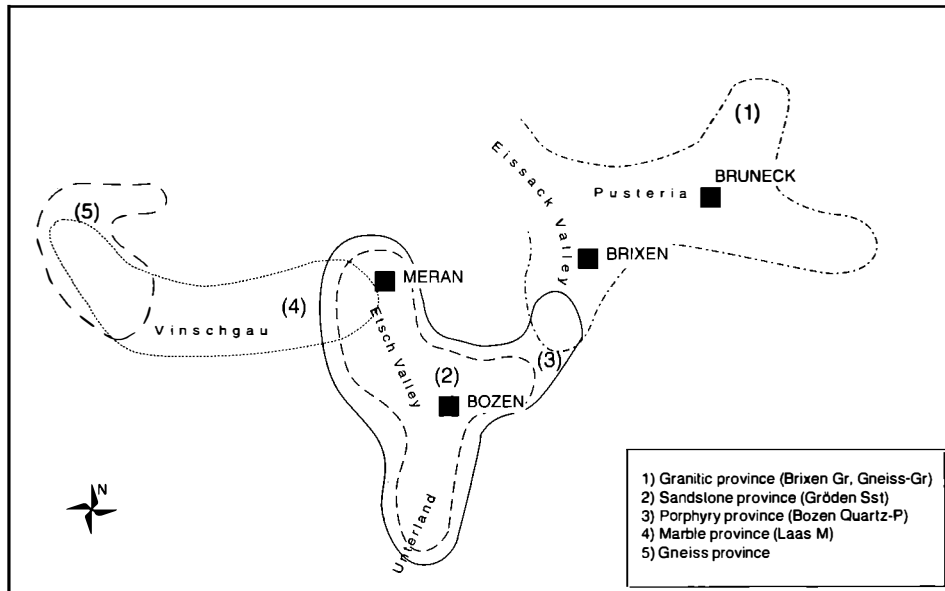
In order to document all information in one map a spectrum of symbols has been developed which allows to distinguish the kind of constructions (church, chapel, house, castle, memorial, tombstone, wall etc.) architectural elements (base, wall, tower, roof, door, window, decoration elements etc.), and materials (stone, brick, mortar, masonry etc.). This scheme provides a comprehensive survey of relevant material data useable as primary information source for conservation and restoration concepts.

The results of this mapping survey suggest a very close correlation between stone materials employed for historic objects and the local geology. This applies particularly for more remote valley areas. Petrographic mapping reveals in addition in many cases a close correlation between the functional construction task and the choice of materials. This fact is additionally constrained by the local availability of materials. A simplified map is given in Fig. 1.

The data allow to distinguish five stone provinces:

- 1) Northern granitic province (Eissack - Pusteria Valley). - Main building material in that area is the permian Brixen Granite. The middle to fine grained Biotite Granite exhibits seldom dark inclusions. A weak foliation is often the only difference to the also used Granite-Gneiss.
- 2) Sandstone province – There the Gröden Sandstone as the important building and architectural stone in the Etsch valley area [1] (Bozen-Meran) exhibits an interesting mineral indicator for weathering: Dawsonite, a fibrous carbonate ( $\text{NaAl}_2[(\text{OH})_2/\text{CO}_3]$ ), to be found frequently in pristine Gröden sandstone decreases in terms of building stone weathering and disappear due to weathering impact [2].
- 3) Porphyry province – The Bozen Quartzporphyry, recently gained reputation as pavement material, was often used in walls, but examples for the use as architectural elements such as columns are also known.

- 4) Marble province – The Laas Marble as very decorative material a far exported material for architectural use. As general building material it can be found in the middle Vinschgau Area [3].
- 5) Gneiss province - In the upper Vinschgau Area most churches exhibit various Gneisses.
- A yet unsolved problem is where the stone materials for the different objects have actually been quarried. Very little documentation about that is available.



**Fig. 1**  
*Building stone provinces of historic material in South Tyrol.*

The second part of the study is concerned with the determination of basic petrographical, chemical and physical parameters, such as mineralogy, sedimentary fabrics, salt content, pore and hygric properties of the main materials. Weathering simulation experiments augment the data body about on weathering behaviour. The major problem in this study is the considerable material variation (especially within the sandstones) in combination with a broad spectrum of climatic/environmental factors. This requires long term monitoring of the climatic/environmental impact factors on building materials. However, the available data is still scarce.

**References**

[1] FRANZEN, C., LAIMER, M. & STAMPFER, H. (2000): St. Katharina in der Scharte in Hafling. - Messerschmitt Stiftung München, 36 p.

[2] FRANZEN, C., HOFMANN, H. & MIRWALD, P. W. (2000): Mineralogical, petrophysical and weathering behaviour of Gröden Sandstone. - Annual Meeting 2000, Vol. 12, Beih. 1, p. 49. German Mineralogical Society, European Journal of Mineralogy.

[3] FIMMEL, R. (1996): Verwitterungsverhalten der alpinen Marmore von Laas und Sterzing. - Diss. Univ. Innsbruck, p. 116.

**DIE MINERALOGISCHE CHARAKTERISIERUNG RÖMISCHER ZIEGEL  
IM HINBLICK AUF IHRE HERKUNFT – ERSTE ERGEBNISSE EINES  
INTERDISZIPLINÄREN PROJEKTES**

von

**M. A. Götzinger<sup>1</sup> & R. Sauer<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Institut für Mineralogie und Kristallographie  
Universität Wien, Geozentrum, Althanstrasse 14, A-1090 Wien

<sup>2</sup>Institut für Konservierungswissenschaften und Restaurierungs-Technologie (ICORT)  
Universität für Angewandte Kunst, Salzgies, A-1013 Wien

Am Südufer der Donau in Ober- und Niederösterreich verlief der Limes als Nordgrenze des römischen Reiches. Bis etwa 460 n. Chr. bestanden eine Reihe von Militärlagern und Zivilstädten [1]. Neben eindrucksvollen Gebäude- und Mauerresten (z.B. Traismauer) sind uns Grab- und Inschriftsteine sowie viele Ziegel- und Keramikbruchstücke erhalten geblieben. Auffällig sind bei fast allen "römischen" Ausgrabungen die häufig auffindbaren Dachziegelstücke mit ihren charakteristischen Wulsträndern. Manche Ziegel wurden mit Legions-Stempeln oder privaten Ziegelei-Stempeln versehen, wodurch die Hersteller oftmals bekannt sind. Nach heutigem Wissen ist jedoch nur eine römische Ziegelei (zwischen Enns/Lauriacum und Carnuntum) nachweislich bekannt (in Wien, 17. Bez.) und eine weitere im Bereich des 1. Bezirkes in Wien vermutet. So bleibt oftmals die Frage nach der Herkunft der Ziegel bzw. ihres Rohstones offen (Transport oder Gewinnung vor Ort ?).

Das Ziel dieser Untersuchungen ist die mineralogische Charakterisierung römischer Ziegel im Hinblick auf ihre Herkunft: Es ist bislang unklar, wie weit Ziegel von zentralen Ziegeleien transportiert wurden, oder vor Ort erzeugt wurden (wenn die Qualität des Tones dies zuließ). Römische Ziegel zeichnen sich üblicherweise durch sehr hohe Qualität aus (gut durchgebrannt, homogen, feinkörnig und druckfest). Es stellt sich daher die Frage: Welche Rohstoffe/Tone welchen Alters wurden wo abgebaut ?

**Voraussetzungen:** Durch unterschiedliche Ausgangsgesteine und Abtragungsbedingungen im ursprünglichen Liefergebiet und durch unterschiedliche Transport- und Ablagerungsbedingungen sowie durch spätere diagenetische Veränderungen ergeben sich Schwermineralzusammensetzungen, die häufig eine eindeutige Charakterisierung der Ablagerungen zulassen. Dies gilt auch für die Keramikrohstoffe und der daraus erzeugten Keramik (Ziegel), die ebenfalls reichlich Schwerminerale führen.



**Probenahme:** Von den aus der Literatur bekannten Siedlungsplätzen wurden eindeutig zuordenbaren (Dach)Ziegelproben (tegula, imbrex) von Feldern oder Aushubmaterial entnommen bzw. von autorisiertem Grabungspersonal erhalten: Traismauer, Zwentendorf, Tulln, Zeiselmauer, Mauerbach, Wien/Unterlaa und Biedermannsdorf, (Carnuntum). Boden- und Wandziegel blieben bisher eher unberücksichtigt.

**Untersuchungsmethoden:** Von den Ziegelstücken wurden sowohl Dünnschliffe, als auch Anschliffe (je mit etwa 5–6 cm<sup>2</sup> Beobachtungsfläche) hergestellt. Die Dünnschliffuntersuchungen erlauben die Charakterisierung bezüglich Homogenität, Textur, Gehalt an Karbonatmineral-Resten, (Mikro)Fossilien, Kristallinbruchstücken, Verhältnis Tonmatrix zu Magerungsmittel und deren Bestandteile (Punktzählmethode, Vergleichsschaubilder, Bildanalyse zu Farbe und Form) sowie die mineralogische Charakterisierung und Quantifizierung der Magerungsmittel bzw. Schwerminerale (Kornzählmethode bzw. Mengenabschätzung). Mit Rasterelektronenmikroskopie (REM) und energiedispersiver Analytik (EDX) werden die Einzelminerale (Magerungsmittel/Schwerminerale) auf ihre chemische Zusammensetzung und eventuellen Zonarbau untersucht (speziell bei Spinellen, Zirkon, Klinozoisit-Epidot-Allanit). Die Durchmesser der Mineralkörner in der Tonmatrix liegen zwischen 5 und etwa 100 µm, so daß REM-EDX eine ideale Methode darstellt. Die Kombination der Einzelergebnisse dieser Methoden ist für jeden Ziegeltyp kennzeichnend. Parallel dazu laufen mineralogisch-petrographische Untersuchungen der Ziegel-Rohstoffe, die in der Nähe der römischen Siedlungen vorliegen, bzw. es werden (die spärlichen) Literaturdaten darüber ausgewertet. Als Rohstoffquellen im besagten Raum S der Donau kommen vorrangig quartäre Lößlehme, marine Ablagerungen, wie Tone des Pannonien ("Inzersdorfer Tegel"), des Sarmatien und des Badeniens ("Badener Tegel"), aber auch lokale Schwemmlehme in Frage.

**Vorläufige Ergebnisse:** Die quantitative Schwermineralanalyse für die Herkunftsanalyse von antiker Gefäßkeramik wurde im Wiener Raum und in Niederösterreich bereits mehrfach erfolgreich eingesetzt [2, 3, 4] und wird nun auf römische Ziegel ausgeweitet. Für die verschiedenen Ablagerungen des Wiener Beckens und der daraus erzeugten Keramik sind beispielsweise das Auftreten bzw. das Fehlen von Hornblende, der Reichtum an Epidot und Klinozoisit, das Überwiegen von Granat, höhere Beimengungen von Staurolith und Chloritoid wichtige Unterscheidungsmerkmale. Vereinzelt können sich auch noch sehr lokale Unterschiede im Liefergebiet, wie z.B. bei Umlagerungen aus dem Flysch oder von Gosau-Ablagerungen, durch typische Schwermineralspektren bemerkbar machen (erhöhte Beimengungen von Chromspinell, Chloritoid, Turmalin, Zirkon, Rutil, Glaukophan, etc.). Besonders gut lassen sich auch verschiedene Verwitterungslehme und Tonlagerstätten aus dem Bereich der Böhmisches Masse (z.B. Dunkelsteiner Wald) durch ihre oft auffällige Schwermineralführung erkennen (z.B. die wichtigen Tone aus Oberfucha, Tiefenfucha): Granat, Rutil, Disthen, Sillimanit, Andalusit, Diopsid und Chromspinell [4].

Da für Ziegel wesentlich mehr lokale Rohstoffe in Frage kommen, als für die qualitativ höherwertige Gefäßkeramik, ist mit einer größeren Variabilität der Rohstoffe zu rechnen. Dies zeigte sich beispielsweise bereits deutlich bei Voruntersuchungen an römischen Ziegeln aus den Grabungen von Wien-Unterlaa (Stadtarchäologie, Frau K. Adler-Wölfel) und Biedermannsdorf, NÖ. (Frau D. Talaa). Gleichzeitig gilt unser Dank an die genannten und ungenannten ArchäologInnen, auch seitens des Bundesdenkmalamtes, für die bisherige gute Zusammenarbeit.

## Literatur

- [1] FRIESINGER, H. & KRINZINGER, F. (1997): Der römische Limes in Österreich. - Vlg. Österr. Akad. Wiss. 312 S.
- [2] SAUER, R. (1989/90/91): Die Anwendung der Schwermineralanalyse für die Herkunftsbestimmung von antiker Keramik anhand von Beispielen aus Carnuntum und St. Pölten. - Wiener Berichte über Naturwissenschaften in der Kunst, Bd. 6/7/8, S 121 ff.
- [3] SAUER, R. & GASSNER, V. (1995): Archäometrische Untersuchungen zur Gebrauchskeramik aus Carnuntum. - In: Naturwissenschaften in der Kunst, M. SCHREINER (Hrsg.) Böhlau Wien
- [4] SAUER, R. (2000): Archäometrische Untersuchungen zur Keramik von Mautern. - In: Das Kastell Mautern - FAVIANIS. Der römische Limes in Österreich V., GASSNER, V. et al., Heft 39; Verlag der Akademie der Wissenschaften.

**DAS PB-ZN-FE-AS-VORKOMMEN "PEITLERALM" IN DER STANGALM-TRIAS,  
NOCKBERGE, KÄRNTEN – EINE DETAILSTUDIE AN SEDIMENT UND MOBILISAT**

von

**M. A. Götzinger & S. Weisser**

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

Im Stangalm-Mesozoikum, Bereich Nationalpark Nockberge, Kärnten sind drei Vererzungstypen von Pb-Zn-F-(Cu-Fe-As)-Mineralisationen bekannt [1]:

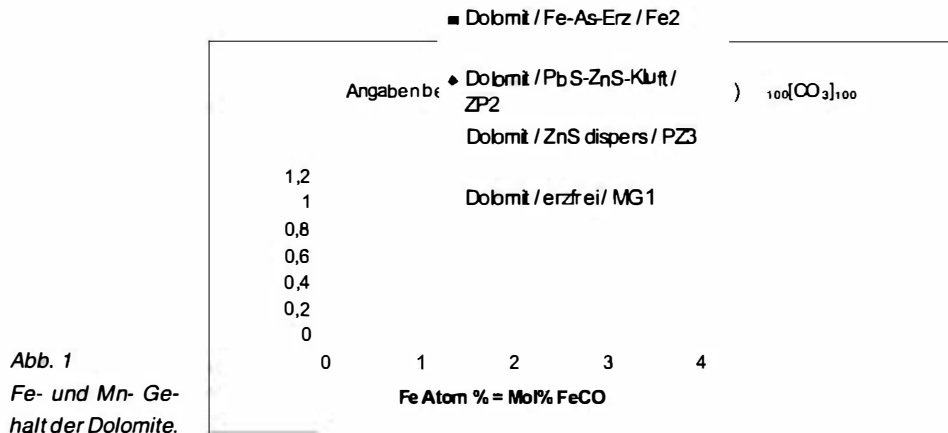
- 1) lagenweise feinkörnig-disseminierte Pb-Zn-Fe-As-Erze mit teils massiven Imprägnationen in dolomitischen Sedimenten und Mobilisaten in Klüften (z.B. "Peitleralm"; diese Studie);
- 2) kluftgebundene Pb-Zn-Vererzungen (z.B. Predigerstuhl-Zunderwand);
- 3) kluftgebundene Zn-F-(Pb-Cu)-Vererzungen (z.B. Erlacher Bock, Kaning-Scharte).

Lage und Geologie der Vererzung "Peitleralm": Das kleine Vorkommen liegt ca. 500 m östlich der Ob. Kollerhütte (1869 m) im steilen Waldgelände SE des Peitlernocks (2244 m) auf etwa 1700 m SH. Zwei kleine Halden zeugen von der einstigen Schurf- oder Bergbautätigkeit. Es sind Mundlöcher vorhanden, die Stollen sind verstürzt. Laut geologischer Karte [2; dort zu weit nördlich eingetragen !] liegt das Vorkommen in dunklen Dolomiten des Anis (Mitteltrias).

Die Zusammensetzung der Dolomite schwankt in Abhängigkeit von ihrem Erzmineralegehalt und ihrem Auftreten (vgl. Abb. 1): Der Pyrit und Arsenkies führende Dolomit enthält zwischen 2.5 und 3.1 Mol.% FeCO<sub>3</sub> und zwischen 0.6 und 1.1 Mol.% MnCO<sub>3</sub>. Die fast erzfreien Dolomite, die Dolomite mit fein verteiltem Sphalerit und in den Pb-Zn-Erzklüften enthalten zwischen 0.5 und 1.8 Mol.% FeCO<sub>3</sub> und zwischen 0.3 und 0.7 Mol.% MnCO<sub>3</sub>. Die Fe-As-Mineralisation bedingt höhere Fe- und Mn-Gehalte des Dolomites.

Die Vererzungen sind lagenweise, teils feinkörnig-disseminiert im Dolomit, teils in Klüften und teils massiv ausgebildet. Die Ausdehnung ist gering, obertags sind aufgrund der schlechten Aufschlüsse (Waldgelände mit Unterholz und einzelnen Felsrippen) kaum Erze anzutreffen. Die Erze führen einerseits Galenit, Sphalerit und Pyrit (+ Limonit) sowie Pyrit und Arsenkies, wobei eine gewisse räumliche Trennung Pb+Zn(+Fe) - Fe+As gegeben ist (auch zwei getrennte Einbauten mit je einer kleinen Halde).

Aus dem unteren Stollen stammen die Fe-As-Erze: Pyrit (Korngröße ≤ 0.5 mm) zeigt Ansätze zu Idiomorphie und ist regellos im grauen Dolomit verteilt, wobei einzelne Sedimentlagen durch detritäre Glimmer (Phlogopit und Muskovit) getrennt sind. Arsenkies bildet idiomorphe Kristalle (charakteristische, rautenförmige Querschnitte bis 0.2 mm). Hier treten praktisch keine Kluftvererzungen auf.



Aus dem oberen Stollen wurden vor allem die Pb-Zn-Erze gefördert; es gibt drei Erztypen, ineinander übergehen:

- ZnS feinkörnig-dispers (10 - 100 µm) im Dolomit;
- ZnS, PbS und Dolomit (Korngröße um 1 mm) in Klüften des Dolomits (Abb. 2);
- ZnS-PbS-Massiverz im Dolomit (Korngröße um 1 mm).

Von allen dreien gibt es Übergänge zur Fe-As-Vererzung, wobei aber hier nur Pyrit in unterschiedlichen Mengen auftritt. Der Fe-Gehalt des Sphalerites ist in allen drei genannten Pb-Zn Erztypen jeweils gleich, steigt aber in Abhängigkeit vom zunehmenden Pyritgehalt von knapp unter 4 Gew.% bis knapp über 6 Gew.% (energiedispersive Analyse/EDX, Link ZAF-4 Analytik). Ein geringer Cd-Gehalt bis etwa 0.6 Gew.% ist charakteristisch.

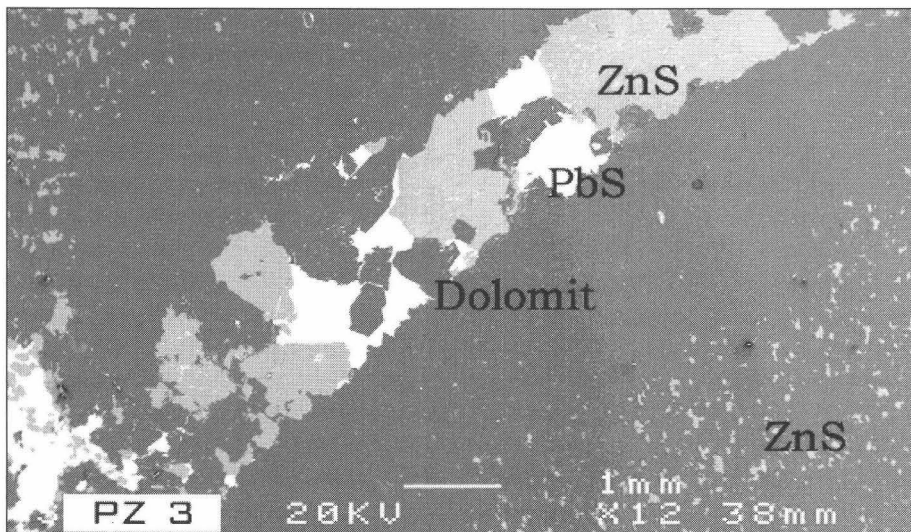


Abb. 2  
REM-Bild; Kluftgebundene Pb-Zn-Vererzung in nahezu erzfreiem Dolomit, etwas entfernt disseminierte Sphaleritvererzung im Dolomit.

Die fein-disperse ZnS-Vererzung kann als erhaltene, primäre, sedimentäre Anlage gesehen werden, wenn auch schwach metamorph überprägt und rekristallisiert. Daraus bildete sich (während der abklingenden Metamorphose ?) eine kleinräumige intraformationale Mobilisationsvererzung. Die Mobilisation in Klüfte (im cm-Bereich) und die Bildung der Massiv-Erze hatte offenbar keine nachweisbare chemische Veränderung der Minerale zur Folge (Dolomit und ZnS), wobei sich jedoch um die Klüfte eine erzarme Zone bildete (Abb. 2).

#### **Literatur**

- [1] GÖTZINGER, M. A. & LEUTE, M. A. (1998): Die Pb-Zn-F-(Cu-Fe)-Mineralisationen der Stangalm-Trias, Nationalpark Nockberge, Kärnten.- Mitt. Min. Ges. 143, 281-283.
- [2] PISTOTNIK, J. (1996): Geologische Karte der Republik Österreich, Geol. B.-A. Wien, Bl. 183 Radenthein.

**GEOLOGIE, MINERALOGIE UND SCHWEFELISOTOPIE  
OSTALPNER "KEUPER"-GIPSE: VORBERICHT UND DISKUSSION NEUER DATEN**

von

**M. A. Göttinger<sup>1</sup>, R. Lein<sup>2</sup> & E. Pak<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Institut für Mineralogie und Kristallographie  
Universität Wien, Geozentrum, Althanstrasse 14, A-1090 Wien

<sup>2</sup>Institut für Geologie  
Universität Wien, Geozentrum, Althanstrasse 14, A-1090 Wien

<sup>3</sup>Institut für Isotopenforschung und Kernphysik  
Universität Wien, Boltzmannngasse 3, A-1090 Wien

Frühe Bemühungen [1, 2, 3] um eine Erfassung der aus Evaporiten abgeleiteten Schwefel-Isotopenverteilung der Weltmeere in Raum und Zeit haben zur Erstellung der bekannten Schwefelisotopen-Alterskurve geführt, die inzwischen, von wenigen strittigen Punkten abgesehen, als gut abgesichert gelten kann [4, 5, 6]. Allerdings ist die Datenlage dieser Kurve, was Probenanzahl und stratigraphische Auflösung betrifft, nicht homogen.

Verglichen mit den reichen Befunden aus dem Oberperm stellt die Obertrias diesbezüglich – vor allem jene des alpinen Raumes – einen eher ungenügend erfaßten Zeitabschnitt dar.

Probenahme: Um diese Lücke zu schließen, wurde in den Nördlichen Kalkalpen (Oberostalpin) mit einer systematischen Beprobung oberkarnischer Evaporitvorkommen begonnen. Weitere obertriadische Evaporitproben von nicht näher geklärt detailstratigraphischer Position ("Keuper") stammen aus dem Unterostalpin (Semmering-System) und aus dem Pennin (Unterengadiner Fenster), vgl. auch [7].

In den bisher untersuchten Gipsvorkommen und Lagerstätten im W-Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen bildet Gips tektonisch stark verfaltete Körper, die im Zentimeter-Bereich eine charakteristische, vermutlich primäre Bänderung aufweisen. Diese wird sowohl durch bräunlich gefärbten Gips (organisches Material ?), als auch durch Dolomit, Quarz und Tonminerale verursacht. Der farbliche Gesamtcharakter des Gipses schwankt zwischen hellgrau und graubraun. Auffallend sind in vielen Vorkommen zur Bänderung diskordant verlaufende Klüfte und Gängchen, die von schneeweißem Gips ausgefüllt sind. Nach den Ortsbildern sind kleinräumige Mobilisationen zu vermuten. Anhydrit ist in oberflächennahen Bereichen bisher noch nicht nachgewiesen worden.

An Schwefelisotopenwerten obertriadischer Gipse liegen von einzelnen österreichischen Vorkommen (bisher oft unpublizierte) Daten vor (siehe Tab. 26 in [8]). Diese etwa ein Dutzend Werte schwanken zwischen +14.8 ‰ und +16.7 ‰ (CDT).

Aus dem Bereich Reutte, Weißenbach und Oberlech (Tirol), sowie aus dem Rellstal und dem Montafon (Vorarlberg) liegen nunmehr neue S-Isotopenwerte vor, die in ihrer Gesamtheit sehr einheitlich sind: Der Mittelwert über vorläufig 18 gemessene Einzelproben aus diesen Bereichen liegt bei +15.85 ‰ (CDT;  $s = \pm 0.40$ ). Damit stellt die Standardabweichung der 18 Einzelmessungen nur den doppelten Wert der methodischen Standardabweichung von  $\pm 0.2$  dar. Kein isotopischer Unterschied konnte zwischen den gebänderten und den weißen (mobilisierten) Gipsen festgestellt werden. Dies zeigt, daß diese schneeweißen Gipse durch die lokale, räumlich beschränkte Mobilisation keine isotopische Veränderung erfahren haben.

Diskussion: Aus der zur Zeit zwar noch nicht abgeschlossenen Auswertung ergibt sich folgendes Bild: Die zahlreichen kalkalpinen Proben, die aus dem Niveau der Raibler Schichten bzw. der Opponitzer Rauhwacke stammen, ergaben ein erstaunlich einheitliches isotopisches Bild von +15.85 ‰ (CDT;  $s = \pm 0.40$ ). Auffallend ist, daß kleinräumige Mobilisationen, kenntlich an diskordant verlaufenden Klüften und Gängen, in keinem Fall das bestehende Isotopenverhältnis verändert haben. Nach wie vor ungeklärt ist die genaue stratigraphische Korrelation der obertriadischen "Keuper"-Gipse des Pennins und des Unterostalpins (Semmering) in Bezug zu den verschiedenen Evaporitniveaus der germanischen Keuperentwicklung und zu den ostalpinen Gipsen der Raibler Schichten. Allerdings zeigen die wenigen bisher isotopisch ausgewerteten Proben [‰, CDT] aus dem Pennin (Tauernfenster: +15.8; Engadiner Fenster: +15.7) und aus dem Unterostalpin (Semmeringsystem: +15.9) auffallend ähnliche Werte zu jenen aus den Kalkalpen. Vor dem Hintergrund der beträchtlichen Schwankungsbreite der Schwefelisotopen-Verteilung, die in randmarinen Bereichen und in abgeschlossenen Becken auftreten kann, bedeuten die obigen sehr einheitlichen Ergebnisse aus den obertriadischen Evaporiten aus dem Ostalpin und aus dem Pennin, daß in beiden Fällen ein gut durchmischter Meeresbereich vorgelegen haben muß und sich daher die Isotopenwerte dieser Region ausgezeichnet für eine weitere Verdichtung der Schwefelisotopen-Alterskurve eignen.

**Dank:** Dieses Projekt wurde in dankenswerter Weise von der Hochschuljubiläumsstiftung der Stadt Wien gefördert. Herrn Mag. Rufus Bertle danken wir für die wertvolle Hilfe bei der Geländearbeit in Tirol und Vorarlberg.

## Literatur

- [1] NIELSEN, N. & RICKE, W. (1964): *Geochim. Cosmochim. Acta*, 28, 577-591.
- [2] NIELSEN, N. (1965): *Geol. Rundschau* 55/1, 160-172.
- [3] HOLSER, W. T. & KAPLAN, I. R. (1966): *Chem. Geol.* 1, 93-135.
- [4] CLAYPOOL, G. E. et al. (1980): *Chem. Geol.* 28, 199-260.
- [5] HOLSER, W. T. (1984): in HOLLAND, H. D. & TRENALL, A. F. (eds.): *Patterns of Change in Earth Evolution*, 123-143.
- [6] HOLSER, W. T., MAGARITZ, M. & RIPPERDAN, R. L. (1995): in WALLISER, O. H. (ed.): *Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic results of the international interdisciplinary Cooperation in the IGC Project 216 "Global Biological Events in Earth History"*, Springer Berlin, 63-84.
- [7] GÖTZINGER, M. A., LEIN, R. & PAK, E. (2001): *Mitt. Ges. Geol. u. Bergbaustud. in Österr.* 44/2001 (im Druck).
- [8] WEBER, L. et al. (1997): *Archiv f. Lagerstättenforschung* 19, 607 S, *Geol. B.-A. Wien*.

CRYSTAL CHEMISTRY OF SOME MEMBERS OF THE EUDIALYTE GROUP

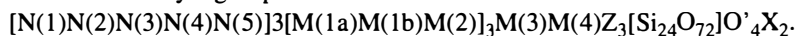
by

A. Gula<sup>1</sup>, G. Ferraris<sup>1</sup>, G. Ivaldi<sup>1</sup> & A. P. Khomyakov<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Dipartimento di Scienze Mineralogiche e Petrologiche  
Via Valperga Caluso 35, 10100 Torino, Italy

<sup>2</sup>IMGRE, RAS  
Moscow, Russia

The eudialyte minerals belong to a complex group of cyclosilicates which occur in peralkaline rocks. So far 6 members (alluaivite [1], eudialyte [2], kentbrooksit [3], khomyakovite [4], manganokhomyakovite [4], oneillite [5]) are known in literature, but several new eudialytes are being studied and the number of species in the eudialyte group is expected to rapidly increase. This is due to the presence of a large number of independent sites in the structure and to the wide possibility of isomorphous substitutions. Under these aspects, the eudialyte group can be compared to the labuntsovite group in which continuously new species are described (see, e.g., [6, 7]). The following general formula describes in the most general way the schematic composition of the eudialyte group:



In this formula:

- N(1), N(2), N(3), N(4), N(5) are normally occupied by Na and in literature [2] they are usually labeled Na(1), Na(2), Na(3), Na(4) and Na(5) (however, the sites N can contain also other cations like REE, Sr, Ca, K);
- M(1a) and M(1b) = Ca, Mn, REE, Y, Zr;
- M(2) = Fe, Mn;
- M(3) = Nb, Ti, W;
- M(4) = Si, □;
- Z = Zr, Ti;
- O' = O, OH, H<sub>2</sub>O;
- X = Cl, F, O, OH, CO<sub>3</sub>.

The crystal structure of eudialytes is characterised by a (001) layered sequence of cations. The following (001) building modules can be individuated:

- (1) a tetrahedral sheet (*Th*) consisting of three-member rings, [Si<sub>3</sub>O<sub>9</sub>]<sup>6-</sup>, and nine-member rings, [Si<sub>9</sub>O<sub>27</sub>]<sup>18-</sup>;
- (2) a polyhedral (001) sheet (*Ph*) where rings of six [M(1)O<sub>6</sub>] octahedra are linked by [M(2)O<sub>n</sub>] (n = 4 or 5) polyhedra to form a nine-member ring;
- (3) a sheet formed by isolated (*Z*)-octahedra (*Oh*).



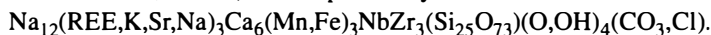
Each sheet *Ph* is sandwiched between two sheets *Th* thus forming a 2:1 composite layer. In their turn two 2:1 layers are connected by a *Oh* sheet of (Z)-octahedra. Within the main layer-framework described above, other sites shown in the general formula are located as follows:

- (i) the sites N(1), N(2) and N(5) show coordination numbers between 6 and 10 and are within cavities of the sheet *Oh* surrounded by the (Z)-octahedra;
- (ii) the sites N(3) and N(4) are close to the *Th/Ph* interfaces within the 2:1 layer;
- (iii) the sites M(4) and M(3) can coexist only in the non-centrosymmetric structures [in this case they occupy the center of two nine-member silicate rings occurring on the opposite polar sides of the 2:1 layer];
- (iv) O' represents extra silicate framework oxygens: one forms a tetrahedron around M(4) and the other three are coordinated by cations occupying M(3), M(2) and N(4) sites;
- (v) the sites X are within the *Th* sheet and connect three  $[\text{Si}_9\text{O}_{27}]_{18}$ - rings; these sites are disordered and occupy positions both on and closely around the three-fold axis.

All known eudialyte minerals are rhombohedral and belong to one of the following space group types:  $R\bar{3}m$ ,  $R3m$  and  $R3$ . Their cell parameters are  $a \sim 14.2$  and  $c \sim 30.0$  Å, but some members have double *c* axis, due to ion ordering. With respect to the  $R\bar{3}m$  type, lack of the symmetry centre augments the number of the independent sites (the number of tetrahedral sites increases from 3 to 6). The lack of the mirror plane in  $R3$  results in a doubling of several sites [the independent tetrahedral sites become 8 and M(1) site degenerates into M(1a) and M(1b)]. Due to the presence of several chemical elements which can occupy at the same time different sites in the structure, eudialytes can be fully characterised only by structural methods.

We are characterising several samples of eudialytes by microprobe chemical analyses and X-ray single-crystal diffractometry. A satisfactory crystal chemical formula can thus be obtained by matching the amount of analysed chemical elements with the refined electron density contents of the independent crystallographic sites. However the chemical and structural information would not be sufficient if some step procedure in assigning the cations to the different sites is not taken into account. Since the total number of anions is not easily determined because of complex and fractional occupancies of O' and X sites, it is suggested [2] to calculate the crystal chemical formula by setting  $\text{Si}+\text{Al}+\text{Zr}+\text{Ti}+\text{Hf}+\text{Nb}+\text{W}+\text{Ta} = 29$  apfu = to the content of the Si sites plus M(3) and M(4). However, even this procedure is not completely satisfactory since some, e.g., some Zr can occur in other sites and does take into account possible vacancies in the considered sites.

The sample we have best characterised is from peralkaline pegmatites of the Dara-i-Pioz alkaline massif (Tajikistan). This eudialyte group mineral shows  $a = 14.239(3)$  Å,  $c = 30.039(8)$  Å, space group  $R3$ . The crystal structure has been refined to  $R = 0.026$  for 3454 observed reflections (P4 Siemens diffractometer, Torino). Its simplified crystal chemical formula is:



The Dara-i-Pioz mineral represents a new member of the eudialyte group. It corresponds to a Ca-rich oneillite [5] with Ca dominating both in M(1a) and M(1b) sites; in oneillite, instead, M(1b) is dominated by Mn. As already reported for oneillite, the infrared spectrum clearly shows the presence of  $(\text{CO}_3)^{2-}$ . The positions of  $(\text{CO}_3)^{2-}$  has been identified in the structural refinement on the three-fold axis and is alternative to a small quantity of Cl.

For other three samples of eudialytes, from Russian localities, X-ray single-crystal diffraction data (Nonius Kappa diffractometer with CCD area detector, Vienna) are being processed:

1. Si-rich sample from Khibina [ $a = 14.278(3) \text{ \AA}$ ,  $c = 30.08(1) \text{ \AA}$ ];
2. second sample from Dara-i-Pioz [ $a = 14.248(2) \text{ \AA}$ ,  $c = 30.076(6) \text{ \AA}$ ];
3. sample from Kirovsk [ $a = 14.291(2) \text{ \AA}$ ,  $c = 30.041(6) \text{ \AA}$ ].

Structural data and crystal chemical formulae will be presented at the meeting.

## References

- [1] RASTSVETAeva, R. K. et al. (1990): Crystal structure of alluaivite. - Dokl. Akad. Nauk SSSR 312: 1379-1384 (in Russian).
- [2] JOHNSen, O. & GRICE, J. D. (1999): The crystal chemistry of the eudialyte group. - Canad. Mineral. 37: 865-891.
- [3] JOHNSen, O. et al. (1998): Kentbrooksite from the Kangerdlugssuaq intrusion, East Greenland, a new Mn-REE-Nb-F end-member in a series within the eudialyte group: Description and crystal structure. - Eur. J. Mineral. 10: 207-219.
- [4] JOHNSen, O. et al. (1999a): Khomyakovite and manganokhomyakovite, two new members of the eudialyte group from Mont Saint-Hilaire, Quebec. - Canad. Mineral. 37: 893-899.
- [5] JOHNSen, O. et al. (1999b): Oneillite: a new Ca-deficient and REE-rich member of the eudialyte group from Mont Saint-Hilaire, Quebec, Canada. - Canad. Mineral. 37: 1295-1301.
- [6] FERRARIS, G. et al. (2000): Crystal structures of three new members of the labuntsovite group. - 80° Convegno SIMP, Pavia, 11-13 settembre 2000, Plinius, n° 24: 107.
- [7] CHUKANOV, N. V. et al.: Recommended nomenclature for labuntsovite group. - Eur. J. Mineral. in press.

ANDALUSITBILDUNG IM SCHNEEBERGER ZUG  
(SE ÖZTALKRISTALLIN, ITALIEN/ÖSTERREICH)

von

G. Habler<sup>1</sup>, M. Linner<sup>2</sup>, R. Thiede<sup>3</sup> & M. Thöni<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Institut für Geologie

Universität Wien, Althanstrasse 14, A-1090 Wien

<sup>2</sup>Geologische Bundesanstalt

Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien

<sup>3</sup>Institut für Geowissenschaften

Universität Potsdam, Karl-Liebknecht-Strasse 24, D-14476 Golm

Die Metamorphoseprägung des Ostalpinen Schneeberger Zuges (SC) im südlichen Öztal-kristallin (ÖSC) umfasst ein druckbetontes Ereignis mit anschliessender statischer Mineralbildung und Rekristallisation [1]. Dieses Ereignis wird mit der eklogitfaziellen Metamorphose des ÖSC südlich des SC korreliert. Neue Andalusitfunde in Metapeliten der "Monotonen Serie" (Grt-Glimmerschiefer aus dem Kern der SC-Synformen), ermöglichen die Eingrenzung des PT-Pfades während der Dekompression. Eine interdisziplinäre (petrologische, strukturgeologische und geochronologische) Bearbeitung der Metapelite im zentralen SC lieferte neue Ergebnisse zur Klärung der tektonometamorphen Entwicklung.

Metapelite der "Monotonen Serie" besitzen durchschnittliche Gesamtgesteinschemismen (WR) mit geringen Ca- und Mn-Gehalten. Diese Gesteine können im KNFMASH (+ ms + qtz + H<sub>2</sub>O) System, mit Pa und Ab als einzigen Na-Phasen, beschrieben werden. Die Al<sub>tot</sub> Gehalte variieren, sodaß "Al-reiche" (Als-führende) und "Al-arme" (Als-freie) Metapelite unterschieden werden können. Eine kontinuierliche Abfolge von 4 (Re)Kristallisationsphasen (K1-K4) ist an Mineralzonierungen, Mikrostrukturen und Paragenesen zu beobachten.

#### **Al-reiche Metapelite**

**K1:** Euhedraler Grt1 bildet die einzige Ca-führende Phase ( $X_{grs} = 0.12$ ) und weist leicht steigendes  $X_{Mg}$  ( $= Mg/(Mg+Fe^{2+})$ ), sowie fallendes  $X_{sps}$  vom Kern zum Rand auf. Als Einschlüsse treten Qtz, Ilm, Mt und selten Ab und St auf. Die Matrix bilden phengitische Hellglimmer (Si<sup>IV</sup> 3.20 - 3.2/110), Pg, Qtz, Bt, Chl, Ky, Ab und Ilm. K1 erfolgte syn-, inter- und postkinematisch bezüglich der intensiven Mylonitisierung und Isoklinalfaltung D1, die NW-WSW orientierte Streckungslineare und Isoklinalfaltenachsen ausbildet.

**K2:** Grt2 bildet euhedrale Anwachssäume um Grt1 und zeigt fallende  $X_{\text{grs}}$  und  $X_{\text{Mg}}$ -Werte. Ein zweites Mn-Maximum in Grt weist auf eine Chl-Abbaureaktion hin. Grobkörniger Ky2 und St2 kristallisieren durch Pg-Abbau. Die Matrix besteht aus phengitischem Hellglimmer ( $\text{Si}^{\text{IV}} 3.15 - 3.18/11\text{O}$ ), Qtz, Bt, Pg, Ab und Ilm. K2 erfolgt synkinematisch zu einer engen S-vergenten Faltung um E-W-Achsen (D2), die den Grossfaltenbau des SE ÖSC bildet.

**K3:** Postkinematisch bezüglich der duktilen Deformation zeigen euhedrale Grt3 Ränder neuerlich ansteigendes  $X_{\text{Mg}}$  bei weiterhin fallendem  $X_{\text{grs}}$ . Grobkörniger Bt, Ab und Ky sowie mittelkörniger St (re)kristallisieren in der Matrix.

**K4:** dm-grosse Andalusit-Blasten und Oligoalbit sprossen in der Matrix durch Pg-Abbau. Bt und St bilden die stabilen FM-Phasen während der Andalusitbildung.

### Al-arme Metapelite

Diese Metapelite weisen nur die erste Grt-Generation (Grt 1) auf, während K2 und K3 erfolgte Grt-Resorption. St ist nur selten zu beobachten und Alumosilikat fehlt völlig.

### PT-Pfad

Thermodynamische Berechnungen unter Anwendung des Programmes THERMOCALC [2, 3] zeigen, daß die Grt-Stabilität in der Andalusit-führenden Lithologie auf PT-Bedingungen nahe  $P_{\text{max}}$  beschränkt ist ( $P > 0.7 \text{ GPa}$ ). Neue Daten bestätigen Bedingungen von  $580 - 600^\circ\text{C}/0.8 - 1 \text{ GPa}$  [1] für den Druckhöhepunkt. Die Paragenese K1 liegt im KFMASH-divarianten Feld Grt-St-Chl. Aufgrund lokaler Variationen in der Gesamtzusammensetzung von Gleichgewichtsdomänen kann die Paragenese Ky-Chl-St (v.a. in unmittelbarer Umgebung von Grt), sowie eine Bt1-Generation in der Matrix auftreten. Die erste Ky-Bildung ist auf kontinuierliche Reaktionen im KFMASH-System zurückzuführen, während Ky in der Folge vor allem durch eine (im SC weit verbreitete) Pg-Abbaureaktion gebildet wurde [4].

Mit dem Einsetzen der Dekompression (K2-D2) wurde die KFMASH-univariante Reaktion  $\text{Grt} + \text{Chl} + \text{Ms} = \text{St} + \text{Bt} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O}$  überschritten, und die divariante Paragenese Grt-St-Bt stabil. Diese Reaktion führte zu Chl-Abbau (an dem Mn-Maximum in Grt2 zu beobachten), sowie signifikantem Anstieg im St-Modalbestand. Unter Annahme von  $a_{\text{H}_2\text{O}} = 1$  wird diese Mineralreaktion bei etwa  $600^\circ\text{C}/0.75 \text{ GPa}$  überschritten. Allerdings könnte das Einsetzen dieser Reaktion mit einer Reduktion der  $\text{H}_2\text{O}$ -Aktivität im Zuge der Dekompression in Zusammenhang stehen. Unter Annahme von  $a_{\text{H}_2\text{O}} = 0.7$  würde die univariante Chl-Abbaureaktion bei etwa  $565^\circ\text{C}/0.75 \text{ GPa}$  einsetzen.

Die postkinematische Mineralbildung beginnt noch im divarianten Grt-St-Bt Feld (= K3). Grt3 zeigt einen kontinuierlichen, signifikanten  $X_{\text{Mg}}$  Anstieg zum Rand. Während der Dekompression, kann diese Zonierung durch eine kontinuierliche Reduktion der  $\text{H}_2\text{O}$ -Aktivität erklärt werden. Ein T-Anstieg ist unwahrscheinlich, da die  $X_{\text{Mg}}$  Grt-Isoplethen im Grt-St-Bt Feld eine sehr geringe Steigung haben, d.h. T-insensitiv sind. Grobkörniger Ky und Ab wurden durch die Reaktion  $\text{Pg} + \text{Qtz} = \text{Ab} + \text{Ky} + \text{H}_2\text{O}$  gebildet und übersprossen D2-Strukturen statisch. Im Zuge isothermaler Dekompression führte die kontinuierliche, im KNFMASH-System divariante Reaktion  $\text{Bt} + \text{Pg} + \text{Qtz} = \text{Ab} + \text{St} + \text{Ms} + \text{H}_2\text{O}$  zu Reequilibration von Bt und St, mit höherem  $X_{\text{Mg}}$  als Bt und St der K3-Paragenese. Grt3 zeigt jedoch während des gesamten retrograden Pfades nach K3 keine diffusive Reequilibration, retrograde Zonierung oder Resorption.

Die zweite Phase statischen Mineralwachstums erfolgte im Andalusit-Stabilitätsfeld. Die Pg-Abbaureaktion zu Ab und Als wurde fortgesetzt, allerdings führte sie nun zu Andalusitbildung.

Da Bt und St die stabilen FM-Phasen während der Andalusitbildung anstelle von Chl darstellen, sind T-Bedingungen von über 500°C (bei  $a_{\text{H}_2\text{O}} = 0.5$ ) bis über 540°C (bei  $a_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ ) unter Niederdruckbedingungen (0.2 - 0.4 GPa) erforderlich. Die absoluten T-Bedingungen sind in dieser Lithologie stark von der  $\text{H}_2\text{O}$ -Aktivität abhängig, die aufgrund der Stabilität von St im Andalusitfeld für K4 als reduziert angenommen werden muß.

Zur zeitlichen Eingrenzung dieses Metamorphoseereignisses wurden 0.5 - 1 cm grosse Grt-Körner mit der Sm-Nd-Methode analysiert. Die Fe-ärmere Grt Fraktion (Grt1) ergab ein Alter von  $94.1 \pm 2.2$  Ma, die Fe-reichere Fraktion (Grt 2/3)  $92.7 \pm 1.2$  Ma. Der gesamte Grt-Wachstumszeitraum, und somit die Hauptmetamorphose- und Strukturprägung sind damit auf das eo-Alpine Ereignis beschränkt. Eo-Alpine Abkühlung unter 300°C ist durch das Bt-WR Alter von  $79.5 \pm 0.8$  Ma der selben Probe sowie zahlreichen Daten aus der Literatur belegt.

## Literatur

- [1] KONZETT, J. & HOINKES, G. (1996): Paragonite-hornblende assemblages and their petrological significance: an example from the Austroalpine Schneeberg Complex, Southern Tyrol, Italy. - J. metamorphic Geol. 14: 85-101.
- [2] POWELL, L. L. & HOLLAND, T. J. B. (1988): An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations. 3. Application to geobarometry, worked examples and a computer program. - J. metamorphic Geol. 6: 173-204.
- [3] HOLLAND, T. J. B. & POWELL, L. L. (1998): An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. - J. metamorphic Geol. 16: 309-343.
- [4] HOINKES, G. (1981): Mineralreaktionen und Metamorphosebedingungen in Metapeliten des westlichen Schneebergerzuges und des angrenzenden Altkristallins (Ötztaler Alpen). - TPM 28: 31-54.

PYRITE ZONING AND PRECIPITATION OF GOLD IN  
ATUD AND SUKKARI GOLD DEPOSITS, EASTERN DESERT, EGYPT

by

H. M. Helmy<sup>1</sup> & R. Kaindl<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Geology Department  
Faculty of Science, Minia University, Minia, Egypt

<sup>2</sup>Institute of Mineralogy and Petrology  
Karl-Franzens University Graz, Austria

The Sukkari and Atud gold mines are located in the Eastern Desert of Egypt (Fig. 1). These deposits are of the vein-type hosted in late Precambrian granite. Different generations of quartz are observed within the same vein. The large and small veins are usually surrounded with extensive alteration (Fig. 2).

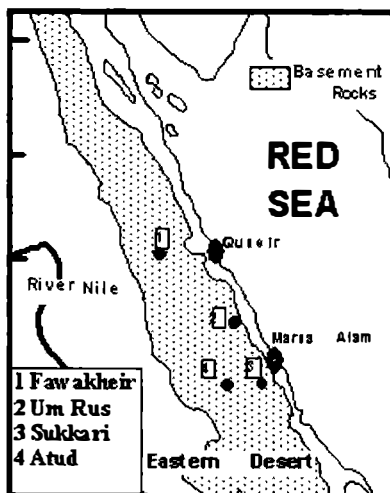


Fig. 1  
Location map of the studied gold deposits.

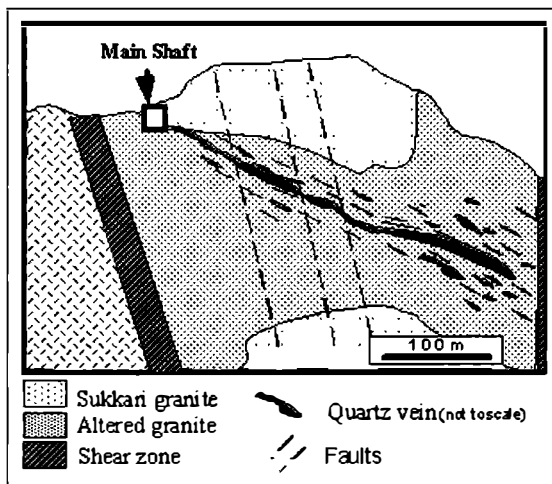
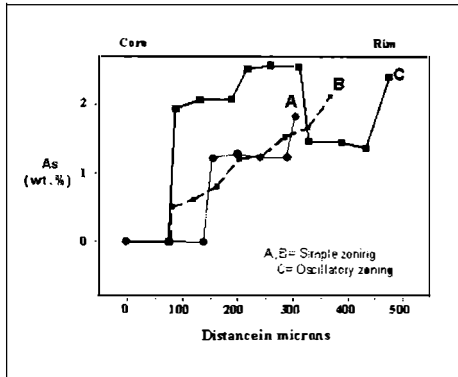


Fig. 2  
Cross section in the Sukkari gold mine.

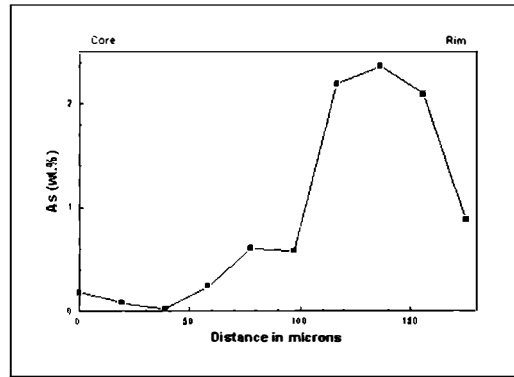
In these deposits, gold is associated with sulphides in quartz veins and in alteration zones. The sulphide ore comprises pyrite and arsenopyrite, as major constituents, and minor sphalerite, chalcopyrite and galena. More than one pyrite generation is recognized in each deposit; large subhedral As-poor pyrite (PI), large euhedral arsenian pyrite (PII) and fine-grained angular and deformed euhedral As-poor pyrite (PIII).

Two types of pyrite zoning are recognized in the Sukkari and the Atud mine (Fig. 3, 4): a) Simple zoning, with a core of As-poor pyrite (PI) surrounded by a thick zone of As-rich pyrite (PII), and b) Oscillatory zoning of coarse-grained, euhedral pyrite. In this type, As-rich zones alternate with As-poor ones. High arsenic contents (up to 2.6 and 3.4 wt.% in the Sukkari and Atud deposits, respectively) were detected in zoned pyrite while gold contents in As-rich and As-poor pyrite are below the microprobe detection limit.

Gold occurs in three distinct positions; 1) anhedral grains (GI) at the contact between As-rich zones within the arsenian pyrite; 2) randomly distributed anhedral grains and along cracks in arsenian pyrite and arsenopyrite (GII) and 3) large gold grains (GIII) interstitial to fine-grained PIII pyrite and arsenopyrite. Gold from different textures is always alloyed with 12 - 14 wt.% silver (electrum).



*Fig. 3*  
Microprobe stepscans across zoned pyrite grains from Sukkari mine.



*Fig. 4*  
Microprobe stepscans across zoned pyrite grains from Atud mine.

The textural positions of gold indicate strong relationship with arsenic concentration in the ore forming fluids. At early stage, before fluids attained saturation with gold and arsenic, gold deposition was controlled by the fluctuation in the arsenic content where both were incorporated in the pyrite structure. When the ore fluids attained As and Au saturation, gold was contemporaneously deposited with arsenopyrite. It is suggested that the concentration of arsenic in the ore forming fluids plays an important role in gold siting in the studied deposits.

**UNTERSUCHUNGEN ZUR URSACHE DER QUELLUNG TECHNISCHER ASPHALTE**

von

**G. Herbst<sup>1,2</sup> & H. Kurzweil<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Boden- und Bauprüfstoffstelle  
NÖ Strassendienst, A-3100 St. Pölten

<sup>2</sup>Institut für Petrologie  
Universität Wien, Geozentrum, Althanstrasse 14, A-1090 Wien

Technische Asphalte für Straßendecken und darunterliegende Schichten sind ein Gemisch von Gesteinskörnungen und Bitumen. Ihre Haltbarkeit gegen Wassereinfluß hängt von der Art und Qualität der Gesteine ab. Letztere bestimmt Schäden durch Quellung, die in der Literatur Mineralneubildungen im Feinkornanteil  $< 90 \mu\text{m}$  (Füller) der Sande zugeschrieben wurden [1].

Frühere Forschungen aus Anlaß von Schadensfällen [2] ergaben die Volumsvergrößerung von Asphaltprobekörnern nach Wasserlagerung (Quellversuch n. ÖNORM B3681 [3] als für die Bau-praxis ausreichendes Kriterium zur Feststellung ungeeigneter Gesteinskörnungen mit Erfassung gegenseitiger Mineraleinflüsse.

Die mineralogischen Ursachen wurden jedoch nicht ausreichend erfaßt. Offene Probleme blieben die Rolle der Sandfraktion 0.09/2 mm, die notwendige Verbesserung des bestehenden Kriteriums für die Füller [4] und eine Quantifizierung des Effekts der Quellung auf die Verkehrsbelastung.

Zur Klärung dieser Fragen wurden 6 Steinbrüche und 4 Kiesgruben beprobt und RD-Analysen [5] für Tonminerale in der  $< 20 \mu\text{m}$  Fraktion der Füller, die innere Oberfläche der Füller und Sande und statistisch gesicherte quantitative Erfassungen des Mineralbestandes der Sandfraktion an Dünnschliffen dem Wasseraufnahmevermögen [6] der Füller und der Quellung [3] von Sand-asphaltprobekörpern mit Erfassung der Änderung des dyn. Verformungsmoduls [7] gegenüber-gestellt.

Zwei Beispiele zeigen den Zusammenhang der Quellung mit der inneren Oberfläche, dem Ton-mineralbestand der Füller und dem Anteil stark veränderter Feldspäte in der Sandfraktion  $> 90 \mu\text{m}$ .



## Literatur

- [1] SCHELLENBERG, K. (1977): Hervorragende Eigenschaften d. Kalksteinmehls. Aktueller Kongreßbericht - Füllertagung Düsseldorf; Straße und Tiefbau, Heft 31: 31-32
- [2] HERBST, G. (1983): The Assessment of Water Susceptibility of Aggregates. - Beitrag im öst. Nationalbericht zum XVII Weltstraßenkongreß der AIPCR i. d. Publikation zu Question II, Construction and Maintenance of Pavements. Sydney - Paris: 361 - 379.
- [3] ÖNORM B3681: Prüfung bituminöser Massen für den Straßenbau, Quellversuch, 1982.
- [4] RICHTLINIEN UND VORSCHRIFTEN F. D. STRASSENWESEN RVS 8.01.11 (1993): Baustoffe, Steinmaterial, Gesteinskörnungen f. d. Straßenbau.
- [5] GRUBER, S. (1998): Mineralogische und petrologische Untersuchungen zur Klärung d. Quellverhaltens v. bitumengebundenen Schichten im Straßenoberbau. - Dissertation am Institut für Angewandte Geologie, Universität f. Bodenkultur, Wien.
- [6] RICHTLINIEN UND VORSCHRIFTEN F. D. STRASSENWESEN RVS 11.062 (1987): Grundlagen, Prüfverfahren, Steinmaterial, Teil VI, Wasseraufnahme der Kornklassen kleiner 0.125 mm (Enslinversuch).
- [7] HERBST, G. & PIBER, H. (1997): The Deformation Modulus, a Possibility to Define the Behaviour of Asphalt. - Proceedings d. 5. Internationalen RILEM Symposiums über "Mechanical Tests for Bituminous Materials; Recent Improvements and Future Prospects" von DI BENEDETTO, H. & FRANKEN, L., Verlag A. A. Balkema, Rotterdam/Brookfield.

THE ISOTYPIC CRYSTAL STRUCTURES OF  $K_2Mn(SO_4)_2 \cdot 2H_2O$  AND  $K_2Cd(SeO_4)_2 \cdot 2H_2O$ :  
COMPARISON WITH THE KROEHNKITE-, COLLINSITE-, AND FAIRFIELDITE-GROUP

by

**B. Hertweck, M. Fleck, A. Wohlschläger, G. Giester & M. Wildner**

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

The crystal structures of the isotypic compounds  $K_2Mn(SO_4)_2 \cdot 2H_2O$  and  $K_2Cd(SeO_4)_2 \cdot 2H_2O$  (space group  $P\bar{1}$ ,  $Z = 2$ ) have been investigated by single-crystal X-ray diffraction using a CCD area detector. The crystal structure of  $K_2Mn(SO_4)_2 \cdot 2H_2O$  was determined by Patterson methods and refined to  $R = 0.023$  with cell parameters  $a = 6.574(1) \text{ \AA}$ ,  $b = 7.332(1) \text{ \AA}$ ,  $c = 10.700(1) \text{ \AA}$ ,  $\alpha = 72.89(1)^\circ$ ,  $\beta = 73.91(1)^\circ$ ,  $\gamma = 69.77(1)^\circ$ ,  $V = 453.6(1) \text{ \AA}^3$ . The crystal structure of  $K_2Cd(SeO_4)_2 \cdot 2H_2O$ , previously described by Peytavin et al. [1], was refined to  $R = 0.025$  with cell parameters  $a = 6.625(1) \text{ \AA}$ ,  $b = 7.542(1) \text{ \AA}$ ,  $c = 11.349(1) \text{ \AA}$ ,  $\alpha = 72.17(1)^\circ$ ,  $\beta = 74.55(1)^\circ$ .

A large number of sulphate, phosphate, and arsenate minerals with the general formula  $A_2M^{II}(XO_4)_2 \cdot 2H_2O$ , with  $A = Na$  or  $Ca$ , and  $M^{II} = Cu, Mg, Co, Mn, Fe, Ni, \text{ or } Zn$ , and  $X = S, P, \text{ or } As$  have been found up to date. These natural compounds have triclinic or monoclinic symmetry. The triclinic minerals (space group  $P\bar{1}$ ) are the Ca-arsenates talmessite ( $M = Mg$ ) [2],  $\beta$ -roselite ( $M = Co$ ) [3], gaitite ( $M = Zn$ ) [4], and the Ca-phosphates collinsite ( $M = Mg, Fe, Zn$ ) [5], fairfieldite ( $M = Mn$ ) [6], messelite ( $M = Fe, Mn$ ) [3] and cassidyite ( $M = Ni$ ) [7]. The monoclinic minerals (space group  $P2_1/c$ ) are the Ca-arsenates brandtite ( $M = Mn$ ) [8], roselite ( $M = Co, Mg$ ) [9], Zn-roselite ( $M = Zn$ ) [10], and wendwilsonite ( $M = Mg$ ) [11], as well as kroehnkite,  $Na_2Cu(SO_4)_2 \cdot 2H_2O$  [12, 13].

The crystal structures of the synthetic compounds  $K_2Mn(SO_4)_2 \cdot 2H_2O$  and  $K_2Cd(SeO_4)_2 \cdot 2H_2O$  are closely related with the minerals of the  $A_2M^{II}(XO_4)_2 \cdot 2H_2O$  type. In all these compounds chains built up by  $MO_6$  and  $XO_4$  polyhedra are interconnected via A–O bonds and hydrogen bonds, forming layers parallel to (010). While the topology of the chains is similar in all these structures, there are differences concerning their linkage to layers as well as the stacking of the layers. Based on these features, four structure types can be distinguished.

Compared with the crystal structures of  $K_2Mn(SO_4)_2 \cdot 2H_2O$  and  $K_2Cd(SeO_4)_2 \cdot 2H_2O$  (type I,  $P\bar{1}$ ), adjacent layers are shifted by  $c/2$  in the monoclinic structures of the isotypic minerals kroehnkite, brandtite, roselite, and wendwilsonite (type II,  $P2_1/c$ ). Consequently, the translation period along [010] is doubled referring to  $K_2Mn(SO_4)_2 \cdot 2H_2O$  and  $K_2Cd(SeO_4)_2 \cdot 2H_2O$ .

The crystal structures of collinsite, talmessite and cassidyite are isotypic with the synthetic compounds  $\text{Na}_2\text{Cu}(\text{SeO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  [14],  $\text{K}_2\text{Co}(\text{SeO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , and  $\text{Na}_2\text{Ni}(\text{SeO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  (both WILDNER, pers. comm.) (type III,  $\text{P}\bar{1}$ ). There, all A- and X-atoms, respectively, are crystallographically equal, resulting in a unit cell halved along [001] in comparison to the  $\text{K}_2\text{Mn}(\text{SO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  and  $\text{K}_2\text{Cd}(\text{SeO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  structures.

Finally, the formation of the chains and layers of the isotypic structures of fairfieldite and messelite (type IV,  $\text{P}\bar{1}$ ) is analogue to that of  $\text{K}_2\text{Mn}(\text{SO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  and  $\text{K}_2\text{Cd}(\text{SeO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ . However, the stacking of the layers is modified: two adjacent layers are shifted along [100], which results in  $\gamma$  being nearly  $90^\circ$  in the fairfieldite-type structure.

## References

- [1] PEYTAVIN, S., PHILIPPOT, E. & LINDQVIST, O. (1974): Étude structurale du sel double dihydraté  $\text{K}_2\text{Cd}(\text{SeO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ . - Rev. Chim. Min. 11, 37-47.
- [2] CATTI, M., FERRARIS, G. & IVALDI, G. (1977): Hydrogen bonding in the crystalline state. Structure of talmessite,  $\text{Ca}_2(\text{Mg,Co})(\text{AsO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , and structure chemistry of related minerals. - Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr. 100, 230-236.
- [3] FRONDEL, C. (1955): Neomesselite and beta-roselite: two new members of the fairfieldite group. - Am. Min. 30, 828-833.
- [4] STURMAN, B. D. & DUNN, P. J. (1980): Gaitite,  $\text{H}_2\text{Ca}_2\text{Zn}(\text{AsO}_4)_2(\text{OH})_2$ , a new mineral from Tsumeb, Namibia (South West Africa). - Can. Min. 18, 197-200.
- [5] BROTHERTON, P. D., MASLEN, E. N., PRYCE, M. W. & WHITE, A. H. (1974): Crystal structure of collinsite. Austr. J. Chem. 27, 653-656.
- [6] FANFANI, L., NUNZI, A. & ZANAZZI, P. F. (1970): The crystal structure of fairfieldite. - Acta Cryst. B26, 640-645.
- [7] WHITE, J. S., HENDERSON, E. P. & MASON, M. (1967): Secondary minerals produced by weathering of the Wolf Creek meteorite. - Am. Min. 52, 1190-1197.
- [8] HEJNY, C., GIESTER, G., WILDNER, M. & GÖTZINGER, M. (1997): Die Kristallstruktur von Brandtit,  $\text{Ca}_2\text{Mn}(\text{AsO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ . - Beihefte Eur. J. Min 9, 150.
- [9] HAWTHORNE, F. C. & FERGUSON, R. B. (1975): Refinement of the crystal structure of kroehnkite. - Acta Cryst. B31, 1753-1755.
- [10] KELLER, P., INNES, J. & DUNN, P. J. (1986): Zincroselite,  $\text{Ca}_2\text{Zn}(\text{AsO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , a new mineral from Tsumeb, Namibia. - N. Jb. Miner. Mh. 11, 523-527.
- [11] DUNN, P. J., STURMAN, B. D. & NELEN, J. A. (1987): Wendwilsonite, the Mg analogue of roselite, from Morocco, New Jersey, and Mexico, and new data on roselite. - Am. Min. 72, 217-221.
- [12] DAHLMAN, B. (1952): The crystal structures of kroehnkite,  $\text{CuNa}_2(\text{SO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  and brandtit,  $\text{MnCa}_2(\text{AsO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ . - Arkiv Min. Geol. 1, 339-366.
- [13] LEONE, M. (1953): La struttura della kronkite. - Rend. Soc. Min. Ital. 9, 251.
- [14] PEYTAVIN, S., PHILIPPOT, E. & LINDQVIST, O. (1974): Étude structurale du sel double dihydraté  $\text{Na}_2\text{Cu}(\text{SeO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ . - J. Solid State Chem. 9, 63-68.

NEUTRON DIFFRACTION STUDY OF  
THE LOW-TEMPERATURE PHASE TRANSITION OF MN-LEONITE

by

**B. Hertweck<sup>1</sup>, E. Libowitzky<sup>1</sup> & A. J. Schultz<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Institut für Mineralogie und Kristallographie  
Universität Wien, Geozentrum, Althanstrasse 14, A-1090 Wien

<sup>2</sup>Argonne National Laboratory  
IPNS Division, Argonne, Illinois 60439, USA

Single-crystal Time-Of-Flight (TOF) neutron diffraction data of Mn-leonite,  $K_2Mn(SO_4)_2 \cdot 4H_2O$ , were obtained at the Intense Pulsed Neutron Source (IPNS) at Argonne National Laboratory, Illinois, using a four-circle single-crystal diffractometer and a position-sensitive detector. Two reversible phase transitions at low temperatures have been previously confirmed by optical, calorimetric [1], and X-ray data [2]. The cause for the phase transitions of Mn-leonite is a dynamic disorder of sulphate groups  $S_dO_4$  at room temperature (C2/m), that freeze to an ordered structure (I2/a) at 205(1) K. At 169(1) K the crystal structure switches to another ordered phase (P2<sub>1</sub>/a).

At room temperature the structure of Mn-leonite consists of two crystallographically different  $MnO_6$  octahedra, assembled in the form of  $Mn[(H_2O)_4(SO_4)_2]_2$ - units, with the sulphate groups in trans conformation and the S–Mn–S axes oriented nearly parallel to [100]. They form layers parallel to (001), with each layer consisting solely of  $S_o$ – $Mn_1$ – $S_o$  (ordered layer) or  $S_d$ – $Mn_2$ – $S_d$  (disordered layer) units, respectively. The units are interconnected by potassium cations in [9]- or [10]- coordination and by hydrogen bonds of the  $H_2O$  molecules.

Because X-ray methods locate electron densities rather than nuclei of atoms, the obtained H coordinates represent the delocalized H electrons. In the case of Mn-leonite with a dynamic disorder in the room temperature crystal structure an additional influence of proton dynamics is probable. Hence, neutron diffraction is an excellent method to investigate the hydrogen bonds, which influence the cooperative arrangement of tetrahedra across the layers.

The crystal for the data collection was a clear, synthetic specimen, that was ground to an ellipsoid with a size of 2.5 x 2 x 2 mm, elongated parallel to a. The neutron diffraction data were collected at room temperature, in the interval between the two indicated transition temperatures at 185 K, and below the second transition at 110 K. Least-squares refinements of the neutron diffraction data were carried out using the program system PC-GSAS [3]. Lattice parameters and starting values for the atomic positional parameters were obtained from the X-ray refinements [2] at the corresponding temperatures.

The results at room temperature are in good agreement with the neutron diffraction refinement of SRIKANTA et al. [4] with a deviation of the atom coordinates of less than 1 %. The refined atomic positional parameters confirm the X-ray diffraction data, obtained at identical temperatures. With the neutron diffraction data the coordinates of the hydrogen nuclei are determined, by which the evolution of the hydrogen bonds during the transformation process is elucidated.

Comparison of the O–H...O angles confirms the rule, that stronger hydrogen bonds are straighter than weaker ones. Within the ordered layer the distortion of the structure with decreasing temperature is accompanied by continuous decreasing and increasing, respectively, of the two O–H...O bond lengths surrounding the  $S_o$  tetrahedra. In general, the H...O distances surrounding the  $S_d$  tetrahedra (disordered at room temperature) are longer  $< 1.78 \text{ \AA} >$  than the H...O distances surrounding the  $S_o$  tetrahedra  $< 1.72 \text{ \AA} >$ .

The interatomic distances and angles of the  $H_2O$  molecules are close to those of free water molecules [5], i.e. O–H =  $0.98 \text{ \AA}$  and H–O–H =  $104.5^\circ$ . At room temperature the O–H distances show the most significant deviations from the ideal value with the two shortest distances of  $0.945(5) \text{ \AA}$  and  $0.955(5) \text{ \AA}$ , belonging to the Ow3 molecule, connecting the disordered sulphate tetrahedra with the ordered layers via hydrogen bonds. Hence, the dynamics of the Ow3 molecule leads to the apparently shortened O–H distances, and, in addition, to enlarged  $U_{ij}$  values. The Ow2 molecule, connecting the ordered tetrahedra within the ordered layer, is straightened to H–O–H =  $110^\circ$  in all three crystal structures.

## References

- [1] HERTWECK, B., ARMBRUSTER, T. & LIBOWITZKY, E. (2001): Multiple phase transitions of leonite-type compounds: optical, calorimetric, and X-ray data. - Mineral. Petrol. 72, in press.
- [2] HERTWECK, B., GIESTER, G. & LIBOWITZKY, E. (2001): The crystal structures of the low-temperature phases of leonite-type compounds,  $K_2Me(SO_4)_2 \cdot 4H_2O$  (Me = Mg, Mn, Fe). - Am Mineral 86, in press.
- [3] LARSON, A. C. & VON DREELE, R. B. (1994): General structure analysis system – GSAS. - Los Alamos National Laboratory, Report LA-UR, 86-748.
- [4] SRIKANTA, S., SEQUEIRA, A. & CHIDAMBARAM, R. (1968): Neutron diffraction study of the space group and structure of manganese-leonite,  $K_2Mn(SO_4)_2 \cdot 4H_2O$ . - Acta Crystallogr. B24, 1176-1182.
- [5] FRANKS, F. (ed) (1973): Water – A comprehensive Treatise, Volume 2. - Plenum Press, New York.

**PRESSURE DOMINATED EO-ALPINE METAMORPHISM OF THE AUSTRALPINE UNITS  
OF THE EASTERN ALPS: NEW DATA FROM THE WÖLZ COMPLEX**

by

**G. Hoinkes<sup>1</sup>, W. Faryad<sup>2</sup> & A. Proyer<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Institut für Mineralogie und Petrologie  
Karl-Franzens Universität, Universitätsplatz 2, A-8010 Graz

<sup>2</sup>Katedra Geologie a Mineralogie  
BF, TU Letná 9, 04011 Kosice, Slovákija

Eclogites are the classical rocks indicating pressure dominated metamorphism. Eclogite occurrences of the Eastern Alps are known from the very beginning of the introduction of the term eclogite by [1] for "diagg (omphacite) - garnet - kyanite - quartz - zoisite - assemblages" from Kupplerbrunn (Saulpe) which generally is accepted as type locality of eclogites [2]. Most eclogites are spread from east to west in the Eastern Alps within a narrow zone of eo-Alpine exhumation ages of eclogite- to amphibolite facies assemblages which are of eo-Alpine age [3]. Only a few eclogite bodies occur in eo-Alpine low-temperature areas and therefore must be of pre-Alpine age. These pre-Alpine eclogites are dated as Variscan in the Ötztal basement [4] and preliminary age-data for the Hochgrößen eclogites point to a pre-Variscan age (FRANK pers. com.). Hence, modern geochronological and petrological investigations in the Austroalpine basement changed the geodynamic picture of the Eastern Alps significantly and the post-Variscan rock forming processes are now known to be dominant in many parts of the Austroalpine basement.

The post-Variscan metamorphic overprint starts with a temperature increase at low pressures and the emplacement of acid to basic magmatic bodies (Permian LP/HT-event). It is succeeded by a high pressure metamorphism at low to medium temperature (eo-Alpine HP/LT event). The metamorphic overprint of the LP/HT-assemblages and the magmatic bodies of Permian age by HP/LT-assemblages clearly dates this last pressure dominated metamorphism as Alpine metamorphic overprint of the Austroalpine units.

The regional distribution of this last metamorphic overprint is characterized by a continuous increase from N to S within the Austroalpine basement from low greenschist- to epidote-amphibolite and eclogite-facies conditions with a sudden end of regional PT increase at a tectonic line (SAM = southern limit of Alpine Metamorphism) still within the Austroalpine basement. The geothermic gradient of this regional metamorphism must be rather small (15 - 20° C/km) in order to cross the stability field of paragonite and hornblende before entering the omphacite stability field. The key rocks of such geothermal gradients are paragonite-amphibolites which occur N to the SAM and the eclogite facies assemblages as indicators of the epidote-amphibolite facies due to decreasing metamorphic conditions.

The Wölz complex east of the Pennine Tauern window and north of the type locality of eclogites (Sausalpe) is, similar to the Ötztal complex west of the Tauern window, a good example for this P-dominated metamorphic gradient.

The Wölz complex turns out to consist of two tectonic units which differ in terms of pre-Alpine metamorphism. Only one suffered from Variscan amphibolite facies overprint (Rappold unit) whereas the other (Wölz unit) suffered from post-Variscan metamorphism only. Both units were overprinted together during eo-Alpine pressure dominated metamorphism: P- and T-increase from 8 kbar (500°C) in the N (Ennstal), 10 kbar (< 600°C) in the center and 17 kbar (> 600°C) in the S (Murtal) at the transition to the Sausalpe complex where the first omphacite relics are present as inclusions in garnet, is derived by geothermobarometry.

These rock units continuously grade into the Sausalpe complex where they may represent poly-metamorphic and monometamorphic units which suffered from even higher PT-conditions of ~ 700°C/20 kbar approaching the SAM.

#### **Acknowledgements**

This work was supported by the Austrian Science Fund (FWF-project P13058-GEO and LM 00417-GEO).

#### **Literature**

- [1] HAÜY, R. J. (1822): *Traité de minéralogie*. 2nd ed., (Bachelier).
- [2] MOTTANA, A., CHURCH, W. R. & EDGAR, A. D. (1968): Chemistry, mineralogy and petrology of an eclogite from the type locality/Sausalpe, Austria. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 18: 338-346.
- [3] THÖNI, M. (1999): A review of geochronological data from the Eastern Alps. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 79, 209-230.
- [4] MILLER, CH. & THÖNI, M. (1995): Origin of eclogites from the Austroalpine Ötztal basement (Tirol, Austria): geochemistry and Sm-Nd vs Rb-Sr isotope systematics. - *Chem. Geol. (Isotope Geoscience Section)*, 122, 199-225.

**CONTRASTING EVOLUTION OF THE BASAL FORMATION IN  
THE SOUTHERN AND CENTRAL PARTS OF THE BOSKOVICE FURROW**

by

**F. Jelinek, J. Leichmann & S. Nehyba**

Department of Geology and Paleontology  
Masaryk University, Kotlářská 2, 611 37 Brno

Two profiles in the basal formation were studied in the southern half of the Boskovice Furrow. The first profile is situated in the Svratka valley, west from Veverská Bítýška. The second is located more southerly, in the Oslava valley by Oslavany village. Sandstones from transgressive contact with the basement (by both examples from the West to the East) to the roof is the objective of the study. The metamorphic rocks of the Moravian window form the basement in both cases. The sedimentation started in both profiles with coarse basal conglomerates, breccias and sandstones [1]. The first sediments fill dominantly depressions in the paleorelief. The clastic material was derived from the close vicinity. Very similar character of the sedimentation – alluvial depositional environments, and accumulation of coarse-grained local material indicate poor communication within the basin during the first stage of its evolution.

Serpentinesed ultramafic, Sillimanite, and big K-feldspars derived from durbachites indicate that the Moldanubian material plays an important role in the roof sediments in the southern, Oslavany profile. These sediments represent river and lacustrine systems already. Some sandstones contain up to 30 % of volcanic material, ranging from rhyolite to dacite. The traces of erosion of the basin fill itself (cannibalism) were discovered in the uppermost part of the profile. The calcite to Fe-calcite, rarely corrosive, cement is locally abundant.

The lithological character of the deposits was examined using gammaspektrometric measurement. The sandstones, which were derived from Třebíč Massif are characterised by high K (3.5 wt.%), U (7 ppm), and Th (20 ppm), whereas other sandstones are depleted in all three elements (K – 2.7, U – 5.9, Th – 10). The shales are generally enriched in Th comparing with sandstones. The highest U concentration (73 ppm) was measured in the coal layer.

The northern profile is much more monotonous. Moldanubian material was not identified in this part of Boskovice Furrow. The whole material seems to be derived from the Moravian unit, especially from the Bites gneiss.



The differences between both profiles indicate, that even during its oldest evolution the furrow was separate into the individual subbasins [2]. The basal alluvial sedimentation is rapidly changed by river and lacustrine sedimentation on the south. Provenance study indicates broad source area. Whereas the local provenance, and the alluvial system sedimentation dominates the whole profile in the central part of the basin.

#### **Literature**

- [1] HOUZAR, S. (1981): Petrografie permokarbonských slepenců boskovické brázdy mezi Veverskou Břtýškou a Moravským Krumlovem. - MS, dipl. práce Prf MU Brno
- [2] JAROS, J. (1963): Litostratigrafie permokarbonské bosk. brázdy. - Věst. Ústř. Ústř. Geol., 38, 2, 115-118. Praha.

WULFENITE CRYSTALS FROM GRABEN ORE BODY OF MEŽICA MINES IN SLOVENIA

by

M. Jeršek<sup>1</sup>, B. Mirtič<sup>2</sup>, A. Rečnik<sup>3</sup>, V. Zebec<sup>4</sup>, V. Bermanec<sup>5</sup>, M. Žorž<sup>6</sup> & T. Dolenc<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Slovenian Museum of Natural History

Prešnerova 20, 1000 Ljubljana, Slovenia

<sup>2</sup>Faculty of Natural Sciences and Engineering

University of Ljubljana, 1000 Ljubljana, Slovenia

<sup>3</sup>Ceramics Department

Jožef Stefan Institute, Jamova 39, 1000 Ljubljana, Slovenia

<sup>4</sup>Croatian Natural History Museum

Demetrova 1, 10000 Zagreb, Croatia

<sup>5</sup>Department of Geology

Faculty of Science, Horvatovac b.b., 10000 Zagreb, Croatia

<sup>6</sup>Prešernova 53, 1290 Grosuplje, Slovenia

An isolated part of the Mežica Mines is the ore deposit Graben. It is situated on the right bank of the Meža river, south from the village of Žerjav. Mineralization of the ore minerals, mostly galena and sphalerite, is syngenetic. Due to the late diagenesis, epigenesis and retrograde epigenesis ore minerals have been oxidised into the secondary minerals. Discordant and metasomatic ores and minerals of the oxidation zone, e.g. wulfenite, have been formed [1, 2, 3].

Wulfenite crystals from the Graben ore body are unique from the morphologic point of view. They are of brown colour with dull, terraced and twisted faces. Unusually developed acicular crystals of wulfenite from Graben were first reported in 1972 by GRAFENAUER & MIRTIC [4] who determined steep pyramids  $\{441\}$ , while ŠTRUCL [5] reported that the crystals from the Graben ore body were combination of pyramid  $o\{111\}$  and prism  $m\{110\}$  and stressed the roughness of pyramidal faces. Crystals were modified by prisms  $a\{010\}$ ,  $g\{120\}$ ,  $f\{150\}$  and  $v\{1.11.0\}$  that alternate with pyramids ( $a : c = 1 : 1.55767$ ).

In the recent study ŽORŽ et al. [6] determined by single-crystal X-ray diffractometry that the crystals were rotated by  $45^\circ$  about the c-axis and determined the corresponding  $n\{011\}$  and  $m\{010\}$  and several other previously not determined crystallographic forms on wulfenite crystals from Mežica Mines ( $a : c = 1 : 2.2308$ ).

The crystals studied in our investigation were collected at the 511 m level of the Graben ore deposit. Because of their unusual colour and crystal habit we performed powder X-ray diffractometry and energy dispersive X-ray spectroscopy in order to prove that the mineral is in fact wulfenite. In the first stage of growth crystals develop the bipyramidal morphology with the prevailing forms  $n\{011\}$  and  $d\{021\}$ , as reported by ŽORŽ et al. [4] in 1998. In the later growth stage the acicular brown wulfenite crystals overgrew the bipyramidal crystals of wulfenite.

They measure up to 3 mm in length and may reach elongated form where length to thickness (c/a) ratio can reach the value of 10 or more. Wulfenite crystals have been frequently found on galena. In this case they always grow on cerusite which is the first product of galena oxidation. According to the scanning electron microscopy investigation the wulfenite crystals from the 511 m level at Graben deposit initially developed an extremely elongated prismatic morphology. Crystals look as if they were composed out of infinite number of tiny crystals that together form the sheave-shaped aggregates that are only occasionally terminated by pedions. We determined them with energy dispersive X-ray spectroscopy. In addition to wulfenite we have determined cerusite and dolomite crystals from Graben locality by energy dispersive X-ray spectroscopy and scanning electron microscopy. The fact that there were at least two wulfenite growth generations may help us in better understanding of the local re-crystallisation processes and the transport of the ore metals within the Graben ore body as well as their leaching out of it.

### Literature

- [1] ZORC, A. (1955): Rudarsko geološka karakteristika rudnika Mežica. - *Geologija* (Ljubljana) 3: 24-80.
- [2] STRUCL, I. (1970): Poseben tip mežiškega svinčevo cinkovega orudenja v rudišču Graben. - *Geologija* (Ljubljana) 13: 21-43.
- [3] DOLENEC, T., PEZDIČ, J. & KUŠEJ, J. (1993): Izotopska sestava kisika in ogljika v karbonatih iz Mežiškega rudišča Graben. - *Rudarsko-metalurški zbornik* (Ljubljana) 1-2: 133-144.
- [4] GRAFENAUER, S. & MIRTIC, B. (1972): O nenavadnih kristalih wulfenita iz Mežice. - *Rudarsko-metalurški zbornik* (Ljubljana) 4: 329-330.
- [5] STRUCL, I. (1984): Geološke, geokemične in mineraloške značilnosti rude in prikamnine svinčevo - cinkovih orudenj mežiškega rudišča. - *Geologija* (Ljubljana) 27: 215-327.
- [6] ŽORŽ, M., ALEKSANDER, R., MIRTIC, B. & KRIVOGRAD, F. (1998): Morphology of wulfenite crystals from Mežica Mines. - *Materials and Geoenvironment* (Ljubljana) Vol. 45, 3-4: 315-344.

PAN AFRICAN METAMORPHISM OF THE WESTERN ETHIOPIAN SHIELD

by

**T. E. Johnson<sup>1</sup>, T. Ayalew<sup>2</sup>, K. Belete<sup>1</sup> & A. Mogessie<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Institut für Mineralogie und Petrologie  
Karl-Franzens Universität, Universitätsplatz 2, A-8010 Graz

<sup>2</sup>Department of Geology and Geophysics  
Faculty of Science, Addis Ababa University, PO Box 1176, Addis, Ethiopia

The Precambrian basement of Ethiopia occupies a position of particular geological importance where juvenile metavolcano-sedimentary rocks of the Arabian-Nubian Shield (ANS) are in contact with higher-grade, gneissic rocks of probable Mozambique Belt (MB) affinity. In the Western Ethiopian Shield, the ANS Birbir domain largely comprises chlorite-rich meta-tuffs with subordinate pelites and psammites and contains a broadly N-S oriented linear belt of highly altered mafic and ultramafic intrusions – the Yubdo-Daleti-Tulu Dimtu belt. The margins of the Birbir domain are marked by mylonitic shear-belts where the Birbir is in tectonic contact, to the east and west respectively, with the gneissic (MB) Geba and Baro domains. The Geba and Baro domains are dominated by banded quartzofeldspathic biotite- and/or hornblende-bearing orthogneisses and contain rare slivers of quartzite, calc-silicate and pelitic paragneiss. The pronounced (subsequently folded) gneissose layering and the preservation of both subsolidus and anatectic migmatites suggest an early, high-temperature (Archean?) event not recorded in the Birbir rocks, implying that the Baro and Geba domains form an older crystalline basement to the Birbir. All domains were strongly deformed by the subsequent Pan African (c. 900 - 550 Ma) tectonothermal event, resulting in N-S trending Dp1-folds and ductile Dp2-shear-zones, polyphase intrusion and metamorphism.

The Pan African metamorphic event (Mp1) affected the entire area. Porphyroblast-matrix relationships suggest Mp1 occurred at an early stage within the Pan African structural framework, either pre- or syn-Dp1. Thermobarometric calculations on gneisses from the Geba and Baro domains yield mid- to upper-amphibolite facies conditions for this event, with peak temperatures of around 650 - 700°C and pressures in the range 7 - 10 kbar. The abundant metabasite parageneses within the Birbir domain generally indicate greenschist to lower-amphibolite facies conditions, both within and away from Dp2 shear-zones. Calculations on a low-variance garnet-chloritoid-staurolite-bearing pelitic schist from a metamorphosed clastic shelf sequence within the Birbir domain gives results of 560 - 580°C at c. 7 - 10 kbar. Such high pressures have not previously been recorded in the ANS of Western Ethiopia and, when combined with lithological considerations, may imply the existence here of a discrete lithostratigraphical group, possibly equivalent to the “Middle Complex” of Kazmin [1].

The Pan African metamorphic peak within the region was evidently attained prior to, or during the earliest stages of, continent-continent collision (i.e. of east and west Gondwana [2]) and maintained throughout much of the period of deformation. An overall anti-clockwise P-T-t evolution is implied. A significant contribution to the heat required for this widespread metamorphic event was probably provided by intraplated mafic and/or ultramafic intrusions emplaced within an extensional back-arc setting [3], examples of which are preserved as the Yubdo-Daleti-Tulu Dimtu belt.

This work was financed by FWF project P13643-GEO.

### **References**

- [1] KAZMIN, V. (1971): Precambrian of Ethiopia. - *Nature* 230: 176-177.
- [2] STERN, R. J. (1994): Arc assembly and continental collision in the Neoproterozoic East African orogen: implications for the consolidation of Gondwanaland. - *Annu. Rev. Earth Pl. Sci.* 22: 319-351.
- [3] BRAATHEN, A., GREENE, T., GEBRESELLASSIE, M. & WÖRKU, T. (2001): Transpressional juxtaposition of Meso-Neoproterozoic units; the Wombara-Kilaj transect within the Pan-African belt of Western Ethiopia. - *Precambrian Res.* (in press).

**FLUID INCLUSIONS IN METAMORPHIC GARNET  
FROM SELECTED AUSTRALPINE BASEMENT AREAS**

by

**R. Kaindl, R. Abart & G. Hoinkes**

Institut für Mineralogie und Petrologie  
Karl-Franzens University Graz, Universitätsplatz 2, A-8010 Graz

The investigation of the fluid phase, which is involved in most metamorphic reactions and plays a major role for a number of rock-forming processes, has become one of the most active fields in metamorphic petrology. The direct approach is the study of fluid remnants preserved as inclusions in minerals. Interpretation of fluid inclusion data can only be done by comparison with independent P-T estimates [1].

Within the Austroalpine basement sequences of the Radenthein Complex (RC) and the Schneeberg complex (SC) east and west of the Tauern window the index minerals garnet and kyanite occur commonly together with quartz and contain frequently fluid inclusions. By combining various methods such as petrography, microthermometry, Raman spectroscopy, mineral chemistry, oxygen isotope measurements, geochronology and phase petrology with fluid inclusion data an improved pressure-temperature-time-path of the Eoalpine and pre-Alpine metamorphic event can be derived.

Amphibolite facies metapelites of the Radenthein Complex contain fluid inclusions in garnet, kyanite and quartz. Geothermobarometry, stable isotope data and fluid inclusion studies revealed inconsistencies between peak metamorphic pressure-temperature conditions on one hand and the observed fluid composition and density of fluid inclusions trapped within the peak metamorphic minerals garnet and kyanite on the other hand. Oxygen isotope thermometry on several mineral pairs yielded concordant peak metamorphic temperatures in the range of 560 to 590°C. Combining these temperature estimates with the analysis of phase relations suggests that the pressure was between 5.5 and 7.5 kbars and that  $X_{\text{H}_2\text{O}}$  was between 0.4 and 0.5 during peak metamorphism. The fluid inclusion assemblages within garnet and kyanite are dominantly -CO<sub>2</sub>-N<sub>2</sub>, and CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O respectively. The generally low  $X_{\text{H}_2\text{O}}$  (< 0.26) of the fluid and the high fluid molar volumes of 42 to 70 cm<sup>3</sup>/mole are inconsistent with the estimated peak metamorphic conditions.

Scanning electron images, as well as Raman and infrared spectra of solid phases in fluid inclusions indicate retrograde closed system reactions producing chlorite within garnet-hosted and aluminum sheet silicates within kyanite-hosted inclusions. Fluid modeling corroborates this mechanism.

A virtual fluid inclusion that trapped the presumed peak metamorphic fluid ( $X_{\text{H}_2\text{O}} = 0.46$ , molar volume =  $33 \text{ cm}^3/\text{mole}$ ) changes its composition and density by producing chlorite and quartz at the expense of garnet and the water fraction of the fluid. The final density of such an inclusion is consistent with the observed density range of the fluid inclusion assemblage entrapped in garnet. Alternative reequilibration phenomena such as leakage or diffusive water loss cannot be excluded but are not necessary to explain the present day composition and density of the fluid inclusion assemblages in garnet and kyanite.

The mostly monometamorphic Schneeberg complex (SC) was intensely folded into the poly-metamorphic Ötztal-Stubai complex (OSC) during the Eoalpine orogeny. The metapelites and metacarbonates of the SC differ significantly from the dominantly quartzo-feldspathic rocks of the OSC. It is considered to represent the remnants of a Palaeozoic sedimentary cover unit overlying the OSC and missing in other parts of the OSC due to erosion.

P-T data from the literature [2] and this study yielded peak metamorphic temperatures between  $550 - 600^\circ\text{C}$  and pressures from  $8 - 10 \text{ kbar}$  for the SC. Rims of mica schist garnet from the transition zone between the SC and the OSC grew during the Eoalpine orogeny which is confirmed by monazite inclusions yielding an average age of  $93 \pm 11 \text{ Ma}$ . A clearly pre-Alpine origin of the garnet cores is indicated by garnet zoning profiles and aqueous fluid inclusions with low salinity and density ( $0.57 - 0.72 \text{ g/cm}^3$ ). These inclusions may have been trapped after the Variscan high-pressure event during pressure release and contemporaneous heating. Their low densities can be explained by reequilibration of these inclusions during a low-P/high-T extensional event affecting large areas of the Austroalpine basement [3], [4]. Few monazite ages above  $200 \text{ Ma}$  in the matrix of the garnet-mica schist and K-Ar hornblende ages within various parts of the SC [5] as well as numerous post-Variscan – pre-Alpine diabase dikes distributed all over the OSC [6] confirm increased heat-flow and extension in the late Permian – early Triassic. Alternatively, the garnet cores and the inclusions may be of Permo-Triassic age. Their low density and high resistance of garnet against plastic deformation prevented these inclusions from resetting to Eoalpine metamorphic conditions.

In conclusion, fluid inclusions in monometamorphic metapelitic garnet from the Eoalpine metamorphic RC were changed due to metamorphic reaction involving the host mineral and the trapped metamorphic fluid. In contrast garnet from the transitions zones between the polymetamorphic OSC and the monometamorphic SC records pre-Alpine trapped fluid inclusions which remained unchanged during Eoalpine high-pressure overprint. The most common preferential water diffusion or leakage of quartz during the Eoalpine metamorphic event cannot be excluded for inclusion assemblages in garnet but is not necessary to explain their observed composition and density.

## References

- [1] TOURET, J. L. R. (2001): Fluids in metamorphic rocks. - *Lithos* 55:1-25.
- [2] KONZETT, J. & HOINKES, G. (1996): Paragonite-hornblende assemblages and their petrological significance: an example from the Austroalpine Schneeberg Complex, Southern Tyrol, Italy. - *J. Metam. Geol.* 14: 85-101.
- [3] SCHUSTER, R. & FRANK, W. (1999): Metamorphic evolution of the Austroalpine units east of the Tauern Window: indications for Jurassic strike slip tectonics. - *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.* 42: 37-58.
- [4] THÖNI, M. & MILLER, C. (2000): Permo-Triassic pegmatites in the eo-Alpine eclogite-facies Koralpe complex, Austria: age and magma source constraints from mineral chemical, Rb-Sr and Sm-Nd isotope data. *Schweiz. Mineral. Petrograph. Mitt.* 80:169-187.
- [5] MAURACHER, J. (1980): Alpidische und voralpidische Metamorphose und Strukturprägung am Westende des Schneeberger Zuges (Ötztaler Alpen). - Dissertation, Universität Wien.
- [6] PURTSCHELLER, F. & RAMMLMAIR, D. (1982): Alpine metamorphism of the diabase dikes in the Ötztal-Stubai metamorphic complex. - *Tscherm. Mineral. Petrograph. Mitt.* 29: 205-221.



DIE KRISTALLMODELLSAMMLUNG AUS DEM 19. JAHRHUNDERT  
DES INSTITUTS FÜR MINERALOGIE UND PETROGRAPHIE  
DER UNIVERSITÄT INNSBRUCK

von

**G. Kaltenhauser & R. Tessadri**

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

Die Kristallmorphologie war für die Bestimmung von Mineralen schon immer ein wichtiges Kriterium, ist sie doch das Abbild jener regelmäßigen inneren Raumgitterstruktur, die den jeweiligen Mineralen zu eigen ist. Da in der Natur aber unregelmäßig gewachsene Formen weit- aus überwiegen und ideal gewachsene Kristalle sich nur unter den allergünstigsten Bedingungen entwickeln können, hat man seit den Anfängen der Kristallographie als Wissenschaft Modelle von ideal geformten Kristallen hergestellt, um diese Gesetzmäßigkeiten der inneren Raum- struktur an Habitus und Tracht makroskopisch sichtbar zu machen.

Am Institut für Mineralogie und Petrographie der Leopold-Franzens-Universität Innsbruck wird eine historisch und kristallographisch interessante Sammlung von Kristallmodellen verwahrt, die wohl wert ist hier kurz vorgestellt zu werden.

Diese Sammlung besteht aus mehreren Serien, die zu verschiedenen Zeiten und unter verschiedenen Institutsvorständen erworben wurden. Somit spiegelt diese Sammlung auch einen Teil der Instituts Geschichte wider. Sie ist seit der Übersiedlung des Institutes von der "alten" Universität in das Bruno-Sander-Haus in 22 Laden eines, für Universitätsverhältnisse durch sein Dekor aufwendigen, Schrankes untergebracht. Der Schrank besteht aus Eichenholz, weist unter- halb der Abdeckung ein Zahnfries auf und hat in den vier Füllungen der Flügeltüren ornamentale Schnitzereien. An der Stirnseite der Laden ist eine Vertiefung ausgearbeitet, in welche ur- sprünglich kleine Schildchen für eine Beschriftung gesteckt werden konnten.

In den alten Inventarbüchern des Institutes findet sich kein Hinweis über den Erwerb dieses wert- vollen Möbelstückes; es scheint erst in einer modernen Kartei auf. Wohl aber ist durch den Schrift- verkehr, den Institutsvorstand Bruno Sander mit dem Bevollmächtigten bezüglich des Erwerbes von Mineralien und Büchern nach Alois Cathrein – seinem Amtsvorgänger – führte, die Her- kunft dieses Kastens gesichert. Im Schreiben vom 17. September 1942 heißt es "*Ihre Schätzung der beiden eichenen Mineralienkästen (zu 22 Schubladen) à 300.- RM halte ich für angemessen, angesichts der erstklassigen Ausführung (was z.B. Staubdichte anlangt)*"

Demnach waren es zwei Einrichtungsgegenstände, die ehemals in privatem Eigentum des im Jahre 1890 ernannten Extraordinarius des mineralogisch-petrographischen Institutes waren. Wir können so mit Bestimmtheit annehmen, daß Alois Cathrein sich diese zwei Kästen wohl anläß- lich seiner Bestellung im Jahre 1890 oder kurz nachher hat anfertigen lassen. Das vorhin er- wähnte zweite Stück befindet sich ebenfalls im Institut.

In den ersten fünf Laden sind auf schwarz gestrichenen gefachten Einsätzen die Modelle der Serie A eingeordnet. Über diese Einsätze ist im Inventar-Buch I zu lesen *“G 60 gefächerte Einsätze für Mineralien und Krystallmodelle, 9 Stück 1877 von M. Jeggler hergestellt”*. Mit Bleistift ist noch der Zusatz vermerkt, daß Josef Blaas, der zwischen 1883 bis 1890 interimistisch das Institut leitete, vier Stück davon in das inzwischen errichtete Geologisch-Paläontologische Institut mitgenommen hat. Interessant ist aber dabei, daß die Einsätze genau in die Laden des Kastens passen, obwohl sie älter sein müßten als die Schubladen.

Die Serie A, die heute in diesen Einsätzen eingeordnet ist, beinhaltet 224 Formen aus Birnholz. Die Oberfläche der Modelle erscheint leicht gebeizt und weist leichten Seidenglanz auf. Die darauf angebrachten Nummern beziehen sich wahrscheinlich auf die von der Herstellerfirma festgelegten Fabrikationsnummern. Die Serienbezeichnung A wurde wahrscheinlich erst später im Institut aufgestempelt. Auf nicht ganz einheitlichen Begleitzetteln (ca. 45 x 65 mm) ist handschriftlich die Bezeichnung des Modells, sowie die kristallographische Kennzeichnung, sowohl in der Nomenklatur nach Samuel Weiss, wie auch in jener nach Miller festgehalten. Die ersten 13 Modelle sind die Grundformen des kubischen Kristallsystems. Im Anschluß daran folgen zwei- und dreigliedrige Kombinationen aller Systeme – einige sogar mit drehbaren Hälften. Aus dem alten Inventarbuch ist zu entnehmen, daß diese Serie am 13.XII.77 von Dr. C. Hintze, Straßburg um 116.60 fl (= Gulden) angekauft wurde.

Die Serie B besteht aus 62 Formen, die aus Lindenholz gefertigt sind. Die Modelle sind ungebeizt – weisen also eine unbehandelte Oberfläche auf. Bei dieser Serie handelt es sich um durchwegs mehrgliedrige Formen, die in schwarz kaschierten Kartons (63 x 70 mm) untergebracht sind. Die Begleitzettel sind denen der Serie A ähnlich und von gleicher Hand beschriftet. Dabei wurde große Sorgfalt aufgewendet, denn der Inventator mußte scheinbar an jedem Modell jeden Winkel genau nachgemessen haben, um jeden kleinsten Verschnitt am Begleitzettel kritisch zu vermerken. Allem Anschein nach wurden diese beiden Serien durch den neuen Vorstand des im Jahre 1876 neu gegründeten Extraordinariates, Edmund Neminar, angekauft. Diese aufwendige Inventararbeit wird man aber nicht ihm sondern eher Josef Blaas zuschreiben können, der seit 1879 in diesem Institut als Demonstrator arbeitete und nach dem Weggang von Neminar interimistisch das Institut leitete und in dieser Zeit für die Ordnung und Inventarisierung der Sammlungen verantwortlich war.

Serie C umfaßt 158 Modelle aus rohem (unbehandeltem) Birnenholz, die in schwarz kaschierte Kartons (80 x 85 mm) eingeordnet sind. Als Begleitzettel werden nun einheitliche Vordrucke mit dem Format 64 x 58 mm verwendet. Darauf ist erstmals auch die Institutsbezeichnung festgehalten. Die Namen und kristallographischen Bezeichnungen sind auch hier handschriftlich eingetragen. Die Schrift weist wesentlich andere Züge auf, als auf den Begleitzetteln der Serien A und B. Zum weiteren Unterschied sind hier die kristallographischen Bezeichnungen nur mehr in den Miller'schen Indizes angegeben. Aus dem bereits erwähnten Inventarbuch ist zu entnehmen, daß diese Serie in 5 Etappen in den Jahren 1892/93 *“aus der Krantz'schen Sammlung nach Groth”* angekauft wurde. Aus diesen Eintragungen scheint auch hervorzugehen, daß es damals zwei Sätze nach Groth gegeben habe – einen zu 412 und einen zweiten zu 743 Formen. Die in Innsbruck verwahrte Serie stellt demnach nur einen Bruchteil der von Groth vorgestellten Formen dar. Die eingetieften Zahlen sind als Produktionsnummern daher nicht lückenlos durchgehend. Der Ankauf dieser Serie erfolgte zu einem Zeitpunkt, als Alois Cathrein, der Schüler von Groth war, die Lehrkanzel bereits zwei Jahre innehatte. Man kann daher erwarten, daß die Eintragungen auf den Begleitzetteln seiner Hand entstammen.

Serie D mit der Inventarbezeichnung B 204 besteht aus 56 Modellen, die ebenfalls aus Birnenholz gefertigt sind. Das Inventarbuch gibt darüber Auskunft, daß diese Serie im Jahre 1913 durch Ankauf an das Institut kam. Wie weiters vermerkt ist, handelt es sich dabei um Verzerrungen nach Hirschwald. Eine kurze Notiz besagt weiters, daß diese Serie anscheinend nicht bei den anderen Modellen verwahrt wurde, sondern sich *“im Glaskasten im Hörsaal”* befand. Die Begleitzettel gleichen jenen der Serie C.

Mit der Bezeichnung E ist eine Serie von 172 Modellen zusammengefaßt, die nach ihren unterschiedlichen Größen, ihren verschiedenen Holzarten und der zum Teil eigenwilligen Behandlung der Formoberflächen wohl verschiedenen Produktionsstätten entstammen müssen. Die ersten 50 Modelle stellen Grundformen der sieben Kristallsysteme dar. Darauf folgen Modelle, die laut Beschreibung verschiedenen Mineralgruppen zugeordnet werden. Eine Ordnung in kristallographischer Hinsicht ist nicht erkennbar. Insoferne weist aber diese Serie eine Besonderheit auf, weil die Flächen der Modelle zum Teil bunt bemalt sind. Einige sind mit Papier überklebt und transparent bemalt. An einigen Formen sind Weiss'sche Indizes angebracht. Die Begleitzettel weisen keine kristallographischen Angaben auf. Weiters lassen die knappen handschriftlichen Vermerke für die Begleitzettel eine jüngere Entstehung vermuten. Somit wird der Eindruck erweckt, als hätte man Restbestände verschiedener Gruppen in späterer Zeit zu einer Serie zusammengefaßt. Die Handschrift der Begleitzettel kann derzeit noch keiner bestimmten Person zugeschrieben werden.

In den beiden untersten Laden (Nr. 11 und 22) sind insgesamt 230 Kristallmodelle aus Gips verwahrt. Auf den ersten Blick ist in dieser Serie, die keine eigene Bezeichnung trägt, kein festes System erkennbar. Hier sind die Modelle zum Teil in schwarzen Kartons unterschiedlicher Größe verwahrt, zum anderen Teil in einheitlichen Schächtelchen (100 x 65 mm) aus grauem Karton, der außenseits mit grünem Papier kaschiert ist, untergebracht.

Die Modelle in den schwarzen Kartons sind durch eingravierte und aufgemalte Inventarnummern gekennzeichnet, wobei einige Stücke mehrere Zahlen in schwarzer oder roter Farbe aufweisen, also mehr als einmal inventarisiert wurden. Bei diesen Modellen handelt es sich um zwei- und mehrgliedrige Kombinationen verschiedener Kristallsysteme, weiters um Zwillingbildungen und um *“durch ungleichmäßige und unvollständige Flächenentwicklung”* entstandene Verzerrungen. Ihnen sind Begleitzettel beigelegt, die in Form und Handschrift jenen der Serie A und B gleichen. Man erkennt in diesen Eintragungen wieder die Handschrift von Josef Blaas. Als späterer Zusatz durch fremde Hand findet sich auch ein Hinweis auf das alte Inventarbuch. Unter der Bezeichnung B 207 ist dort über die Herkunft zu lesen *“Kristallmodelle aus Gips (aus dem Pichler Inventar) 48 Stück”* Diese Eintragung ist nicht mit dem Eingangsdatum versehen, doch muß die Erwerbung nach 1913, also viele Jahre nach Pichlers Tod erfolgt sein. Wo diese Modelle sich bis dahin befunden haben und warum die Begleitzettel nicht Pichlers Handschrift zeigen, sondern jene von Josef Blaas, kann vorerst nicht geklärt werden.

Wenn man nach Ausgliederung der vorhin beschriebenen Formen jene Modelle der grünen Kartons näher betrachtet, kann man sehr wohl ein System erkennen, nach dem diese Serie aufgebaut war. Die Nummern der Modelle sind am Boden der Schächtelchen mit Mineralnamen und der kristallographischen Bezeichnung – hier aber lediglich in der heute nicht mehr gebräuchlichen Nomenklatur nach Samuel Weiss – versehen. Auch die Schrift – *“deutsche Schreibschrift”* – mutet altertümlich an und ist heutzutage für viele nicht mehr lesbar.

Vielleicht mag das auch der Grund gewesen sein, warum diese Serie nach der letzten Übersiedlung des Institutes nicht mehr richtig eingeordnet wurde. Sie ist erst ab der Nummer 36 einigermaßen vollständig erhalten. Es gibt aber Hinweise, daß die vorausgehenden Nummern, die heute leider fehlen, einfache Formen, Zwillinge und Verzerrungen des kubischen Kristallsystems enthalten haben.

Die vorhandenen Modelle liegen meist zu zweit oder zu dritt in einer Schachtel. Dabei handelt es sich durchwegs um binäre Formen, die nach Kristallsystemen eingeordnet sind. Formen des triklinen Systems fehlen vollständig. Durch die Einordnung der Modelle zu zweit und zu dritt sollte offenbar die abwechselnde Dominanz der auftretenden Glieder und die dadurch bedingte Veränderung der Kristallflächen veranschaulicht werden.

Über die Herkunft dieser Serie ist weiter nichts überliefert. Im bereits erwähnten Inventarbuch Bd. I findet man jedoch unter der Bezeichnung B 209 die Eintragung *“Kristallmodelle aus Holz und Gips 359 Stück um 600.- (Schilling) am 6.2.29 aus dem geol. Institut übernommen”*. Leider hat sich aber dort die Spur dieser Sammlung nicht weiter verfolgen lassen, weil ältere Aufzeichnungen, die über die Herkunft des Inventars Auskunft geben könnten, nicht aufscheinen. Es darf aber wohl mit Sicherheit angenommen werden, daß man in dieser Serie den ältesten Teil der Innsbrucker Kristallmodellsammlung erblicken kann. Man wird weiters auch nicht fehlgehen, den Erwerb dieser Serie mit der Institutsgründung bzw. der Ernennung Adolf Pichlers zu dessen erstem Ordinarius im Jahre 1867 anzusetzen. Offen bleibt dabei aber die Frage, ob diese Gipsformen, die heute in einer Serie zusammengefaßt sind, auch ursprünglich zusammengehört haben, oder aus zwei verschiedenen Sammlungen stammen. Unbeantwortet bleibt weiterhin auch, warum die einfachen Formen des kubischen Systems fehlen.

Schließlich sind noch 8 Modelle aus Glas zu erwähnen, die einfache Formen der verschiedenen Kristallklassen darstellen. Sie tragen weder Inventarnummer, noch eine Serienbezeichnung. Ihre Herkunft ist ungewiß. Sicherlich kann es sich nicht um jene, im alten Inventarbuch verzeichneten Stücke handeln, die dort mit Inv.Nr. B 9 angeführt sind, denn diese hatten angeblich sichtbare Achsen. Sie wurden 1884 von Löwensohn in Fürth gekauft, waren aber bereits vier Jahre später als *“Abfall”* gemeldet.

Wenn es auch noch nicht gelungen ist, alle Fragen, die diese Sammlung aufwirft, bis ins Letzte zu klären, so kann doch mit diesem Überblick etwas Licht in den Ablauf ihres Zustandekommens geworfen werden. Es ist somit auch ein Beitrag zur Aufhellung der Institutsgeschichte. Man kann froh sein, daß sich diese Sammlung mit ihren insgesamt 909 Modellen, abgesehen von einigen Abgängen, bis zum heutigen Tag erhalten hat und sich nun im Institut als Einheit präsentieren kann.

**DISTRIBUTION OF REE AND REE-MINERALS IN TOPAZ-BEARING GRANITES  
OF THE KARLOVY VARY PLUTON (CZECH REPUBLIC)**

by

**U. Kempe<sup>1</sup>, M. René<sup>2</sup> & D. Wolf<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Institut für Mineralogie

Technische Universität, Bergakademie Freiberg, Brennhausgasse 14, D-09596

<sup>2</sup>Institute of Rock Structure and Mechanics

Academy of Sciences of the Czech Republic, V Holešovičkách 41, 182 09 Prague 8

Topaz-bearing granites are significant variety of high-evolved granite plutons. In the Erzgebirge/Krušné Hory batholith topaz-bearing granites form the youngest phases of younger magmatic complex. High-peraluminous and high-P topaz-bearing granites occur in some granite bodies in the western part of the Erzgebirge/Krušné Hory batholith. Very typical occurrences of more varieties of topaz-bearing granite were found in the Krudum massif. Krudum massif in the SW part of the Karlovy Vary pluton forms relatively independent magmatic body that is composed entirely of intermediate to high-differentiated Variscan granites with various content of topaz. The youngest topaz-albite granites on the southeastern margin of this oval body are associated with Sn-W mineralization of greisen type. This mineralization is bounded on various topaz-albite granite stocks, mainly on Hub and Schnöd stocks, in which were Sn-W ores mined from 13<sup>th</sup> century to 1991. Exploitation in last fifty years was focused mostly on low-grade impregnation ores containing on average 0.2 - 0.3 % Sn. Krudum massif has a markedly zoned internal structure with the oldest porphyritic biotite granites of the Trídómí type in its central part and younger two-mica granites and topaz-albite granites on its periphery. The youngest granite phase of aplitic albite granite form small stock on the southeast margin of the Krudum massif by Vysoký Kámen hill. In this granite stock occur also irregular, mostly subhorizontal lenses and layers of feldspathites. From hidden stock granite structures of Sn-W ore deposit Krásno-Horní Slavkov with elevations Hub and Schnöd made by topaz-albite granites is stock of aplitic aplite granite separated by thick shear zone of Vysoký Kámen.

Two-mica, finely porphyritic granites of the Milfie type are medium grained, sometimes contain minute phenocrysts of perthitic K-feldspar an their groundmass consists of K-feldspar, plagioclase (An<sub>5-20</sub>), quartz, biotite, muscovite, topaz and accessory minerals (zircon, monazite, rare apatite and magnetite). Medium-grained equigranular topaz-albite granites of the Čistá type are generally grey, greyish white and whitish in colour. They contain quartz, albite (An<sub>0-10</sub>), K-feldspar, Li-mica and topaz. Accessory minerals are represented by apatite, fluorite, zircon, Nb-Ta-rutile, columbite, tantalite, monazite, xenotime, uraninite, thorianite, pyrite, scheelite and cassiterite and by rare REE-minerals of As-crandallite-As-florencite-As-goyazite group. Cathodoluminescence and microprobe analyses allowed distinguishing several generations of apatites.

The equigranular topaz-albite granites are locally accompanied by fine-grained porphyritic topaz-albite granites with characteristic oval phenocrysts of quartz. Three generations of quartz were distinguished by cathodoluminescence microscopy. The K-feldspar phenocrysts are generally markedly perthitic. Groundmass is composed of quartz, albite ( $An_{0.05}$ ), K-feldspar, Li-mica, topaz and muscovite. Accessory minerals are formed by apatite, zircon, monazite, magnetite, hematite and cassiterite. The emplacement of granite stocks of topaz-albite granites was associated with intensive protrusion of lithologically favourable metamorphic rocks (migmatized biotite paragneisses) and evolution of intrusive breccias. Intrusive breccias are cemented by topaz-albite microgranites. These microgranites are fine grained to very fine grained, rarely porphyritic rocks. Groundmass of microgranites is composed of quartz, albite, Li-mica, K-feldspar and topaz. Accessory minerals of the topaz-albite microgranites are formed by apatite, Nb-Ta-rutile, monazite, zircon, brabantite, xenotime, gahnite and Sn-Zn-spinel. For zircon is characteristic very variable content of U and Th. The higher content of  $UO_2$  (1.2 - 7.2 wt.%) is characteristic for all analysed monazites from topaz-albite granites of the Krudum massif. Content of  $UO_2$  in analysed xenotimes is 2.0 - 5.2 wt.%.

Aplitic albite granites are fine grained to middle grained, white or pale pink rocks that contain albite ( $An_{0.8}$ ), K-feldspar and smaller quantity of quartz and accessory amount of Li-mica or muscovite. Other accessory minerals in aplitic albite granites are formed by apatite, Nb-Ta-rutile, columbite, tantalite, monazite, zircon, wolframite and uraninite. For apatite is characteristic very variable content of Mn, which also strongly influences its cathodoluminescence. The feldspathites are composed mostly of albite and K-feldspar, with subordinate content of quartz. In granite stock were also found irregular lenses and dykes of pegmatites. Schliers of the older pegmatites are probably comagmatic with aplitic albite granite and represent parts of original granite melts with enrichment of some volatile and incompatible elements (F, Be, Sc). Younger, but also Variscan pegmatite dykes are oriented in NE-SW, NW-SE and NNW-SSE directions and are formed by K-feldspar, quartz and Li-mica with some rare minerals (beryl, bertrandite, kolbeckite). The small time interval between emplacement of aplitic albite granite and evolution of pegmatite dykes is confirmed by hydrothermal alteration (albitization, muscovitization, greisenization) of both rock types. After mineral composition of pegmatites should be distinguished three subtypes of these pegmatites - quartz - feldspars, quartz-Li-mica and quartz-Li-mica-beryl pegmatites.

Topaz-bearing granites of the Krudum massif are strongly peraluminous. The prominent excess of aluminium is also expressed by the content of normative corundum, mean value of which is 3.8 for two-mica granites of the Milře type and 4.5 for topaz-albite granites of the Čistá type. In comparison with common Ca-poor granites the topaz-bearing granites of the Krudum massif are poor in Ca, Fe, Mg, Sr, Ba, Zr, Sc and strongly enriched in incompatible elements such as Li, Rb, Cs, Sn, Nb, and W. The Milře type two-mica granites are characterised by higher ratios  $Th/U = 1.1$  and  $La_N/Yb_N = 5.47 - 8.13$ . These two-mica granites show negative europium anomaly, which is, however, less distinct than that of younger topaz-albite granites of the Čistá type ( $Eu/Eu^* = 0.29 - 0.40$ ). Topaz-albite granites of the Čistá type display lower ratio  $Th/U = 0.4$ , reflecting presence of accessory uraninite and lower monazite content in these granites. Values of  $La_N/Yb_N$  ratio in the Čistá types granites are 3.82 - 4.81 and a prominent negative europium anomaly is very characteristic for these granites ( $Eu/Eu^* = 0.28 - 0.32$ ). The topaz-albite granites of the Čistá type are also characterised by a higher  $P_2O_5$ -content (0.24 - 0.54 wt.%).

This work is part of the KONTAKT project of Ministry of Education, Youth and Sports (No. ME-00-032).

CHICXULUB – POPIGAI: LARGE IMPACT CRATERS AND THEIR DISTAL EJECTA.  
ISOTOPIC CHARACTERISATION OF THE MELT PRODUCTS

by

**B. Kettrup & A. Deutsch**

Institut für Planetologie  
Universität Münster, Wilhelm-Klemm-Strasse 10, D-48149 Münster

In this study, we characterize impact melt products and target lithologies at impact sites, and compare them with ejected impact melt products, such as tektites, micro-tektites, impact melt glass, micro-krystites. We utilize isotopic "fingerprinting" techniques which have a much higher sensitivity than conventional geochemical analyses [1, 2].

With this investigation, we search answers to the following questions:

What is the depth of the melt zone? How intense is the mixing of impact melt that stays inside the crater? Can we characterize the target from the study of clast populations and/or from geochemical data for impact melt lithologies? In which depth originate ejected impact melt products? Which methods allow an unambiguous correlation of ejected melt products with their respective source crater?

The below listed material has been studied:

- Impact melt breccias, suevites and their clast content from Chicxulub PEMES drill cores. The 65 m. yrs. old Chicxulub structure, the "smoking gun" of the K/T mass extinction has a diameter of  $\approx 180$  km. The crater is buried beneath about 1 km of post-impact sediments.
- Ejected impact melt products separated from K/T boundary sediments.
- For comparison, we investigate melt lithologies, and target rocks from the excellently exposed 35.7 m. yrs. old, about 100 km large Popigai impact structure.

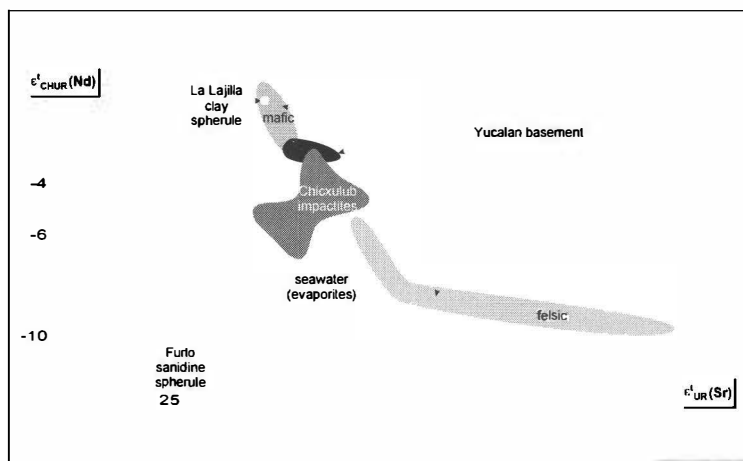
**Chicxulub.** In the  $\epsilon_{Nd}$  vs.  $\epsilon_{Sr}$  plot of Figure 1, the Chicxulub melt lithologies display a surprisingly large variation in Nd isotopic compositions [3]. We have explained this observation with a major contribution of a mafic target component to the impact melt lithologies. Such mafic rocks have not yet been described to occur as clasts in impact breccias of the Chicxulub crater. Despite the restricted data set (due to the non-availability of samples!), our isotopic investigation yielded one fundamental result [3]: The Chicxulub impact melt lithologies are not the product of simple mixing of two components, i.e., Cretaceous platform sediments and a homogeneous crystalline basement (cf. Fig. 1).

**Popigai.** Impactites from this crater display a wide range in  $\epsilon_{Sr}$  values (Fig. 2) [4]. It is not constrained yet whether this observation reflects variable contributions of specific target components to individual melt volumes or post-impact alteration. Variations in  $\epsilon_{Nd}$  of the Late Eocene ejecta material [5] are relatively high compared to impactites. The data for micro-krystites and micro-spherules, plot with one exception in a field defined by target lithologies (Fig. 2).

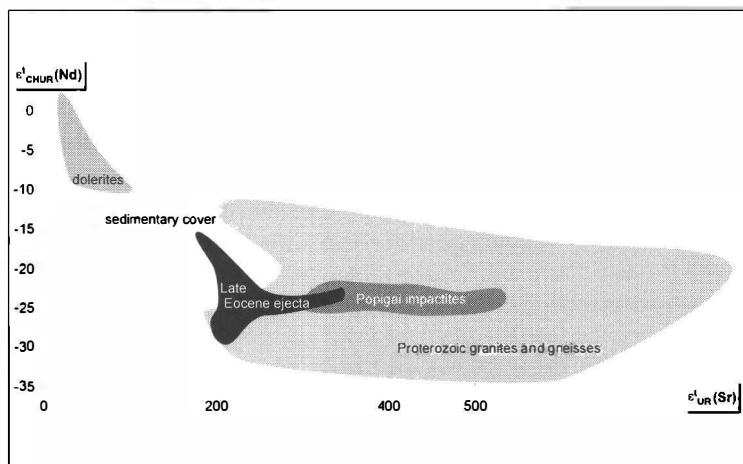
This data alignment and the Nd model ages support the view that Popigai is the source crater for this kind of ejecta material. Impactites and ejecta material, however, form two, only partially overlapping clusters. The ejecta materials have a higher affinity to the younger sedimentary cover than impactites whose data alignment can be explained by melting of basement gneisses and granites only (Fig. 2). A contribution of sedimentary rocks to the impactites is not obvious, though the sediments occur as clasts in the tagamites.

**Ejecta.** The geochemistry of tektites, formed early in the cratering process, match the composition of the uppermost target lithologies (sediments), which not necessarily resemble the composition of deeper seated target material. Generally, tektites from one strewn field show only restricted variations in  $\epsilon_{\text{Sr}}$  and  $\epsilon_{\text{Nd}}$ . Impact melt glass, derived from deeper target levels, have a more variable compositions (e.g., Late Eocene ejecta in Fig. 3). A correlation with the parent crater was so far only possible in a few cases [1, 2]. We would like to emphasize in this context that only parts of the terrestrial crater population are known, and that systematic isotope studies on impact craters are still very scarce.

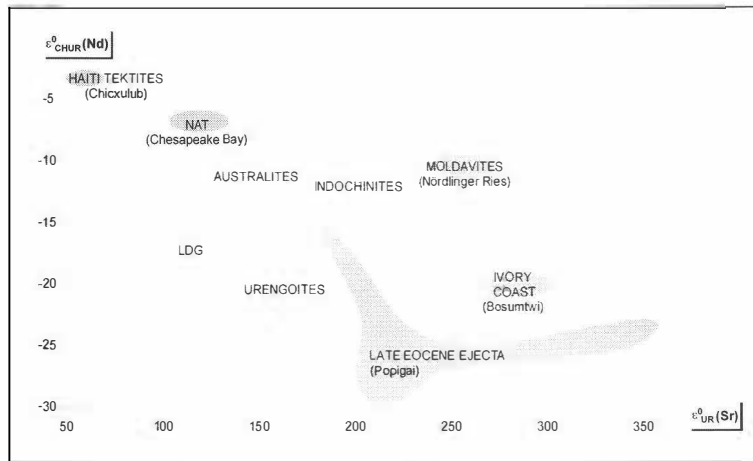
**Figure 1**  
Time-corrected  $\epsilon_{\text{Sr}}-\epsilon_{\text{Nd}}$  diagram ( $t=65 \text{ Ma}$ ) for impactites and target rocks from the Chicxulub crater and related ejecta material for K/T boundary sediments [3, with refs.].



**Figure 2**  
Time-corrected  $\epsilon_{\text{Sr}}-\epsilon_{\text{Nd}}$  diagram ( $t=35.7 \text{ Ma}$ ) for impactites and target rocks from the Popigai crater [4, with refs.] and Late Eocene ejecta material (microkrystites, micro-spherules [5]).







**Figure 3**  
 $\epsilon_{Sr}-\epsilon_{Nd}$  diagram for tektites, tektite-like objects, and ejected impact glass. Note large variations for the Late Eocene Ejecta. Data sources: [2, with refs.; 5]. LDG: Libyan Desert Glass; NAT: North American tektites.

We appreciate support by the DFG (grants De 401/12, and GRK 189/3. This work is part of B.K. Ph.D. thesis.

## References

- [1] SHAW, H. F. & WASSERBURG, G. J. (1982): Age and provenance of the target material for tektites and possible impactites as inferred from Sm-Nd and Rb-Sr systematics. - *Earth Planet. Sci. Lett.* 60: 155-177.
- [2] DEUTSCH, A. et al. (1997): Geochemistry and neodymium-strontium isotope signature of tektite-like objects from Sibiria (urengoites, South-Ural glass). - *Meteoritics Planet. Sci.* 32: 679-686.
- [3] KETTRUP, B. et al. (2000): Chicxulub impactites: geochemical clues to the precursor rocks. - *Meteoritics Planet. Sci.* 35: 1229-1238.
- [4] KETTRUP, B. et al. (2001): Sr, Nd isotope composition of impact melt coated gneiss bombs and tagamites, Popigai crater, Russia. - *Lunar Planet. Sci.* 32, 1290 (CD-ROM).
- [5] WHITEHEAD, J. et al. (2000): Late Eocene impact ejecta: geochemical and isotopic connections with the Popigai impact structure. - *EPSL* 181: 473-487.

**PARTIAL ANATEXIS IN THE LOWER CRUST – WHERE IS THE MELT ?  
EXAMPLES FROM THE ÖTZTAL CRYSTALLINE BASEMENT, EASTERN ALPS**

by

**E. Klötzli-Chowanetz & F. Koller**

Institut für Petrologie  
Geozentrum, Universität Wien, Althanstrasse 14, A-1090 Wien

Partial anatexis of biotite-plagioclase-paragneisses is known to have taken place in several sites within the Ötztal crystalline complex, a polymetamorphic basement unit of the Eastern Alps in Austria. Petrological investigations were made in the Ordovician Winnebach migmatite [1] and the Cambrian Klopaiier migmatite [2]. Both are schollen-migmatites build up by a granodioritic matrix surrounding Bt-Pl-gneiss-schollen.

The genesis of the Winnebach migmatite is currently explained by an in situ melting of paragneisses leading to granodioritic neosome with a nonoriented texture enclosing schollen that have withstood melting and preserved their layering [3]. In another model the schollen have been interpreted as migmatite s. str. and the matrix as tonalitic intrusion [4].

This matrix or "neosome" shows fine-grained aggregates of plagioclase, resorbed K-feldspar and minor amounts of quartz [2]. We interpret these patches as having been the actual melt. Most of the quartz originally present in this melt has precipitated on neighbouring quartz grains, thus forming large quartz-islands surrounding the melt pockets [5]. Biotite in contact with the melt-pockets shows beginning of melting. The "neosome" has therefore to be regarded as only partially molten (about 20 %). This low degree of melting and the dispersed distribution of the melt pockets within the "neosome" imply the remaining of the melt in situ.

A first generation of coarse grained kyanite occurring only within the "neosome" in the vicinity of melt pockets and not within the schollen favors a crossing of the muscovite breakdown reaction curve within the stability field of kyanite. This requires pressures above 0.8 GP for the onset of the anatexis. Fe/(Fe+Mg) ratios in garnet below 0.7 suggest temperatures exceeding 750°C [6]. These conditions are achieved for instance in a continent-continent collision regime.

A postanatectic metamorphic overprint, attributed to the Variscan cycle, is marked by a second kyanite generation growing within migmatite and surrounding paragneisses and is thought to have exceeded 500°C (reequilibrated garnets, appearance of staurolite). However, the preservation of Ordovician white mica Rb-Sr ages within the Winnebach migmatite does not permit the temperature to have risen significantly above 550°C.

The anatexis P-T conditions within the Klopaier migmatite have reached a similar state of melting as in the Winnebach migmatite. The melt phase is represented by fine-grained aggregates of plagioclase, K-feldspar and quartz. Biotite is involved in the melting reaction. However the kyanite present can be the result of an anatexis muscovite breakdown as well as of a postanatexis metamorphic overprint, which has lead sillimanite (or even andalusite) to recrystallise. Since the formation of kyanite in the Klopaier migmatite cannot be attributed without doubt to the anatexis event, the pressure estimates for this older anatexis remain uncertain.

#### Literature

- [1] KLÖTZLI-CHOWANETZ, E., KLÖTZLI, U. & KOLLER, F. (1997): Lower Ordovician migmatization in the Ötztal crystalline basement (Eastern Alps, Austria): linking U-Pb and Pb-Pb dating with zircon morphology. - *SMPM*, 77, 315-324.
- [2] KLÖTZLI-CHOWANETZ, E. (2001): Migmatite des Ötztalkristallins – Petrologie und Geochronologie. - Diss. Univ. Wien, 165 p.
- [3] HOINKES, G. (1973): Die Anatexis des Winnebachgranites (Ötztaler Alpen, Österreich) am Beispiel eines Aufschlusses. - *TMPM*, 20, 225-239.
- [4] SCHINDLMAYR, A. (1999): Granitoids and Plutonic Evolution of the Ötztal-Stubai Massif – A Key for Understanding the Early Palaeozoic History of the Austroalpine Crystalline Basement in the Western Eastern Alps - Diss. Univ. Salzburg, 288 p.
- [5] CLEMENS, J. D. & HOLNESS, M. B. (2000): Textural evolution and partial melting of arkose in a contact aureole: a case study and implications. - *Electronic Geosciences* (2000) 5:4 Springer.
- [6] SPEAR, F. S., KOHN, M. J. & CHENEY, J. T. (1999): P-T paths from anatexis pelites. - *Contr. Mineral. Petrol.*, 134, 17-32.

**CAMBRIAN MIGMATISATION AND ORDOVICIAN TONALITIC INTRUSION –  
KLOPAIER AREA, ÖTZTAL CRYSTALLINE COMPLEX, EASTERN ALPS**

by

**E. Klötzli-Chowanetz<sup>1</sup>, U. Klötzli<sup>2</sup> & T. Skiöld<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Institut für Petrologie  
Geozentrum, Universität Wien, Althanstrasse 14, A-1090 Wien

<sup>2</sup>Institut für Geologie  
Geozentrum, Universität Wien, Althanstrasse 14, A-1090 Wien

<sup>3</sup>Swedish Museum of Natural History  
Box 50007, SE-104 05 Stockholm

Elongated enclaves of anatectic paragneisses can be seen in a tonalite near the Klopaier Spitze in the SW part of the polymetamorphic Ötztal crystalline complex (Eastern Alps, Austria). In an attempt to decide whether or not anatexis and tonalite intrusion are contemporaneous, single zircon Pb-Pb evaporation and ion microprobe (Cameca 1270) U-Th-Pb dating have been carried out on both the Klopaier tonalite and the Klopaier migmatite.

Evaporation data of magmatic type zircons (typological subgroups S 23 – S 25) from the tonalite yield a mean plateau-age of  $487 \pm 16$  Ma. In contrast, different types of zircon populations extracted from the Klopaier migmatite suggest three or four zircon growth events, the first around 640 - 630 Ma, the second and possibly third within the Cambrian. In this case evaporation data alone did not resolve the number of events. An Ordovician event at around 490 Ma is commonly encountered within the region, but surprisingly enough this age figure is not depicted among the migmatite zircons. The youngest record in the evaporation results hint to a Late Ordovician – Early Silurian overprint.

The ion microprobe analyses from the migmatite document three events of zircon growth, namely at  $585 \pm 8$  Ma,  $531 \pm 11$  Ma, and  $430 \pm 6$  Ma. These sets of data were obtained from long prismatic zircons. Spheroidal zircons which are thought to have grown exclusively during the anatexis [1, 2] fall in the 531 Ma age group.

The comparison of zircon populations from the migmatite and the tonalite demonstrates a wall-rock assimilation of the anatectic metasediments by the tonalite, field relations give also evidence for stoping. This implies an anatectic event preceding the tonalitic intrusion which is in agreement with the older age result of  $531 \pm 11$  Ma for the spheroidal zircons from the migmatite, whereas the magmatic zircons of the tonalite give a younger, namely Ordovician intrusion ages of  $487 \pm 16$  Ma.

On a regional scale, i.e. throughout the Ötztal and the Silvretta crystalline complexes the high temperature event at  $531 \pm 11$  Ma encountered in the Klopaier migmatite appears to correspond to the Late Cambrian formation of granitoids such as the Mönchalpgneiss [3 and references therein]. The age of 487 Ma of the tonalite intrusion fits well into the model of an extended acidic magmatic activity in the Ordovician. Similarly, the age of  $430 \pm 6$  Ma can be compared with orthogneisses in the southernmost Kaunertal dated at  $435 \pm 8$  Ma [4] and crosscutting granites in the Winnebach area (central Ötztal) dated at  $444 \pm 4$  Ma [5]. These combined evidences of detailed age dating support the presence of another widespread acidic magmatic event in Early Silurian time.

### Literature

- [1] KLÖTZLI-CHOWANETZ, E. (2001): Migmatite des Ötztalkristallins – Petrologie und Geochronologie. - Diss. Univ. Wien, 165 p.
- [2] SKIÖLD, T., BOGDANOVA, S., GORBATSHEV, R. & BIBIKOVA, E. (in press): Timing of Palaeoproterozoic metamorphism in the northern Belomorian Belt, White Sea region: conclusions from U-Pb isotopic data and P-T evidence. - Bull. Geol. Soc. Finland.
- [3] POLLER, U. (1997): U-Pb single zircon study of gabbroic and granitic rocks of Val Barlasch (Silvretta nappe, Switzerland). - SMPM, 77, 351-359.
- [4] LICHEM, C. (1993): Petrologische und geochemische Untersuchungen an Orthogneisen des westlichen Ötztal-Stubai Kristallins (Kaunertal). - Diplomarbeit, Univ. Graz, 139 p.
- [5] SÖLLNER, F. & HANSEN, B. T. (1987): "Pan-afrikanisches" und "kaledonisches" Ereignis im Ötztal-Kristallin der Ostalpen: Rb-Sr- und U-Pb-Altersbestimmungen an Migmatiten und Metamorphiten. - Jb. Geol. B.-A., 130, Heft 4, 529-569.

**BORON INCORPORATION IN RARE-EARTH SILICATE APATITES:  
A SINGLE-CRYSTAL X-RAY STUDY**

by

**U. Kolitsch**

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

As part of studies of the system  $Y_2O_3$ - $TiO_2$ - $SiO_2$ , a B-rich Y silicate apatite has been grown as whitish hexagonal prisms with the help of a  $PbO_2$ - $PbF_2$ - $MoO_3$ - $B(OH)_3$  flux (for details see Refs. [1],[2]). The crystal structure has been refined in space group  $P6_3/m$  typical of rare-earth (RE) silicate apatites ( $RE_{3.33}\square_{0.67}^{IX}RE_6^{VII}(Si^{IV}O^{IV}_4)_6O^{III}_2$  ( $\square$  = cation vacancy; roman numbers = coordination numbers). For the refinement single-crystal X-ray diffraction data were used (Mo- $K\alpha$  radiation, CCD area detector, room temperature).

Crystal data and R factors are:  $a = 9.260(1)$ ,  $c = 6.748(1)$  Å,  $V = 501.10(11)$  Å<sup>3</sup>,  $R_1 = 2.88$  % for 743 'observed' reflections [ $F_o > 4\sigma(F_o)$ ]. SEM-EDS analyses showed only the presence of Y and Si. The refinement provided convincing evidence that ~20 % of the Si has been replaced by B, with a concomitant filling-up of the cation-deficient Y 4f site. The charge-balanced formula,  $(Y_{3.73}\square_{0.27})_{\Sigma 4.00}Y_6[(SiO_4)_{4.80}(BO_4)_{1.20}]_{\Sigma 6.00}O_2$ , is also in accordance with a refinement of the occupancies of the two Y sites (4f, 6h). As expected, the B incorporation results in a considerably decreased average (Si,B)-O bond length of 1.592 Å, and in decreased unit-cell parameters by comparison to B-free Y silicate apatites. A strong decrease is especially observed for the a parameter.

The present results confirm the work of ITO (1968)[3] who prepared polycrystalline B-bearing Y silicate oxyapatites at 1150°C and inferred the existence of two complete solid solution series  $Y_{10}Si_4B_2O_{26} \Leftrightarrow Mg_2Y_8Si_6O_{26}$  and  $Y_{10}Si_4B_2O_{26} \Leftrightarrow Ca_2Y_8Si_6O_{26}$ , based on the observation of linear changes of unit-cell parameters along the respective series. The given formula,  $Y_{10}Si_4B_2O_{26}$ , can be rewritten as  $Y_4Y_6[(SiO_4)_4(BO_4)_2]_{\Sigma 6}O_2$ , thus demonstrating that this apatite is characterised by completely filled Y sites and a replacement of every third  $SiO_4$  tetrahedron by a  $BO_4$  tetrahedron. A comparison of the unit-cell parameters of  $Y_{10}Si_4B_2O_{26}$ ,  $a = 9.15$ ,  $c = 6.75$  Å [3], with those of  $(Y_{3.73}\square_{0.27})_{\Sigma 4.00}Y_6[(SiO_4)_{4.80}(BO_4)_{1.20}]_{\Sigma 6.00}O_2$ ,  $a = 9.260(1)$ ,  $c = 6.748(1)$  Å, shows that the further increase of the incorporated amount of B leads to a distinct decrease of the a parameter, but apparently does not affect the c parameter to any significant degree.

Very recently, a B-rich La silicate apatite was prepared and characterised by Rietveld refinement of neutron powder diffraction data.[4] The given formula,  $\text{La}_5\text{Si}_2\text{BO}_{13}$ , can be reformulated as  $\text{La}_4\text{La}_6[(\text{SiO}_4)_4(\text{BO}_4)_2]_{\Sigma 6}\text{O}_2$ , again demonstrating that in rare-earth silicate apatites every third  $\text{SiO}_4$  tetrahedron can be replaced by a  $\text{BO}_4$  tetrahedron. Similar B incorporation could also occur in natural (RE,Ca)-silicate-phosphate apatites (britholites).

Further comparisons are drawn with the solid solutions series  $\text{RE}_{9,33+2x}(\text{Si}_{1-x}\text{Al}_x\text{O}_4)_6\text{O}_2$  [5].

The financial support of the Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG) via a Research Fellowship to the author is gratefully acknowledged.

## References

- [1] KOLITSCH, U. (2001): Flux growth, crystal data and crystal chemistry of silicates, titanates, titanate-molybdates and molybdates of Nd, Gd, Y and Sc. - To be submitted.
- [2] KOLITSCH, U. (2001): Crystal chemistry of four flux-grown neodymium, gadolinium and yttrium silicate apatites: incorporation of Pb, Li and B, and implications for ionic conductivity. - To be submitted.
- [3] ITO, J. (1968): Silicate apatites and oxyapatites. - *Am. Mineral.*, 53, 890-907.
- [4] MAZZA, D., TRIBAUDINO, M., DELMASTRO, A. & LEBECH, B. (2000): Synthesis and neutron diffraction study of  $\text{La}_5\text{Si}_2\text{BO}_{13}$ , an analog of the apatite mineral. - *J. Solid State Chem.*, 155, 389-393.
- [5] KOLITSCH, U., SEIFERT, H. J. & ALDINGER, F. (1998): Phase relationships in the systems  $\text{RE}_2\text{O}_3\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$  (RE = rare earth element, Y, and Sc). - *J. Phase Equilibria* 19, 426-33.

**THE CRYSTAL STRUCTURE OF WYCHEPROOFITE, A RARE HYDRATED  
NA-AL-ZR-PHOSPHATE FROM WYCHEPROOF, VICTORIA, AUSTRALIA**

by

**U. Kolitsch**

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

Wycheproofite is a rare phosphate mineral species known only from pegmatite veins in a granite quarry at Wycheproof, Victoria, Australia. The original description[1] reports the formula  $\text{NaAlZr}(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ , triclinic symmetry and the preliminary unit-cell parameters  $a = 10.926(5)$ ,  $b = 10.986(5)$ ,  $c = 12.479(9)$  Å,  $\alpha = 71.37(4)$ ,  $\beta = 77.39(4)$ ,  $\gamma = 87.54(3)^\circ$ ,  $V = 1375.9$  Å<sup>3</sup>, determined with the help of electron diffraction. The mineral occurs as compact, finely fibrous masses in small cavities in the pegmatite. The fibrous crystals of the type material are only 5 - 10 µm wide but up to several mm long.[1]

To determine to previously unknown crystal structure of wycheproofite, a single-crystal X-ray study (CCD detector, MoK $\alpha$  radiation) was undertaken, using a tiny, elongate crystal fragment with the dimensions 0.02 x 0.03 x 0.08 mm. It gave a completely revised unit cell,  $a = 5.263(1)$ ,  $b = 9.251(2)$ ,  $c = 9.480(2)$  Å,  $\alpha = 109.49(3)$ ,  $\beta = 98.57(3)$ ,  $\gamma = 90.09(3)^\circ$ ,  $V = 429.60(15)$  Å<sup>3</sup>,  $Z = 2$ . The crystal structure was solved in space group  $\text{P}\bar{1}$  (no. 2) to  $R_1 = 4.18$  % for 1731 'observed' reflections. It contains zigzag chains of edge-sharing  $\text{AlO}_2(\text{OH})_4$  octahedra along [100] which are linked via corners to  $\text{PO}_4$  tetrahedra. Each corner of the  $\text{ZrO}_6$  octahedron is shared with these  $\text{PO}_4$  tetrahedra. All mentioned polyhedra are fairly regular and average Al–O, Zr–O and P–O bond lengths are 1.898, 2.063 and 1.529 Å, respectively. A Na site, partially occupied (~ 88 %) and slightly disordered, is located in a void of the resulting three-dimensional framework, and forms a  $\text{NaO}_3(\text{OH})_2 \cdot (\text{H}_2\text{O})_{2-x}$  ( $x \sim 0.7$ ) polyhedron. Three of its O ligands (Ow12 and 2x Ow11) are also only partially occupied and somewhat disordered, in agreement with bond-valence calculations. The originally given formula is therefore an idealised formula. Only very weak hydrogen bonding is present.

Comparisons are drawn to the structures of the few other known natural and synthetic zirconium phosphates (e.g., kosnarite -  $\text{KZr}_2(\text{PO}_4)_3$ ; selwynite -  $\text{NaK}(\text{Be}, \text{Al})\text{Zr}_2(\text{PO}_4)_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ; mahlmoodite  $\text{FeZr}(\text{PO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ ; synthetic  $\text{ZrKH}(\text{PO}_4)_2$  and  $\text{Zr}_2(\text{NaPO}_4)_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ) and related metal phosphates. Common structure features are pointed out.



Dr. Bill Birch, Museum Victoria, Melbourne, is thanked for kindly furnishing the studied sample. The financial support of the Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG) via a Research Fellowship to the author is gratefully acknowledged.

## **References**

- [1] BIRCH, W. D., PRING, A., KHARISUN & BEVAN, D. J. M. (1994): Wycheproofite: a new hydrated sodium aluminium zirconium phosphate from Wycheproof, Victoria, Australia and a new occurrence of kosnarite. - Mineral. Mag. 58, 635-39.

**STRONG PSEUDOSYMMETRY IN THE CRYSTAL STRUCTURE OF  
ANTHROPOGENIC  $\text{Pb}_2(\text{OH})_3(\text{NO}_3)$  FROM A MEDIEVAL MINE DUMP**

by

**U. Kolitsch**

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

Recently, an anthropogenic occurrence of the well-known synthetic basic lead nitrate  $\text{Pb}_2(\text{OH})_3(\text{NO}_3)$  was briefly described from the Altemannfels dump of the medieval Pb-Zn-Ag mining district Badenweiler, Black Forest, Germany [1]. The ruler-shaped colourless crystals have formed by anthropogenic processes, probably involving black gunpowder used in the blasting of ore.  $\text{Pb}_2(\text{OH})_3(\text{NO}_3)$  is associated with elyite,  $\text{Pb}_4\text{Cu}(\text{SO}_4)\text{O}_2 \cdot (\text{OH})_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ , hydrocerussite,  $\text{Pb}_3(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_2$ , and, rarely, another anthropogenic lead nitrate with formula  $\text{Pb}_{13}\text{O}_8(\text{OH})_6(\text{NO}_3)_4$  (rhombohedral, space group  $R\bar{3}$ ,  $a = 10.263(1)$ ,  $c = 25.454(5)$  Å); its recently solved crystal structure contains a unique  $[\text{Pb}_{13}\text{O}_8(\text{OH})_6]^{4+}$  cluster characterised by a near-icosahedral arrangement of two Pb atoms around a third Pb atom at the centre of the cluster [2, 3].

The previously unknown crystal structure of  $\text{Pb}_2(\text{OH})_3(\text{NO}_3)$  was determined from single-crystal X-ray intensity data (CCD detector,  $\text{MoK}\alpha$  radiation). The compound is metrically orthorhombic, with  $a = 8.31$ ,  $b = 8.55$ ,  $c = 17.19$  Å, but is strongly pseudosymmetric (pseudo-space group *Immm*). The true space group is P1, with  $a = 8.314(2)$ ,  $b = 8.545(2)$ ,  $c = 10.467(2)$  Å,  $\alpha = 114.08(3)$ ,  $\beta = 113.40(3)$ ,  $\gamma = 90.00(3)^\circ$ ,  $V = 611.3(2)$  Å<sup>3</sup> and  $Z = 4$  ( $R_1 = 3.95$  % for 4759 'observed' reflections).

The dominant structure element is a cuboid  $[\text{Pb}_8(\text{OH})_{12}]^{4+}$  cluster previously unknown from inorganic lead compounds. The cluster can be described as eight Pb atoms at the corners of a 'cube', with kinked Pb–OH–Pb bonds representing the cube edges. Strong to weak hydrogen bonds within the cluster provide an internal stabilisation. The clusters are arranged in a plane parallel to (001) to form Pb–OH 'layers', which are separated by layers composed of fairly distorted  $\text{NO}_3$  groups. Connection between the  $[\text{Pb}_8(\text{OH})_{12}]^{4+}$  clusters is achieved by weak hydrogen bonds within the Pb–OH 'layer'. Linkage to the  $\text{NO}_3$  groups is achieved by very weak Pb–O<sub>nitrate</sub> bonds. All Pb atoms exhibit stereochemical activity of their  $6s^2$  lone electron pairs. The distinct pseudosymmetry results from the orthorhombic arrangement of the Pb atoms. Reported data on  $[\text{Pb}_x^{2+}(\text{O},\text{OH})_y]^{n+}$  clusters and basic lead nitrates are summarised and critically discussed. The probable conditions of formation of  $\text{Pb}_2(\text{OH})_3(\text{NO}_3)$  and  $\text{Pb}_{13}\text{O}_8(\text{OH})_6(\text{NO}_3)_4$  are evaluated, and Raman spectroscopic data for both compounds are reported.

Hans-Werner Graf of Niederzier-Ellen, Germany, is thanked for kindly furnishing the studied samples. The financial support of the Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG) via a Research Fellowship to the author is gratefully acknowledged.

## References

- [1] WALENTA, K. (1998): Neue Mineralfunde aus dem Schwarzwald. - 7. Folge, 2. Teil. Lapis, 23 (12), 43-8. (in German)
- [2] LI, Y., KRIVOVICHEV, S. V. & BURNS, P. C. (2001): Crystal chemistry of lead oxide hydroxide nitrates. II. The crystal structure of  $Pb_{13}O_8(OH)_6(NO_3)_4$ . - J. Solid State Chem. (in press).
- [3] KOLITSCH, U. (2001): The crystal structures of two anthropogenic basic lead nitrates: two new Pb-(O,OH) clusters. - Mineral. Mag. (submitted).

**FROM MORB TO SSZ – THE SOUTH ALBANIAN OPHIOLITES  
AND THEIR DINARIC-HELLENIC FRAMEWORK**

by

**F. Koller<sup>1</sup>, V. Hoeck<sup>2</sup>, K. Onuzi<sup>3</sup>, E. Kneringer<sup>1</sup> & T. Meisel<sup>4</sup>**

<sup>1</sup>Institut of Petrology

University of Vienna, Geozentrum, Althanstrasse 14, A-1090 Wien

<sup>2</sup>Institute of Geology

University of Salzburg, Hellbrunnerstrasse 34, A-5020 Salzburg

<sup>3</sup>Geological Institute of Tirana

Blloku Vasil Shanto, Tirana, Albania

<sup>4</sup>Institute of General and Analytical Chemistry

Montanistic University of Leoben, Franz-Josefstrasse 18, A-8700 Leoben

Within the eastern Mediterranean ophiolites the Albanian portion forms very well developed sections. They are part of the western ophiolitic belt, ranging from Croatia in the north over Bosnia, Montenegro, Albania to Greece in the south. Generally, the Albanian ophiolites, locally named Mirdita ophiolites, are divided in a western and an eastern zone, where the former shows MORB and the latter SSZ signatures according to SHALLO, 1992; BORTOLOTTI et al., 1996, ROBERTSON & SHALLO, 2000. They continue towards the south into the Pindos ophiolites and the Central Greek ophiolites. Towards the north they are connected with the Bosnian and Croatian ophiolites.

The ophiolite complex of Voskopoja, one of the major ophiolite bodies of the South Albanian ophiolites is located in the southernmost part of the Albanian (Mirdita) ophiolites and forms, together with the complexes of Shpati, Devolli, Vallamare, Morava, Shebeniku, and Bitincka, the southern Mirdita ophiolites. Except for the latter two complexes they are interpreted to be a continuation of the western zone, the Shebeniku and Bitincka are compared to the ophiolites of the eastern zone (SHALLO, 1992). The contrast between the western and the eastern ophiolites, well developed in northern Albania, is not so clearly recognizable in southern Albania.

According to our own investigations most of the ophiolitic mantle sections in the Voskopoja and neighbouring ophiolites such as Rehove or Morava, contain lherzolite together with a subordinate amount of harzburgite and dunite. Individual ultramafic thrustsheets in Voskopoja and Morava are separated by metamorphic soles. Wehrlites are common and form the majority of the ultramafic cumulates, which indicates that pyroxenites and wherlites are not only restricted to the Shebeniku and Spati Massif as believed earlier.

Troctolites, metagabbros and olivinegabbros represent the mafic cumulates, clinopyroxene gabbros, occur in Devolli, Voskopoja and Rehove, but are not so common. Gabbronorites occur only in Morava, plagiogranites seem to be mainly absent.

Fragments of a sheeted dike complex are were found recently in the Rehove section. Only four ophiolites (Shpati, Devolli, Vallamare, and Voskopoja) contain a volcanic section directly overlying the ultramafic and/or mafic cumulate sequence. Ultramafic cumulates, gabbros and basalts underwent an oceanic metamorphism of variable degree. For example, amphibole, hydrogrossular and serpentinite result from a metamorphic overprint.

Geochemical data of lavas of the Voskopoja and Rehove (an extrusive section is missing in Morava) indicate a relatively wide range of geochemistry intermediate between typical MORB and island arc tholeiites erupted in a SSZ environment. They can be grouped into four groups: a high Ni-group; a low Ni-group; a high Ti-Zr Group and a low Ti-Zr group. The first two groups are apart from the Ni concentration relatively similar, the high Ni group contains additional olivine and spinell xenocrysts from the mantle causing the high Ni concentration. In the spider diagrams both groups are similar to MORBs, but often slightly depleted as observed in back arc basins. The High Ti-Zr basalts are significantly enriched, the low Ti-Zr group is markedly depleted. This variation in element concentrations and element ratios can not be explained by crystal fractionation or partial melting processes alone but requires most probably a tapping of geochemical heterogeneous mantle portions.

Compared with other ophiolites in the Dinaric-Hellenic realm (e.g.: the Pindos ophiolite in Greece, a continuation of the western zone of the south Albanian ophiolites) there is obviously a wide variety in lithology and geochemistry of the ophiolite. This indicates a geochemical variation from MORB to SSZ tholeiites, not only between the eastern and the western zone, but also in a north-south direction along the main axis of the ophiolites on a regional scale. The same mid- to upper Jurassic formation age, the occurrence of metamorphic soles and comparable sediments on top indicate a common formation and emplacement history.

## References

- BORTOLOTTI, V., KODRA, A., MARRONI, M., MUSTAFA, F., PANDOLFI, L., PRINCIPI, G. & SACCANI, E. (1996): *Ofoliti*, 21, 3-20.
- ROBERTSON, A. & SHALLO, M. (2000): *Tectonophysics* 316, 197-254.
- SHALLO, M. (1992): *Geol. Rdsch*, 81, 681-692.

**DOMAIN FORMATION IN A STAUROLITE-KYANITE AMPHIBOLITE  
OF THE SCHNEEBERG COMPLEX, SOUTHERN TYROL:  
APPLICATIONS OF THERMOBAROMETRY TO LOCAL EQUILIBRIUM DOMAINS**

by

**J. Konzett & P. Tropper**

Institute of Mineralogy and Petrography  
University of Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck

Within the Paleozoic Austroalpine Schneeberg Complex, unusual Al-rich staurolite-bearing assemblages occur. These assemblages form within the contact between calcite marble, inter-layered calc-micaschists and amphibole-bearing metamarls.

In one of these localities, the assemblage staurolite + Ca-amphibole was found within a garnet amphibolite sample containing the assemblage staurolite + Ca-amphibole + margarite + kyanite + clinozoisite. Careful textural examination revealed that Ca-amphibole and staurolite are part of entirely different kinds of domains: staurolite occurs within Al-rich domains in the assemblage staurolite + margarite + kyanite + clinozoisite/epidote + plagioclase + biotite + muscovite without quartz, while Ca-amphibole is confined to Al-poor domains containing the assemblage Ca-amphibole + calcite + clinozoisite/epidote + biotite + plagioclase + quartz. Although both assemblages occur within a thin section, they show different reaction histories. The Al-poor domains are characterized by the breakdown of the assemblage Ca-amphibole + muscovite according to the model reaction in the system KCMASH:  $5\text{muscovite} + 3\text{tremolite} \leftrightarrow 2\text{clinozoisite} + 5\text{phlogopite} + 2\text{anorthite} + 14\text{quartz} + 2\text{H}_2\text{O}$ . The Al-rich domains show an equilibrium assemblage containing margarite + kyanite + plagioclase + clinozoisite/epidote, which probably developed by a complete consumption of quartz.

P-T- $a(\text{H}_2\text{O})$  estimates of sample K34 were calculated with the program THERMOCALC v 2.7. with the thermodynamic data base of HOLLAND & POWELL (1998). Within the assemblage zoisite + clinozoisite + margarite + kyanite in the Al-rich domain, several reactions can be calculated. Since no quartz is present in this domain anymore, a quartz-absent invariant point can be calculated involving the reaction kyanite + zoisite/clinozoisite  $\leftrightarrow$  anorthite + margarite and the transition reaction zoisite  $\leftrightarrow$  clinozoisite. These calculations yields  $9.3 \pm 0.5$  kbar and  $569 \pm 24^\circ\text{C}$  for the Al-rich domain of sample K 34. The  $a(\text{H}_2\text{O})$  from this sample has also been estimated by calculating a P- $a(\text{H}_2\text{O})$  diagram, after estimating the P-T conditions with the  $\text{H}_2\text{O}$ -independent reactions as discussed above. For these calculations, muscovite and biotite were also added to the calculations. The resulting  $a(\text{H}_2\text{O})$  is low and ranges from 0.39 to 0.47 at pressures between 9.3 and 9.5 kbar.

Application of WEBINVEQ thermobarometry (GORDON, 1992) to the adjacent rocks yields pressures of 8 - 10 kbar at temperatures of 540 - 590°C. These high pressures may be interpreted in favour of an overall pressure increase of the Eo-Alpine metamorphism from NW towards SE within the Ötztal-Stubai Crystalline Complex, culminating in the formation of Eo-Alpine eclogites in the southwest of the Schneeberg Complex (HOINKES et al., 1991).

#### **References**

- GORDON, T. (1992): *Geochim. Cosmochim. Acta* 56, 1793-1800.  
HOINKES, G., KOSTNER, A. & THÖNI, M. (1991): *Mineral. Petrol.* 43, 237-254.  
HOLLAND, T. J. B. & POWELL, R. (1998): *J. Metam. Geol.* 8, 89-124.

## GEOCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN VON GRUBENWÄSSERN MIT DITHIZON

von

**W. Körner<sup>1</sup>, L. Weber<sup>2</sup> & H. H. Weinke<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Institut für Geochemie  
Geozentrum, Universität Wien, Althanstrasse 14, A-1090 Wien

<sup>2</sup>Montanbehörde  
Bundesministerium für Wirtschaft und Arbeit, Wien

### **Einführung**

Die Belastung von Grubenwässern mit den Schwermetallen Blei und Zink in ehemaligen Bergbauen des Grazer Paläozoikums wird mittels der Dithizonmethode [1, 2] analysiert. Im Mittelpunkt der Untersuchungen stehen zahlreiche kleine Gruben sowie Halden des Grazer Paläozoikums [3], wo seit dem Mittelalter bis zum Beginn dieses Jahrhunderts Erz abgebaut wurde.

### **Untersuchungen**

Das als Nachweisreagens für Schwermetalle verwendete Dithizon (Diphenyl-thiocarbazon, H<sub>2</sub>Dz) ist in Wasser und verdünnten Säuren kaum, in verdünntem Ammoniak und organischen Lösungsmitteln wie Chloroform und Tetrachlorkohlenstoff gut löslich. Über die Verwendung in der Mikro- und Spurenanalyse gibt es die ausgezeichnete Übersicht von G. IWANTSCHOFF [4]. Blei und Zink gehören zu den Elementen, die stabile Metalldithizonate MeHDz bilden. Das in den organischen Lösungsmitteln smaragdgrün vorliegende Dithizon bildet mit den Schwermetallen größtenteils rote Chelatkomplexe.

Die Entfärbung von noch im Überschuß vorliegendem grünen Dithizon erfolgt durch Zugabe von Ammoniak. Die resultierende rote Färbung der Schwermetallkomplexe wird bei 520 nm nach dem Einfarbenverfahren quantitativ photometrisch bestimmt.

Für die gleichzeitige Bestimmung der Elemente Blei und Zink in einer Wasserprobe müssen zur Maskierung geeignete Komplexbildungsmittel verwendet werden. Mit jeder Probe werden vier Bestimmungen ausgeführt:

1. die Summe von Blei und Zink,
2. Blei unter Maskierung von Zink mit Cyanid,
3. Zink unter Maskierung von Blei mit Thiosulfat,
4. weitere störende chelatbildende Elemente durch Maskierung beider Elemente.

Für die Einstellung der Reagenzien ist wesentlich, daß die photometrischen Eichkurven bis zu 100 ppb im linearen Bereich liegen.



Die gemessenen Extinktionen der Schwermetalle sowie die berechneten Regressionsgeraden sind in Abb. 1 dargestellt. Die Blei- und Zinkgehalte von Bergbauwässern aus dem ehemaligen Blei-Zinkbergbau Arzberg, Steiermark, werden in Tabelle 1 angegeben. Vergleichsmessungen mit der Atomabsorption in der Konfiguration, Zink mit Flamme und Blei mit Graphitrohr, zeigen sehr gute Übereinstimmung.

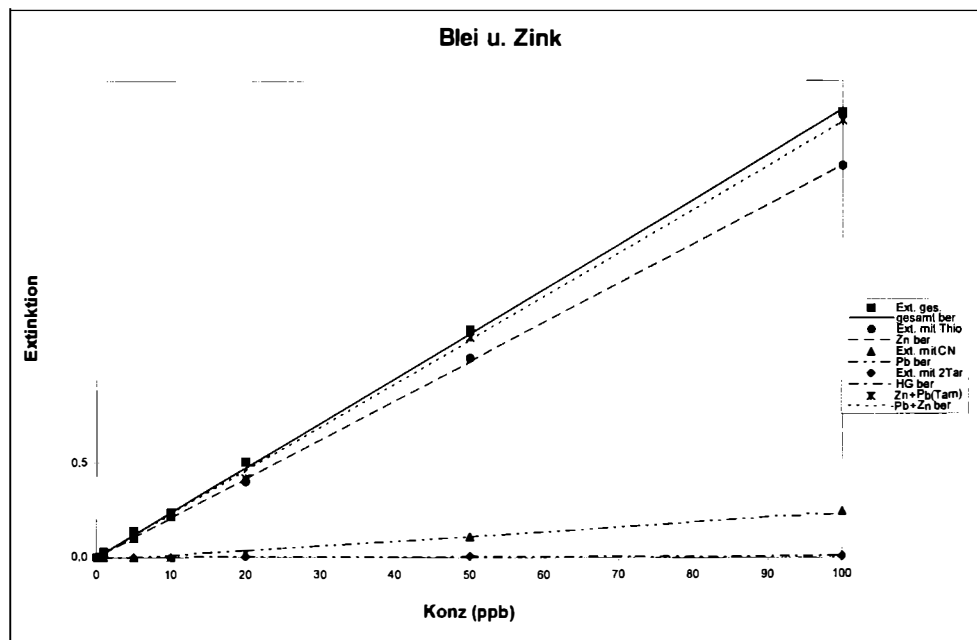


Abb. 1  
Photometrische Eichgerade nach Dithizon-Einfarbenmethode.

### Schlußfolgerungen

Für die geochemische Prospektion von Wässern, die mit Blei- und Zinkerzen in Berührung gekommen sind, ist die vorliegende Methode bis zu einer Nachweisgrenze von 1 ppb für Zink und etwa 5 ppb für Blei, infolge der wesentlich geringeren Farbintensität, hervorragend geeignet. Als obere Grenze in Laboruntersuchungen unter Verwendung eines Filterphotometers ist der Meßbereich bis etwa 100 ppb für beide Elemente ausreichend linear. Für Geländearbeiten ist eine 0.001%-ige  $H_2Dz$ -Lösung besser geeignet. Vor allem, wenn als obere Erfassungsgrenze 25 ppb Blei bzw. Zink festgelegt werden kann. Durch den geringeren  $H_2Dz$ -Gehalt kann eine semi-quantitative Abstufung der Metallgehalte direkt vorgenommen werden.

Überraschend sind die geringen Konzentrationen an Schwermetallen in stehenden Grubenwässern. Dies ist auf den hohen pH-Wert zurückzuführen. Demgegenüber sind die Schwermetalle im (karbonathaltigen) Schlamm angereichert. Fließ- oder Tropfwässer zeigen in Abhängigkeit einer Erznahe deutliche Schwermetallführung, weswegen sich dieser Schnellnachweis als ausgezeichnete Prospektionsmethode empfiehlt.

Probe:	Verd.	Ext.ges.	Ext. Zn	Zn	Ext. Pb	Pb	Ext.sum.
AS		0,230	0,212	10	0,008	9	0,220
AS1		0,150	0,080	4	0,073	35	0,153
AS2		0,222	0,120	6	0,076	36	0,196
ERS		0,030	0,026	1	0,008	9	0,034
ES4	1:5	1,400	1,340	65			1,342
	1:1			325	0,010	9	
ES5	1:5	0,850	0,840	41			0,850
	1:1			204	0,050	26	
ES7		0,730	0,710	34	0,007	8	0,717
LKS		0,670	0,635	31	0,043	23	0,678
MH		1,634	1,590	77	0,026	16	1,616
RS		1,058	0,960	47	0,074	36	1,034
URS/W		1,090	0,083	4	0,011	10	0,094
ZL		0,126	0,096	5	0,010	9	0,106

AS	Arbergschacht	MH	Mariahilfstollen
ERS	Eingang Raabstollen	RS ...	Raabstollen
ES	Erbstollen	URS/W ...	Unt. Raabstollen West
LKS	Nordschlag	ZL	Zwischenlauf

*Tabelle 1*  
*Blei- und Zinkkonzentrationen in ppb.*

#### Literatur

- [1] KOCH, O. G. & KOCH-DEDIC, G. A. (1974): Handbuch der Spurenanalyse. - Springer Berlin-Heidelberg-New York, 1597 S.
- [2] HÜTTER, L. A. (1992): Wasser und Wasseruntersuchung. - Salle + Sauerländer Frankfurt, 515 S.
- [3] WEBER, L. (1992): Die Blei-Zinkvererzungen des Grazer Paläozoikums. - Archiv für Lagerstättenforschung der Geol. B.-A., H 12, Wien.
- [4] IWANTSCHIEFF, G. (1972): Das Dithizon und seine Anwendung in der Mikro- und Spurenanalyse. - Verlag Chemie Weinheim, 330 S.

**PETROLOGY, GEOCHEMISTRY AND EVOLUTION OF THE PERALUMINOUS  
MONOPIGADON PLUTONITE (MACEDONIA, NORTHERN GREECE)**

by

**A. Koroneos<sup>1</sup>, G. Christofides<sup>2</sup>, L. Heaman<sup>2</sup> & D. Krstic<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Department of Mineralogy, Petrology and Economic Geology  
School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, GR-540 06 Thessaloniki, Greece

<sup>2</sup>Department of Earth and Atmospheric Sciences  
University of Alberta, Edmonton, Alberta, Canada T6G 2E3

<sup>3</sup>Geospec Consultants Limited  
4632 151 Street, Edmonton, Alberta, Canada

The Upper Jurassic Monopigadon plutonite intrudes both the Chalkidiki ophiolites, which are part of the Late Triassic to Middle Jurassic Vardar ophiolitic belt and a supra-ophiolitic formation [1]. The granite occupies an area of about 10 km<sup>2</sup> in the NW part of Chalkidiki. The plutonite is covered by Tertiary and Neogene sediments and is unconformably overlain by the Kimmeridian-Tithonian Petralona limestones. An arkosic layer occurs locally at the base of Petralona limestones, and a conglomerate a few meters above it [1]. Drillings made for the investigation of the Epanomi gas field (15 km SW of Monopigadon), found a granodiorite at ca 3400 m depth below the Peonia limestones considered as the continuation of the Monopigadon plutonite [2]. The age of the Monopigadon plutonite is constrained both by stratigraphic evidence and radiometric measurements. It is unconformably overlain by the Kimmeridgian – Tithonian Petralona limestones [3] while an age of 141 ± 3 Ma was obtained by K/Ar method on biotite separates [1]. Since a weak greenschist facies metamorphism affects the plutonite and its cover, it is concluded [1] that this K/Ar age is likely younger than the magmatic emplacement age, which is close to 150 Ma as at Fanos. Recently a single zircon evaporation Pb/Pb age of 192.5 ± 3.8 Ma has been reported [4]. Preliminary zircon U/Pb datings gave a minimum emplacement age of 161 Ma, although an intercept age of 184 Ma was obtained using line fitted through slightly different data points (our unpubl. data).

The Monopigadon plutonite consists of biotite granodiorite (BGrd) and biotite to two-mica (BGr to TMG) granite cut by aplitic dykes (Apl). The BGrd contains xenoliths and enclaves. The BGrd is fine to medium-grained consisting of quartz, not perthitic K-feldspar (Or<sub>84</sub>Ab<sub>16</sub> - Or<sub>95</sub>Ab<sub>5</sub>) and slightly zoned plagioclase with core ranging from An<sub>29</sub> to An<sub>34</sub> and rim ranging from An<sub>27</sub> to An<sub>29</sub>. Biotite exists in higher amounts relative to the rest rock-types (20 vol.%). Zircon, apatite and sphene are present as accessories. The BGr is coarse to medium-grained intruding BGrd. The main mineral constituents are quartz, perthitic K-feldspar (Or<sub>94</sub>Ab<sub>6</sub>), zoned plagioclase (An<sub>21-14</sub>). Biotite is present in lesser amount (7 vol.%) relative to BGrd. Zircon, apatite and sphene are present.

The TMG is a fine to medium-grained leucocratic rock. Their perthitic K-feldspars ( $Or_{95}Ab_5$ ) are kaolinized and the plagioclases are zoned (core  $An_{20}$ , rim  $An_{16}$ ) and often altered to sericite. Biotite does not exceed 5 vol.%. The Apl are rich in quartz and K-feldspar with minor amounts of biotite. Xenoliths, 3 to 20 cm in length, are fine- to medium-grained, spheroidal, and dark-green to black in colour. They are surrounded by a biotite-rich rim. Sometimes only biotite-concentrates, 0.3 to 2 cm in dimension, are found. The enclaves are fine-grained rocks, with small amount of quartz, K-feldspar, plagioclase altered to sericite, biotite and magnetite. They have the same mineralogy with the host rock differing in the amount and size of apatite and zircon. The latter form more abundant, bigger and euhedral crystals. Biotite is reddish-brown to brown, Mg-rich ( $Mg/(Mg+Fe) = 0.46$  to  $0.49$ ) in BGrd and BGr while it is yellow-brown to brown, Mg-poor ( $Mg/(Mg+Fe) = 0.31$ ) in TMG. The ASI number of biotites, ranges from 1.5 to 2.0 reflecting increased alumina activity in the magma. Muscovite is present only in the more acid rock-type (TMG), in amount less than 4 vol.%. Although textural and chemical criteria ( $TiO_2 < 0.6$  wt.%) cannot distinguish between a primary and a post-solidus origin of muscovite the latter seems more plausible.

The Monopigadon plutonite is slightly peraluminous ( $ASI = 1.0 - 1.2$ ). With increasing  $SiO_2$  content,  $TiO_2$ , MnO, CaO, FeO, MgO decrease in BGrd and from BGr to TMGr and Apl. A compositional gap between BGrd and BGr+TMGr exists except for CaO and MnO.  $K_2O$  and  $Na_2O$  are almost constant in BGrd while the former increases from BGr to TMGr and Apl and the latter decreases from BGr to TMGr and Apl. Total alkalis are constant both in BGrd and in BGr+TMGr with a significant compositional gap c.a. 2%.  $Fe_2O_3$  increases in BGrd and then decreases from BGr to TMGr and Apl.  $P_2O_5$  generally decreases in BGrd and increases from BGr to TMGr.  $Al_2O_3$  forms two subparallel decreasing trends one for BGrd and another for BGr and TMGr.

From the less evolved towards the more evolved BGrd rocks V, Cr, Cu, Ga, Co, Ni, Zn, Rb and Sr decrease and Zr, Pb, Y, Nb, Ce, Th increase while La and Ba are almost stable. From BGr to TMG, V, Ga, Co, Sr, Ba, Zr, Nb, La, Ce, Th decrease and Cr, Zn, Rb, Pb increase, while Cu, Ni, Y are almost constant. A significant compositional gap, with or without change in the compatible/incompatible behaviour, exists between BGrd and (BGr+TMG) for V, Cr, Cu, Ni, Zn, Rb, Sr, Y, Ce. The REE patterns are very similar implying a common origin for all the rocks. The  $\Sigma REE$  increases indicating that the REE behaviour is not essentially controlled by the accessories. The  $(La/Yb)_{CN}$  ratio decreases with increasing  $SiO_2$ . All the samples show negative Eu anomalies varying from 0.8 in BGrd to 0.3 in BGr and TMGr. The high negative correlation between  $Eu/Eu^*$  and Sr suggests plagioclase fractionation.

Field and petrographic relations along with mineralogical and geochemical features suggest that the plutonite consists of two main different groups of rocks (except enclaves and aplites), possibly with common origin, not related by a fractionation process. At least in the half of the presented Harker diagrams the BGrd are separated from the group of BGr+TMG. In each one of the two groups the differentiation is due to a fractional crystallization process (or AFC) since no mixing or mingling phenomena are obvious. This is supported also by the presence of normal zoning in plagioclases, the decrease of anorthite content in them and the decrease of Mg-number of biotites with  $SiO_2$  content of the rocks. Major element fractional crystallization models, tested by trace elements, support an AFC process for the evolution of the rocks. 50% fractionation of  $Pl_{41}Kf_4Bi_{32}Ap_1Mt_1Qz_{21}$  is required for the evolution of BGrd while TMG is formed from BGr through 40% fractionation of  $Pl_{52}Kf_{16}Bi_{13}Ap_1Mt_2Sph_1Qz_{15}$ .

## References

- [1] MICHARD, A. et al. (1988): The Chalkidiki supra-ophiolitic formations, and their bearing on the Vardarian obduction process. - Bull. Geol. Soc. Greece, XXXII/1: 59-64.
- [2] SOUSOUNIS, G. (1993): Estimation of the hot dry rocks (HDR) with data from boreholes and seismic data. - Proc., 2nd Congress of GGA, Florina, Greece, 2: 276-287.
- [3] KOCKEL, F. & MOLLAT, H. (1977): Erläuterungen zur geologischen Karte der Kalkidiki und angrenzender Gebiete 1/100.000 (Nord-Griechenland). - Bund. Geowiss. Rohst., Hannover, 119 p.
- [4] KOSTOPOULOS, D. et al. (2001): Palaeozoic and Early Mesozoic Magmatism and Metamorphism in the Serbo-Macedonian Massif, Central Macedonia, Northern Greece. - EUG Abstr., LS03:Tham01:F2, 318.

**SILICATE MELT INCLUSIONS IN OLIVINE PHENOCRYSTS  
IN THE HEGYESTŰ BASALT, BAKONY-BALATON HIGHLAND, HUNGARY**

by

**K. Kóthay & Cs. Szabó**

Department of Petrology and Geochemistry  
Lithosphere research Group, Eötvös University, Múzeum krt. 4/A, H-1088 Budapest

In the Carpathian-Pannonian Region post-extensional alkaline basalt volcanism (EMBEY-ISZTIN et al., 1993) followed the Miocene-Pliocene (BALOGH et al., 1983) subduction-related calc-alkaline magmatism (SZABÓ et al., 1992). The principal goal of this work is to use primary silicate melt inclusions in olivine phenocrysts occurring in Hegyestű basalt, a monovolcano in the Bakony-Balaton Highland Volcanic Field, to better understand the evolution of alkaline basaltic magma.

The Hegyestű alkaline basalt shows porphyritic texture and contains forsteritic olivine phenocrysts and minor Ti-rich augite microphenocrysts. The groundmass consists of Ti-rich clinopyroxene, labradoritic plagioclase, magnetite, leucite and minor glass. The olivine phenocrysts and clinopyroxene microphenocrysts contain primary multiphase silicate melt, CO<sub>2</sub> fluid, Cr-spinel inclusions and some secondary silicate melt and CO<sub>2</sub> fluid inclusions.

The silicate melt inclusions in olivine phenocrysts consist of TiO<sub>2</sub> and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> rich augite, TiO<sub>2</sub> and FeO rich rhönite, pure CO<sub>2</sub>, sulfide blebs (pyrrhotite + chalcopyrite ± pentlandite), ± Al-spinel, ± apatite, ± ilmenite, ± rutile, ± carbonate and ± trapped Cr-spinel can be recognized in glassy groundmass. The glass is extremely rich in alkalis and some inclusions contains two immiscible glass phases with nepheline- and leucite-like composition.

The homogenization temperature of the silicate melt inclusions in olivines are between 1270 - 1300°C. However, most of the silicate melt inclusions were partially leaked prior to complete homogenization. During the heating of inclusions the glass melting occurred at 900 - 950°C, the major daughter phases disappeared consequently at 1000 - 1060°C (apatite?), 1190 - 1210°C (augite) and 1220 - 1245°C (rhönite). The homogenization temperatures of silicate melt inclusions in core and in rim of clinopyroxenes are between 1230 - 1255 °C and 1180 - 1220°C, respectively.

The bulk composition of olivine hosted silicate melt inclusions, based on mass balance calculations and furnace technique, show more mafic character and richer in alkalis: SiO<sub>2</sub> (40 - 46 wt.%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (15 - 20 wt.%), FeO (5 - 12 wt.%), MgO (3 - 11 wt.%), TiO<sub>2</sub> (2 - 3.5 wt.%), CaO (10 - 15 wt.%), Na<sub>2</sub>O (3 - 6 wt.%), K<sub>2</sub>O (2 - 5 wt.%) compared to that of host Hegyestű basaltic magma.

## References

- BALOGH, K., ÁRVA-SÓS, E., PÉCSKAY, Z. (1986): *Acta Miner.-Petrogr.*, v. 27, p. 75-93.
- EMBEY-ISZTIN, A., DOWNES, H., JAMES, D. E., UPTON, B. G. J., DOBOSI, G., INGRAM, G. A., HARMON, R. S., SCHARBERT, H. G. (1993): *J. Petrol.*, v. 34, p. 317-343.
- KUNZMANN, T. (1999): *Eur. J. Mineral.*, v. 11, p. 743-756.
- SZABÓ, CS., HARANGI, SZ., CSONTOS, L. (1992): *Tectonophysics*, v. 208, p. 243-256.

**ORE-MINERALOGY OF THE AU-DEPOSIT  
NEAR VOLTÝŘOV AT MILEVSKO, CZECH REPUBLIC**

by

**M. Koubová<sup>1</sup>, Z. Losos<sup>1</sup> & J. Malec<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Department of Mineralogy, Petrology and Geochemistry  
Faculty of Science, Masaryk University, Kotlářská 2, 611 37 Brno, Czech Republic

<sup>2</sup>Institute of Raw Materials  
Vítězná 425, 284 03 Kutná Hora, Czech Republic

Small Au-deposit near Voltýřov at Milevsko is located at the contact between rocks of granitic Middle-Bohemian pluton and rocks of Sedláň-Krásná Hora "island" composed of metamorphosed host rocks. Ore-mineralization is presented in both of rock sequences: in Sázava granodiorite, Těchnice granodiorite and their rock veins – aplite and porphyric granodiorite, resp. in host rocks – orthogneisses with hornfelses. The variegated rocks (granodiorites and hornfelses) with sulphide-ores represent the contact zone of the pluton.

The ore-mineralization in surface parts of the deposit is connected with irregular vein systems and impregnations. Ore-assemblages are identical in granodiorites and orthogneisses. Ore-assemblage is composed of dominant arsenopyrite with minor pyrite. Accessory sulphides are represented by chalcopyrite, pyrrotite, sphalerite. They have allotriomorphic form of grains and are probably younger than arsenopyrite and pyrite. All the mentioned ore-minerals are without inclusions. Gold grows together with arsenopyrite and quartz only exceptional. Quartz is typical mine waste of the veins.

Ore-assemblage of veins is characterized by accessory galenite, pure Bi, Au, Bi-tellurides and sulphosalts of Bi, Te and Pb). Maldonite and hedleyite were determined by JANATKA et al. [3]. Size of all described rare minerals (as well as gold) averages between X - X0 µm. Accessory ore-minerals often grow together. Au forms small izometric grains and very small plates, short Au-microveinlets among quartz grains are found in orthogneiss. Single Au-grains are disseminated in ores or gold grains form areas with X0 - X00 gold individuals together. Ore assemblage of veins is accompanied by scheelite.

The orthogneiss contents more pyrite than granodiorite. Pyrite, often secondary altered in markasite, is in the same position as arsenopyrite. Both of minerals in orthogneiss form euhedral grains or aggregates. These aggregates are arranged in small veins in quartz too. Quartz often has saccharoidal structure. Rare Bi, Te-minerals and Au form orbiculate inclusions in quartz among its grains. These minerals often grow together, and are located particularly at the boundary of arsenopyrite-pyrite bands in saccharoidal quartz.



In the granitoids the ores are represented by small veins of arsenopyrite, which are cataclased. Ores mainly form allotriomorphic aggregates and sometimes are dragged into the middle of veins. The veins are filled with the massive quartz or with the slips of rocks. Pyrite is probably younger than arsenopyrite and it is formed idiomorphic to allotriomorphic aggregates on the contact of arsenopyrite and quartz or of arsenopyrite and rocks. Pyrite is mostly changed into marcasite, and is far less present than arsenopyrite. Minerals of Bi, Te, and Au are above all related to the slips of rocks in the middle of the veins, or to the spurs of arsenopyrite. The impregnated ores are typical for granitoids, when the ore-minerals are broadly regularly placed in rock.

In the area of the Voltýřov Au-deposit younger Mn-mineralization occurs too, which is connected with overthrust fault zones with NE direction in orthogneisses. These zones are filled with chalcedonic quartz with lenses of pyroluzite, hematite and nontronite. These zones content remobilised gold too [3].

Except primary ores, the gold occurs far much in disintegrate rocks in this area (weathered outcrop of primary Au-ores) [2]. The cementation zone was denuded and mined in past centuries. JANATKA et al. [3] found anomalies of gold, which follow contact of the granitoid rocks with the rocks of metamorphosed "island" This Au-anomaly is extend in NE orientation and is about 2.5 km long.

Proterozoic volcanic rocks, which are equivalent of the rocks of the Jílové zone are obviously presumptive resources of gold in the deposit near Voltýřov. "Starosedelské" orthogneisses may be second source of gold. The consequential metamorphosis related to the origin of granitoids caused to mobilization and redistribution of gold. The genesis of the ore-bearing is metamorphic [1]

## References

- [1] BERNARD, J. H. & POUBA, Z. et al. (1986): Rudní ložiska a metalogeneze československé části Českého masívu. - ÚÚG, Academia, Praha.
- [2] BREZINA, S. et al. (1992): Dílčí závěrečná zpráva úkolu rozsypová ložiska Voltýřov. - GMS, a. s. Praha, Jihlava.
- [3] JANATKA, J. et al. (1986): Dílčí závěrečná zpráva úkolu VoltDílčí závěrečná zpráva úkolyrov. - Geofond, Praha.

**QUARTZ AND FELDSPAR XENOCRYSTS IN MAFIC LAVAS FROM NOGRAD-GÖMÖR  
VOLCANIC FIELD, BAKONY-BALATON HIGHLAND VOLCANIC FIELD AND  
VILLÁNY MOUNTAINS (HUNGARY)**

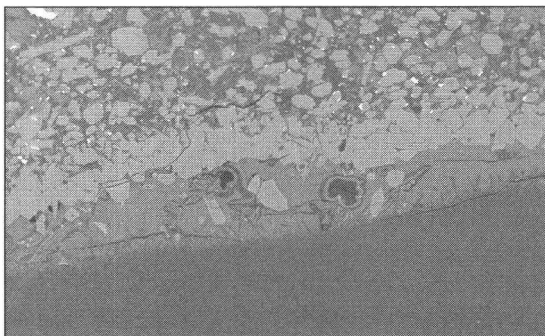
by

**I. Kovács<sup>1</sup>, Zs. Nédli<sup>2</sup>, K. Kóthay<sup>1</sup>, E. Bali<sup>1</sup>, Z. Zajacz<sup>1</sup> & Cs. Szabó<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Department of Petrology and Geochemistry  
Lithosphere Research Group, Eötvös University, Múzeum krt. 4/a, 1088 Budapest

<sup>2</sup>Department of Mineralogy, Geochemistry and Petrology  
University of Szeged, Egyetem utca 2-6, 6722 Szeged

Quartz and plagioclase xenocrysts occur in mafic lavas all over the world. These are significant arguments to crustal contamination and magma – wallrock interaction (LHUR et al., 1995). Most of these xenocrysts show an interaction rim composed mostly of glass and clinopyroxene (Fig. 1). Where the glass is replaced by sanidine it refers to longer cooling period (SATO, 1974). Using experimental data, ascent velocities of the uprising magma, assessing its temperature, and the depth where the xenocrysts might have been incorporated into the magma can be estimated (WATSON, 1982).



*Fig. 1*

*Interaction products, coexisting glass and clinopyroxene, between quartz xenocryst and mafic lavas from the Bakony-Balaton Highland Volcanic Field (BSE image).*

Quartz and plagioclase xenocrysts were found in mafic dyke rocks in the Villány Mts. and alkali basalts in the Nógrád-Gömör and the Bakony-Balaton Highland Volcanic Field (Hungary). We present here the results of our petrographic and geochemical studies.

Quartz xenocrysts in size of 1 - 20 mm in diameters from the Villány Mountains, where the host rock is Mesozoic lamprophyre like basaltic dyke in Triassic-Jurassic limestone, have a 10 - 30 mm thick glass rim and 50 - 150 mm thick clinopyroxene corona. Composition of the clinopyroxenes in the reaction rims is augite similarly to those of the groundmass. The grain size of clinopyroxenes gradually increases from the quartz towards the host rock.

All the quartz crystals are strongly resorbed. The border of the clinopyroxene corona with the glass rim is rounded and sharp. The border towards the groundmass is also sharp: the clinopyroxenes irregularly grow into the groundmass.

In samples from Nógrád-Gömör Volcanic Field quartz and feldspar xenocrysts show size of 1.25 - 0.5 mm diameters and the glass is absent around them. However, the xenocrysts are also surrounded by clinopyroxene corona. Grain size of the clinopyroxenes (15 - 100  $\mu\text{m}$ ) decreases continuously from the quartz and feldspar xenocrysts towards the groundmass. Reaction rims of these xenocrysts show sharp and irregular border with the xenocrysts. The clinopyroxenes grow gradually into the groundmass forming a rounded shape border. The composition of clinopyroxenes in the rim is aegirine which is different from those in the groundmass.

Alkali basalts from the Bakony-Balaton Highland Volcanic Field also contain quartz xenocrysts which are surrounded by 0.2 - 1 mm wide glass and 0.3 - 0.8 mm wide clinopyroxene rims. Reaction rims, where carbonate minerals (siderite) often occur in the glass, show border similar to those of Nógrád-Gömör Volcanic Field.

Glasses in the interaction rims between quartz and the basaltic host rocks, based on microprobe analysis, are inhomogeneous and show very high silica content. The petrographic characteristics and geochemical data of the xenocrysts and the surrounded interaction rims confirm that the glass and clinopyroxene corona is formed via interaction of the melt and the xenocrysts. Different sizes and chemical composition of the clinopyroxene corona from the three distinct volcanic areas refer to either different composition and/or temperature of the melt interacting with the quartz/feldspar xenocrysts. The xenocrysts in compositions likewise diffused quartz xenocrysts all over the world in mafic lavas (LHUR et al., 1995) were incorporated into the melt from the crust. Xenocrysts found in mafic lavas from the Villány Mts. following their trapping into the mafic magma melted and resorbed, and may act as nucleation core for the clinopyroxene crystallization. The lack of volcanic glass in interaction rims of quartz xenocrysts from the Nógrád-Gömör Volcanic Field may be the result of the low temperature of the incorporation. The fine-grained crystals and gradually change in grain size of clinopyroxenes, as well as sharp contact with the xenocrysts probably refer to solid state diffusion in agreement with the relatively low temperature of the incorporation. Relatively thick glass rims around xenocrysts from the Bakony-Balaton Highland Volcanic Field could be explained by the high temperature of the mafic melt or the great depth of the xenocryst entrapment. The clinopyroxene bearing interaction rims are generally similar to those described from Nógrád-Gömör Volcanic Field. The presence of carbonate bearing volcanic glass in the rims of the basalts in the Villány Mts. and the Bakony-Balaton Highland may refer to high  $\text{CO}_2$  content of the mafic melt.

## References

- [1] LHUR, F. J., PIER, G. J., ARANDA-GOMEZ, J. J. & PODOSEK, A. F. (1995): Crustal contamination in early Basin-and-Range hawaiites of the Los Encinos Volcanic Field, central Mexico. - *Contrib. Mineral. Petrol.* 118, 321-339.
- [2] SATO, H. (1975): Diffusion coronas around quartz xenocrysts in andesite and basalt from Tertiary volcanic region in Northeastern Shikoku, Japan. - *Contrib. Mineral. Petrol.* 50, 46-64.
- [3] WATSON, B. E. (1982): Basalt contamination by continental crust: some experiments and models. - *Contrib. Mineral. Petrol.* 80, 73-87.

NEUSTÄDTTELITE AND COBALTNEUSTÄDTTELITE,  
TWO NEW MINERALS OF THE MEDENBACHITE-GROUP

by

W. Krause<sup>1</sup>, H.-J. Bernhardt<sup>2</sup>, C. McCammon<sup>3</sup> & H. Effenberger<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Henriette-Lott-Weg 8, 50354 Hürth, Germany

<sup>2</sup>Institut für Mineralogie

Ruhr-Universität Bochum, Universitätsstrasse 150, 44780 Bochum, Germany

<sup>3</sup>Bayerisches Geoinstitut

Universität Bayreuth, 95440, Bayreuth, Germany

<sup>4</sup>Institut für Mineralogie und Kristallographie

Universität Wien, Geocenter, Althanstrasse 14, A-1090 Wien, Austria

The minerals of the medenbachite group have space-group symmetry  $P\bar{1}$  and have the chemical formula  $Bi_2M_1M_2(O,OH)_2(OH)_2(AsO_4)_2$ : end-member composition of medenbachite [1] / cobaltneustädtelite / neustädtelite is  $M_1 = Fe^{3+}$ ,  $M_2 = Cu^{2+} / Co^{2+} / Fe^{3+}$ . On the average, the three minerals have the same crystal structure. Medenbachite is isotypic with cobaltneustädtelite; neustädtelite is isostructural. The medenbachite-group minerals with  $M_2^{3+}$ , two OH groups, and two oxo-oxygen groups p.f.u. have a "small" unit cell with  $Z = 1$  (neustädtelite); in cases with  $M_2^{2+}$ , three OH groups, and one oxo-oxygen atom p.f.u. the unit cell is "large",  $Z = 2$  (medenbachite and cobaltneustädtelite). The intensities of the superstructure reflections responsible for the change of the unit cell originate from order phenomena of the split Bi site.

Neustädtelite and cobaltneustädtelite were found on samples from the dumps of the Guldener Falk Mine (Schneeberg-Neustädtel, Saxony, Germany). The appearance of the two new minerals is very similar: small tabular crystals up to 0.2 mm in diameter, transparent to translucent, with a brown color and a light brown streak; the lustre is adamantine. Both minerals are biaxial negative,  $2V = 65(5)^\circ$ ,  $n_x = 2.02(2)$ ,  $n_y = 2.09$  (calc.),  $n_z = 2.12(2)$ ; pleochroism is strong with  $X =$  brown to opaque,  $Y =$  yellow,  $Z =$  pale yellow. Mohs' hardness is  $4\frac{1}{2}$ . The cleavage parallel to  $\{001\}$  is good. The chemical composition was derived by means of electron-microprobe analyses. Average contents for neustädtelite / cobaltneustädtelite are (in wt.%):  $Bi_2O_3$  52.58/51.54,  $PbO$  0.08/0.08,  $CaO$  0.15/0.32,  $Fe_2O_3$  13.92/10.90,  $Al_2O_3$  0.29/0.07,  $CoO$  3.35/5.47,  $NiO$  0.34/1.61,  $ZnO$  0.09/0.39,  $CuO$  0.07/0.00,  $As_2O_5$  26.82/25.91,  $P_2O_5$  0.23/0.43,  $H_2O$  (calc.) 2.56/3.01, total 100.48/99.73.

Based on 12 oxygen atoms the empirical formulas for the neustädtelite and cobaltneustädtelite type material are

$Bi_{1.94}Ca_{0.02}\Sigma_{1.96}Fe_{0.99}(Fe_{0.51}Co_{0.38}Ni_{0.04}Al_{0.05}Zn_{0.01}Cu_{0.01})\Sigma_{1.00}[(OH)_{2.44}O_{1.54}]\Sigma_{3.98}[(AsO_4)_{2.01}(PO_4)_{0.03}]\Sigma_{2.04}$   
and

$(\text{Bi}_{1.91}\text{Ca}_{0.05})_{\Sigma 1.96}\text{Fe}_{1.02}(\text{Co}_{0.63}\text{Fe}_{0.16}\text{Ni}_{0.19}\text{Zn}_{0.04}\text{Al}_{0.01})_{\Sigma 1.03}[(\text{OH})_{2.88}\text{O}_{1.14}]_{\Sigma 4.02}[(\text{AsO}_4)_{1.95}(\text{PO}_4)_{0.05}]_{\Sigma 2.00}$  respectively. Extensive solid solution is observed between these two minerals.

The valence state of iron in cobaltneustädteelite and medenbachite was investigated by Mössbauer spectroscopy. Both spectra were fitted to two Lorentzian doublets. The doublets in the medenbachite spectrum are sufficiently resolved to conclude that there are at least two distinct environments for  $\text{Fe}^{3+}$ , which are octahedral based on the centre shifts. These could tentatively be assigned to M1 and M2 in the structure, where  $\text{Fe}^{3+}(\text{I})$  corresponds to M1 and  $\text{Fe}^{3+}(\text{II})$  corresponds to M2 based on the values of quadrupole splitting and the relative site distortion.  $\text{Fe}^{3+}$  is therefore preferentially partitioned into the M1 site, although some  $\text{Fe}^{3+}$  appears to occupy also the M2 site, which is mainly occupied by Cu. Determining accurate site occupancies is not possible, however, due to the line overlap. For the cobaltneustädteelite spectrum the linewidths of both doublets were constrained to be equal since the doublets were not sufficiently resolved; the fitting to two Lorentzian doublets is consistent with the observations of medenbachite.

Neustädteelite / cobaltneustädteelite have space group  $\text{P}\bar{1}$ :  $a = 4.556(1) / 9.156(1)$ ,  $b = 6.153(2) / 6.148(1)$ ,  $c = 8.984(2) / 9.338(1)$  Å,  $\alpha = 95.43(2) / 83.24(1)$ ,  $\beta = 99.22(2) / 70.56(1)$ ,  $\gamma = 92.95(3) / 86.91(1)^\circ$ ,  $V = 246.9 / 492.2$  Å<sup>3</sup>,  $Z = 1 / 2$ . Structure investigations were performed on single-crystal X-ray data. A structural reinvestigation of medenbachite proved isotypy with cobaltneustädteelite:  $a = 9.162(2)$ ,  $b = 6.178(1)$ ,  $c = 9.341(2)$  Å,  $\alpha = 83.50(1)$ ,  $\beta = 71.04(1)$ ,  $\gamma = 85.15(1)^\circ$ ,  $V = 496$  Å<sup>3</sup>,  $Z = 2$ . The crystal structure investigations of neustädteelite / cobaltneustädteelite / medenbachite was based on 873 / 1729 / 1749 unique data; 796 / 1579 / 927 had  $F_o > 4\sigma(F_o)$ . R1 was 0.047 / 0.090 / 0.083 and  $\omega R2$  was 0.107 / 0.192 / 0.233 after refinement of the 95 / 108 / 108 free variables.

In neustädteelite the Bi atoms feature a site disorder; they are split onto two half occupied positions separated by 0.486(3) Å. No indications for ordering of the Bi atoms were detected. A trial to obtain order by reducing the symmetry to P1 failed. Superstructure reflections were not seen even after long exposed X-ray investigations. Cobaltneustädteelite and medenbachite display topologically the same building principles as found in neustädteelite, but the unit-cell volume is twice as large. Their average cells correspond with the neustädteelite cell. The most striking difference concerns the actual position of the Bi atoms and the environment of one of the oxygen atoms with respect to its coordination by Bi and H atoms. In cobaltneustädteelite and medenbachite all atoms except Bi exhibit an exact translation vector  $[\frac{1}{2} 0 0]$ . 50 % of the Bi atoms show a site disorder; their separation is larger as compared to neustädteelite and amounts to 0.587(3) and 0.762(4) Å, respectively. The other half of the Bi atoms are on a fully occupied atomic site (Bi12). This fully occupied Bi site corresponds approximately to the average position between Bi1 and Bi2 after application of the pseudotranslation vector (the deviations are 0.017(4) and 0.019(7) Å in the two minerals).

The coordination of the  $\text{Bi}^{(3+4)}$  and  $\text{Bi}^{(4+3)}$  atoms is irregular. The nearest ligands are in the range of 2.02 to 2.34 Å, additional ligands are up to 2.91 Å. The gaps between nearest and next-nearest neighbour environments as well as the spreading of the outer coordination sphere are unequally developed. Half of the O atoms not belonging to an arsenate tetrahedron are linked to a  $\text{M1}\text{O}_6$  and a  $\text{M2}\text{O}_6$  octahedron; bonds to Bi atoms are  $\geq 2.70$  Å. Despite the actual position of the Bi atom, the cations yield a too small contribution to the bond strength reaching this O atom to compensate for its valence (1.05 to 1.19 v.u.) and it has to be considered as a hydroxyl group.

The other oxygen atoms not belonging to  $[\text{AsO}_4]$  are oxo-oxygen atoms in neustädteelite but they are half oxo-oxygen atoms and half hydroxyl groups in cobaltneustädteelite and medenbachite. They balance the charge according to the formula  $\text{M}^{3+} + \text{O}^{2-} \leftrightarrow \text{M}^{2+} + (\text{OH})^-$ . These O atoms are exclusively coordinated by two or three Bi atoms, featuring a varying distribution of the O-Bi bond lengths; two O-Bi bonds are  $\leq 2.21 \text{ \AA}$ . For compensation of the bond valences the Bi-O bond lengths are adopted by shifting the Bi atoms. The actual bond length to the coordinating cations depends on the respective position of the Bi atom due to site disorder.  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Co}^{2+}$ , and  $\text{Cu}^{2+}$  atoms occupy two six-coordinated M positions. The average bond lengths indicate that M1 is  $\text{Fe}^{3+}$  and M2 is ( $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Co}^{2+}$ ,  $\text{Cu}^{2+}$ ).

The medenbachite-type structures are characterized by chains of edge-connected  $\text{M}\text{O}_6$  octahedra (neustädteelite and cobaltneustädteelite) and of alternating octahedra and tetragonal bipyramids (medenbachite) running parallel to  $[010]$ . Layers in  $(001)$  are formed by corner connection of the chains with the arsenate tetrahedra. The layers may be described as formed by densely packed oxygen atoms in  $(001)$ . Half of the octahedral sites are occupied by M atoms. The other sites are vacant; however an arsenate tetrahedron is alternately at the top and bottom face of the vacant tetrahedra, which results in  $\text{M}^{6l}(\text{OH})(\text{XO}_4)$  layers. They are linked by Bi atoms. The structure may also be regarded as columns of edge-sharing octahedral columns  $\infty^1[\text{MO}_4]$  running parallel to  $[010]$  and by  $\infty^1[\text{Bi}(\text{O},\text{OH})]$  chains running parallel to  $[100]$ , i.e., the two chemically different chains are approximately perpendicular to each other.

## References

- [1] KRAUSE, W., BERNHARDT, H.-J., GEBERT, W., GRAETSCH, H., BELENDORFF, K. & PETITJEAN, K. (1996): *Amer. Miner.* 81, 505-512.

**BACTERIOGENIC ORE FORMATION IN BLEIBERG-TYPE DEPOSITS**

by

**H. Kucha<sup>1</sup>, E. Schroll<sup>2</sup> & E. F. Stumpff<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Institute of Geology and Mineral Deposits  
Av. Mickiewicza 30, PL-30-059 Krakow

<sup>2</sup>Institut für Mineralogie und Kristallographie  
Universität Wien, Geocenter, Althanstrasse 14, A-1090 Wien

<sup>3</sup>Institut für Geowissenschaften, Mineralogie und Petrologie  
Montanuniversität, A-8700 Leoben

We present new microscopic and analytical evidence in favour of bacteriogenic ore formation at Bleiberg. This should be viewed against the background of previous work, which is summarised below.

Negative sulphur isotope values of sulphide ores of Bleiberg and other Alpine Pb-Zn deposits have been interpreted by SCHROLL et.al. [1] as products of bacteriogenic reduction of sulphate in Triassic seawater. The finegrained texture of zinc sulphides and the presence of framboids, especially in stratiform mineralisations have been used as indicators for bacteriogenic metal deposition. This has, however, not been generally accepted and negative sulphur isotope values have traditionally been attributed to abiogenic processes [2].

Microthermometry of some sphalerite and fluorite samples from Bleiberg and Mezica, Slovenia, gave formation temperatures in excess of 100°C, which exclude bacteriogenic processes [3]. The Mississippi Valley type (MVT) model was then postulated for the genesis of ore deposits in the Alpine Trias. This involved epigenetic metal supply during subsidence at the time of the Alpine orogeny. However, thermal reduction of sulphate sulphur can only result in heavier sulphur, i.e. positive isotopic values - a feature observed in MVT deposits.

Bacteriogenic sulphate reduction (BRS) in mineralisations with sedimentary textures can be reconciled only with a model involving ore deposition which is coeval with the stratigraphic age of the host sediments [4].

To clarify this problem, we selected ore samples of finegrained sulphide associations from Bleiberg and from other occurrences within the Camian and Anisian sediments, such as Topla, Slovenia. These have been investigated microscopically, by scanning electron microscopy (SEM), by electron microprobe and by RAMAN spectroscopy. Measurements of sulphur valence by microprobe have also been performed. In reflected light samples of the stratiform Cardita mineralisation reveal microtextures of peloids. These represent relicts of bacteria which have also been identified in carbonate hosted mineralisations in Ireland, Belgium and Poland [5].

These sphalerite peloids show a ZnS core with 30–50 mm diameter. The rim is made up by pyrite, oxisulphide and an outer layer (10–20 mm) of ZnS. Sphalerite recrystallisation is widespread. Sulphur valences of the oxisulphides vary considerably from sulphide to thiosulphate; this is considered indicative for bacterial sulphur reduction. In addition, Zn-calcite peloids have been observed which are mantled by ZnS. Their core reveals large elongate or circular textures which can be interpreted as individual fossil bacteria.

Syndiagenetic textures have been described from the Cardita mineralisation at Bleiberg [6]; our data and observations now provide definite proof for syndiagenetic Pb-Zn mineralisation in the Alpine Trias. The giant carbonate hosted deposit of Navan, Ireland, occurs in Lower Carboniferous rocks and carries 9 mt Zn+Pb. It has recently been ascribed to the activity of sulphate reducing bacteria: "No bacteria, no ore deposit" [7]. This discovery is considered an extraordinary coincidence and provides additional support for our concept.

Bacteriogenic sulphate reduction (BSR) takes place below ~80°C and plays a significant role in Pb-Zn mineralisation in the alpine Trias and in the economically important deposits of the Lower Carboniferous in Ireland. The latter do, however, occur in tectonically undisturbed platform sediments while deposits of the Bleiberg type have been affected by deep subsidence during Alpine orogeny. Thus, bacteriogenic mineralisations co-exist with products of epigenesis and redeposition. The combined application of gas chromatography and isotopic methods will provide better understanding of the links between carbohydrates, ores and the thermal evolution of mineralised sequences. Examples for the distinction between bacteriogenic and thermally overprinted organogenic sediments components have been presented by MACHEL [8].

The response of carbohydrates in ores and rocks to different thermal regimes has also been elucidated [9]. Carbohydrate and isotope data from Topla, Slovenia, support synsedimentary, bacteriogenic origin for sphalerite ores [10].

This contribution reports first results of a working group which owes its existence to the support of the Raw Materials Commission of the Austrian Academy of Science.

## Literature

- [1] SCHROLL, E., et.al. (1983): Sulphur isotope distribution in the Pb-Zn deposit Bleiberg, Carinthia, Austria. - *Mineralium Deposita* 18: 17-25.
- [2] HOEFS, J. (1987): Stable isotope geochemistry. - Berlin, Springer-Verlag, 241 pp.
- [3] ZEEH, S. & BECHSTÄDT, T. (1994): Carbonate-hosted Pb-Zn mineralisation at Bleiberg-Kreuth (Austria): Compilation of data and new aspects. - In: FONTBOTÉ, L. & BONI, M. (eds.): *Sediment-hosted Zn-Pb-ores. Spec. Publ. 10 SGA*, pp 271-298, Springer-Verlag, Berlin etc.
- [4] BRIGO, L. et.al. (1977): Comparative reflections on four alpine Pb-Zn deposits. In: KLEMM, D. D. & SCHNEIDER, J. (eds.): *Time and strata bound ore deposits*, pp. 273-293, Springer-Verlag, Berlin etc.



- [5] KUCHA, H. et.al. (2001): Direct evidence for bacterial sulphur reduction in Bleiberg-type deposits. - (SGA 2001; in press)
- [6] SCHULZ, O. (1960): Studien an Zinkblenden im Bereich der erzführenden Raibler Schichten der Grube Max, Kreuth, Kärnten. - Berg- und Hüttenmänn. Monatshefte 105: 1-11, Springer-Verlag, Wien.
- [7] FALLICK, A. E. et.al. (2001): Bacteria were responsible for the magnitude of the world-class hydrothermal base-metal orebody at Navan, Ireland. - Nature (in press).
- [8] MACHEL, H. G. (2001): Bacterial and thermochemical sulphate reduction in diagenetic settings - old and new insights. - Sedimentary Geology 140: 143-175
- [9] RANTITSCH, G. et.al. (1999): Hydrocarbon-bearing fluid inclusions in the Drau range (Eastern Alps, Austria): implications for the genesis of Bleiberg Pb-Zn deposit. - Mineralogy & Petrology 65: 141-159.
- [10] SPANGENBERG, J. E. et.al. (2001): Carbonate-hosted Zn-Pb mineralisation at Topla (Slovenia): Inorganic and organic geochemical constraints. - Abstracts Volume EUG XI, p. 546, Cambridge Publications.

**PLANZENVERFÜGBARKEIT UND MOBILITÄT VON SCHWERMETALLEN VON  
BERGWERKSHALDEN DER PB-ZN BERGBAUE DES GRAZER BERGLANDES  
(STEIERMARKE)**

von

**A.P. Kudjelka<sup>1</sup>, L. Weber<sup>2</sup>, W. Punz<sup>3</sup> & H. H. Weinke<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Institut für Geochemie  
Geozentrum, Universität Wien, Althanstrasse 14, A-1090 Wien

<sup>2</sup>Bergbau-Montanbehörde  
Bundesministerium für Wirtschaft und Arbeit, Dennisgasse 31, A-1200 Wien

<sup>3</sup>Institut für Ökologie und Naturschutz  
Universität Wien, Althanstrasse 14, A-1090 Wien

## **Einleitung**

Im Bereich des Arzwaldgrabens und der näheren Umgebung von Frohnleiten im Grazer Paläozoikum (Steiermark) wurden bis in die 20-iger Jahre des 20. Jahrhunderts Pb-Zn Erze bergmännisch gefördert. Durch diese Bergwerkstätigkeit entstanden zahlreiche Abraum- und Schlackenhaldden. In dieser Arbeit soll nun der umweltrelevante Einfluss durch jene Erzhaldden untersucht werden.

Spurenelementen wie Pb, Zn, Cu, Cd, As, Hg etc. kommen aus ökotoxikologischer Sicht eine wichtige Rolle zu. Diese stellen pflanzenphysiologische Gifte dar, die zum Teil bereits in Konzentrationen von einigen ppm hochtoxisch wirken können. In Ökosystemen können Untersuchungen an speziellen Spurenelementen, Aussagen zu deren Transport und Akkumulation innerhalb des Systems Boden/Pflanze geben. Darüber hinaus sind auch Rückschlüsse auf die Spurenelement-situation der Fauna möglich.

Alle Pflanzen decken ihren Bedarf an Hauptnährelementen (H, C, N, O, P, S, K, Ca, Mg, Fe) aus der Luft und vor allem aus dem Boden. Einerseits werden auch essentielle Spurenelemente (Mn, Zn, Cu, Mo etc.) aus der Bodenlösung aufgenommen, andererseits kann es, durch ein zu großes Angebot dieser, zu physiologischen Schädigungen – bis zum Absterben – kommen. Aus diesem Grund sollten Flächen, auf denen durch anthropogen/geogene Einträge (Erzausbisse, Bergwerkshalden, ...) mit einer möglicherweise toxischen Fracht zu rechnen ist, entsprechend beobachtet werden; dabei ist auch der Eintrag über die Atmosphäre zu berücksichtigen.

## Geländearbeit

Die integrierte Betrachtung des komplexen Systems Gestein-Boden-Pflanze findet in folgenden Untersuchungen Ausdruck:

- Geologische Begehungen  
Regionale Geologie des Gebietes (Arzwaldgraben und Umgebung)  
Geologie/Petrologie der Probenahmestandorte  
Pedologische Untersuchungen  
Bodenart, Bodentyp, Bodenfarbe etc.  
Floristische Aufnahmen  
Vorkommen von Mettallophyten  
Forstökologische Untersuchungen  
Standortkundliche Aufnahmen mit Betrachtung von forstökologischen Aspekten  
Probenahme
  - Probenahme von Pflanzen (krautige Pflanzen und Fichtennadeln)
  - Probenahme von Bodenmaterial (horizontweise)
  - Probenahme von Gesteinen in der Umgebung der Probenahmepunkte (vererzte, unvererzte Gesteine)

## Chemische Analyse der Proben

- Gesamtgehalte (Totalaufschlüsse) der Pflanzenproben und Messung der Spurenelemente und dadurch Quantifizierung der Aufnahme von Schadelementen in den Pflanzenkörper

erste Ergebnisse (in ppm):	Pb	Cd
Fichtennadeln von 2-jährigen Sämlingen (Bergwerkshalde)	12.6	0.62
Fichtennadeln von 2-jährigen Sämlingen (Vergleichsstandort)	< 0.01	0.01
Farnblätter (Bergwerkshalde)	68.7	0.10
Farnblätter (Vergleichsstandort)	< 0.01	0.03

- Extraktionen der Bodenproben mit  $\text{BaCl}_2$ ,  $\text{NH}_4\text{NH}_3$  und EDTA und daraus Ermittlung von Pflanzenverfügbarkeit und Mobilität, sowie chemischer Bindungsarten von Elementen
- Gesamtgehalte (Totalaufschlüsse) in Böden und Gesteinen von Hauptnährelementen und Spurenelementen und dadurch chemische Charakterisierung der Böden

Die chemische Charakterisierung der Untersuchungsproben, sowohl der ausgewählten Pflanzenproben als auch des zugehörigen Bodens, setzt eine instrumentelle Analytik mit hoher Richtigkeit und hoher Reproduzierbarkeit voraus. Diese Forderung wird in der vorliegenden Arbeit mittels Flammen-AAS, Graphitrohr-AAS, DCP-OES und ICP-MS erfüllt.

Weitere wichtige Parameter zur Feststellung von Pflanzenverfügbarkeit von Schwermetallen werden ermittelt, um das Verhältnis von Nährstoffangebot im Substrat (Boden) zur Aktivität der Pflanze festzustellen. Hierzu zählen:

- pH-Wert
- Redoxpotential (Eh-Wert)
- Nährstoffverfügbarkeit (C-, N-, P-, S-Gehalt)
- Karbonat-Gehalt
- Anwesenheit chelatbildender Ionen
- (Mikroorganismen)

### **Interpretation der Analysenergebnisse**

Es wird versucht die Analysenergebnisse in Verbindung mit der Fragestellung nach einer Interpretation dieser umweltanalytischen Daten zu diskutieren:

- Quantität irgendeines Elements
- Beziehung zu irgendeiner Pflanze
- zu einem bestimmten Zeitpunkt
- an einem bestimmten Ort

**DIAMONDITES AND CARBONATITIC FLUIDS: SIGNALS FROM TRACE ELEMENTS IN GARNETS AND CLINOPYROXENES AND FROM C ISOTOPE ABUNDANCES**

by

**G. Kurat<sup>1</sup>, G. Dubosi<sup>2</sup> & T. Maruoka<sup>3</sup>**

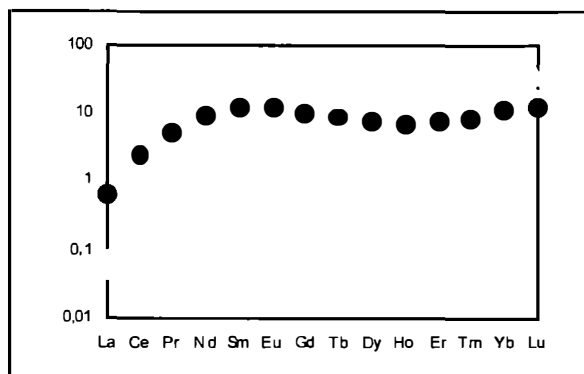
<sup>1</sup>Naturhistorisches Museum  
Vienna, Austria

<sup>2</sup>Hungarian Academy of Sciences, Laboratory for Geochemical Research  
Budapest, Hungary

<sup>3</sup>Department of Geochemistry  
University of Vienna, Austria

Diamondites are fine- (< 100 µm) to coarse-grained (> 1 mm) rocks consisting of diamonds and occasionally some silicates and oxides [1]. They are usually porous rocks with abundant open and mostly interconnected cavities. The walls of the open cavities are covered by euhedral diamond crystals (druses). Silicates (mostly garnets) are present preferentially interstitially or fill the space in cavities and often contain inclusions of euhedral diamonds.

Silicates from 10 diamondites have been analyzed for trace element contents by laser ablation ICP-MS [2]. Four diamondites contain lilac "peridotitic" garnets with low CaO contents (3.6 - 5.7 wt.%), high Mg-numbers (0.83 - 0.84) and high Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> contents (3.9 - 6.4 wt.%). Occasionally, they are accompanied by Cr-diopside. "Peridotitic" garnets have heavy rare earth element (HREE)-enriched and light rare earth element (LREE)-depleted chondrite-normalized patterns, commonly with a small hump at Eu and Sm (Fig. 1). The remaining 6 diamondites contain orange "eclogitic" garnets with low Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> contents (< 1 wt.%). These "eclogitic" garnets can be divided into two subgroups: E-I garnets have high Mg-numbers (0.84 - 0.85, as high as those of the "peridotitic" garnets) and higher Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and TiO<sub>2</sub> and lower HREE contents than the E-II garnets (Fig. 1).



*Fig. 1*  
Chondrite-normalized REE abundances in garnets from diamondites. Solid circles: "peridotitic"; open squares: "eclogitic" I; open triangle: "eclogitic" II.

The chondrite-normalized trace element patterns of the two subgroups of "eclogitic" garnets are all depleted in LREE with respect to the HREE and have significant positive anomalies of Zr and Hf. "Eclogitic" garnets are more depleted in highly incompatible elements (LREE, Nb and Ta) than the "peridotitic" garnets.

Diamondites and their silicates very likely are the product of a fluid phase. The hypothetical fluids in equilibrium with the "peridotitic" garnets have trace element abundances which are similar to those in kimberlitic and carbonatitic liquids. Therefore, diamondites very likely formed from a highly alkaline fluid/liquid in the presence of carbonates. A predominantly alkali carbonatitic fluid/melt could provide the proper environment for mobilization of incompatible elements and precipitation of diamond [e.g., 3]. Hypothetical melts in equilibrium with "eclogitic" garnets are highly magnesian but depleted in LREE and other highly incompatible elements relative to the typical kimberlitic, lamproitic or carbonatitic liquids. This is surprising as eclogites should be richer in trace elements than peridotites, as should be the fluids in equilibrium with these rocks. The differences in trace element contents of fluids which precipitated, beside diamonds, "peridotitic" and "eclogitic" garnets, respectively, therefore, must be the result of different properties of these fluids rather than of different source rocks [1].

Diamonds (117 samples) from 35 diamondites have been analyzed for C isotope abundances (Fig. 2). Delta  $^{13}\text{C}$  values vary between and within diamondites with a total range from -3.24 to -24.36 ‰ for 13 "peridotitic" diamondites, from -18.30 to -23.59 ‰ for 4 which in addition to garnet also contain clinopyroxene and from -5.27 to -22.22 ‰ for 19 "eclogitic" diamondites. Three diamondites without silicates have a range in  $\delta^{13}\text{C}$  from -5.44 to -27.87 ‰.

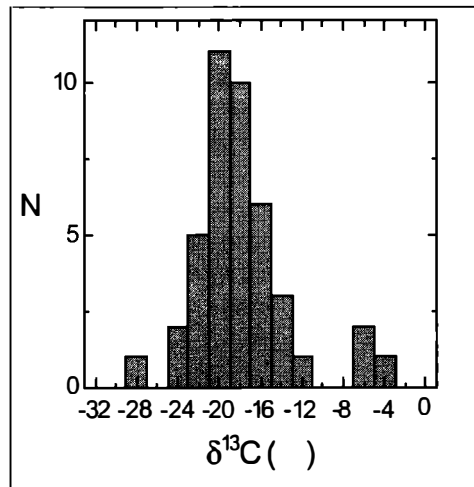


Fig. 2

Carbon isotope composition of diamondite diamonds.

Carbon in our diamondites is clearly lighter than that previously reported from diamond crystals [e.g., 4] and polycrystalline diamonds from Yakutia ( $\delta^{13}\text{C}$ : -6.1 to -2.6 ‰, [5]) but similar to that reported for polycrystalline diamonds from South Africa [6, 7]. Surprisingly, only 3 out of 35 diamondites have C isotope abundances that are compatible with unfractionated upper mantle C [see 5] and they represent all three types of silicate-bearing diamondites. The C isotope abundances are apparently not correlated with the type of garnet ("eclogitic" or "peridotitic") present, nor with the absence of silicates. The dominantly light C is probably the product of mass fractionation between oxidized ( $\text{CO}_2$ ) and reduced ( $\text{CH}_4$ ) carbon [e.g., 8] indicating diamond precipitation via  $\text{CH}_4$ , probably at fairly low temperatures. The degree to which mass fractionation occurred could simply reflect the mass ratio of reduced to oxidized C in the local environment. Variable isotopic compositions of C within diamondites (up to almost 4 ‰  $\delta^{13}\text{C}$ !) likely reflect changing conditions during diamond growth. The few diamondites with upper mantle C isotope composition could indicate precipitation of diamond directly from carbonates [e.g., 3].

In conclusion, diamondites seem to be the product of large scale mass transfers taking place in the Earth's mantle. Carbonatitic fluids/melts appear to be the main vehicle for major, minor and trace element transfers, transfers of heat and of C, presumably from the deeper to the shallower mantle. Depending on local conditions in the mantle, some of the mobilized elements react with mantle rocks they invade (e.g., carbonatitic metasomatism) or are precipitated into the space created by the moving fluids/melts (e.g., diamondites). As the main mass of the mobilisates continues to migrate, highly fractionated products are left behind, the most common of which seem to be pyroxenites, olivinites, garnetites and diamondites.

#### **Acknowledgements**

Support by the Austrian FWF, the Austrian Academy of Sciences, the Ermann-Fonds, G. Jenner and M. Tubbrett, St. John's, and C. Koeberl, Vienna, is gratefully acknowledged.

#### **References**

- [1] KURAT, G. & DOBOSI, G. (2000): Garnet and diopside-bearing diamondites (framesites). - *Mineral. Petrol.* 69, 143-159.
- [2] DOBOSI, G. & KURAT, G. (2001): Trace element abundances in garnets and clinopyroxenes from diamondites - a signature of carbonatitic fluids. *Mineral. Petrol.*, in press.
- [3] LITVIN, U. A. & ZHARIKOV, V. A. (2000): Experimental modeling of diamond genesis: Diamond crystallization in multicomponent carbonate-silicate melts at 5-7 GPa and 1200-1570 °C. - *Doklady Earth Sci.*, 373, 867-870.
- [4] DEINES, P. (1980): The carbon isotopic composition of diamonds - relationship to diamond shape, color, occurrence and vapor composition. - *Geochim. Cosmochim. Acta* 44, 943-962.
- [5] REUTSKII, V. N. et al. (1999): Carbon isotopic composition of polycrystalline diamond aggregates with chromite inclusions from the Mir kimberlite pipe, Yakutia. - *Geochem. Internat.* 37, 1073-1078.
- [6] JACOB, D. E. et al. (2000): Remobilization in the cratonic lithosphere recorded in polycrystalline diamond. - *Science* 289, 1182-1185.
- [7] BURGESS et al. (1998): He, Ar and C isotopes in coated and polycrystalline diamonds. - *Chem. Geol.* 146, 205-217.
- [8] BOTTINGA, Y. (1969): Calculated fractionation factors for carbon and hydrogen isotope exchange in the system calcite-carbon dioxide-graphite, methane-hydrogen-water vapor. - *Geochim. Cosmochim. Acta* 33, 49-64.

**KLODSKO-ZLOTY STOK AND NIEMCZA ZONE GRANITOIDS - A SHALLOW LEVEL  
INTRUSION OF DURBACHITES IN THE RHENOHERCYNIAN ZONE ?**

by

**J. Leichmann<sup>1</sup> & O. Gaweda<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Department of Geology and Palaeontology  
Masaryk University, Kotlářská 2, 611 37 Brno

<sup>2</sup>Department of Mineralogy, Geochemistry and Petrography  
University of Silesia, Bedzinska 60, Sosnowiec

Klodsko-Zloty Stok (KZSM) and Niemcza Zone granitoids are located at the north-eastern margin of the Bohemian Massif, on the southern termination of the western Sudets. Rocks of mainly granodioritic composition dominate both massifs. But some melanocratic granites or syenites resemble strongly the durbachites from the moldanubian part of the Bohemian massif. The common features are mainly: K-Feldspar phenocryst with inclusions of biotite and plagioclase, presence of actinolite with relicts of Cpx together with biotite, high content of MgO (4.69 wt.%), K<sub>2</sub>O (4.54 wt.%), Rb (184 ppm), Sr (442 ppm), REE (174 ppm) and Zr (178 ppm). The SiO<sub>2</sub> (58.81 wt.%) and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (14.46) are low on the other hand [1].

The U-Pb dating of the Niemcza Zone syenites define a discordia with a lower intercept age of 338 ± 3 Ma and an upper intercept age of about 1800 Ma [2]. Ar-Ar ages on amphiboles from the Niemcza Zone reveal values 340 Ma [1] or 335 ± 5 Ma [3]. The ages around 340 Ma were reported from durbachites in Austria as well [4]. Rb-Sr study [5] didn't allow unequivocal geochronological interpretation, indicating rather an important role of magma mixing in the origin of these granitoids. Just the very complex U-Pb [4] and Rb-Sr [6] systematic are typical for durbachites from the eastern moldanubian zone. The rocks of the KZSM are penetrating, similar to the durbachites, by veins of spessartites, vogesites, microsyenites etc.

Apart from similarities, some differences between durbachites and studied granitoids could be traced in the geology mainly. Typical durbachites from the eastern moldanubian zone intrude high-grade gneiss's, migmatites, granulites and other high-grade rocks, and are surrounded by migmatitic contacts. The Klodsko-Zloty stok massif intrudes partly to the unmetamorphosed visean, Culm-facies sediments and it is surrounded by homfels contacts indicating much shallower conditions of intrusion. The shallow level intrusion and crystallisation is probably responsible for the strong inhomogeneity of the KZSM caused by incomplete magma mixing, with an only low contribution of the melt derived from country rocks. The intrusion of the durbachites into the Culmian = Rhenohercynian sediments indicates, that the durbachite magmatic activity is not restricted to the moldanubian zone only.



## Literature

- [1] PUZIEWICZ, J., (1992): Geneza Granodioritu z Kozmic. - Arch. Mineralogiczne, XLVII, 2, 95-141.
- [2] OLIVER, G. J. H. et al. (1993): U-Pb Ages from SW Poland: Evidence for a Caledonian Suture Zone between Baltica and Gondwana. - J. Geol.Soc.London., 150, 355-369.
- [3] DUDEK, K. et al. (2000): Ar-Ar Dating of Hornblende from Pegmatite in Quartz Monzodiorite from Przedborowa (lower Silesia, Poland). - Preliminary Results. Miner. Pol. 31, 2, 75-83.
- [4] KLOETZLI, U. S. & PARRISH, R. R. (1996): Zircon U/Pb and Pb/Pb Geochronology of the Rastenberg Granodiorite, South Bohemian Massif. - Austria. Miner. Petrol., 58, 197-214.
- [5] LORENC, M. W. (1998): Badania Izotopowe Metoda Rb/Sr Skal Intruzyjnych Strefy Niemczy. - Arch. Mineralogiczne, LI, 1/2, 153-161.
- [6] SCHARBERT, S. & VESELA, M. (1990): Rb-Sr Systematic of Intrusive Rocks from the Moldanubicum around Jihlava. Thirty Years of Geological co-operation between Austria and Czechoslovakia. - CGU and GBA Prague, 262-272.

**GABBROS RELATED TO THE DURBACHITES (JIHLAVA MASSIF, MOLDANUBIAN ZONE)**

by

**J. Leichmann & K. Zachovalová**

Department of Geology and Palaeontology  
Masaryk University, Kotlářská 2, 611 37 Brno

Approximately 2 km long body of mafic rocks ranging from gabbros to monzodiorites was found in the northern part of the Jihlava durbachite batholith. The nature of the body – intrusion or inclusion in durbachites – could not be determined directly in the field because of poor outcrop evidence. The interpretation of gravimetry and the occurrence of hT kinzigites in association with gabbros indicate rather intrusive nature of the body. Another similar body of mainly biotite bearing gabbros intrudes the Moldanubian gneisses approximately 6 km NE from the northern termination of the Jihlava batholith.

The concentrations of MgO (7 - 16 wt.%), SiO<sub>2</sub> (49 - 52 wt.%), CaO (7.8 - 10.3 wt.%), Na<sub>2</sub>O (0.9 - 3.4 wt.%) and FeO (8.3 - 9.6 wt.%) are typical for basaltic chemistry. However, the elevated concentration of mainly LIL elements like K<sub>2</sub>O (1.9 - 3.6 wt.%), Rb (95 - 222 ppm), Ba (1100 - 1400 ppm), but also P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0.4 - 0.8 wt.%), and REE (209 ppm) with weak negative Eu anomaly and preponderance of LREE over HREE indicate more complex origin of the rocks.

Two mineralogical associations were found in the rock. The primary paragenesis is characterised by unzoned labradorite (An<sub>52</sub>), Ti-rich biotite (X<sub>mg</sub> 0.5 - 0.6), Opx, Cpx1 (X<sub>mg</sub> 0.75), and apatite. The secondary paragenesis originated via decomposition of biotite into perthitic K-feldspar with common rutile inclusion and Cpx2 (X<sub>mg</sub> 0.5). Corrode relics of plagioclase, An-rich perthites in K-feldspar and high Ca content in Cpx indicate, that the plagioclase was involved in the reaction too. Myrmekites appear at the reaction contacts between primary biotite and secondary K-feldspar or Cpx, indicating that the equilibrium was not reached during the reaction. The temperature of K-feldspar crystallisation was estimated from recalculated composition of primary, ternary feldspar of around 1100°C. The biotite breakdown reaction can indicate the infiltration of CO<sub>2</sub>-rich fluids at hT conditions [1]. The input of CO<sub>2</sub>-rich fluids could explain the reaction history, but cannot explain the enrichment on LIL and other elements. For instance, biotite contains 0.5 wt.% BaO in average only. But the secondary K-feldspar contains usually six times higher concentration of BaO. This could be clarified by a reaction between the primary biotite bearing gabbro and K-rich melt. The melt could be derived from the surrounding Moldanubian paragneisses as a consequence of the intrusion of hot gabbro into the lower crust, leaving garnet-sillimanite kinzigites as a restite [2].

Both associations were affected by low temperature overprinting in addition. The primary Opx is mostly totally replaced by cummingtonite and Cpx partly by actinolite. Biotite is rarely chloritised., plagioclase replaced by prehnite. The decomposition of Px, Plg and Bt indicate the infiltration of aqueous fluids in the medium to low temperature environment.

#### **Literature**

- [1] IONOV, I. (1999): Mantle Metasomatism by Fluids with Low Water Activity: Feldspar – Ti oxide bearing peridotite Xenoliths in basalts from SE Siberia.- J Conf. Abstr. EUG 10, 4, 1, 364-365.
- [2] LEICHMANN, J., NOVAK, M., ZACHOVALOVA, K. & TOPA, D. (2000): Ultrahigh Temperature event in their Moldanubian Zone: its Significance for the Origin of Durbachites. - Geolines, 10, 47-48.

VERTEILUNG DER MINERALIEN IN DEN KLÜFTEN DER KNAPPENWAND;  
HYDROXID- UND FLUOR-VERTEILUNG IN APATIT UND SPHEN

von

H. Lenitz<sup>1</sup>, R. Seemann<sup>2</sup> & A. Beran<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Institut für Mineralogie und Kristallographie  
Universität Wien, Geocenter, Althanstrasse 14, A-1090 Wien

<sup>2</sup>Mineralogisch-Petrographische Abteilung  
Naturhistorisches Museum, Burgring 7, A-1010 Wien

Im Zuge von Gebirgsbildung und Metamorphose kam es auch im Bereich der Ostalpen zur Ausbildung von alpinen Klüften, den sogenannten Zerrklüften [1]. In diese Klüfte drangen heiße Lösungen aus den umgebenden Gesteinsverbänden ein, die Stoffe aus dem Nebengestein gelöst hatten. Aus diesen Lösungen schieden sich dann in einer charakteristischen Abfolge entsprechend der Abkühlung im Zuge der Hebung der Alpen die typischen Kluftminerale ab [2].

Es wurden die Kluftminerale aus der Knappenwand (Untersulzbachtal) untersucht, die im Rahmen eines Forschungsprojektes in den Jahren 1977 bis 1992 von den Mitarbeitern des Naturhistorischen Museums Wien geborgen wurden und im Museum für weitere Bearbeitung zur Verfügung stehen. Im Zuge dieser Arbeiten wurden insgesamt 70 Klüfte erschlossen. Die historische Fundstelle Knappenwand wurde wegen der beachtlichen Epidotvorkommen weltberühmt.

Die Minerale wurden nach den Kluftvorkommen sortiert, nach Mineralparagenesen bei abnehmender Temperatur (Byssolith, Epidot, Apatit, Albit, Calcit, Adular, Quarz/Bergkristall, Sphen, Chlorit) gereiht und ihre relative Häufigkeit bestimmt [3].

Aus dem Spektrum der angeführten Kluftminerale wurden gezielt Apatit- und Sphenproben aus unterschiedlichen Klüften verwendet, um den F- und OH-Gehalt festzustellen. Das gemeinsame Auftreten von Apatit und Sphen in einer Kluft ist auf wenige Vorkommen beschränkt. Die Bestimmung des Fluorgehaltes wurde mittels F-sensitiver Elektrode durchgeführt. Die Fluorwerte für Apatite aus Sphen-freien Klüften betragen 2.00 bzw. 1.91 Gew.%. Dies ist geringfügig höher als der theoretisch errechnete Wert für Fluorapatite, der bei 1.89 % liegt. Die Fluorhalte für Apatite aus den Klüften in denen Sphen und Apatit gemeinsam vorkamen, waren deutlich niedriger und zwar lagen sie bei 1.25 bis 1.50 Gew.% Fluor. Für die Sphenproben aus diesen Klüften lagen die Werte bei 0.17 bis 0.24 Gew.% Fluor [3].

Die OH-Bestimmung erfolgte mittels IR-Spektroskopie und ergab für alle Apatitproben ähnliche Werte bei 0.06 Gew.% H<sub>2</sub>O. Bei den Sphenproben, ergaben sich Werte zwischen 0.17 und 0.22 Gew.% H<sub>2</sub>O [3].

Unter dem Mikroskop waren in einigen Apatitproben Einschlüsse zu erkennen, die in drei unterschiedlichen Formen ausgebildet waren. In den Einschlüssen zeigten sich Gasblasen, Tochterkristalle und Flüssigkeit. Bei Untersuchungen mittels Heiz- und Kühltisch wurde die Salinität auf Grund der Schmelztemperatur mit  $\sim 11\%$  ermittelt [4]. Durch Kombination der Homogenisierungstemperatur, die zwischen 220 und 260°C lag, und der Salinität konnte die Bildungsdichte der salinaren Lösung mit 0.85 - 0.91 g/cm<sup>3</sup> bestimmt werden [5].

Sowohl um eventuell vorhandenes Chlor im Apatit festzustellen, als auch um die Beschaffenheit von Kristallisaten in und um geöffnete Cavitäten zu klären, wurden Untersuchungen von Apatitproben mit dem Rasterelektronenmikroskop durchgeführt [6]. Ergebnis dieser Untersuchungen war, dass innerhalb der Nachweisgrenze dieses Systems kein Chlor angezeigt wurde, und dass es sich bei den Kristallisaten um NaCl und KCl handelte.

### **Literatur**

- [1] NIEDERMAYR, G. (1990): Mineralabfolgen in alpinen Klüften der Ostalpen und ihre Bedeutung für den Bau der Alpen. - Mitt. Österr. Min. Ges. 135, 59-60.
- [2] SEEMANN, R. (1990): Die Mineralfundstelle Knappenwand – Geschichte und Mineralogie. Mitt. Österr. Min. Ges. - 135. 80- 81.
- [3] LENIT, Z. H. (2001): Mineralogische Untersuchungen an Klüftmineralien der Epidotfundstelle Knappenwand, Untersulzbachtal. - Unveröff. Diplomarbeit, Univ. Wien, 73S.
- [4] POTTER, R. W., CLYNNE, M. A. & BROWN, D. L. (1978): Freezing point depression of aqueous sodium chloride solutions. - Econ. Geol. 73, 284-285.
- [5] SHEPHERD, T. J., RANKIN, A. H. & ALDERTON, D. H. M. (1985): A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies.
- [6] GÖTZINGER, M. A. (1994): Einschluss-Untersuchungen mittels Rasterelektronenmikroskopie und EDX-Analytik. - Mitt. Österr. Min. Gesellschaft, 139, 159-168.

**EINSCHLUSSCHARAKTERISIERUNG VON  
ZILLERTALER SCHMUCKGRANATEN, TIROL, ÖSTERREICH**

von

**M. A. Leute<sup>1</sup> & M. A. Götzinger<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Institut für Chemische Technologie anorganischer Stoffe  
TU Wien, Getreidemarkt 9/161, A-1060 Wien

<sup>2</sup>Institut für Mineralogie und Kristallographie  
Universität Wien, Geocenter, Althanstrasse 14, A-1090 Wien

Im Zillertal (Tirol), wurden in den Jahren von 1782 bis 1913 Almandine für Schmucksteinzwecke abgebaut. Für die Unterscheidung von Schmuckgranaten aus verschiedenen Bereichen des Zillertales, aber auch aus dem Raum Radenthein (Kärnten) haben sich neben der chemischen Charakterisierung die Form, Anzahl und Größe {in mm} von Mineraleinschlüssen bewährt, die mittels Auflichtmikroskopie und Rasterelektronenmikroskopie (REM) mit energiedispersiver Analyse (EDX) unterschieden werden konnten [1].

**ROSSRÜCKEN (ROSSRUGG)/ZEMMGRUND**

Am Rossrücken wurde auf 2 Fundstellen abgebaut (West- und Ostseite), was das Einschlussbild der Granate geringfügig unterscheidet. Im Almandin-Granat der Westseite treten häufig idiomorphe Ilmenitleisten und Quarzkörnchen als Einschlüsse auf, die regelmäßig verteilt sind. Überdurchschnittlich oft wird Apatit, Epidot und Allanit-(Ce) beobachtet. Zirkone mit geringen Hf-Gehalten sind mäßig oft vertreten und erreichen eine Kantenlänge bis zu 70 µm. Die Granate auf der Ostseite des Rossrückens haben verhältnismäßig viele Ilmenitleisten {50 - 400} eingeschlossen. Relativ oft kann man im Rasterelektronenmikroskop Apatite {40 - 100}, Epidote {40 - 100}, xenomorphe Quarzkörner {500} und Allanite-(Ce) {60} finden. Neben Cer und Neodym konnten geringe Gehalte an Thorium und Uran im Allanit-(Ce) detektiert werden. An einigen Stellen wurden kleine, aber meßbare Kristalle als Cerianit identifiziert.

Charakteristisch und unverwechselbar sind Apatitkristalle im Almandin von der Ostseite des Rossrückens. Schon mit geringer Vergrößerung können im Mikroskop hauchdünne und durchsichtige Nadeln beobachtet werden, die sich durch den ganzen Granat ziehen. Diese ungewöhnliche morphologische Ausbildung ist bislang nur von diesem Vorkommen bekannt.

**HORNKEES/ZEMMGRUND**

Selten sind Mineraleinschlüsse wie Biotite {bis 800}, die mit Quarz verwachsen sind und Rutil {100 - 200}, die in der Granatklamm nur in einem Granat gefunden wurden. Ankerit-Dolomit-Mischkristalle {100 - 500}, sind randlich mit Ilmenit, Rutil und Apatit vergesellschaftet.

Reine Calcite sind sehr selten, Ankerite treten aber häufiger auf und wurden ausschließlich im Kernbereich beobachtet.

Ilmenit ist entweder solitär (50 - 600) im Granat in Form von idiomorphen Leisten verteilt, oder liegt in Form von Nestern mit anderen Ilmenitleisten im Granat vor.

#### GRANATKLAMM/ZEMMGRUND

Die Granate von der Granatklamm im Zemmgrund haben nur wenige gut zu unterscheidende Mineraleinschlüsse, die sie von den anderen Granaten aus dem Zillertal unterscheiden. Die Einschlüsse können in zwei Gruppen unterteilt werden, wobei eine Gruppe sich durch dominierende Ilmenitleisten (200 - 300) und durch mäßig viel Apatit auszeichnet, die andere hingegen mäßig (Fe, Mg)-Chlorit enthält.

Auffällig sind kleinste Einschlüsse von Paragonit im Ilmenit, die nicht größer als 10 µm sind.

#### SCHÖNBICHLER HORN/ZEMMGRUND

Das Einschlussbild vom Schönbichler Horn ist am vielfältigsten. Ilmenit (30 - 60) als dominierende Ti-Phase, Epidot (10 - 30), Quarz (20 - 100), Allanit-(Ce) und Apatit (20 - 50) bilden die Hauptmenge der Einschlüsse im Granat. Idiomorphe Zirkone und verschiedene Erzminerale, wie oktaedrisch ausgebildeter Magnetit, Pyrit, Zinkblende und Chalkopyrit werden nur selten als "Gäste" im Granat beobachtet. Weiters trifft man Calcit, Ankerit sowie Plagioklas im Granat an. Ferner kommen Ankerit-Aggregate und Apatite mit Magnetit im Granat nebeneinander vor.

#### GREINERGRÜNDL/ZEMMGRUND

Typisch für die Granate vom Greinergründl ist das Auftreten von Ankerit-Dolomit- Mischkristallen.

Das Einschlussbild ist außerdem durch einen großen Anteil an Quarz im Granat charakterisiert, der auch die dominierende Rolle unter den Einschlüssen spielt. Mäßig viele, aber kleine Epidote (10 - 50) ergänzen das Erscheinungsbild im Granat. Große, aber selten auftretende Ilmenitleisten liegen im Bereich Rand/Mitte der einzelnen Granatkristalle.

#### LAPENKAR/STILLUPGRUND

Häufig auftretendes Einschlussmineral ist hier Rutil (70 - 200), der nur selten von großen Ilmenitleisten (100 µm - 3.5 mm) am Kristallrand begleitet wird. Quarz, Allanit-(Ce) und Klinochlor treten ebenfalls öfters auf. Epidot bildet einen dünnen Saum um idiomorphe Allanit-(Ce) Kristalle. Große Biotit-Plättchen, die vermutlich aus protogenetischen Mineralbeständen übernommen wurden, konzentrieren sich auf verschiedene Stellen im Granat.

#### LÖFFLERKEES/STILLUPGRUND

Apatit (70) und Zirkon (30) sind als "Einschluss-Gäste" ebenso vertreten wie Ankerit-Dolomit-Mischkristalle (100) und Ilmenit (80 - 600). Margarit (40 - 110) als seltenes Einschlussmineral tritt nur in den Granatkristallen vom Löfflerkees auf und konnte in keinem anderen Granat aus dem Zillertal gefunden werden.

#### STAPFENALM/STILLUPGRUND

Das Einschlussbild wird hauptsächlich von Ilmenit geprägt. Selten treten Zirkon, Apatit und Biotit auf. Interessant ist der Randbereich der Granate, der syngenetisch auskristallisierte Rutilkristalle an den Kristallrändern von Granat erkennen läßt.

#### EISKAR/STILLUPGRUND

Im Kernbereich dominiert Ilmenit, der zum Rand hin an Eisen verarmt und in Rutil übergeht. Quarze und SEE-reiche Allanite (Ce, La, Nd) sind auch Hauptbestandteile der Mineraleinschlüsse. Solitäre Epidotkristalle liegen regellos im Granat verteilt, sind aber nicht mit Allanit-(Ce, La, Nd) zoniert.

#### GRANATKLAMM/GUNGGL

Wichtigste Einschlussminerale sind Epidot {100 - 300}, Allanit {50 - 200} und xenomorphe Quarzkörner. Selten tritt Ilmenit {30}, Apatit, Plagioklas {100 - 400}, Calcit {50} und Chlorit {70 - 300} im Granat auf.

#### VORDERE STANGENSPIITZE/ZILLERGRUND

Auffallend viele Ankerit-Dolomit Mischkristalle {100 - 500} wurden in diesen Granaten gezählt. Verschiedene morphologische Erscheinungsformen zeigt Epidot, der entweder als unzonierte Spindeln ausgebildet ist, oder als Saum um Allanit-(Ce) zoniert ist.

#### Literatur

[1] LEUTE, M. A. (2000): Mineralogische Charakterisierung der Radentheiner und Zillertaler Schmuckgranate, Österreich. - Diplomarbeit Univ. Wien, 129S.



## SiSiC-KERAMIKEN – EIGENSCHAFTEN UND ANWENDUNGSBEREICHE

von

**M. A. Leute, M. Wilhelm & W. Wruss**

Institut für Chemische Technologie anorganischer Stoffe  
TU Wien, Getreidemarkt 9/161, A-1060 Wien

Siliziuminfiltriertes Siliziumcarbid ist ein keramischer Verbundwerkstoff, der neben Siliziumcarbid als Bindephase freies Silizium in den Poren enthält. Die Herstellung erfolgt durch eine Nass-Mischung von SiC mit Kohlenstoff (Ruß oder Grafit). Das Suspensionsmedium kann ein organisches, bzw. anorganisches Lösungsmittel sein. Zu diesem Schlicker werden Plastifizierer und Bindemittel beigemischt und zu einem Formkörper trocken verpresst. Nach einem Trocknungsvorgang wird das Bindemittel polymerisiert und anschließend unter Schutzgasatmosphäre zu Kohlenstoff verkrackt.

Mittels einer Auflageinfiltration, die über dem Schmelzpunkt des Siliziums (> 1420°C) stattfindet, wird der sg. Grünkörper mit elementarem Silizium infiltriert. Die Umsetzung des Kohlenstoffes zu SiC erfolgt nach folgendem Reaktionsschema:



Durch die Kapillarwirkung des porösen Grünkörpers wird das flüssige Silizium aufgesaugt und reagiert mit dem vorhandenem Kohlenstoff zu sekundärem SiC. Durch das Aufwachsen auf den vorhandenen primären SiC-Körnern, bzw. durch das Hineinwachsen des sekundären SiC<sub>s</sub> in die vorhandene Porosität, werden beide SiC-Phasen miteinander verbunden und es entsteht ein zusammenhängendes Gerüst, was letztendlich zu hohen mechanischen Festigkeiten führt. Der verbleibende offene Porenraum wird mit flüssigem Silizium aufgefüllt, wodurch ein gasdichter Verbundwerkstoff entsteht.

Chemische Eigenschaften:

Zu den wichtigsten chemischen Eigenschaften zählen neben der guten Oxidationsbeständigkeit, die durch eine passivierende SiO<sub>2</sub>-Schutzschicht hervorgerufen wird, die sehr gute Korrosionsbeständigkeit im sauren Milieu (mit Ausnahme HF!). Im alkalischen Bereich sind SiSiC-Keramiken vor korrosiven Angriffen nicht geschützt, da die SiO<sub>2</sub>-Phase bereits in verdünnten Laugen zerstört und die Si-Bindephase unter Bildung von Silikaten gelöst wird.

Physikalische Eigenschaften:

Durch die geringe Dichte (~ 3.1g/cm<sup>3</sup>), sowie durch den geringen thermischen Ausdehnungskoeffizienten, als auch die gute Temperaturwechselbeständigkeit und hohe thermische Leitfähigkeit ist SiSiC in der industriellen Anwendung vielseitig einsetzbar. Die elektrische Leitfähigkeit, die sich aus den Halbleitereigenschaften des Siliziums ergibt, ermöglichen eine funkenerosive Bearbeitung von SiSiC-Konstruktionsteilen.

### Mechanische Eigenschaften:

Neben einer hohen Härte, sind bei Keramiken im allgemeinen die mechanischen Eigenschaften, wie Biegebruchfestigkeit und -zähigkeit von großer Bedeutung, da verschiedene Einsatzbereiche bestimmte mechanische Eigenschaften voraussetzen.

Im wesentlichen werden die Festigkeit und die Zähigkeit durch die Dichte, durch die SiC-Korngröße, durch den freien Silizium Gehalt, sowie durch das Verhältnis SiC:Si beeinflusst [1]. Im Gegensatz zu metallischen Werkstoffen kann bei SiSiC-Keramiken ein Ansteigen der Biegebruchfestigkeit bis 1200°C beobachtet werden [2]. Erst bei einer Anwendungstemperatur von über 1300°C beginnen die Festigkeitswerte von SiSiC zu sinken, da die Siliziumbindephase über 1410°C komplett aufschmilzt.

### Anwendungsbereiche:

Aus allen genannten Eigenschaften resultiert eine Vielzahl von Vorteilen dieser Keramik, die diesen Werkstoff zu einem kostengünstigen Hochtemperatur- und verschleißarmen Konstruktionswerkstoff machen.

Schon seit Jahren finden SiSiC-Keramiken Einsatz als Wärmetauscher, Gleitringdichtungen, Schweiß- und Brennerdüsen, wo insbesondere Eigenschaften, wie hohe thermische Leitfähigkeit, gute Warmfestigkeit und der geringe Verschleiß vorausgesetzt werden.

Weitere Anwendungsgebiete für SiSiC-Keramiken sind die Solarenergietechnik, Müllverbrennungs- und Kraftwerksanlagen, sowie in der Umwelttechnik und im Verschleißschutz.

Im Bereich der Verschleißtechnik stehen vor allem die hohe Härte, das gute Reibverhalten und die chemische Passivität im Vordergrund. Verschleißbeanspruchte Bauteile wie Gleitlager, Gleitringdichtungen werden in Zukunft pulvermetallurgische Werkstoffe vom Markt drängen.

Die schwindungsfreie Herstellung kombiniert mit guten Hochtemperatureigenschaften und sehr guten Temperaturwechselbeständigkeit lassen den Einsatz im Ofen- und Anlagenbau zu.

Erfolgreich eingesetzt werden heute erosiv und korrosiv beanspruchte Anlagenteile wie Röhren, Rohrbögen und Ventile.

Zukunftsträchtig sind die Entwicklungen von keramischen Substratschichten für Solarzellen auf Basis von SiSiC-Keramiken [3], Leichtbau-Laserspiegel mit integrierten Kühlkanälen, sowie Komponenten für Diffusionsöfen in der Mikroelektronik.

### Literatur

- [1] COHRT, H. (1985): Herstellung, Eigenschaften und Anwendung von reaktionsgebundenem, siliziuminfiltriertem Siliziumcarbid. - Z. f. Werkstofftechn. 16: 277-285.
- [2] KENNEDY, P. & SHENNAN, J. V. (1973): An Assessment of the Performance of Refel Silicon Carbide under the Conditions of Thermal Stress. - Proc. Brit. Ceram. Soc. 22: 67-87.
- [3] RÄUBER, A., EYER, A. & POHLMANN, H.-J. (1998): Ceramic substrate for solar cells with a thin crystalline silicon layer. - PCT Int. Appl., 1-28.

**CORRELATION OF MIOCENE PUMICE-BEARING PYROCLASTIC DEPOSITS  
IN THE PANNONIAN BASIN**

by

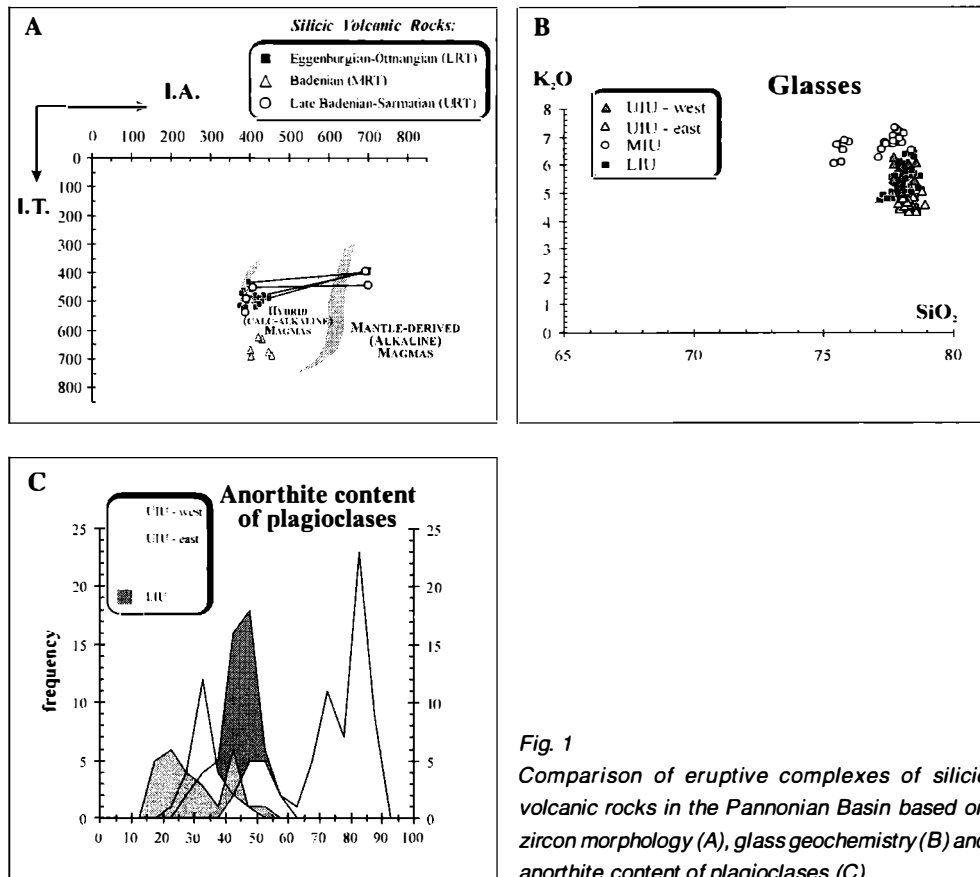
**R. Lukács, Sz. Harangi & I. Oláh**

Department of Petrology and Geochemistry  
Eötvös University, Múzeum krt, 4/A, H-1088 Budapest, Hungary

Discrimination and correlation of pyroclastic flow deposits is important in structurally complex regions, where long-lived volcanic activity took place and therefore these volcanic products provide keys to the regional stratigraphic framework. The Neogene evolution of the Carpathian-Pannonian Region (CPR) was accompanied by various volcanic activities [1]. Among them, repetitive explosive eruptions of silicic magmas resulted in large volume pyroclastic deposits covering a large area (more than 200 000 km<sup>2</sup>) during the Miocene (from 20 to 13 Ma). These volcanic products are traditionally divided into three horizons, called as 'Lower Rhyolite Tuff' (LRT), 'Middle Rhyolite Tuff' (MRT) and 'Upper Rhyolite Tuff' (URT), respectively (e.g. [2]). However, recent studies (e.g. [3]), questioned this rigid classification and suggested nearly continuous multiple eruptions of silicic magmas from different volcanic centres during the Miocene. These volcanoclastic horizons are separated by fossiliferous sediments in the basement of the basins, but it is very difficult to distinguish them in other areas. Thus, one of the major challenges in the study of the silicic volcanic rocks of the CPR is to find tools to correlate the scattered deposits extending over the Pannonian Basin. The K/Ar radiometric age data appear to have not enough resolution to distinguish clearly the main volcanoclastic horizons (e.g. [4]). In this paper, we present the results of a combined physical volcanology, zircon morphology, petrographic, mineral and bulk rock geochemical study on the Miocene silicic pyroclastic rocks of the Pannonian Basin. We emphasize that the simultaneous use of these criteria provides a powerful tool in discrimination and correlation of scattered pyroclastic deposits.

In comparative studies of volcanoclastic deposits it is important to define first the volcanic activity units. An eruption unit is a deposit defined as a thickness of volcanic material deposited from an eruptive pulse (lasting for a few minutes to a few hours), an eruptive phase (lasting for days) or an eruption (lasting for years; [5]). These eruption units could be single pyroclastic flow or fall units among others. Furthermore, we can define larger volcanic units, such as volcanic complexes produced by an eruptive epoch (lasting for thousands of years) and volcanic fields built up by eruptive periods (lasting for millions of years; [5]). The resolution of the comparative studies (i.e. what kinds of volcanic activity units are compared) depends on the amount and quality of the exposed deposits.

In the southern slope of the Bükk Mts. (Bükkalja Ignimbrite Volcanic Field), a large number of outcrops of fresh silicic volcanic products can be found that cover a formation age between 21 Ma and 13.5 Ma [4]. Therefore, this region provides an excellent opportunity to test various tools to correlate the scattered localities. Paleomagnetic data are powerful tools in correlating the volcanoclastic horizons (volcanic complexes) of the Bükkalja region ([4]; Lower Ignimbrite Unit, LIU; Middle Ignimbrite Unit, MIU, Upper Ignimbrite Unit, UIU west and east), because two major rotations occurred during the period of the volcanic activity [6]. Thus, paleomagnetic rotation data serve as a strong framework in the comparative study of volcanic complexes. Furthermore, based on detailed physical volcanological studies, even smaller units have been distinguished such as pyroclastic flow and fall units. This allowed us to test various criteria how eruption units can be correlated in terms of their petrologic, geochemical etc. features.



*Fig. 1 Comparison of eruptive complexes of silicic volcanic rocks in the Pannonian Basin based on zircon morphology (A), glass geochemistry (B) and anorthite content of plagioclases (C).*

We demonstrate that the combined use of zircon morphology (Fig. 1A), petrography, glass geochemistry (Fig. 1B), mineral chemistry (e.g. anorthite content of plagioclases; Fig. 1C; FeO content of biotites) and composition of silicate melt inclusions hosted by quartz provides a powerful tool to discriminate and correlate the Miocene silicic volcanic complexes and even eruptive units in the Pannonian Basin.

## References

- [1] HARANGI, SZ. (2001): Neogene to Quaternary Volcanism of the Carpathian-Pannonian Region - a review. - Acta Geol. Hung. in press.
- [2] HAMOR, G., RAVASZ-BARANYAI, L., HALMAI, J., BALOGH, K. & ÁRVA-SOS, E. (1987): Dating of Miocene acid and intermediate volcanic activity in Hungary. - Ann. Inst. Geol. Publ. Hung., 70: 149-154.
- [3] OLAH, I. & HARANGI, SZ. (2000): Does a unique "Lower Rhyolite Tuff Horizon" exist in the Pannonian Basin? - Vijesti Hrvatskoga geoloskog društva, 37/3: 93.
- [4] MARTON, E. & PÉCSKAY, Z. (1998): Complex evaluation of paleomagnetic and K/Ar isotope data of the Miocene ignimbritic volcanics in the Bükk Foreland, Hungary. - Acta Geol. Hung., 41/: 467-476.
- [5] FISHER, R. V. & SCHMINCKE, H.-U. (1984): Pyroclastic rocks - Springer Berlin Heidelberg New York, p. 472.
- [6] MARTON, E. & FODOR, L. (1995): Combination of paleomagnetic and stress data - a case study from North Hungary. - Tectonophysics, 242: 99-114.

**UNUSUAL PGE-, REE-, AU- AND U-RICH MINERAL ASSEMBLAGE  
IN MANTLE-DERIVED CHROMITITES FROM THE EASTERN ALPS, AUSTRIA:  
A COMBINED MULTI-DISCIPLINARY STUDY**

by

**K. N. Malitch**

Institute of Geological Sciences  
University of Leoben, Peter-Tunner Strasse 5, A-8700 Leoben, Austria

Highly unusual assemblages of platinum-group minerals (PGM), rare earth-, gold- and uranium-rich accessory minerals from geologically and compositionally distinct chromitites (podiform and banded types) at Kraubath and podiform chromitite at Hochgrössen have been evaluated during FWF-Projects M505 and M601-CHE "Platinum-group element geochemistry and mineralogy in Eastern Alpine ultramafic massifs" Parts of these results have been summarized recently [1, 2].

The Kraubath and Hochgrössen dunite-harzburgite massifs, two large mantle relicts in the Eastern Alps, have been interpreted as part of a dismembered Precambrian to Early Paleozoic, strongly deformed and metamorphosed ophiolite complex, which originated in a supra-subduction setting [3-6, etc.]. However, the age of ultramafic protoliths is unknown. Preliminary data on Os-isotope composition of laurite, presented for the first time, help constrain the age of protolith(s) formation.

The predominant chromitite type at Kraubath and Hochgrössen is schlieren, deformed stringers and streaks of massive chromite not more than a few centimeters thick. These are considered to be typical of podiform chromitite. However, at Kraubath another, less abundant type of chromitite (i.e. sheet-like orebodies, banded type) is present as layers in a stratigraphically higher level of the massif (the Sommergraben area). Various accessory minerals from 3 different bedrock chromitites have been investigated by several techniques, including highly effective hydro-separation method and electron-microprobe analysis (EMPA). However, negative thermal ionization mass-spectrometry (NTIMS), to date, has only been applied to monophase Ru-Os sulfides in the size range of 45 - 100  $\mu\text{m}$  from the podiform chromitite of the Kraubath massif.

**Mineralogy and PGE-geochemistry**

Chemical composition of chromite varies from  $\text{Cr}\# [100 \cdot \text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})] = 73 - 77$  in the banded-type to  $\text{Cr}\# = 81 - 86$  in the podiform chromitite at Kraubath and Hochgrössen.

About 15 different PGM, one gold-rich mineral (tetraauricupride AuCu) and uraninite are firstly observed in the banded chromitite with pronounced enrichment of Pt and Pd relative to more refractory platinum-group elements (PGE) of IPGE-group (Os, Ir, Ru) like in those characteristic of crustal section of ophiolites. On the contrary, the podiform chromitites at Kraubath and Hochgrößen display a negatively sloping chondrite-normalized PGE pattern. This pattern is similar to typical ophiolitic-podiform chromitite. Twenty-one different PGM are recorded in the podiform chromitite from Kraubath, compared to 3 PGM and 2 unnamed rare earth minerals in the podiform chromitite at Hochgrößen. Distinct PGE distribution patterns of different chromitites correspond well to variable PGM assemblages.

Banded chromitite is dominated by sperrylite (53 % of all PGM), which occurs in polyphase assemblages with an unnamed Pt-base metal (BM) alloy and Pd-rich minerals such as stibiopalladinite, mayakite, mertieite II, palladoarsenide, unnamed Pd-Rh-As and Pd(Pt)-(As,Sb) minerals. Banded type also contains PGE-sulfides (about 7 %), which are represented by a wide compositional range of the laurite-erlichmanite series and irarsite (8 %). Iridian osmium, geversite, unnamed Pt-Pd-Bi-Cu, tetraauricupride and Pb-Th-rich uraninite are present in minor amounts. Uraninite is characterised by high contents of PbO (13.63 - 17.04 wt.%) and ThO<sub>2</sub> (9.54 - 11.44 wt.%), yielding model ages between 1520 and 1780 Ma.

In contrast, podiform chromitite is dominated by laurite, which occurs in complex polyphase assemblages with PGE-alloys (Ir-Os, Os-Ir, Pt-Fe), PGE-sulfides (kashinite, bowieite, cuproiridsite, cuprorhodsite, unnamed Ir-rich variety of ferrorhodsite, braggite, unnamed Ni-Fe-Cu-Rh- and Ni-Fe-Cu-Ir sulfides) and Pd telluride (keithconnite). A variety of PGE-sulfarsenides (33 %) including irarsite, hollingworthite, platarsite, ruarsite and a number of intermediate species have been identified, while sperrylite and stibiopalladinite are subordinate (2 %). Unnamed rare earth minerals are present as mono- and polyphase grains. Their composition is dominated by Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (51.15 - 52.85 wt.%), La<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (25.32 - 26.32 wt.%), Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (14.89 - 15.83 wt.%) and Gd<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (6.19 - 7.6 wt.%).

### **Os-isotope constraints**

The <sup>187</sup>Os/<sup>188</sup>Os ratio was used to identify the substantial source and model (mantle-derived) osmium-isotope age of PGM. The <sup>187</sup>Os/<sup>188</sup>Os value, measured by NTIMS, in single Os-rich laurite grains from podiform chromitite at Kraubath was found to range from 0.1158 to 0.1162. Therefore, first age estimates on the formation of the ultramafic protoliths, based on osmium isotopic composition of Ru-Os sulfides, yield model ages in the range of 1630 - 1685 Ma, assuming chondritic mantle reservoir. The model ages obtained indicate that the matter source for PGE-mineralization had been the Proterozoic mantle. The Rb-Sr isotope-geochemical system identifies several younger metamorphic events that occurred in the vicinity of the Kraubath and Hochgrößen massifs at c. 400 and 100 Ma [6, FARYAD et al. unpublished data]. In this context, the model Os-isotope ages obtained (1630 - 1685 Ma) indicate the high stability of the Os-isotope system within PGM, despite the occurrence of later thermal events. Os-isotope stability has also been demonstrated for detrital 3.1 Ga Os-rich alloys from the Evander goldfield, Eastern Witwatersrand, South Africa [7]. This feature is considered a promising sign in the evaluation of Os-isotope composition of various PGM (e.g., Os-rich alloys, sulfides and sulfarsenides) from geologically and compositionally distinct chromitites at Kraubath as well as from podiform chromitite at Hochgrößen.

## Conclusions

The occurrence of about 30 PGM, two rare earth minerals, tetraauricupride and Pb-Th-rich uraninite from only three bedrock chromitite samples is highly unusual for an ophiolitic environment. Such unusual diversity, firstly observed in or close to the mantle section of an ophiolite, is due to the novel investigation approach undertaken in this study. Consequently, geologically, geochemically and mineralogically distinct banded chromitite from Kraubath might be considered as indicative for the transition zone of an ophiolite, closely above the mantle section with podiform chromitite, rather than representative of the crustal cumulate pile. Model ages of Ru-Os sulfides vary from 1630 to 1685 Ma. Therefore, they indicate the existence of Precambrian parent ultramafic protolith originated at the PR2-PR3 boundary.

## Acknowledgements

Financial support by the Austrian Science Fund and productive atmosphere in the Institute of Geological Sciences is gratefully acknowledged.

## References

- [1] MALITCH, K. N., MELCHER, F. & MÜHLHANS, H. (2001): Palladium and gold mineralization in podiform chromitite at Kraubath, Austria. - *Mineral. Petrol.* 73 (In press).
- [2] MALITCH, K. N., THALHAMMER, O. A. R., KNAUF, V. V. & MELCHER, F. (in press): Diversity of platinum-group mineral assemblages in banded and podiform chromitites from the Kraubath ultramafic massif, Austria: evidence for an ophiolitic transition zone? - *Mineral. Deposita*.
- [3] STUMPFL, E. F. & EL AGEED, A. (1981): Hochgrössen and Kraubath - Teile eines paläozoischen Ophiolit-Komplexes. - *Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergr. Landesmuseum Joanneum* 42: 161-169.
- [4] NEUBAUER, F. (1988): Bau und Entwicklungsgeschichte des Rennfeld-Mugel- und des Gleinalm-Kristallins (Ostalpen). - *Abh Geol B-A.* 42: 1-137.
- [5] MELCHER, F. (2000): Chromite and platinum-group elements as indicators of mantle petrogenesis. - Unpubl. Habil. thesis. Mining University Leoben, 202 pp.
- [6] PUHI, J. (2000): Vergleichende Petrologie und Geochemie von ultramafischen Massiven der Ostalpen. - Unpubl. PhD thesis, Mining University Leoben, 332 pp.
- [7] MALITCH, K. N., KOSTOYANOV, A. I. & MERKLE, R. K. W. (2000): Mineral composition and osmium isotopes of PGE-mineralization of Eastern Witwatersrand, South Africa. - *Geology of Ore Deposits* 42: 253-266.



**FLUID INCLUSIONS STUDY IN QUARTZ, APATITE AND NEPHELINE FROM THE  
DITRAU ALKALINE MASSIF, TRANSYLVANIA (ROMANIA)**

by

**I. Márton<sup>1,2</sup>, J. Gál<sup>1,2</sup>, E. Benő<sup>1,2</sup>, A. Fall<sup>1,2</sup>, Á. Gál<sup>1</sup>, K. Török<sup>3</sup> & Cs. Szabó<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Department of Mineralogy and Petrology

Babeş-Bolyai University, Cluj-Napoca (UBB), str. M. Kogalniceanu, nr.1., Romania

<sup>2</sup>Department of Petrology and Geochemistry

Lithosphere Research Group, Eötvös University, Múzeum krt. 4/A, 1088 Budapest, Hungary

<sup>3</sup>Department of Geophysics

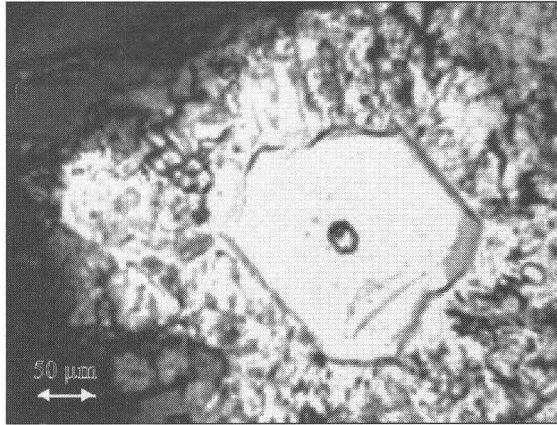
Eötvös University (ELTE), Ludovika tér 2, 1083 Budapest, Hungary

Formation of the Ditrau Alkaline Massif (East-Transylvania, Romania) could have been related to the opening of the Tethys Ocean between 230 Ma and 115 Ma (KRÄUTNER & BINDEA, 1998). The rifting process was accompanied by a complex igneous activity. According to MOROGAN et al. (2000), the whole massif is inferred to have originated from basanitic magmas of OIB-like character, generated by small degrees of melting of asthenospheric garnet lherzolite. However, the relatively hydrous nature of the Ditrau magmas leads to speculation that the primitive melts may have been modified by passage through hydrated (possibly amphibole-bearing) lithospheric rocks.

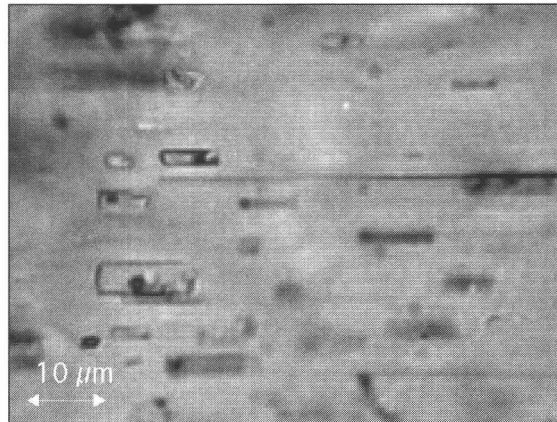
The main aim of our fluid inclusion study is to provide more information to better understand the evolution of the Ditrau Alkaline Massif. We have examined all the major rock types (alkali granites, syenites, monzonites, nepheline syenites, diorites/gabbros, hornblendites) collected from the best-known and studied locations (STRECKEISEN, 1960; PÁL-MOLNÁR, 2000).

Based on a careful petrographic study, primary fluid inclusions have been found in apatites (Figure 1) from diorites/gabbros and hornblendites, in nephelines (Figure 2) from nepheline syenites, and in quartzs from alkali granites. Fluid inclusions in apatite are rounded or negative crystal shaped. Their sizes are between 5 - 30 µm in diameters. They contain two phases: liquid and vapor (Figure 1). Fluid inclusions in quartz show rounded and irregular shapes. Their sizes range from 5 to 17 µm in diameters. They also contain liquid and vapor phases. Fluid inclusions in nepheline are elongated negative crystal shaped. Their emplacement is always parallel to the cleavage direction of the host mineral. Size of the fluid inclusions is between 2 - 40 µm in diameters. Two types of fluid inclusions can be distinguished in nephelines: 1) two-phase fluid inclusions containing liquid and vapor; and 2) multiphase fluid inclusions consisting of liquid, vapor and solid phase(s) (Figure 2). Among the solid phases only halite has been identified. However, unknown salt crystal(s) and/or trapped silicates are also visible.

Secondary two-phase fluid inclusions, occurring along intragranular healed fractures, can be seen in grains of apatite, quartz, calcite and titanite. However, these inclusions were ignored in this study.



*Fig. 1*  
*Two-phase negative crystal shaped fluid inclusion in apatite in diorite/gabbro.*



*Fig. 2*  
*Two-phase and multiphase negative crystal shaped fluid inclusions in nepheline in nepheline syenite. Emplacement of the fluid inclusions is the same as cleavage direction of the host mineral.*

Based on the microthermometric data and properties of the two-phase fluid inclusions, the fluid represent a simple NaCl-H<sub>2</sub>O system with different NaCl content. Fluid inclusions in apatite ( $T_h = 119 - 223^\circ\text{C}$ ) show high salinity (average 23 NaCl equ. wt.%), whereas those in quartz ( $T_h = 170 - 212^\circ\text{C}$ ) have low salinity (average 6.5 NaCl equ. wt.%). Two-phase fluid inclusions in nepheline ( $T_h = 196 - 288^\circ\text{C}$ ) have moderate salinity (NaCl ranging from 10.73 equ. wt.% to 17.43 equ. wt.%). However, the microthermometric properties of the multiphase fluid inclusions in nepheline have not been constrained properly, yet. These fluid inclusions represent complex salty water containing probably ions of Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, Cl<sup>-</sup>, CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>.

Based on the microthermometric data obtained for NaCl-H<sub>2</sub>O fluids (BODNAR & VITYK, 1994), experimental data for water saturated alkali granite (KONNERUP-MADSEN & ROSE-HANSEN, 1984), and the PT conditions of crystallization for nepheline in intrusive environment (KOGARKO & ROMANCHEV, 1977), the trapping conditions for the two-phase NaCl-H<sub>2</sub>O fluid inclusions in quartz and nepheline can be estimated by use of isochore intercept techniques.

Accordingly, trapping of fluid inclusions in quartz could have occurred at ranges of  $P = 4.5 - 6$  kbar and  $T = 510 - 530^{\circ}\text{C}$ . Whereas, trapping of fluid inclusion in nepheline could have occurred at range of  $P = 2.5 - 5$  kbar and  $T = 420 - 710^{\circ}\text{C}$

## References

- [1] KRÄUTNER, H. G. & BINDEA, G. (1998): Timing of the Ditrau intrusive complex (Eastern Carpathians, Romania). - *Slovak Geol. Mag.*, 4, pp. 213-223.
- [2] MOROGAN, V., UPTO, B. G. & FITTON, J. G. (2000): The petrology of the Ditrau alkaline complex, Eastern Carpathians. - *Min. and Petr.* 69, pp. 227-265.
- [3] STRECKEISEN, A. (1960): On the structure and the origin of the Nephelinsyenite Complex of Ditró (Transilvania). - 21th IGC. 13, pp. 228-238.
- [4] PÁL MOLNÁR, E. (2000): Hornblendites and diorites of the Ditró syenite massif. - University of Szeged, Szeged, pp: 172.
- [5] BODNAR, R. J. & VITYK, M. (1994): Interpretation of microthermometric data for  $\text{H}_2\text{O}$ - $\text{NaCl}$  fluid inclusions. - in: Fluid inclusions in minerals: methods and applications, Short Course of Working Group (IMA) in "Inclusions in Minerals" (Pontignano-Siena, 1-4 September 1994).
- [6] KONNERUP-MADSEN, J. & ROSE-HANSEN, J. (1984): Composition and significance of fluid inclusions in the Illimaussaq peralkaline granite, South Greenland. - *Bull. Mineral.*, 107, pp. 317-326.
- [7] KOGARKO, L. N. & ROMANCHEV, B.P. (1977): Temperature, pressure, redox conditions and mineral equilibria in agpaitic nepheline syenites and apatite-nepheline rocks. - *Geokhimiya*, No. 2, pp. 19-216.

**MONAZITE-(SM), A NEW MEMBER OF THE MONAZITE GROUP  
FROM THE ANNIE CLAIM #3 GRANITIC PEGMATITE, SOUTHEASTERN MANITOBA**

by

**M. Masau, P. Černý<sup>1</sup>, M. A. Cooper<sup>1</sup>, R. Chapman<sup>1</sup> & J. D. Grice<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Department of Geological Sciences  
University of Manitoba, Winnipeg, MB R3T 2N2, Canada

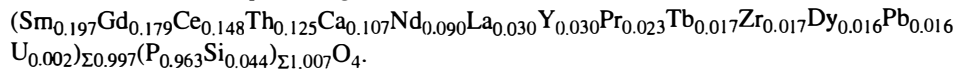
<sup>2</sup>Canadian Museum of Nature  
Research Division, Ottawa, ON K1P 6P4, Canada

Monazite-(Sm) was found in the Annie Claim #3 pod of lepidolite-subtype granitic pegmatite, within the Greer Lake intrusion of pegmatitic leucogranite, in the Archean Bird River Subprovince of the Superior Province, in southeastern Manitoba. The subellipsoidal, subhorizontal body of the pegmatite is approximately 10 x 7 metres in size, with distinct concentric zoning. The zones show an inward progression of changing texture and mineral assemblage, exemplified by a border-to-core succession of five main types of mica (from muscovite to lithian muscovite and lepidolite), associated mainly with albite and quartz. Microcline-perthite is sporadic in the outermost zones and absent from the intermediate and inner zones. Accessory minerals include spessartine, cesian beryl, cassiterite with exsolved zirconian-hafnian wodginite, manganocolumbite, manganotantalite and rare primary wodginite, microlite, uranpyrochlore, ferrotapiolite, probable formantite-(Y), apatite, zircon with exsolved coffinite, uraninite, dysprosian xenotime-(Y) and monazite-(Sm). The pegmatite and the parent pegmatitic granite do not contain any minerals of B or phosphates of Li, Al, Fe or Mn, and sulphides are extremely rare.

Monazite-(Sm) forms tabular crystals  $\leq 0.4$  mm in size, associated with manganocolumbite, quartz, albite and lithian muscovite. Monazite-(Sm) is yellowish, translucent, with a white streak, vitreous to greasy luster and no observed fluorescence. One good cleavage is present, tenacity is brittle, and the fracture is uneven. Monazite-(Sm) has no observable pleochroism;  $\alpha = 1.768$  (5),  $\beta = 1.771$  (3),  $\gamma > 1.808$  (3);  $2V$  meas. =  $28(8)^\circ$ ,  $X = b$ ,  $Z \wedge c = 9^\circ$  ( $\beta$  obtuse). It is monoclinic, space group  $P2_1/n$ ; refinement from single-crystal and powder X-ray-diffraction data gave  $a = 6.725(1)$ ,  $6.739(3)$ ,  $b = 6.936(1)$ ,  $6.951(3)$ ,  $c = 6.448(1)$ ,  $6.462(3)$  Å,  $\beta = 104.02(1)^\circ$ ,  $104.03(4)^\circ$ ,  $V = 291.8(1)$ ,  $293.6(2)$  Å<sup>3</sup>,  $Z = 4$ ;  $D_{\text{calc}}$  from average chemical composition 5.512 and 5.548 g/cm<sup>3</sup>. The strongest lines of the (Gandolfi) X-ray diffraction pattern [ $d$  in Å(I)(hkl)] are: 4.647(5)(011), 4.164(8)(-111), 3.492(4)(111), 3.264(7)(200), 3.065(10)(120), 2.857(9) (-112).

The monazite-(Sm) contains, in wt.%, up to 14.29 Sm<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 13.48 Gd<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and 6.28 Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, and moderate percentages of huttonite and brabantite components.

The most Sm-rich composition gives:



The middle-REE-dominant signature of the Annie Claim #3 monazite-(Sm) is shared with the broadly associated Y(Ta,Nb)O<sub>4</sub> mineral (probably formanite-(Y)) and dysprosian xenotime-(Y). This exotic pattern of REE abundances is possibly generated by selective and differential complexing of REE in the granite-to-pegmatite solidification sequence.

**ELASTISCHE ANOMALIEN BEI MINERALEN UNTER DRUCK**

von

**R. Miletich<sup>1</sup>, R. J. Angel<sup>2</sup>, S. Rath<sup>1</sup>, M. Kunz<sup>1,3</sup>, A. Friedrich<sup>1</sup>, W. Schranz<sup>4</sup> & A. Tröster<sup>4</sup>**

<sup>1</sup>Labor für Kristallographie

ETHZ, Ch-8092 Zürich, Schweiz

<sup>2</sup>Department of Geological Sciences

Virginia Polytechnic Institute, VA 24060 Blacksburg, USA

<sup>3</sup>Naturhistorisches Museum

Augustinergasse 2, CH-4001 Basel, Schweiz

<sup>4</sup>Institut für Experimentalphysik

Universität Wien, A-1090 Wien

Die elastischen Konstanten eines Materials, die den Zusammenhang zwischen externen mechanischen Kräften und der Deformation eines kristallinen Festkörpers beschreiben, zeigen normalerweise eine gleichmässige und annähernd lineare Entwicklung über einen weiten Bereich von Druck und Temperatur. Variationen in P und T können mitunter aber auch spontane, relativ drastische Änderungen der strukturellen Konfiguration auf atomarer Ebene bedingen. Materialien, die einer solchen Phasentransformation unterliegen, zeigen oft – bei Approximation ihrer Stabilitätsgrenzen – anormale Verhaltensweisen, die mitunter starke Variationen einzelner die Elastizität beschreibender Tensorkomponenten mit sich bringen [1]. Derartige Anomalien manifestieren sich durch betont nichtlineare Abhängigkeiten der Druck-entwicklung der elastischen "Konstanten" über einen gewissen P,T-Bereich in unmittelbarer Nähe der kritischen Übergangspunkte. Hinsichtlich temperaturinduzierter Phasenübergänge existiert eine Vielzahl an Beispielen experimentell belegter Anomalien [2], aber nur wenige sind für druckinduzierte Effekte bekannt [3], was primär auf die experimentellen Meßschwierigkeiten bei Hochdruckuntersuchungen zurückzuführen ist.

Mit den erzielten Fortschritten in der Hochdruck-Röntgendiffraktometrie [4] ist es nun möglich auf Basis hochauflösender Beugungsexperimente an Einkristallen in der Diamant-Stempelzelle extrem gute Datensätze statischer isothermaler Kompressibilität zu erzielen. In dieser Studie wurden von Mineralphasen, die bekannterweise einem druckinduzierten Phasenübergang unter hydrostatischen Bedingungen  $\leq 100$  kbar unterliegen, die statischen Kompressibilitäten untersucht, vor allem ihr Verhalten in unmittelbarer Nähe der Phasen-übergänge. Die Untersuchungen erfolgten an Pyroxenen, Akermannit, Titanit-Malayait, Cordierit, und Effenbergerit-Gillespit.

Das Versagen von konventionellen Modellen [5] zur Beschreibung der thermodynamischen Zustandsgleichung verlangt im Fall stark anomal elastischem Verhaltens einen neuen theoretischen Ansatz zur Beschreibung der Kompressibilität im kritischen Bereich des Übergangsdruckes  $P_c$ . Basierend auf einem erweiterten Modell der Landautheorie, in der die Beschreibung der freien Energie mit einem nichtlinearen Term für die Elastizität erstmals verwendet wird, konnten die experimentell bestimmte Datensätze erstmals physikalisch sinnvoll dem geringen Messfehler entsprechend präzise nachvollzogen werden [6]. Hinsichtlich der überraschenden Größenordnung, sowohl des Ausmasses die Kompressibilität betreffend (bis zu 300 % der "normalen" Entwicklung) als auch den vom anormalen Verhalten betroffenen Druckbereich soll auf die potentielle Bedeutung im Rahmen geophysikalischer Modellierungen verwiesen werden.

### References

- [1] CARPENTER, M. A. & SALJE, E. K. H. (1998): *Eur. J. Mineral* 10, 693.
- [2] CARPENTER, M. A., SALJE, E. K. H., GRAEME-BARBER, A., WRUCK, B., DOVE, M. T. & KNIGHT, K. S. (1996): *Am. Mineral.* 83, 2 und KITYK, A., SOPRUNYUK, V. P., FUITH, A., SCHRANZ, W. & WARHANEK, H. (1996): *Phys. Rev. B* 53, 6337.
- [3] HAUSSÜHL, S. (1983): *Solid St. Comm.*, 46, 423.
- [4] MILETICH, R., ALLAN, D. R. & KUHS, W. F. (2001): *MSA Rev. in Min. and Geochem.* 41, 445 und ANGEL, R. J., DOWNS, R. T. & FINGER, L. W. (2001): *MSA Rev. in Min. and Geochem.* 41, 559.
- [5] ANGEL, R. J. (2001): *MSA Rev. in Min. and Geochem.* 41, 35 (2001) und ANDERSON, O. L. (1995): *Equations of State of Solids for Geophysics and Ceramic Sciences*, Oxford University Press, Oxford.
- [6] TRÖSTER, A., SCHRANZ, W. & MILETICH, R.: *Phys. Rev. Lett.* (submitted) und MILETICH, R., SCHRANZ, W. TRÖSTER, A., ANGEL, R. J. & FRIEDRICH, A.: *Science* (submitted)

MELTING PROPERTIES OF ICE III, (V), VI AND THEIR ISOCHORIC GRADIENT  
OF WATER UP TO 20 KBAR AND 300°C – A REVIEW OF LITERATURE DATA

by

**P. W. Mirwald**

Institute of Mineralogy and Petrography  
University of Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck

A reexamination of literature data on the melting of ice I-VII and the PVT-behavior of water the range of -20 to 300°C and 1 to 20 Kbar has been conducted.

The basic data for the melting of different ice-modifications has been produced by TAMMANN (1900) and BRIDGMAN (1912 a,b; 1935; 1937) which only have been modified in slight details by later workers (PETRENKO & WHITNORTH, 1999). As to the reevaluation of the PVT-behavior of water the NBA Steam tables served for this study being augmented by some low temperature data by BRIDGMANN (1912a,b).

Starting point of this study was the reexamination of the melting of ice of which the P-T phase diagram is displayed in Fig. 3. While ice I, V and VII show a fairly regular melting behaviour the melting curves of ice II and VI exhibit an abnormally curved course with a "kink" at 2.3 and at 8.3 kbar. From a phase theoretical point of view this insinuated a more complex situation between solid, melting and liquid than previously assumed.

The inspection of the PVT-data of water revealed some irregularities when plotted in isothermal and isobaric sections respectively. The compression and thermal expansion of materials, expressed by its coefficients  $dV/dP_T$  and  $dV/dT_p$ , are related to the isochoric gradient by the expression  $dV/dT_p / dV/dP_T = - dP/dT_V$ . The isochoric gradients were calculated for the above outlined P-T-frame. Some examples of the gradient curves plotted versus pressure and temperature respectively are displayed in Fig. 1 and 2.

The data reveal systematic changes in slope what may be interpreted as irregular and/or discontinuous volume behaviour of water. In addition, for a more precise determination of the P-T-position of slope changes the derivative have been used in some cases.

The results derived from the isochoric gradient curves have been incorporated in Fig. 3. They reveal a systematic volume/density variation of over the P-T-range reviewed what enables to construct a tentative pattern of P-T regions of different volume behaviour of water.

Generally, three major regimes (I, II, III) may be distinguished within the P-T-range studied. They are separated by two "boundaries" starting off at the "kink" in the melting curve of ice II and VI. These boundaries are in principle little pressure dependent exhibiting an average slope in the range of 25 to 35 bars/K. A further boundary of rather isothermal character is likely in the temperature range between 60 - 100°C which seems to subdivide the two lower pressure regions I and II. Generally, the available data do not allow a precise allocation of the boundaries so far.



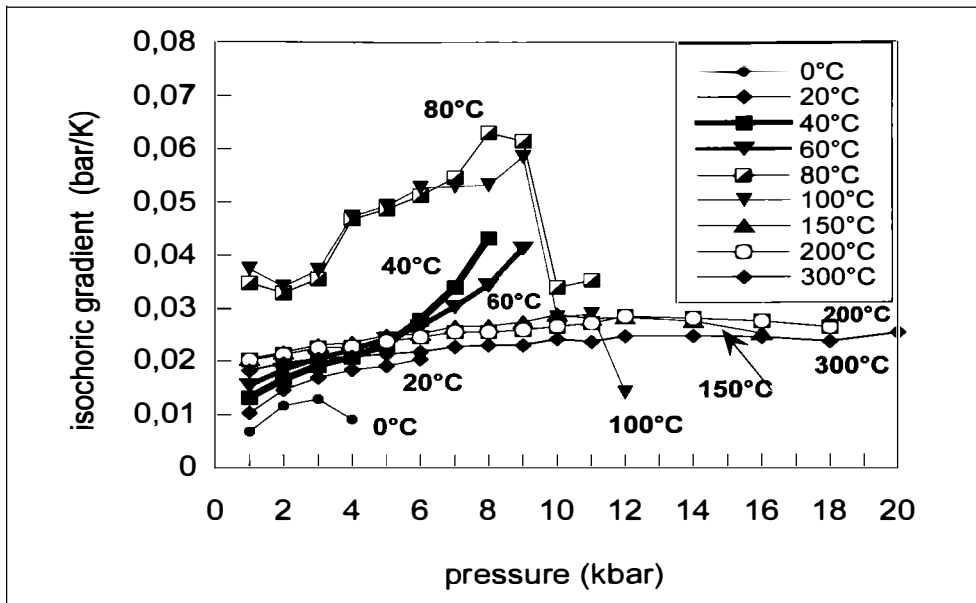


Fig. 1  
 Isochores of the isochoric gradient of water plotted versus pressure between 1 and 18 kb (cf. fig. 3:  $T$  isoch/ $p$ ).

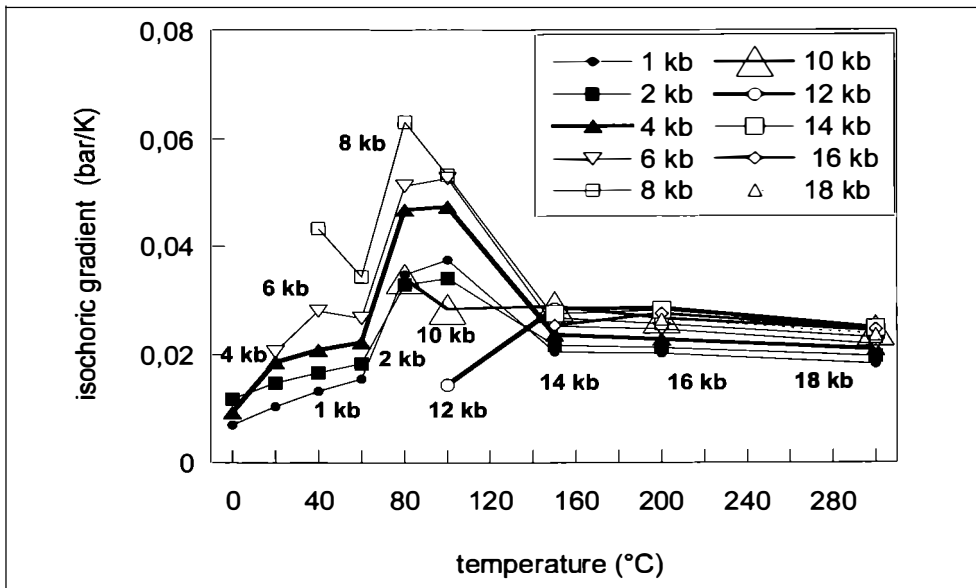


Fig. 2  
 Isotherms of the isochoric gradient of water plotted versus temperature between 0 and 300°C (cf. fig. 3:  $T$  isoch/ $t$ ).

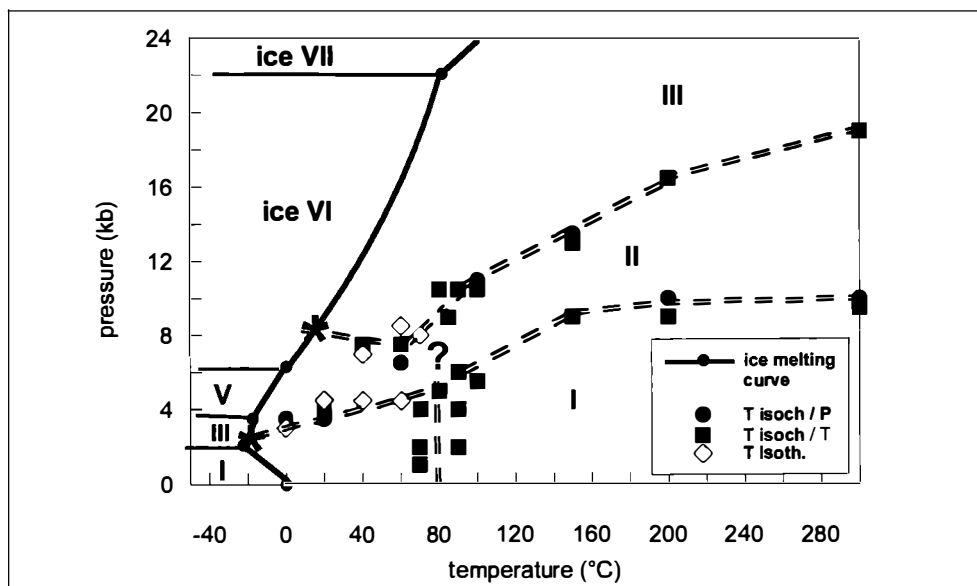


Fig. 3

Phase diagram of H<sub>2</sub>O; the melting curve of ice I, III, V, VI, VII and a tentative outline of P-T-regimes of different behaviour of the specific volume of water (dashed double lines). Symbols: T isoch/P and T isoch/P taken from isochoric gradient curves, see fig.1 and 2; T isoch: data taken from isothermal compression curves; stars: "kinks" in the melting curve of ice III and VI.

The finding of different P-T regimes for the specific volume behaviour of water insinuates different structural states. Possibly, this might also explain the often observed discontinuous solution rate behaviour of minerals in the temperature range 50 to 100°C, e.g. ANDERSON et al., (1991). A similar assumption might be valid for high P-T solution data e.g. by BECKER et al. (1985) and MANNING (1994), which indicate, at 700°C a first discontinuous rate change at 10 kbar and a second one at 19 kbar. If this proves true the slope of boundary I/II and II/III would significantly decrease.

For verification of these assumptions and for a more precise determination of the "boundaries" which separate the different P-T-regimes specific experiments are in progress.

#### Literature

- ANDERSON, CASTET, SCHOTT & MESNER (1991): *Geochim. Cosmochim. Acta* 55, 1769-1779.  
 BECHER, CEMIC & LANGER (1983): *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, 1573-1578.  
 BRIDGMAN (1912a): *Proc. Am. Acad. Arts Sciences*, 47, 441-558.  
 BRIDGMAN (1912b): *Proc. Am. Acad. Arts Sciences*, 48, 310-362.  
 BRIDGMAN (1935): *J. Phys. Chem.* 3, 597-605.  
 BRIDGMAN (1937): *J. Phys. Chem.* 5, 964-966.  
 HAAR, GALLAGHER & KELL (1984): *NBS/NRC Steam Tables*, Mc-Graw-Hill Book Comp., 1984.  
 MANNING (1994): *Geochim. Cosmochim. Acta* 58, 4831-4839.  
 PETRENKO & WHITNORTH (1999): *Physics of Ice*, Oxford Univ. Press, 1999.  
 TAMMANN (1900): *Ann. Phys., Ser. 4*, 2, 1-31.

**THERMAL EXPANSION BEHAVIOR OF DISORDERED AND ORDERED  
(NA)-MG-CORDIERITE BETWEEN 25 AND 700°C – A HIGH RESOLUTION XRD STUDY**

by

**P. W. Mirwald & R. Tessadri**

Institut of Mineralogy and Petrography  
University of Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck

Cordierite ( $[\text{Mg, Fe}]_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}\cdot n[\text{Na, H}_2\text{O, CO}_2, \text{etc.}]_{\text{channel}}$ , a framework silicate with characteristic channel elements, is an interesting mineral phase in granulitic metapelites and applied ceramics as well. Besides variable Mg/Fe ratios, sodium which is accommodated in the centre of the channel forming six membered ring elements, may be incorporated up to 0.6 mol% (WOLFSDORF & SCHREYER, 1992; MIRWALD, 1999).

Cordierite occurs in two structural modifications, high and low temperature cordierite. In nature the orthorhombic low temperature form prevails which is with respect to its Si-Al distribution ordered. In ceramics where cordierite is produced as polycrystalline material for numerous applications, it is of hexagonal symmetry being characterised by Si-Al disorder.

With respect to its physical properties the low thermal expansion behaviour of cordierite is very striking. Most studies have been performed on synthetic material (e.g. IKAWA et al., 1986). Measurements on natural material are rare (HOCELLA et al., 1979; ARMBRUSTER, 1986; SCHNEIDER & MIRWALD, 1999) due to the fact that fluid compounds in the structural channels as well as complex chemical compositions (MIRWALD, 1998) impair to reproducible conditions.

A reinvestigation of the thermal expansion on Mg-cordierite by X-ray powder diffractometry has been conducted between 25 - 700°C at 1 atm. The major goal was to study the influence of variable sodium content on its thermal behaviour, in particular with respect to the recently established thermal discontinuities (SCHNEIDER et al., 2001; MIRWALD, 1999) at some 250 - 300 and 500 - 600°C.

The material has been prepared from oxide mixes (cf. WOLFSDORFF & SCHREYER, 1992). Pure cordierite (indialite) was used from BAM (PEPLINSKI et al., 2000). For the thermal expansion measurements a Siemens D-5005 diffractometer (parallel beam optics, scintillation counter, Cu-target, 40kV, 40mA, 0.02 steps, 4 sec measuring time per step, 8 - 100 degrees  $\theta/2\theta$ ) equipped with a Paar HTK 1200 high temperature device (heating ramp 0.2°/sec in 10°C intervals from 20°C to 700°C) was used. Data evaluation have been done by using the Rietveld-algorithm implemented in TOPAS 2.0 (Bruker AXS).

In Fig. 1 a data compilation of the system synthetic Mg-cord. – NaMg-cord. is given – including our samples – relating the sodium content of Mg-cordierite by the elementary cell volume at some 25°C. Our samples cover the whole range of miscibility. Five compositions have been prepared (9, 15, 33, 53 and 55 mol%). After crystallisation from the glass all samples crystallised in the hexagonal high temperature form. Only the sodium free sample could be transformed into the rhombic low temperature form by heating at 1400°C for 20 days; the sample of 9 mol% Na-content turned out to be structurally and chemically inhomogeneous. In a first measurement campaign detailed thermal expansion measurements have been done on the chemical endmembers, hexagonal and rhombic 0.00 NaMg-cordierite as well as on hexagonal 0.60 NaMg-cordierite.

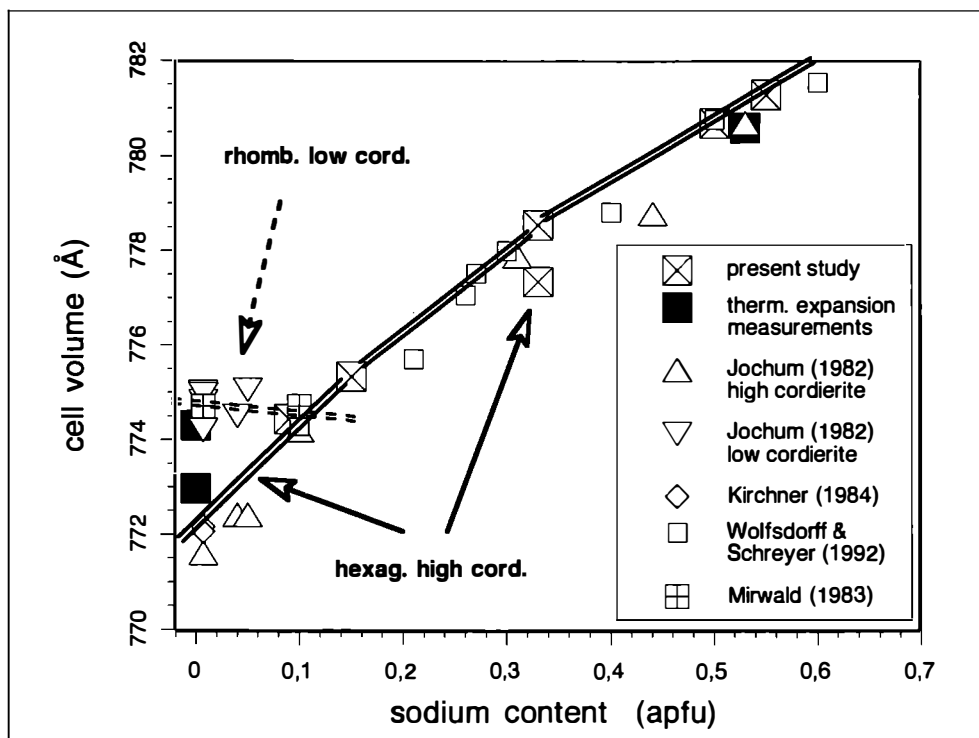


Fig. 1  
Plot of sodium content vs. cell volume compiled from different sources.

In a general way the data confirm the previous studies: small positive thermal expansion for the basis parameters and a negative expansivity for the c-parameter. However, detailed analysis of the three data sets reveals that the expansion behaviour is specifically different with respect to structural state as well as to the sodium content in the low temperature region up to 300°C (Fig. 2). In addition, the course of expanding volume curves show an irregular slope behaviour in the temperature region at 250 - 300°C and 550 - 600°C which is in relation to the sodium content of the samples. For comparison with the present data the volume expansion of White Well cordierite is also given in Fig. 2.

SCHNEIDER et al. (2001) recently have found a structural discontinuity in the temperature range 250 - 300°C. This discontinuity appears as a subtle kink in the lattice parameters, specially in the c-parameter, and is accompanied with a intensity jump of reflection peaks. A further discontinuity seems to be at 500 - 600°C. Both discontinuities are indicated in Fig. 2.

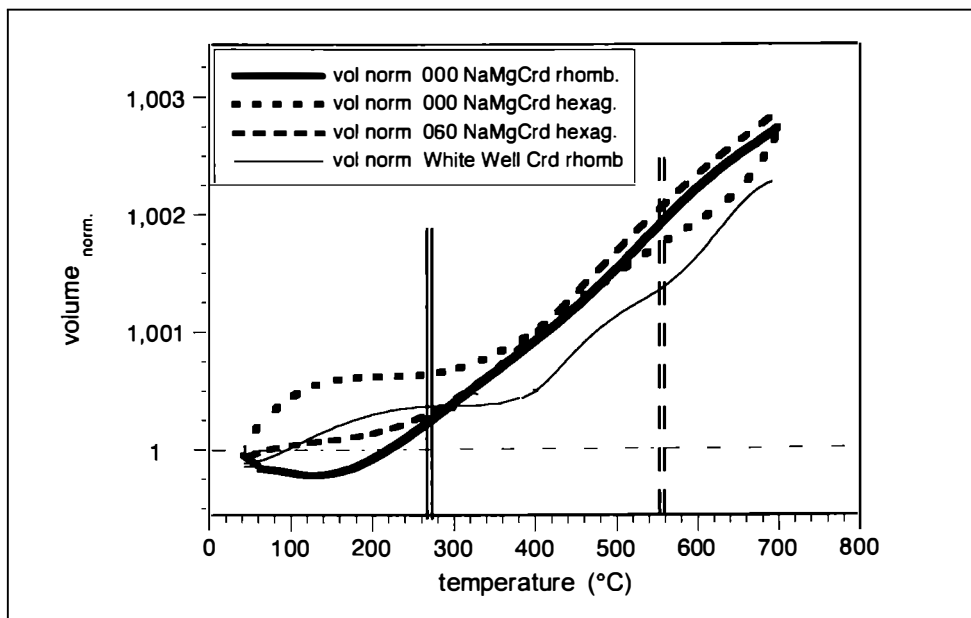


Fig. 2  
Temperature vs. cell volume (normalization: 25°C).

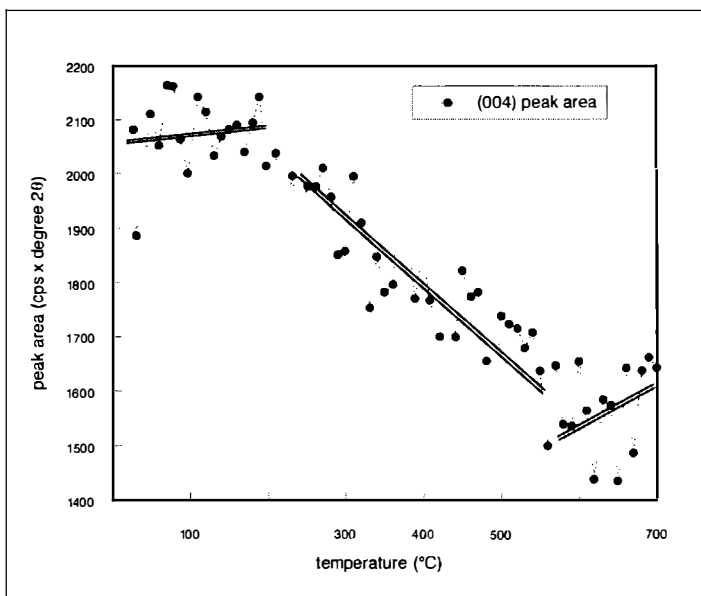


Fig. 3  
Temperature vs. peak area of the (004)-reflection of low cordierite ordered from high 000 NaMg-cordierite (indialite).

A comparable situation is encountered in the present data. While the cell parameters show only an indication of a kink, the change in intensity of the reflections is quite obvious as demonstrated by the peak area of the (004) reflection of the orthorhombic 000 NaMg-cordierite in dependence of temperature in Fig. 3.

These findings confirm previous work (MIRWALD, 1981, SCHNEIDER, TESSADRI & MIRWALD, 2001). They are supported by results obtained in electrical conductivity measurements (SCHMIDBAUER & MIRWALD, 1988a,b)) as well as by the H<sub>2</sub>O incorporation behaviour as reflected by changing slopes of the isohydrans (MIRWALD et al., 1979).

## References

- ARMBRUSTER, TH. (1986): Crystal structure refinement and thermal expansion of a Li, Na, Be-cordierite between 100 and 500 K. - Z. Krist. 174, 205-217.
- HOCELLA, M.F., ROSS, F.K. & GIBBS, G.V. (1979): High-temperature crystal chemistry of hydrous Mg-Fe-cordierites. - Am. Mineral., 64, 337-351.
- IKAWA, H., OZAGIRI, T. & IMAI, O. (1986) Thermal expansion of high cordierite and its solid solutions. - Yogyo Kyokai-Shi, 94, 3, 42-48.
- JOCHUM, C. (1982): Kinetik des H<sub>2</sub>O-Austausches und des Abbaus von synthetischem Mg-Cordierit. - Unpubl. diploma thesis, Ruhr-Universität Bochum, 74p.
- KIRCHNER, D. (1984): Experimenteller Lithium-Einbau in Mg-Cordierit. - Unpubl. diploma thesis, Ruhr-Universität Bochum, 142 p.
- MIRWALD, P. W. (1983): Crystal chemical effects of sodium on the incorporation of H<sub>2</sub>O and CO<sub>2</sub> in Mg-cordierite. - Terra cognita, 3: 163.
- MIRWALD, P. W. (1981): Evidence of phase transition in cordierite at elevated pressure and temperature. - Terra cognita, EUG, 1: 90.
- MIRWALD, P. W. (1999): Sodium incorporation into cordierite. - Ber. Dtsch. Mineralog. Ges., Beih 1, p. 157.
- MIRWALD, P. W., MARESCHE, W. V. & SCHREYER, W. (1979): Der Wassergehalt von Mg-Cordierit zwischen 500 und 800°C sowie 0.5 und 11 Kbar. - Fortschr. Mineral., 57, 1: 101.
- PEPLINSKI, B., MÜLLER, R., WENZEL, J., SOJRET, R. & SCHULTZE, D. (2000): An X-ray powder diffraction investigation of a fine-grained synthetic  $\alpha$ -cordierite powder. - Materials Science Forum, Vols. 321-324, 150-155.
- SCHMIDBAUER, E. & MIRWALD, P. W. (1998): Elektrische Eigenschaften von Cordierit - Frequenzabhängigkeit der elektrischen Leitfähigkeit und Kapazität zwischen 20 und 800°C. - Ber. Deutsche Mineralog. Ges. No.1, 1998, p.253.
- SCHMIDBAUER, E. & MIRWALD, P.W (1998): Elektrische Eigenschaften und strukturelle Variationen in Cordierit zwischen 200 und 800°C. - Mitt. Österr. Mineralog. Ges., 143, 345-348.
- SCHNEIDER, J. & MIRWALD, P. W. (1999)
- SCHNEIDER, J., TESSADRI, R. & MIRWALD, P. W. (1999): Re-examination of the thermal expansion of natural and synthetic cordierite between 25 and 800°C. - EUG XI, J. Conf Abstr. 6, (to be published).
- WOLFSBORFF, P. & SCHREYER, W. (1992): Synthesis of sodian cordierites in the system Na<sub>2</sub>O-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>. - N. Jb. Miner. Mh. 1992, 2: 80-96.

**THE YUBDO-DALETI AND TULU DIMTU ULTRAMAFIC ROCKS:  
A POTENTIAL SOURCE OF ECONOMIC DEPOSITS OF PLATINUM GROUP MINERALS**

by

**A. Mogessie<sup>1</sup>, K. Belete<sup>1</sup>, G. Hoinkes<sup>1</sup> & J. Bowles<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Institut für Mineralogie und Petrologie  
Universität Graz, Universitätsplatz 2, A-8010 Graz

<sup>2</sup>John F. W. Bowles Mineral Science Ltd.  
109 Asheridge Road, Chesham, Buckinghamshire, England HP5 2PZ

The 9 km long and 45 km wide ultramafic intrusion of Yubdo lies on the southern tip of a NNE–SSW striking lineament which includes the Daleti and Tulu Dimtu ultramafic intrusions covering a distance of 100 kms in western Ethiopia. Although the presence of platinum group minerals in both the Daleti and Tulu Dimtu ultramafic intrusions has yet to be proved, the platinum group element (PGE)/chondrite normalized plots show that all three intrusions display an Alaskan type layered intrusion trend as opposed to the ophiolitic origin that has been proposed by previous researchers in the region.

These ultramafic rocks are underlain by precambrian basement consisting mainly of gneisses, mica schists, quartzites and chlorite schists. Acidic intrusive rocks include syn-tectonic granodiorites, hybrid granites, quartz diorite and diorite porphyries which intrude the ultramafics.

There is an estimated 12.060 kg of platinum reserves in the weathered lateritic deposit of Yubdo with an average platinum content of 0.336 g/t of ore. Placer platinum and gold workings are common in the Yubdo area along the Alfe and Birbir rivers in addition to the known elluvial-alluvial lateritic placer deposits on the top of the birbirite and dunitic rocks belonging to the ultramafic intrusion.

The platinum group minerals are found in the form of Pt-Fe nuggets. They contain a wide variety of inclusions ranging from hollingworthite, irarsite, erlichmanite, laurite, genkinite, stibio-palladinite, and osmium laths with iron oxide coatings (MOGESSIE et al., 1999; BOWLES, 1986) suggested that a chemical agent must have been responsible for their sculpting and the extreme polishing observed on some alluvial platinum nuggets from Yubdo. The embayed and sculpted surfaces of the platinum-iron nuggets and their intimate association with fine grained iron oxides in the cavities of the nuggets documented from Yubdo are also features of gold grains considered to have grown in a lateritic environment. The similarities between gold and the platinum-group elements (PGM) indicate that the processes of formation of gold in laterites are likely to be paralleled by comparable development of PGM.

Based on the investigation made one can conclude that 1) the occurrence of droplets of PGM in chromites from bore hole ultramafic samples at depth suggests a magmatic origin; and 2) a remobilization and transport of the Pt-Fe alloys have taken place from a possible dunitic source and concentrated them in the laterites. Since the remobilization of the PGE is related to a hydrothermal fluid and structurally controlled, there is a possibility of finding an enriched platinum deposit as an offshoot mineralization in the basement intruded by the ultramafic rocks.

This work was financed by FWF project PI 3643-GEO.

### **References**

- [1] BOWLES, J. F. W. (1986): The development of Platinum-Group Minerals in Laterites. - *Econ. Geol.* 81: 1278-1285.
- [2] MOGESSIE, A., BELETE, K., HOINKES, G., & ETTINGER, K. (1999): Platinum mineralisation in the Yubdo ultramafic rocks, western Ethiopia. - In *Mineral Deposits: Processes to Processing*, STANLEY et al. (eds), Balkema, Rotterdam. 751-754.



**Mg<sup>2+</sup>, Fe<sup>2+</sup> - VERTEILUNG IN SYNTHETISCHEM OLIVIN (FA50FO50)**

by

**M. Morozov<sup>1</sup>, C. Brinckmann<sup>2</sup>, H. Kroll<sup>2</sup>, W. Lottermoser<sup>1</sup>, G. Tippelt<sup>1</sup> & G. Amthauer<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Institut für Mineralogie  
Universität Salzburg, Hellbrunnerstrasse 34, A-5020 Salzburg

<sup>2</sup>Institut für Mineralogie  
Universität Münster, Corrensstrasse 24, D-48149 Münster

In der Olivin Mischkristallreihe Mg<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub> Forsterit (fo) - Fe<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub> Fayalite (fa) mit der Raumgruppe Pnma besetzen Mg<sup>2+</sup> und Fe<sup>2+</sup> zwei kristallographisch unterschiedliche Gitterplätze: 4c mit der Punktsymmetrie m (M2) und 4a mit der Punktsymmetrie (M1). Wie mehrere Untersuchungen gezeigt haben ist die Mg<sup>2+</sup>, Fe<sup>2+</sup>-Verteilung auf M2 und M1 temperaturabhängig [e.g. 1, 2, 3].

In der vorliegenden Untersuchung wurden Olivine mit der Zusammensetzung 50 mol% fo und 50 mol% fa aus stöchiometrischen Mischungen der Oxide MgO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, and SiO<sub>2</sub> bei hohen Temperaturen und kontrollierten Sauerstoff-Fugazitäten (CO/CO<sub>2</sub>) synthetisiert. Diese Proben wurden dann bei Temperaturen zwischen 500°C und 800°C in Abständen von 25°C getempert und dann abgeschreckt. Von diesen Proben wurden <sup>57</sup>Fe Mössbauer Spektren mit einem üblichen Mössbauer Spektrometer mit Heizvorrichtung für den Absorber aufgenommen.

Die bei Zimmertemperatur des Absorbers aufgenommenen Spektren zeigen nur 2 Resonanzabsorptionslinien, die sich für quantitative Zwecke nicht genügend genau durch 2 Dubletten auswerten lassen. Bei höheren Absorbtemperaturen ist das Spektrum besser aufgelöst und ermöglicht eine quantitative Auswertung durch 2 Dubletten, die sich dem M1- bzw. dem M2-Platz zuordnen lassen. Deshalb wurden alle Spektren bei einer Absorbtemperatur von 300°C aufgenommen. Bei dieser Temperatur ist auch kein Kationenaustausch zwischen den M1- und M2-Positionen innerhalb der Messzeit eines Spektrums (5 Tage) zu erwarten.

Die Ergebnisse unserer Messungen zeigen, dass Fe<sup>2+</sup> die M1-Plätze bevorzugt, und dass der Anteil an Fe<sup>2+</sup> auf M1 mit steigender Temperatur von 52.4 % bei 500°C auf 55.7 % bei 750°C zunimmt. Dies übersteigt deutlich den Messfehler von ± 1 %. Diese Resultate werden mit denen von Röntgen- und Neutronenbeugungsuntersuchungen verglichen [1, 2, 3] und thermodynamisch ausgewertet.

## References

- [1] HEINEMANN, R., STAAK, V., FISCHER, A., KROLL, H., VAD, T. & KIRFEL, A. (1999): Temperature dependence of Fe, Mg partitioning in Acapulco olivine. - *Amer. Mineral.* 84: 1400-1405.
- [2] RINALDI, R., ARTIOLI, G., WILSON, C. C. & MCINTIRE, G. (2000): Octahedral cation ordering in olivine at high temperature. I: in situ neutron single-crystal diffraction studies on natural mantle olivines (Fa12 and Fa10). - *Phys. Chem. Minerals* 27: 623-629.
- [3] REDFERN, S. A. T., ARTIOLI, G., RINALDI, R., HENDERSON, C. M. B., KNIGHT, K. S. & WOOD, B. J. (2000): Octahedral cation ordering in olivine at high temperature. II: an in situ neutron powder diffraction study on synthetic  $\text{MgFeSiO}_4$  (Fa50). - *Phys. Chem. Minerals* 27: 630-637.

SYNTHESIS AND CRYSTAL STRUCTURE OF  
A NEW LAYERED HYBRID GALLOPHOSPHATE CONTAINING OXALATE GROUPS

by

M. Mrak<sup>1</sup>, U. Kolitsch<sup>2</sup>, C. Lengauer<sup>2</sup>, V. Kaučič<sup>1</sup> & E. Tillmanns<sup>2</sup>

<sup>1</sup>National Institute of Chemistry

Hajdrihova 19, 1000 Ljubljana, Slovenia

<sup>2</sup>Institut für Mineralogie und Kristallographie

Universität Wien, Geozentrum, Althanstrasse 14, A-1090 Wien

The field of open framework materials has expanded dramatically during the last few years by introducing suitable organic ligands as part of the crystal structures, thus allowing a more flexible tailoring of the atomic architecture. The resulting materials can be described as hybrid inorganic-organic frameworks [1].

We have investigated the use of oxalic acid as an organic ligand having four potential donor sites for cation coordination. The compound  $(C_2N_2H_{10})_3[Ga_4(C_2O_4)_4(HPO_4)_4(H_2PO_4)_2]$  was prepared by hydrothermal synthesis under autogenous pressure using ethylenediamine (*en*) and oxalic acid as organic structuring agents. The title compound was accompanied by a second new oxalate-bearing gallophosphate,  $(C_2N_2H_{10})_2[Ga_2(C_2O_4)_2(HPO_4)_3] \cdot H_2O$ , described elsewhere [2]. The starting mixture, corresponding to the molar composition  $0.5 Ga_2O_3, 2 H_3PO_4, 2 H_2C_2O_4 \cdot 2 H_2O, 4 H_3BO_3, 2 en$  and  $202 H_2O$ , was placed in a Teflon-lined stainless-steel autoclave and heated at  $165^\circ C$  for five days. The structure was determined by single-crystal X-ray diffraction (CCD detector, MoKa radiation, room temperature).

It crystallises in triclinic space group P1 with  $a = 8.730(1), b = 11.575(1), c = 11.696(1) \text{ \AA}$ ,  $\alpha = 115.12(1), \beta = 90.07(1), \gamma = 111.23(1)^\circ$ ,  $V = 950.52(16) \text{ \AA}^3$ ,  $Z = 2$ ,  $R(F) = 5.63 \%$  for 2452 observed data with  $F_0^2 > 2\sigma(F_0^2)$ . The compound consists of anionic chains built of corner-linked alternating  $GaO_6$  octahedra and  $PO_4$  tetrahedra. Parallel chains are corner-linked to form corrugated sheets parallel to (011). Each  $GaO_6$  octahedron is coordinated to four mono- or diprotonated  $PO_4$  tetrahedra and one bidentate oxalate group. Charge neutrality is achieved by the incorporation of *en* in its diprotonated form. The *en* molecules, situated between and within the polyhedral sheets, interact with the inorganic framework via multipoint hydrogen bonding. Slight orientational disorder is observed for one of the three  $PO_4$  groups, and two of the three *en* molecules. These disorder features are interrelated. Thermogravimetric analyses indicate that the structure remains stable until  $\sim 250^\circ C$ , when the loss of *en* leads to a collapse of the structure. The total mass loss of 39.2 % corresponds to the weight of oxalate and *en*. A further characterisation using IR absorption and Raman spectroscopy is in progress.

This research has been supported by a Marie Curie Fellowship of the European Community programme 1.4.1 IHP under contract number HPMT-CT-2000-00138.

## References

- [1] RAO, C. N. R., NATARAJAN, S., CHOUDHURY, A., NEERAJ, S. & VAIDHYANATHAN, R. (2001): Synthons and design in metal phosphates and oxalates with open architectures. - *Acta Cryst.*, B57: 1-12.
- [2] MRAK, M., LENGAUER, C., KOLITSCH, U., KAUCIĆ, V. & TILLMANN, E. (2001): Synthesis and crystal structure of a novel layered microporous phosphate-oxalate  $(C_2N_2H_{10})_2[Ga_2(C_2O_4)_2(HPO_4)_3] \cdot H_2O$ . - *Eur. J. Mineral.*, 13, Beih. 1 (in press).

COMPLEX METASOMATIC ENRICHMENT OF THE UPPER MANTLE  
BENEATH WESTERN ALASKA: GEOCHEMICAL EVIDENCE FROM  
PERIDOTITE XENOLITHS IN CENOZOIC VOLCANICS

by

**S.B. Mukasa & A.V. Andronikov**

Department of Geological Sciences  
University of Michigan, Ann Arbor, MI 48109-1063, USA

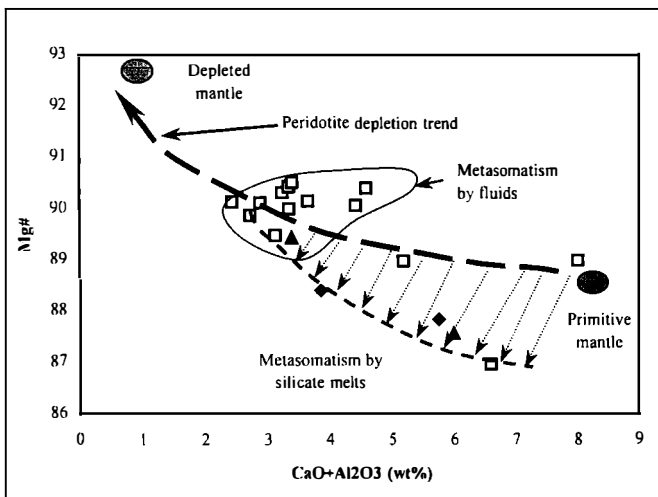
Upper mantle peridotite xenoliths from Cenozoic volcanics of Seward Peninsula, St. George Island (Pribilof Islands) and Nunivak Island were studied in terms of major oxide and trace element compositions. Xenoliths were found in volcanics displaying a time sequence of emplacements from 6 Ma (Seward Peninsula) through 2.5 Ma (St. George Island) to 0.5 Ma (Nunivak Island). Most peridotite xenoliths display evidences of complex metasomatic enrichment pronounced in terms of both major oxide and trace element abundances. Xenoliths show various types of major oxide and trace element distributions due to the existence of different tectonic environments in the region over time.

By the time of the Seward Peninsula volcanics eruption (6 Ma), rift-related metasomatism influenced the upper mantle beneath the region. The peridotite xenoliths display only signs of metasomatic enrichment by silicate melts through fractures: deviation of major oxide compositions from the depletion trend (Fig. 1), and steady enrichment of peridotites from more compatible to strongly incompatible trace elements (Fig. 2). No influence of subduction-related processes (such as metasomatism by fluids or recrystallisation front [1]) can be suggested for the region on the basis of chemical composition of the xenoliths. This observation is consistent with the suggestion about continental rift volcanism developed on Seward Peninsula [2].

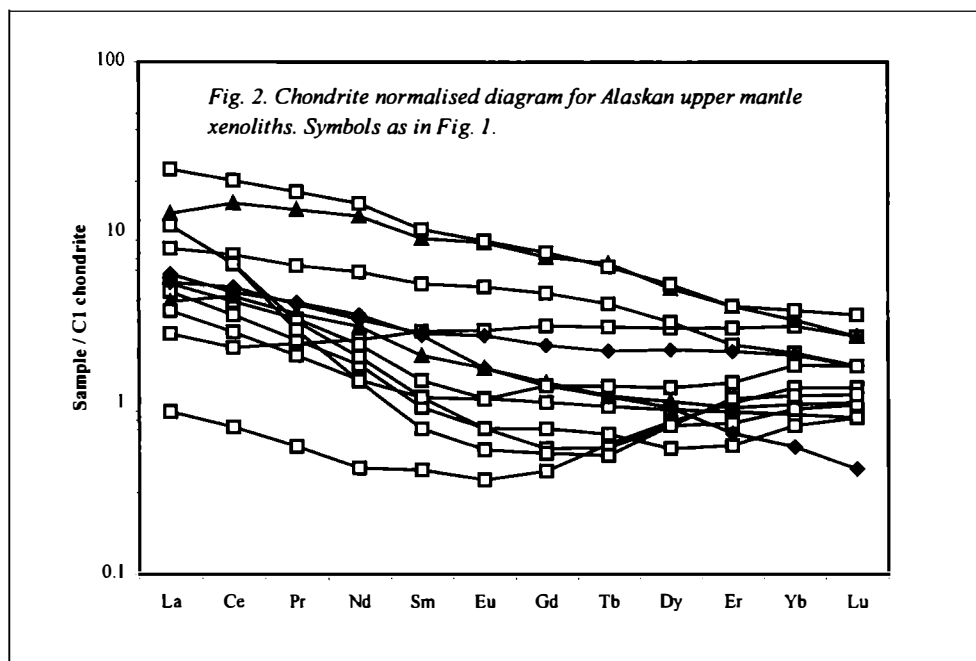
St. George xenoliths also do not display any signs of metasomatism by fluids or any traces of recrystallisation front influence. Metasomatism, as well as in the case of Seward Peninsula xenoliths is pronounced in the deviation of major oxide compositions from the depletion trend (Fig. 1), and in steady enrichment of peridotites from more compatible to strongly incompatible trace elements (Fig. 2). Since this closest to the Aleutian arc xenolith location does not display any signs of the subduction influence onto the upper mantle rocks, one can suggest that the rest of the studied region (located farther northward from the Aleutian arc) did not experience compression tensions by that time either. However, the subduction front from the Aleutian arc might have reached Pribilof Islands soon after 2.5 Ma.

On the other hand, Nunivak xenoliths (0.5 Ma) display fingerprints of the influence of both silicate melt- and fluid-induced metasomatism. In particular, the presence of abundant amphibole was noted in some xenoliths. Major oxide and trace element abundances of the Nunivak xenoliths are very variable (Figs. 1 & 2).

**Fig. 1**  
 Plot Mg# vs. weight percent (CaO+Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) for Alaskan upper mantle xenoliths.  
 Squares: Nunivak peridotites; diamonds, Seward Peninsula peridotites; Triangles: St. George peridotites.



All the variability of the Nunivak xenolith compositions can be due to the depletion in basalt components (with increase of the rocks Mg#) and in strongly incompatible trace elements (resulted from melting and melt extraction) followed by metasomatism by silicate melts, and by metasomatism by ascending recrystallisation front (resulted in selective depletion of the rocks in MREE and enrichment in LREE [3]). Although by 0.5 Ma fluid flux from the subduing ocean lithosphere slab reached the Nunivak Island region, this flux did not have sufficient time yet to erase all signatures of the previously existed continental rift tectonic regime, and some isolated mantle fragments even have kept nearly primitive mantle characteristics (Figs. 1 & 2).



If subduction-related processes started to influence the lithosphere beneath St. George Island shortly after the xenolith-bearing volcanics eruption (2.5 Ma), it would take ~2 m.y. for the subduction front to travel 150 - 170 km (the distance from St. George Island to Nunivak Island with respect to the Aleutian arc). Thus, the rate of the northward horizontal movement of the subduction front in the Late Cenozoic should be about 7 - 8 cm/year, which is consistent with the present-day North Pacific Plate movement at 5 - 10 cm/year [4].

## References

- [1] KELEMEN, P. B. et al. (1992): Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction in the upper mantle. - *Nature* 358: 635-641.
- [2] TURNER, D. L. et al. (1981): Continental rifting— a new model for geothermal exploration of the central Seward Peninsula, Alaska. - *Geoth. Res. Council Trans.* 5: 213-216.
- [3] BODINIER, J.-L. et al. (1990): Mechanism of mantle metasomatism: geochemical evidence from the Lherz orogenic peridotite. - *J. Petrol.* 31: 597-628.
- [4] MAHLBURG KAY, S. & KAY, R. (1994): Aleutian magmas in space and time. - In: *The Geology of North America, G-1*, Geol. Soc. Amer.: 687-722.

**UPPER MANTLE PERIDOTITES FROM KIGLUAIK MOUNTAINS:  
EVIDENCE OF CRETACEOUS SUBDUCTION ZONE EXISTENCE  
BENEATH WESTERN ALASKA**

by

**S.B. Mukasa & A.V. Andronikov**

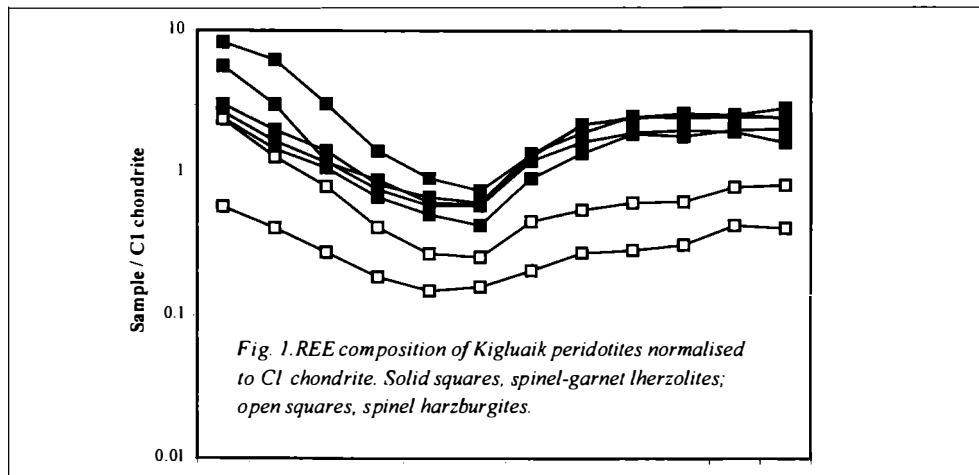
Department of Geological Sciences  
University of Michigan, Ann Arbor, MI 48109-1063, USA

Amphibole- and phlogopite-bearing spinel-garnet lherzolite, spinel harzburgite, and composite rocks consisting of the host harzburgite and veinlets of amphibole clinopyroxenite were collected in the Kigluaik Mountains region on Seward Peninsula. Kigluaik Mountains is a part of a broad Cretaceous magmatic belt that extends from northern Alaska to eastern Russia [1].

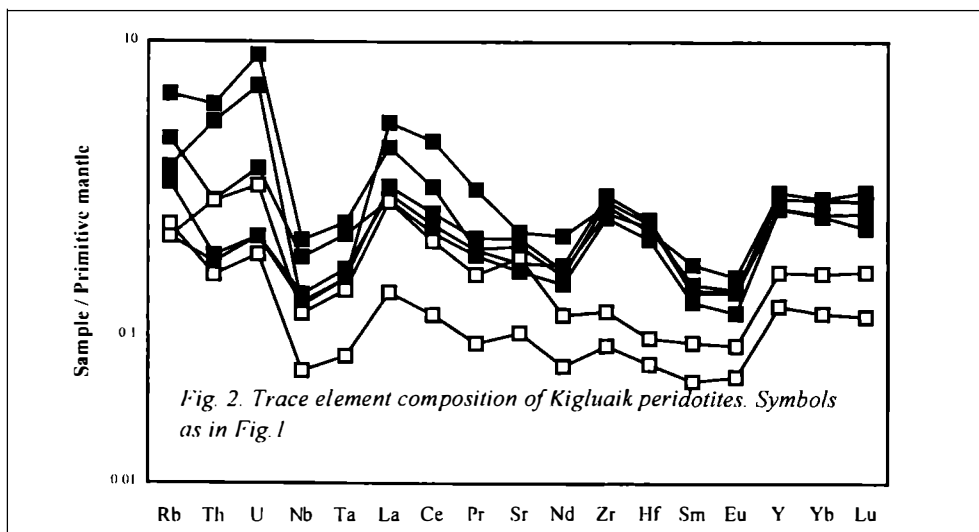
Kigluaik peridotites display major oxide features consistent with various degrees of the rocks melting and melt extraction. These events lead to the progressive depletion of the rocks in basalt components and to increase of Mg#. Since all high-Mg# Kigluaik peridotites are garnet-free varieties, the shallowest upper mantle horizons should have experienced intensive melting and melt extraction, whereas garnet-bearing peridotites do not display signs of intensive melting. In terms of mantle thermal regime, it is unusual that the shallower horizons experienced intensive heating resulted in partial melting, whereas the deeper horizons did not. The uppermost mantle horizons were probably separated from a mantle convection cell, whereas deeper mantle horizons might be involved into the mantle convection. Garnet-free peridotites can be considered then as fragments of mantle preserved in part ancient characteristics.

Kigluaik peridotites display pretty steady HREE chondrite-normalised patterns, which are changing by sharp MREE depletion, and then by strong enrichment in LREE (Fig. 1). Primitive mantle normalised diagram for spinel-garnet lherzolites shows that such trace elements as Zr and Hf display marked peaks, whereas Nb and Ta display a deep trough (Fig. 2). The rest of the trace elements displays steady enrichment from Nd to La. Harzburgites do not display peaks at Zr-Hf, but also display pronounced troughs at Nb-Ta (Fig. 2). It is known that if melt segregated from the Earth's mantle into the crust flows pervasively through porous peridotite, the reaction surface (recrystallisation front) is nearly unlimited, and large volumes of melt and host peridotite are likely to interact [2, 3]. Combined chromatographic effect and solidification of the small melt fractions at distance from the recrystallisation front are to create moderate to very strong U-shaped REE patterns in peridotites ahead of the front [3]. Variation in melt fraction across the front explains the spatial variation in the degree of recrystallization, REE fractionation, and HFSE abundances. The depletion in incompatible elements toward the recrystallisation front in particular affects the MREE.





The favorable conditions for porous melt flow could exist in the upper mantle hanging wall of subduction zones, due to the presence of volatiles in the melt migration system [4]. The presence of volatiles also accounts for the generation of hydrous phases in peridotite that can be one of the distinctive features of convergent tectonic settings in contrast to the extensional settings where volatiles are not so abundant. The presence of Nb-Ta troughs for Kigluaik peridotite trace element patterns along with high U- and Th-concentrations, and marked peaks at Zr-Hf (only for garnet-bearing peridotites) can suggest influence of crustal component-bearing arc melts on the upper mantle rocks [5]. Since the U-shaped REE patterns are observed for peridotites from different upper mantle horizons, the recrystallisation front influenced the whole "sampled" upper mantle section with the strongest influence onto the deepest horizons. Since both Nb-Ta troughs and Zr-Hf peaks are imposed onto the U-shaped peridotite patterns, one can suggest that the crustal component was introduced into peridotites at the latest stages of peridotite evolution when the deeper mantle levels became close to the ascending recrystallisation front.



The influence of subduction-related processes onto the upper mantle beneath Western Alaska was mainly due to the ascending recrystallisation front, which left its fingerprints in the trace element composition of Kigluaik peridotites. Before the setting up of the subduction-related environment in the Cretaceous, the upper mantle sections beneath the region experienced melting and melt extraction. However, mantle convection separated the deeper levels from the uppermost mantle horizons, and the signs of melting and melt extraction were preserved only in the shallowest mantle rocks of the spinel-stability field.

## References

- [1] AMATO, J. M. & WRIGHT, J. E. (1997): Potassic mafic magmatism in the Kigluaik gneiss dome, northern Alaska: A geochemical study of arc magmatism in an extensional tectonic setting. - *J. Geophys. Res.* 102: 8065-8084.
- [2] NAVON, O. & STOLPER, E. (1987): Geochemical consequences of melt percolation – the upper mantle as a chromatographic column. - *J. Geol.* 95: 285-307.
- [3] BODINIER, J.-L. ET AL. (1990): Mechanism of mantle metasomatism: geochemical evidence from the Lherz orogenic peridotite. - *J. Petrol.* 31: 597-628.
- [4] KELEMEN, P. B. (1990): Reaction between ultramafic rock and fractionating basaltic magma. I. Phase relations, the origin of calc-alkaline magma series, and the formation of discordant dunite. - *J. Petrol.* 31: 51-98.
- [5] MOLL-STALCUP, E. J. (1994): Latest Cretaceous and Cenozoic magmatism in mainland Alaska. - In: *The Geology of North America, G-1*, Geol. Soc. Amer.: 589-619.

**PRIVATE SAMMLER  
UND IHRE BEDEUTUNG FÜR DIE MINERALOGIE IN ÖSTERREICH**

von

**G. Niedermayr**

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

Wie viele andere Wissenschaften hat auch die erdwissenschaftliche Forschung ihre Wurzeln u.a. in der Beobachtungsgabe und im Eifer privater Sammler. Sie waren es in erster Linie, die in den vergangenen Jahrhunderten oft bedeutende Kollektionen von Naturobjekten zusammengetragen haben und aufgrund der Fülle dieses Materials auch Anstoß für eine systematische Ordnung dieser Objekte gaben (vgl. [1], [2], [3], [4]). Der Wechsel vom bloß kuriosen Naturobjekt zum wissenschaftlich wertvollen Baustein in einer systematischen Ordnung vollzog sich demnach in der mineralogischen Wissenschaft in der zweiten Hälfte des 18. Jahrhunderts. Auch das für eine wissenschaftliche Untersuchung notwendige Instrumentarium entwickelte sich erst nach und nach. Die Mineralogie ist dementsprechend eine verhältnismäßig junge Wissenschaft (vgl. [5]).

Die Basis jeder Wissenschaft war und ist auch heute das Sammeln von Objekten und Beobachtungen, wobei hier insbesondere in der mineralogischen Bestandsaufnahme dem privaten Engagement auch heute noch eine sehr bedeutende Rolle zukommt. Das belegen bzw. belegen die vorbildlich gepflegten systematischen Sammlungen von Dir. Viktor Vavrovsky (jetzt im Landesmuseum für Kärnten), Reg.Rat. Friedrich Hermann (jetzt im Stadtmuseum Villach) und Helmut Prasnik in Kärnten, von Simone und Mag. Peter Huber in Niederösterreich, von Otmar Wallenta in Oberösterreich (jetzt Stifftsammlung Kremsmünster) und Dr. Wolfgang Gabriel in Vorarlberg, um hier nur einige Beispiele zu nennen. So ergänzen sich Wissenschaft und privater Sammeleifer in positiver Weise. Das war den Proponenten der Gründungsversammlung der Wiener Mineralogischen Gesellschaft vor 100 Jahren bereits klar. Nicht von ungefähr weist August Ritter von Loehr, der gemeinsam mit dem Direktor der Mineralogisch-Petrographischen Abteilung am k.k Naturhistorischen Hofmuseum, Friedrich Berwerth, den eigentlichen Anstoß zur Bildung der Gesellschaft gegeben hat, auf den großen wissenschaftlichen Wert privater Sammlungen hin und gibt die Anregung, dass die Besitzer solcher Sammlungen ihre Bestände den Mitgliedern der neu gegründeten Gesellschaft zugänglich machen. An den viele Jahre üblichen, einen Vortrag begleitenden Ausstellungen beteiligten sich so bekannte österreichische Sammler, wie u.a. Buschmann, Distler, Kürschner, Lechner, Loehr, Perlep, Schwarz, Veidl und Weinberger. Nach dem 2. Weltkrieg waren es insbesondere Kontrus, Metzger und Siegmund, die immer wieder Anschauungsmaterial für Vorträge zur Verfügung stellten.

Private Initiative zeigt aber nicht nur ihr Material, sie stellt auch bereitwilligst Untersuchungsmaterial für wissenschaftliche Zwecke zur Verfügung. Insbesondere die mineraltopographische Forschung wäre ohne die Unterstützung der privaten Sammler nie in dem Umfang möglich gewesen, wie das tatsächlich der Fall war und auch heute noch ist. Ein gutes Beispiel dafür sind die in mehrere hundert Einzelbeiträge gehenden Arbeiten von Heinz Meixner. Dazu kommt aber noch eine große Zahl jener Sammler, die – heute oft eingebunden in wissenschaftliche Projekte – in ihrer Freizeit unentgeltlich ihren wichtigen Beitrag zur Mineraldokumentation des Bundesgebietes leisten (z.B. Nationalparke "Hohe Tauern" und "Nockberge").

Naturgemäß ist nicht jeder Sammler gewillt und auch nicht in der Lage, fachlich fundierte Artikel, die auch einem gewissen wissenschaftlichen Anspruch gerecht werden, zu verfassen, aber auch in dieser Hinsicht haben eine Reihe von Personen sehr viel für die Mineralogie Österreichs getan. Namen wie August von Loehr, auf dem Sektor der Edelsteinkunde, Otto Fitz, auf sammlungsgeschichtlichem Gebiet, oder insbesondere auf dem Sektor der Mineraltopographie Simone und Peter A. Huber, Dietmar Jakely, Ludwig Kiesewetter, Karl Kontrus, Helmut Offenbacher, Manfred Puttner, Albert Strasser, Josef Taucher und andere sind im Schrifttum immer wieder anzutreffen. Albert Strasser hat darüber hinaus die vorläufig letzte Landesmineralogie von Salzburg vorbildlich zusammengestellt, und die Zeitschriften "Mineralobserver" bzw. "Mineralogisches Archiv Salzburg" wurden bzw. werden von ihm im Eigenverlag herausgebracht. Und auch die Zeitschriften "Die Eisenblüte", "MatriXX", "Mefos" und "Der steirische Mineralog" waren bzw. sind der Eigeninitiative privater Sammler zu verdanken. Darüber hinaus sind gerade in den letzten Jahren einige weltweit neue Mineralspezies beschrieben worden, deren Auffindung, Erkennung und teils auch wissenschaftlich korrekte Untersuchung auf private Initiative zurückzuführen ist. Dazu gehören etwa Galgenbergit, Leogangit, Mallestitit und Weinebeneit.

Natürlich erstreckt sich die Tätigkeit privater Sammler nicht nur auf das österreichische Bundesgebiet. Der steirische Sammler Franz Lammer etwa galt nicht nur als hervorragender Systematiker und Spezialist für das Mineral Lazulith sowie für die Mineralisationen der Magnesit-Talk-Lagerstätte Oberdorf an der Laming sondern er war auch ein besonderer Kenner der Lagerstätte von Tsumeb. Aufgrund seiner großen Verdienste um die Mineralogie wurde das von ihm als neues Mineral vermutete Cu-Arsenat von Laurani, Bolivien, ihm zu Ehren benannt (Lammerit).

Die wenigen hier genannten Beispiele zeigen, dass privaten Sammlern insbesondere bei der Mineraldokumentation des Bundesgebietes und darüber hinaus auch heute noch eine sehr wichtige Rolle zukommt und sie daher mit vollem Recht gewissermaßen als Helfer der Wissenschaft bezeichnet werden müssen. Ohne ihre Unterstützung wäre die mineralogische Erforschung Österreichs nicht so weit gediehen, wie wir das heute feststellen dürfen. Wir können aber auch davon ausgehen, dass auch außerhalb Österreichs private Sammlerinitiative einen sehr wesentlichen Beitrag bei der Erforschung der Mineralvorkommen der Welt leistet und auch in Zukunft weiterhin leisten wird (müssen).

## Literatur

- [1] GÜSSMANN, F. (1785): Lithophylacium Mitisianum. - Viennae: J. Kurzbeck, 692 S.
- [2] KARSTEN, D. L. G. (1789): Museum Leskeanum Regnum Minerale. Des Herrn Nathanael Gottfried Leske hinterlassenes Mineralienkabinet systematisch geordnet und beschrieben. - Leipzig: J. G. Müllersche Buchhandlung, 2 Bde., 578 und 280 S.
- [3] BORN, I. v. (1796): Catalogue methodique et raisonne de la collection des fossils de Mlle. Eleonore de Raab, 2 Bde. - Wien: J. V. Degen (I. Alberti), 500 und 499 S.
- [4] MOHS, F. (1804): Des Herrn J. F. von der Null Mineralien-Kabinet, nach einem, durchaus auf äussere Kennzeichen gegründeten System geordnet 2 Bde. - Wien: Camesinische Buchhandlung, 594 und 730 S.
- (5) FABIAN, E. (1986): Die Entdeckung der Kristalle. Der historische Weg der Kristallforschung zur Wissenschaft. - Leipzig: VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, 196 S.

ÜBER EIN VORKOMMEN VON VANADIUM-BERYLLEN  
AUS DEM ÖSTLICHEN HIMALAYA

von

**G. Niedermayr<sup>1</sup>, F. Brandstätter<sup>1</sup>, J. Ponahlo<sup>2</sup> & E. Henhapl<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Mineralogisch-Petrographische Abteilung  
Naturhistorisches Museum, Burgring 7, A-1010 Wien

<sup>2</sup>Slattingasse 6/Top a 5, A-1130 Wien

<sup>3</sup>Fa. Swietly Peony Perlen  
Westbahnstrasse 21/1/1, A-1070 Wien

Schon seit mehr als 20 Jahren sind die Vorkommen von Smaragden aus dem Hindukush-Gebirgszug in Pakistan und Afghanistan bekannt (Swat, Bucha, Sassi und Panjshir); sie sind zum größten Teil an Serpentin-Randgesteinsassoziationen geknüpft [1]. Der Fa. Swietly Peony Perlen, Wien, wurden schon vor vielen Jahren im Zuge einer Einkaufstour in Jaipur (Indien) von einem Schleifer einige Steine eines angeblich neuen, nur zeitweise beschürften, Smaragd-Vorkommens aus der östlichen Himalaya-Region (mit einiger Wahrscheinlichkeit aus Sikkim oder Bhutan stammend) angeboten. Es handelt sich dabei um insgesamt 8 Steine im Gewicht von 0.22 - 0.48 ct. Nähere Angaben zur Fundortsituation waren nicht zu erhalten, doch zeigen die Steine trotz teils typischer Dreiphaseneinschlüsse keine Übereinstimmung mit den üblicherweise auf dem Markt gehandelten Smaragden aus Rußland, Afrika, Indien, Brasilien oder Kolumbien.

Das Material unterscheidet sich hinsichtlich Chemismus und Einschlüssen auch grundsätzlich von den Smaragden aus dem Hindukush. Die Steine sind deutlich gelblichgrün gefärbt, mit einem Pleochroismus von gelblich zu bläulichgrün, reich an Einschlussphänomenen (Fluideinschlüsse und Festkörperphasen) und zeigen unter dem Chelseafilter eine deutliche Rotfärbung, was auf einen gewissen Anteil an Cr<sup>3+</sup> bzw. V<sup>3+</sup> schließen ließ. Nach Erscheinungsbild und Einschlussphänomenen sind zwei Typen zu unterscheiden. Ein etwas hellerer, an Festkörperphasen reicher Typus (Typ 1) steht einem dunkleren, einschlussärmeren und damit deutlich transparenterem Typus (Typ 2) gegenüber. Die Steine letzteren Typs zeigen kaum Festkörperphasen aber Fluideinschlüsse in Form typischer Dreiphaseneinschlüsse sowie parallel orientierter Hohlkanälchen. Die zum Teil clusterartig aggregierten Festkörperphasen im Typ 1 konnten mittels EDS-Analyse als in der Hauptsache aus Karbonat (Calcit) und Quarz bestehend identifiziert werden, zusätzlich ist noch Titanit anzugeben. Die Lichtbrechungswerte betragen unabhängig vom Typ für  $n_o = 1.590 - 1.600$  und für  $n_e = 1.582 - 1.592$ ; die Doppelbrechung schwankt zwischen -0.006 und -0.008.

Auch chemisch zeigen die beiden genannten Typen keine gravierenden Unterschiede. Die entsprechenden Werte wurden mittels EMS-Analyse bestimmt und sind anzugeben mit (Angabe in Gew.%): Na<sub>2</sub>O 0.80 - 2.13, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 13.1 - 18.4 und SiO<sub>2</sub> 63.9 - 68.3; die Werte für K<sub>2</sub>O, CaO, TiO<sub>2</sub>, MnO und NiO liegen fast immer unter 0.02 Gew.% (Nachweisgrenze). Der BeO-Gehalt ist mittels EMS nicht bestimmbar. FeO schwankt zwischen 0.27 - 0.95 Gew.%, der V<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Gehalt liegt zwischen 0.24 - 0.81 Gew.% und ist deutlich höher als der Gehalt an Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. So weist Typ 1 einen Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Gehalt von < 0.02 - 0.06 Gew.% auf; die Werte für Typ 2 liegen dagegen mit < 0.02 - 0.09 Gew.% geringfügig höher.

Dies steht in guter Übereinstimmung mit den Kathodenlumineszenzspektren der untersuchten Steine, die nur eingeschränkt auswertbar sind; ein Teil der Proben zeigt keinerlei Lumineszenz. Aufgrund des vorliegenden Datenmaterials handelt es sich bei dem Vorkommen von "Smaragden" aus dem östlichen Himalaya nicht um Smaragde im eigentlichen Sinn sondern gemäß dem Vorschlag von [2] um Vanadium-Berylle.

#### **Literatur**

- [1] SCHWARZ, D. (1987): Esmeraldas. Inclusiones em Gemas. - Ouro Preto: Imprensa Universiária Universidade Federal de Ouro Preto, 439 S.
- [2] HENN, U. (1992-): Über die Farbe und Farbensachen grüner Berylle und ihre nomenklatorische Abgrenzung. - Z. Dt. Gemmol. Ges. 41, 4: 156-158.

**ARE GRANITIC PEGMATITES A TOY FOR DESCRIPTIVE MINERALOGISTS  
OR A USEFUL TOOL FOR GEOLOGIST ?**

by

**M. Novák**

Department of Mineralogy, Petrology and Geochemistry  
Masaryk University, Kotlářská 2, 611 37 Brno, Czech Republic

Most geologists consider granitic pegmatites solely an object for descriptive mineralogical studies or a source of gemstones and attractive mineral specimens, despite economic importance of Li, Be, Ta and other elements at some pegmatite deposits. Granitic pegmatites are only sporadically used in discussions of regional geological evolution. However, are they really only a toy for descriptive mineralogists or can we use granitic pegmatites as a potentially useful tool for geological interpretations? In order to answer this question, we have to introduce granitic pegmatites not only as a source of attractive minerals but also as a rock with a well-defined and experimentally verified genesis [1] and with specific geological positions in the evolution of the crust [1,2].

The current classification of granitic pegmatites includes several distinct classes, types and sub-types, and families, [3]; in this paper, only more evolved (highly fractionated) rare-element granitic pegmatites of the LCT family will be considered. The other granitic pegmatites (e.g., NYF family, abyssal class) are outside the scope of this presentation and primitive barren pegmatites with simple mineral assemblages related to more evolved rare-element (LCT) pegmatites are commonly less useful.

Specific features of the rare-element (LCT) granitic pegmatites, which can be utilized in geological interpretations, are given as follows:

- Granitic pegmatites are the most evolved members of intrusive granitic systems commonly derived from or along with leucocratic peraluminous granites.
- Characteristic mineral assemblages and chemistry of minerals allow classification of pegmatites and their regional and comparative studies.
- Mineral assemblages in pegmatites (and in exocontact zones) are useful for derivation of PT conditions of the pegmatite emplacement.
- Low viscosity and low solidus of pegmatitic melts facilitate long-range propagation from their sources (5 to 10 km or even more) and emplacement of melt into relatively cold rocks.
- Very rapid crystallization of crystal-free melts (with no inherited crystals) due to strong overcooling and presence of minerals such as monazite, columbite, garnet, micas, zircon, apatite allow to use pegmatites for radiometric dating.



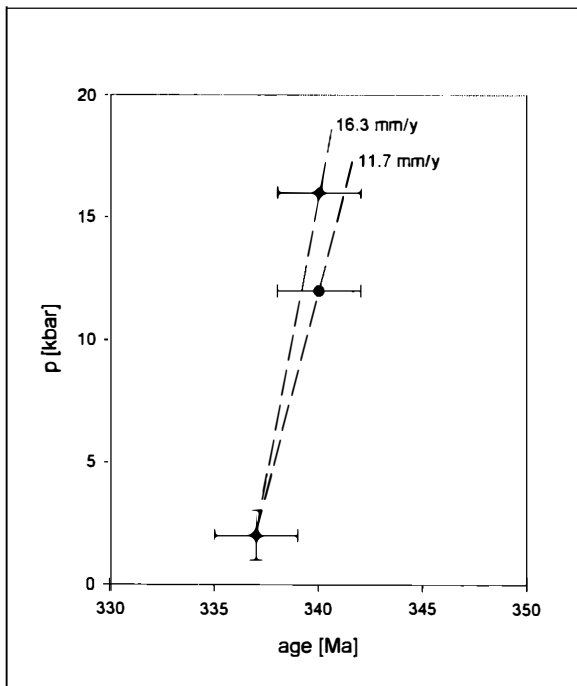
The following examples from the Bohemian Massif are presented to document how granitic pegmatites may contribute to discussions concerning geological interpretations in individual regions.

1. The distributions of specific types (subtypes) of granitic pegmatites in the Bohemian Massif open several questions concerning relationships between the individual geological regions.

Beryl-phosphate-columbite pegmatites occur exclusively in the Bavarian Moldanubicum and in the Domažlice-Poběžovice area; complex (Li) pegmatites are typical for the Moldanubicum (exclusive Bavarian Moldanubicum and Central Moldanubian Pluton area) and the Saxonian Granulite Complex; beryl-columbite pegmatites were found in the Hrubý Jeseník Mts., Silesicum and in the Western Carpathians (Považský Inovec, Malé Karpaty, Žiar, Nízke Tatry). The same pegmatite types or subtypes present in these particular regions and evident similarities in mineral assemblages and chemistry of minerals suggest at least similar protoliths, PT conditions of melting and magmatic differentiation.

2. Several well-defined belts characterized by the same subtype of complex (Li) pegmatites were observed in the Moldanubicum (western Moravia, southern Bohemia). These belts occur in distinct Moldanubian subunits (nappes) and cut their borders. The distribution of the belts demonstrates that the nappe stacking and regional metamorphism predate the emplacement of the rare-element granitic pegmatites.

3. Radiometric dating of monazite from rare-element granitic pegmatites (beryl-columbite subtype with abundant tourmaline) in the Moldanubicum yielded the age  $337 \pm 2$  Ma, which dates the PT conditions of pegmatitic melt emplacement at  $P \sim 2$  kbar and  $T \sim 500 - 550$  °C [4]. As these pegmatites cut various rocks including granulites dated at 340 Ma [5, 6], average exhumation rates inferred from these data, indicate extremely rapid exhumation during the Variscan orogeny, see Fig. 1.



*Fig. 1*  
Diagram showing radiometric data of monazite from rare-element granitic pegmatites [4] and of zircon from granulites [6] in the Moldanubicum; the calculated average exhumation rates are indicated by dashed lines; 1 kbar ~ 3.5 km.

In general, the study of rare-element granitic pegmatites may significantly contribute to our understanding of magmatic evolution of granitic complexes, and to metamorphism and late-tectonic to post-tectonic development during relatively low-pressure conditions. Radiometric data from rare-element granitic pegmatites can be used for calculation of exhumation rates in orogenic belts or other geological and geophysical interpretations.

This work was supported by the grant GAČR No. 205/99/0567.

### References

- [1] LONDON, D. (1996): Granitic pegmatites. - *Trans. Royal Soc. Edinburgh Earth Sci.*, 87, 305-319.
- [2] ČERNÝ, P. (1991): Rare-element granitic pegmatites. II Regional to global environments and paragenesis. - *Geosci. Canada*, 18, 68-81.
- [3] ČERNÝ, P. (1991): Rare-element granitic pegmatites. I. Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. - *Geosci. Canada*, 18, 49-67.
- [4] NOVAK, M., ČERNÝ, P., KIMBROUGH, D. L., TAYLOR, M. C. & ERCIT, T. S. (1998): U-Pb Ages of monazite from granitic pegmatites in the Moldanubicum and their geological implications. - *POCEEL International Symposium, Praha, September 30-October 2, Acta Univ. Carol., Geol.*, 42, 2, 309-310.
- [5] KRÖNER, A., O'BRIAN, P. J., NEMCHIN, A. A. & PIDGEON, R. T. (2000): Zircon ages for high pressure granulites from South Bohemia, Czech Republic, and their connection to Carboniferous high temperature processes. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 138, 127-142.

HIGH TEMPERATURE, LOW PRESSURE GARNET-BEARING PERIDOTITES  
FROM PRAGAUNIYEU: EVIDENCE FOR PLUME ACTIVITY IN NORTHERN PARAGONIA

by

Th. Ntaflos<sup>1</sup>, E. A. Bjerg<sup>2</sup>, C. H. Labudia<sup>2</sup>, M. Thöni<sup>3</sup>, C. Frisicale<sup>2</sup> & M. Günther<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Institute of Petrology

University of Vienna, Vienna, Austria

<sup>2</sup>Departimento de Geologia

CONICET, Universidad Nacional del Sur, Bahia Blanca, Argentina

<sup>3</sup>Institute of Geology

University of Vienna, Vienna, Austria

<sup>4</sup>Forschungsinstitut und Naturmuseum Senckenberg

Frankfurt, Germany

**Introduction:** Garnet-bearing mantle xenoliths in Pali Aike, southernmost Patagonia have been repeatedly reported in the past. We present, chemical and isotopic data and PT estimates for garnet-bearing mantle xenoliths from Praguaniyeu, a new locality close to the Meseta de Somuncura, in northern Patagonia.

**Results:** Xenoliths occur in tuffs, alkali basalts and basanites and comprise garnet-peridotites, garnet-spinel-peridotites and spinel-peridotites, and garnet-bearing spinel-clinopyroxenites. The majority of the xenoliths have equigranular texture. There is, however, a second suite of xenoliths with foliated textures. Minerals are homogeneous in composition and only the very outer opx and cpx rims have insignificantly lower Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> contents than the cores. Also very narrow kelyphite rims around garnet are present. In general, the equigranular garnet-bearing peridotites have higher Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (~ 7 wt.%) and Na<sub>2</sub>O (~1.8 wt.%) contents than the foliated (~ 4.5 and 1.0 wt.% respectively) ones. Garnets from both suites have similar mg# around 0.84, but different Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> contents (1.2 and 2.5 wt.% respectively). Similar trends were also obtained for spinel peridotites: equigranular spinel-peridotites have higher Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and Na<sub>2</sub>O contents (4.8 and 1.5 wt.% respectively) than the foliated (4.0 and 1.0 wt.% respectively) ones.

The major elements CaO and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> range from 4.5 to 0.80 wt.% and from 4.31 to 1.01 wt.%, respectively. In the CaO vs Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> diagram the most depleted samples define a linear trend which is different from the linear trend that define the most fertile samples (Fig. 2). It is therefore evident that Praguaniyeu xenoliths are not residues after different degrees of partial meltings of an initial fertile source. Apparently the most depleted samples represent an older depleted lithosphere and the most fertile a recrystallized one. The REE patterns in a chondrite-normalized diagram are flat (La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> ratios vary from 0.7 to 3.1) suggesting a moderate cryptic metasomatism (no hydrous phases are present).

Fig. 1  
*PT estimates for xenoliths from Pragauniyeu, northern Patagonia. The xenolith geotherm implies very high temperatures at relative shallow depth. Steady state geotherms are from [4], Australian geotherm from [5] and Pali Aike geotherm from [6].*

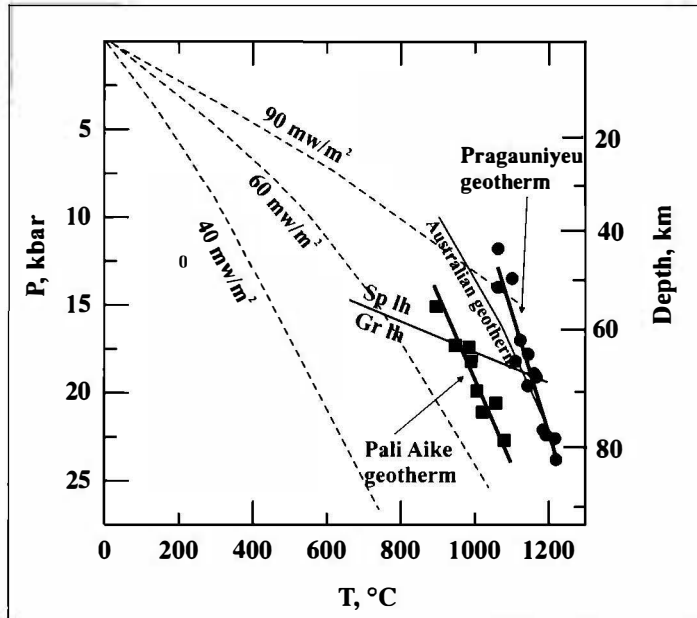
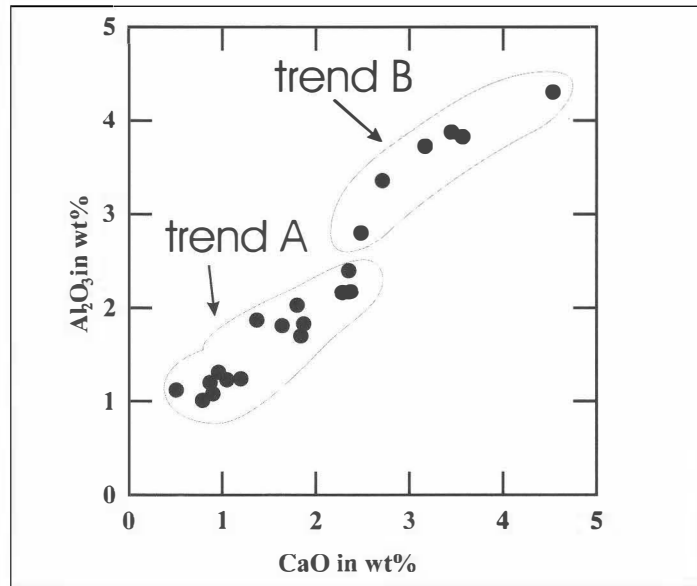


Fig. 2  
*Plot of CaO vs. MgO for major elements from Pragauniyeu xenoliths. Depleted and fertile xenoliths form different trends (trend A and trend B respectively).*



Ion-probe analyses have shown that gt and cpx in the foliated garnet-peridotites are not in equilibrium in respect of REE, since LREE in cpx are strongly depleted, resembling patterns similar to those of garnets. There is a correlation between texture and degree of LREE depletion. The equigranular garnet-bearing peridotites have cpx that are in equilibrium with gt ( $La \sim 6x$  chondritic). Conversely, cpx in the moderate foliated samples have  $La$  around 2 times chondritic and in the strongly foliated samples the LREE depletion is very high ( $La \sim 0.2$  times chondritic).

Equilibrium P-T estimates are calculated for garnet-bearing samples based on compositions of coexisting gt-cpx-opx and for spinel-bearing samples based on compositions of coexisting ol-cpx-opx. Temperature estimates were made with the two-pyroxene geothermometer of [1]. Pressure estimates were made with Al in opx coexisting with garnet [1] and Ca exchange between coexisting ol-cpx [2]. Tequil are unusual high and range from 1060°C to 1230°C, whereas Pequil are low, ranging from 12 to 24 kbars (Fig. 1).

The age of the equilibrated garnet-lherzolites as inferred from Sm-Nd mineral dating is  $29.4 \pm 5.7$  Ma (garnet-clinopyroxene;  $\epsilon_1 = +9.9$ ).

**Conclusions:** The preliminary results demonstrate that xenoliths from Pragauniyeu in northern Patagonia lie on elevated geotherms and represent an extreme high temperature, probably related to extensional tectonics due to the uplift of the same source that generated the Meseta de Somoncuro tholeiitic basalts. The young age of the subcontinental mantle in this area ( $29.4 \pm 5.7$ ), represents the closing of the Sm-Nd isotopic system between garnet-clinopyroxene after the Somoncuro extensive magmatic event (about 40 Ma ago). These features of the subcontinental mantle and the OIB signature of the Somoncuro basalts may suggest a rising plume in this area [3].

#### References

- [1] BREY, G. P & KÖHLER, T. P. (1990): *J. Petrol.* 3530-3550.
- [2] KÖHLER, T. P. & BREY, G. P (1990): *GCA*, 2375-2388.
- [3] KAY, S. M., et al. (1993): *XII Congress Geologico Argentino*. 236-248.
- [4] POLLACK, H. N. & CHAPMAN, D. S. (1977): *Tectonophysics*, 38, 279-296.
- [5] O'REILLY, S. Y & GRIFFIN, W. L. (1985): *Tectonophysics*, 111, 41-63.
- [6] KEMPTON, P. D., et al. (1998): in *Proceedings of the VII<sup>th</sup> International Kimberlite Conference*, (editors GURNEY et al.) volume 1, 403-414.

#### Acknowledgements

The work was supported in part by the Hochschuljubiläumsstiftung der Stadt Wien Pr. Nr. H-168/2000

## METALLOGENETIC FEATURES OF ALBANIAN OPHIOLITIC COMPLEX

by

**K. Onuzi & A. Cina**

Institute of Geological Research  
Blloku V, Shanto, Tirana

In Albania, the ophiolite belt, named Mirdita Ophiolitic Belt, is part of the Mesozoic Tethyan ophiolite belt. It is set on between the Dinarides in the north and the Hellenides in the south.

The metallogenic picture of the Albanian ophiolites is of high economic importance. Its complex character is related to the complex lithotypes, the large spatial development and the big thickness of lithologic column. Due to favourable conditions of development of ore-forming processes, the Albanian ophiolitic complex is distinguished by a high metallogenic potential. This complex shows distinctive features from those of the Dinarides and Hellenides ophiolites because abundant and diverse ore assemblages are present. The ultrabasic and basic rocks predominance is determined by the metallogenic climax of the chromium and copper mineralizations. Different PGE, Ti-magnetite, Ni-sulfide and arsenide, Ni+Co+Cu, Cu+Fe, Cu+Zn+Pb+Au etc. mineralizations and asbestos, talc, magnesite, lateritic Ni-silicate and Fe-Ni are found as well. Starting from the deepest mantle section of the Iherzolite and cpx-bearing harzburgite composition to cumulate and volcanic sequences, a spectacular metallogenic evolution is recognized. This is expressed by the geochemical element fractionation and the mineral assemblages replacement.

The Albanian ophiolite complex exhibit features of mid oceanic ridge (MOR) and supra-subduction zone (SSZ) - type ophiolites. The first one is a HOT-LOT (harzburgite ophiolite type-Iherzolite ophiolite type) and characterized by Pl-rich cumulate sequences, high-Ti basaltic pillow lavas and less depleted mantle sequences. The second one is a HOT (harzburgite) and characterized by Px-rich cumulate sequences, low-Ti tholeites and boninitic lavas and extremely depleted mantle sequences.

The development of the two ophiolite belts, produced in the different geodynamic settings, led to the diverse metallogenic scenarios. The mantle sequence of the MOR-type ophiolites consist of homogenous cpx-bearing harzburgites- (Iherzolites) with very rare thin dunite bands. The high-Mg and low-Ca contents and small differences in trace element content related to mantle ultramafic rocks of the SSZ-type ophiolites differ from typical Iherzolite-type ophiolites of western Mediterranean ones. The ultramafic suite is completed by Pl-bearing Iherzolites and dunites and olivine-hornblendites. The gabbroic rocks of MOR-type ophiolite have a limited extension and are represented by several small massifs of troctolite, olivine gabbro, leucocratic gabbro, apatite-bearing gabbro and ferrogabbro. Ultramafic intrusions (Iherzolite-wehrlite and their plagioclase-bearing varieties) cut the upper parts of the ultramafic suite and the gabbros.

The uppermost part of the MOR-type ophiolite suite consists of volcanic rocks, represented by basaltic pillow lavas and massive flows. The lowermost part of this volcanic suite is represented by gabbro-diabase rocks, whereas the upper part contains andesite-basalts and pyroclastics.

The SSZ-type ophiolites make up the eastern part of the Albanian ophiolite belt and have larger ophiolite lithotypes. Its mantle sequence consists of harzburgites interbedded with dunite in the upper parts and has a consistent mineral and chemical composition. Abundant dunite bodies within the harzburgites represent the residues of extensive partial melting of upper mantle peridotite and/or the product of melt-peridotite interaction. Crustal sequences are extremely thick and show a marked lithological variety. A lower plutonic unit with ultramafic cumulates and layered gabbros and an upper unit of isotropic gabbros, quartz-diorites and plagiogranites are the constituent parts of these crustal sequences. Diabase and boninitic dykes are found within the gabbros.

Intrusive ultramafic rocks are recognized in the crustal sequence of Albanian ophiolites too. They occur as sills or irregular and relatively small intrusive bodies within the layered gabbros, isotropic gabbros and plagiogranites. The main lithotypes are wehrlite, pl-wehrlite and herzolite. The sheeted dyke complex is widely distributed in the Central Mirdita region and represents an important member of the SSZ-type ophiolitic suite. Its chemical composition indicates a range close to chemical composition of the associated volcanic rocks, i. e. Si-oversaturated, low-Ti tholeites with IAT and boninitic affinity. The upper part of the SSZ ophiolite suite compresses volcanoes, which constitute a complete, differentiated sequence. The lower, thicker part, consists of vesicular basaltic to basalt-andesitic pillow-lavas, and the upper part consists of finegrained to glassy vesicular pillowed and massive andesite-basaltic and boninitic lavas. Spherulitic, microlitic dacite and rhyodacite-rhyolite extrusives, pyroclastics and andesite-dacite and boninitic glasses overlie the andesite-basaltic lava sequence. Scarce podiform massive chromitite bodies, mainly of Al-rich, refractory type (although a limited Cr-rich metallurgic-type chromitite mineralization also exists) occur in the upper parts of the mantle sequence of MOR-type ophiolite (western Albanian ophiolite belt). Some occurrences of BMS disseminations and asbestos and talc deposits are related to plagioclase-bearing herzolites and dunites of this ultramafic suite of MOR-type.

A stratiform vanadium-bearing Ti-magnetite mineralization is related with ferrogabbros in the lower part of the gabbro rocks succession and in the gabbro-diabasic massifs. Several vein quartz-sulfide copper ores occur in the gabbroic sequences. Volcanogenic massive Cu-Fe sulfide (chalcopyrite and pyrite) ores associated with sulfide disseminations are localized in different parts of the volcanic suite. Intermediate petrologic features of the MOR-type ophiolites determine the relatively high metallogenic potential in comparison with typical herzolitic type western Mediterranean ophiolites.

The important deposits of mantle, mainly metallurgic-type, Cr-rich chromite, occur within the harzburgite-dunite interbedding sequence of the mantle SSZ-type ophiolite. The morphology of these ore bodies are tabular subconcordant, concordant, folded concordant, discordant, pincel-like and podiform. A scarce Al-rich or Fe+Ti-rich chromite mineralization is related to the transition ultramafic cumulate rocks. The textural features of the chromitites (massive, disseminated, nodular, autinodular, layered, brecciated etc.) indicate a magmatic origin and plastic deformation. The formation of mantle chromitites in a suprasubduction zone setting is presumed to result from high grade partial melting of the peridotite upper mantle and from melt/peridotite interaction in the upper mantle .

Four types of PGE mineralization are distinguished: related to mantle chromitites, to upper mantle chromitites, to disseminated BMS within transition dunite sequence, and related to chromitite dykes. So, a clear element fractionation of PGE across ultramafic column is evident. Several lens-shape ore bodies of massive Cu-Ni sulfide occur within contact zones between ultramafic-mafic rocks. More important than the copper-sulfide mineralization is the quartz-sulfide vein and stockwork mineralization related to lower-middle part of gabbroic suite, plagiogranite and quartz-diorite sequence. The stockwork-type Cu-Fe sulfide mineralization is related to sheeted dyke complex. It is presumed to have formed below the seafloor where upwelling hot hydrothermal fluids mixed with cooler seawater circulated in the overlying volcanics. A widespread sulfide massive and stockwork mineralization related to volcanic series is represented by a large mineral assemblage of Cu+Zn+Pb+As+Au.



PROVENANCE AND PALAEOENVIRONMENTAL CONDITIONS OF LACUSTRINE  
SEDIMENTS IN THE AREA EAST OF HIGAZA, NILE VALLEY, UPPER EGYPT

by

M. R. Osman<sup>1</sup> & H. Kurzweil<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Geology Department  
Faculty of Science at Qena, South Valley University, Egypt

<sup>2</sup>Institute of Petrology  
University of Vienna, Geozentrum, Althanstrasse 14, A-1090 Vienna

The present study is dealing with sediments that are known in literature as "Pliocene gulf deposits and conglomerates" These sediments were classified according to the distribution of facies into four lithostratigraphic units of formational rank [1], [2]. These units from older to younger are Khuzam Shale, Durri Limestone, Higaza Formation and Issawia Formation. Due to the lack of marine fauna in these sediments, the age of their deposition still is questionable. However, the previous workers assigned these sediments to Pliocene age. The origin of the studied succession also is controversial. Earlier authors believed that these rocks were accumulated either in fresh water lake [3], fluviatile, estuarine [4], lake or gulf of sea [5] environments. Later, they were considered as brackish water lake sediments [2]. Nevertheless the question of the palaeo-environmental conditions of the studied sediments still open.

Lithologically, the investigated sequence is composed of carbonates and clastic sediments. Grain size analysis data of the clastic type indicate that they were deposited in uniform suspension. The mineralogy of carbonates exhibits the presence of calcite, dolomite, quartz and clays together with minor amounts of k-feldspar and plagioclase. Analysis of the clay fraction of loose sediments shows the dominance of smectite as well as small contents of kaolinite, chlorite and mica. The final petrographical and geochemical investigations of the present study are still in progress.

#### References

- [1] ABDEL RAHMAN, M. (1980): Geology of the area southeast of Qena with special reference to the phosphate deposits. - M.Sc. Assiut Univ.: 177 p.
- [2] PHILOBBOS, E. R. & ABDEL RAHMAN, M. A. (1990): Remarks on lithostratigraphy and sedimentological history of the Pliocene (?) sediments of the Qena area. - Bull. Fac. Assiut Univ. 19(2F): 15-33.
- [3] BEADNELL, H. J. L. (1900): Recent geological discoveries in the Nile Valley and Libyan Desert. - Int. Geol. Cong., Paris: 839-866.
- [4] BALL (1939): Contributions to the geography of Egypt. - Survey Dept., Cairo: 300 p.
- [5] SANDFORD, (1929): The Pliocene and Pleistocene deposits of Wadi Qena and the Nile Valley between Luxor and Assiut. - J. Geol. Soc. London. 85: 493-548.

**BORATE STRUCTURES FORMED AT AMBIANT PRESSURES:  
EQUALLY BONDED O ATOMS AS A KEY TO UNDERSTAND THE APPORTION OF  
BO<sub>3</sub> TRIANGLES AND BO<sub>4</sub> TETRAHEDRA**

by

**E. Parthé**

Institut für Mineralogie und Kristallographie  
Geozentrum, Universität Wien

The anion complexes of borates, formed at ambient pressures, are characterized by BO<sub>3</sub> triangles and/or BO<sub>4</sub> tetrahedra. which may be isolated or linked in different ways by means of shared O atoms. Borates formed at high pressure are, however, built up of only BO<sub>4</sub> tetrahedra (or one gets there in steps with increasing pressure, e.g. CaB<sub>2</sub>O<sub>4</sub>).

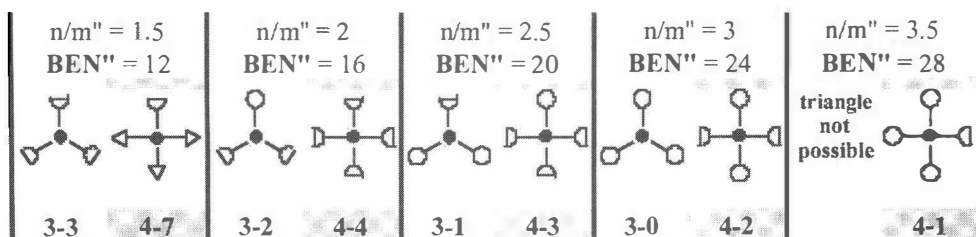
Comparing alkali borates formed at ambient pressures previous investigators had noted that the more alkali in the compound the more BO<sub>4</sub> tetrahedra occur. For other borates the partition of triangles and tetrahedra seemed arbitrary. Here will be given explanations.

The anion complex in a borate can be constructed with base triangles and/or base tetrahedra. Base polyhedra are the smallest building units consisting each of one central atom surrounded by anions, i.e. here 3 or 4 O atoms, respectively, the anion count being different depending if it is endstanding (1) or shared with other base polyhedra (1/2, 1/3). The base triangles and tetrahedra, for which the graphs are shown below, can be characterized by their anion to central atom ratio ( $\cong n/m$ ", here it is the O/B ratio) and the **Base polyhedron Electron Number** ( $\cong \mathbf{BEN}''$ "), i.e. sum of the number of electrons for all central atom - anion bonds (2c2e) and lone-electron pairs (1c2e) on the anions which have completed octets. In the last line of the figure are given two-numeral codes of the base polyhedra with the coordination number of the central atom, on the left, and, on the right, the total number of bonds the anions extend to central atoms of other base polyhedra. One should take note that isoelectronic base triangles and base tetrahedra, i.e. those with some  $n/m$ " and  $\mathbf{BEN}''$ ", have different numbers of anion bonds to other base polyhedra.

The partition of base triangles and base tetrahedra in the anion complexes of borates, formed at ambient pressures, can be explained based on the following hypothesis:

**The anion complex is preferably built with base triangles (if the O/B ratio permits), but precedence takes that all O atoms have the same number of O-(B,H) bonds, whenever possible.**

This condition, attributable to entropy requirements, can be satisfied, if needed, by changing an appropriate number of base triangles into isoelectronic base tetrahedra, where, as seen in the figure, the anions extend a larger number of bonds to other base polyhedra.



$1.5 \leq O/B_{a.c.} < 2$  ( $12 \leq BEN''_{a.c.} < 16$ ): An anion complex (a.c.) constructed with base triangles alone would contain a mixture of 3-3 and 3-2 base triangles in the ratio  $(2 - O/B_{a.c.}) : (O/B_{a.c.} - 1.5)$ . But this combination of base triangles has both endstanding and shared O atoms. By changing all 3-2 base triangles into isoelectronic 4-4 base tetrahedra all O atoms in the structure are now shared, i.e. equally bonded to two B atoms.

Application: Predicted (and observed) ratios of 3-3 base triangles to 4-4 base tetrahedra in alkali borates without hydroxyl groups: -  $B_2O_3$  (1:0),  $CsB_9O_{14}$  (8:1),  $KB_5O_8$  (4:1),  $Na_2B_8O_{13}$  (3:1),  $K_5B_{19}O_{31}$  (14:5),  $CsB_3O_5$  (2:1),  $Li_3B_7O_{12}$  (4:3),  $K_2B_4O_7$  (1:1).

If the anion complex has hydroxyl groups the base polyhedra must have as many endstanding O atoms as there are hydroxyl groups for forming O-H bonds. Thus for a given B/O ratio the partition of base triangles and tetrahedra will vary depending on the number of OH groups.

Example:  $(NH_4)_3B_{15}O_{20}(OH)_8 \cdot 4H_2O$ : A complex with  $O/B = 28/15$ , constructed alone with base triangles, would consist of four 3-3 and eleven 3-2 base triangles, the latter with one endstanding anion. Eight endstanding O atoms are needed for the eight OH groups. If the remaining three 3-2 base triangles are changed to isoelectronic 4-4 base tetrahedra, then all O atoms have two bonds, i.e. five O to 2B and eight O to 1B and 1H. In this way one can explain why the complex is constructed of four 3-3, eight 3-2 and three 4-4 base polyhedra.

$O/B = 2$  ( $BEN'' = 16$ ): For borates without hydroxyl groups are available 3-2 base triangles (with one endstanding and two shared O atoms) and 4-4 base tetrahedra (where all anions are shared). Based on the preferred equi-bonding of O atoms one might expect to find only 4-4 base tetrahedra. However, the expected quartz-like structure of the anion complex would – given the small radius of B ( $r_B = 0.25 \text{ \AA}$ ) – not leave enough space for the cations. Thus in the borates without hydroxyl group occur only 3-2 triangles.

Mixtures of 3-2 triangles and 4-4 tetrahedra occur, however, in borates with hydroxyl groups. The triangle to tetrahedron ratio is as above determined by the number of hydroxyl groups in the formula. All O atoms have two bonds either to two B atoms or one B and one H.

Examples             $Ag_2B_4O_6(OH)_2 \cdot H_2O$             Two 3-2 triangles and two 4-4 tetrahedra  
                           $KB_5O_6(OH)_4 \cdot 2H_2O$             Four 3-2 triangles and one 4-4 tetrahedron

$O/B = 2.5$  ( $BEN'' = 20$ ): Pyroborates without hydroxyl groups, such as suanite  $Mg_2B_2O_5$ , are constructed with 3-1 base triangles. An incentive to change to the isoelectronic 4-3 base tetrahedra is lacking as also there the O atoms have unequal bonding.

**O/B = 3 (BEN" = 24):** In borates without hydroxyl groups, such as kotoite  $Mg_3B_2O_6$ , occur 3-0 base triangles where all O atoms are endstanding, participating on one O-B bond.

In borates with hydroxyl groups, such as vimsite  $CaB_2O_2(OH)_4$ , two of the endstanding O per base polyhedron are used for the two OH groups. These O atoms have two bonds (1 to B and 1 to H). To allow two bonds also for the remaining O atom the 3-0 base triangle changes into the isoelectronic 4-2 base tetrahedron.

**O/B = 3.5 (BEN" = 28):** Base triangles with  $O/B > 3$  do not exist, thus only 4-1 base tetrahedra will occur. The anion complex is similar to that found in sorosilicates. The six endstanding O are bonded to H atoms and the seventh bridging O atom to two B atoms. Thus all O atoms extend two bonds. A mineral example is pentahydroborite  $CaB_2O(OH)_6 \cdot 2H_2O$ .

**O/B = 4 (BEN" = 32):** These borates are fully hydroxylated, as for example frovolite  $CaB_2(OH)_8$ . As anion complex can exist only an isolated tetrahedron (4-0 base tetrahedron) where all four endstanding O atoms extend a bond to an H atom.

**THERMOBAROMETRY IN LOW-GRADE METAGRANITOIDS:  
HOW RELIABLE IS STILPNOMELANE ?**

by

**A. Piber & P. Tropper**

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

This investigation is part of the ongoing project on the tectonometamorphic evolution of the Austroalpine nappes in the northern Zillertal area, Eastern Alps. The two units studied are the Kellerjochgneiss and the underlying Innsbruck Quartzphyllite. Both lithological units show a polymetamorphic evolution under low- to high greenschist facies conditions. The Kellerjochgneiss contains the mineral assemblage muscovite + biotite + albite + chlorite + quartz ± stilpnomelane. Additionally a sample from a pegmatite in the Kellerjochgneiss contains the assemblage garnet1 ( $\text{Alm}_{68}\text{Spess}_{27}\text{Pyr}_3\text{Gro}_2$ ) + garnet2 ( $\text{Gros}_{52}\text{Alm}_{33}\text{Spess}_{15}$ ) + biotite + stilpnomelane + muscovite + chlorite + albite + quartz. Within the Innsbruck Quartzphyllite, small greenschist layers containing the mineral assemblage albite + chlorite + muscovite + clinozoisite + sphene + calcite + stilpnomelane ± ilmenite ± biotite also occur.

Stilpnomelane ( $\text{K}_{0.625}\text{Fe}_6\text{Si}_8\text{Al}(\text{O},\text{OH})_{27.2}\text{-}4\text{H}_2\text{O}$ ) occurs commonly at low temperatures (<450°C) and moderate to high pressures. In rocks containing the assemblage biotite + muscovite + chlorite + stilpnomelane + quartz, the assemblage biotite + chlorite + muscovite + quartz is used as a geothermobarometer (POWELL & EVANS, 1983; BUCHER-NURMINEN, 1987), in addition the assemblage stilpnomelane + chlorite + muscovite + quartz (CURRIE & VAN STAAL, 1999) may also yield useful information. The thermodynamic data of Fe-stilpnomelane and phengite were also included into the data base of MASSONNE (1998) and therefore can be used in multi-equilibrium calculations. These calculations were performed by calculating invariant points with the program TWQ v. 1.02 (BERMAN, 1988) and the data base of MASSONNE (1998). In addition, the empirically calibrated muscovite + chlorite + stilpnomelane + quartz thermobarometer by CURRIE & VAN STAAL (1999) was applied. These calculations yield pressures ranging from 8.3 to 9.5 kbar and temperatures ranging from 380 to 430°C for the biotite-muscovite-chlorite-quartz thermobarometer. The results achieved with the empirical thermobarometer of CURRIE & VAN STAAL (1999) are in good agreement and yield slightly lower pressures and temperatures ranging from 5.8 to 7.3 kbar and 310 to 400°C. Multi-equilibrium calculations involving Fe-stilpnomelan yield pressures of 7 - 9.5 kbar at temperatures of 310 - 350°C, which are also in good agreement with the results from the biotite-muscovite-chlorite-quartz thermobarometer. Overall, these data show that stilpnomelan can be used for thermobarometric purposes, if other P-T estimates are also available for comparison.

## References

- BERMAN, R. G (1988): *J. Petrol.* 29, 445-522.
- BUCHER-NURMINNEN, K. (1987): *Contr. Mineralogy and Petrol.* 96, 519-522.
- CURRIE, K.L. & VAN STAAL, C. R. (1999): *J. Metamorphic Geol.* 17, 613-620.
- MASSONNE, H. J. (1998): written communication.
- POWELL, R. & EVANS, J. A. (1983): *J. Metamorphic Geol.* 1, 331-336.

**PRELIMINARY RESULTS OF STEAM PROCESSED SLAGS PRODUCED BY  
SPRAY GRANULATION (PILOT-PROJECT DGM-TRIBOVENT/LORÜNS):  
MINERALOGICAL AND PHYSICAL PARAMETERS**

by

**C. Potocan, F. Vavtar & R. Tessadri**

Institute of Mineralogy and Petrography  
University of Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck

**Introduction**

In order to produce suitable precursor material for the production of cement a pilot plant (situated in Lorüns near Bludenz/Vorarlberg/Austria) based on spray granulation of melts has been built. Mineralogical characterisation and investigation of various physical parameters and the influence on processing parameters on the processed products will be the major work during this project. The project is carried out by the "TRIBOVENT process engineering company". Other members of this interdisciplinary project deal with the technical processing (Universities of Stuttgart and Bremen) and the aerodynamic behavior of hot melt (University of Erlangen and the German Aero Space Center).

**The material concept**

The main idea of the project is to substitute calc-clay as precursor cement material, which is not available everywhere and a relatively expensive raw material compared to the large amounts of slags, which are produced during various metallurgical processes. On the other hand this new production method should replace most of the grinding processes in cement industry, since these belong to the most cost-intensively procedures. The DGM ("Dampf Granulier Mühle")/STM ("Steam Granulation Mill") should produce a microgranulate, with a mean grain size of about 20 microns and a crystalline phase content below 1%.

**The technical concept**

Melt of about 1500 to 1600°C produced in rotating furnaces is poured into a nozzle-system consisting of SiC ceramics/high-T alloys. The actual granulation process is carried out with the aid of supersonic hot water steam.

**The first products**

The first run at the pilot plant already exhibited encouraging results concerning amorphous phase content and specific surface. However, the product itself did not show grains with more or less isomorphic shape – it showed fine needles. Varying the process parameters more isomorphic grains have been produced with grain sizes about 200 micrometers and crystalline phase content of about 10% (mainly quartz and gehlenite).

Further investigations and adjustments of the processing parameters (melt chemistry, melt viscosity, nozzle diameter variation, supersonic velocity variations etc.) are under way.

**METAMORPHISM OF METAPELITES AND METAPSAMMITES IN NKFMAH –  
A NEW PETROGENETIC GRID WITH COMPARISON OF  
NATURAL ASSEMBLAGES AND IMPLICATIONS FOR THE PRESERVATION OF  
HIGH-PRESSURE ROCKS DURING EXHUMATION**

by

**A. Proyer**

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

There is a missing link in the description of metapelites between high and ultrahigh-pressure parageneses and their respective grids in NFMASH [1, 2] and medium- to low-pressure parageneses described by KFMASH-grids [e.g. 3, 4]. The missing link is important because most high-pressure metapelites undergo reactions during exhumation, which tend to wipe out their memory of the high-pressure past and make them appear medium-grade only. As these are the very reactions occurring at the transition between N- and K-FMASH, the new NKFMAH-grid clarifies the paragenetic evolution of metapelites over a broad PT-range and will be useful in the geotectonic interpretation of metapelite-bearing terranes.

The NKFMAH-grid has been calculated using the software THERMOCALC (v. 2.75) [5, 6] by superposition of the grids in ASH, NASH, FMASH and KFMASH. All reactions emanating from stable FMASH- or KFMASH invariant points were checked if they would pass through an invariant point from the corresponding sodic system (NFMASH or NKFMAH). Intersection of reactions emanating from these sodic invariant points would yield the rest of the stable invariant points in these systems.

The complexity was reduced a priori by assuming muscovite, quartz and a pure H<sub>2</sub>O-fluid to be present in excess. Consequently, the grid is only applicable to rocks falling under these constraints. The following phases were considered in the stability calculations: quartz (a+b), coesite, H<sub>2</sub>O, kaolinite, pyrophyllite, kyanite, andalusite, sillimanite, OH-topaz, albite, paragonite, jadeite, chlorite, chloritoid, carpholite, talc, staurolite, Fe-Mg-garnet, muscovite, biotite and Fe-Mg-glaucophane. K-feldspar, cordierite and orthopyroxene were included but their stability fields plot mainly outside the PT-region shown.

Melting has been disregarded as well as very low-temperature and ultrahigh-pressure minerals (like sudoite, Mg-pumpellyite etc.), so some reactions will be metastable at the extreme ends of the grid.

The interpretation of the grid is facilitated by dividing the entire PT-range in three sections:



1) The high- and ultrahigh-pressure range can be discussed in the system NFMASH because phengite is the only stable potassic phase. This system has been discussed earlier [1, 2] and differs mainly because additional phases were included and a more recent dataset version was used.

2) A transitional region at moderately high pressures is characterised by four NKFMAASH-invariant points which "shield" high-pressure glaucophane-bearing metapelites from lower-pressure biotite-bearing ones. The transition between NFMASH and KFMASH model systems is rather sharp because the change in Mg-buffer erases either a sodic or a potassic phase. The reactions connecting the four invariant points are flat-lying in PT-space and generally predict dehydration during decompression. Thus metapelites passing this region during exhumation usually dehydrate, which decreases the chance of preservation of glaucophane-bearing high-pressure parageneses above temperatures of around 550°C. This prediction is corroborated by estimated peak temperatures from a number of high-pressure metapelite occurrences, which are generally below 550°C [e.g. 7, 8].

3) The low- to medium pressure range contains a fifth NKFMAASH-invariant point. This invariant point has been documented for the first time from field evidence [9]. Reactions emanating from this point terminate the large stability field of garnet-paragonite-biotite schists, which is a typical, but unsuspecting rock type that may be easily underestimated in its relevance as a high-pressure indicator. This paragenesis breaks down to staurolite, kyanite and plagioclase, and develops characteristic plagioclase porphyroblast textures during exhumation. Other examples of moderately high pressure paragonite-bearing micaschists are known from Newfoundland [10], the Bohemian Massif [11] and several units of the Austroalpine basement of the Eastern Alps.

Despite of its apparent chemical complexity the new grid is relatively simple to read. It finally integrates and completes the medium- and high-pressure range by incorporating all major components of non-carbonaceous metapelites and provides the basis for further analysis by pseudosections.

## References

- [1] GUIRAUD, M., HOLLAND, T. & POWELL, R. (1990): Calculated mineral equilibria in the greenschist-blue-schist-eclogite facies in  $\text{Na}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ . - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 104:85-98.
- [2] MASSONNE, H. J. (1995): Experimental and petrogenetic study of UHPM. - In: COLEMAN & WANG: *Ultrahigh pressure metamorphism*. Cambridge University Press, Cambridge, USA.
- [3] POWELL, R. & HOLLAND, T. (1990): Calculated mineral equilibria in the pelite system, KFMASH ( $\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ ). - *Am. Min.* 75:367-380.
- [4] SPEAR, F. S. & CHENEY, J. T. (1989): A petrogenetic grid for pelitic schists in the system  $\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{K}_2\text{O}-\text{H}_2\text{O}$ . - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 101:149-164.
- [5] POWELL, R. & HOLLAND, T. J. B. (1988): An internally consistent dataset with uncertainties and correlations: 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. - *J. Metam. Geol.*, 6:173-204.

- [6] HOLLAND, T. J. B. & POWELL, R. (1998): An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. - *J. Metam. Geol.*, 16:309-343.
- [7] GUILLOT, S., SIGOYER, J., DE LARDEAUX, J. M. & MASCLE, G. (1997): Eclogitic metasediments from the Tso Morari area (Ladakh, Himalaya): evidence for continental subduction during India-Asia convergence. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 128:197-212.
- [8] SISSON, V. B., ERTAN, I. E. & AVÉ LALLEMANT, H. G. (1997): High-pressure (~2000 MPa) kyanite- and glaucophane-bearing pelitic schists and eclogite from Cordillera de la Costa Belt, Venezuela. - *J. Petrol.* 38:65-83.
- [9] PROYER, A. (1989): Petrologie der Rahmengesteine der Pb-Zn-Lagerstätte Schneeberg, Südtirol. - Unpubl. Dipl. Arb. Universität Innsbruck, 1989.
- [10] KONOPASEK, J. (1998): Formation and destabilization of the high-pressure assemblage garnet-phengite-paragonite (Krusné hory Mountains, Bohemian Massif): The significance of the Tschermak substitution in the metamorphism of pelitic rocks. - *Lithos*, 42:269-284.
- [11] JAMIESON, R. A. & O'BEIRNE-RYAN, A. M. (1991): Decompression-induced growth of albite-porphyrroblasts, Fleur de Lys Supergroup, western Newfoundland. - *J. Metam. Geol.*, 9:433-439.

Research on this topic was financed by a guest-professorship at the University of Graz and by the Austrian Science Fund (Project P13058-GEO).

**THE PRESERVATION OF HIGH-PRESSURE ROCKS DURING EXHUMATION:  
ECLOGITES, METAPELITES AND METAGRANITES**

by

**A. Proyer**

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

The country rocks of eclogites rarely record the same or even comparable high- or ultrahigh-pressure conditions. This situation has caused prolonged discussions on the subject of in-situ HP-metamorphism versus tectonic emplacement of HP-rocks along the exhumation path for a number of high-pressure localities around the world.

Internal dehydration of a lithology, in combination with deformation, is the major factor governing the degree of reequilibration of a rock along the exhumation path. This study gives an overview and a quantitative outline of the most important reactions controlling dehydration in two important country rock lithologies (K-feldspar gneisses and high-pressure metapelites) and discusses the fluid interaction between eclogites and country rocks during subduction and exhumation.

Acidic orthogneisses with a typical paragenesis of K-feldspar + plagioclase + quartz + muscovite + biotite (+fluid) are 4-variant in the system NKCFMASH. Other minerals are usually accessory, even garnet and epidote are stable only as buffers of Mn and Fe<sup>3+</sup>. They require external hydration during prograde high-pressure metamorphism in order to equilibrate to ambient HP-conditions by producing more siliceous micas. Any lack of external fluid or the disappearance of biotite stops reequilibration and thus prevents recording of HP-conditions. The same reactions cause dehydration during exhumation. Orthogneiss from shear zones or adjacent to metapelites and metabasites will take up external fluid on the prograde path and record the highest PT-conditions, but will also be the first to dehydrate upon exhumation, now hydrating other lithologies and probably refuelling shearzones.

Metapelites generally have a more complex mineralogy. The fluid bound in the structures of hydrous mineral like chlorite and chloritoid is only partly released, but partly transferred to other minerals like paragonite or phengite during a prograde oceanic or continental subduction event and is given off in large quantities upon exhumation. High-pressure metapelites can be preserved only if the PT-path remains within the stability fields of chlorite and paragonite or passes through them again on the retrograde limb. Rapid exhumation (isothermal decompression) very likely destroys almost any indication of former HP-conditions, giving rise to typical Barrow-type garnet-biotite-staurolite or -kyanite schists.

Metapelites of different bulk composition – Al-rich, Al-poor and sodic varieties – differ significantly in their ability to record various sections or points along the PT-path and should be used together with eclogites and gneisses to deduce a well-constrained PT-evolution for a certain area.

A thorough understanding of the dehydration behavior of orthogneisses and metapelites explains how different lithologies may interact during their metamorphic evolution and thus advances the tectonic interpretation of high- and ultrahigh-pressure terrains.

Research on this topic was financed by a guest-professorship at the University of Graz and by the Austrian Science Fund (Project P13058-GEO).

THE IMPORTANCE OF PARAGONITE-BEARING MICASCHISTS  
IN MEDIUM- TO HIGH-PRESSURE METAMORPHISM:  
A THEORETICAL STUDY AND FIELD EVIDENCE FROM  
THE AUSTROALPINE BASEMENT UNITS OF THE EASTERN ALPS

by

A. Proyer & G. Hoinkes

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

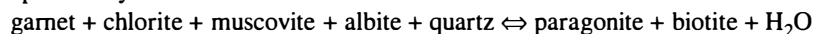
The existence of an NKF<sub>MASH</sub>-invariant point has been documented in a medium- to high-pressure metamorphic terrain in the southeastern part of the Ötztal-Stubai-Complex, which belongs to the Austroalpine basement west of the Tauern Window).

The unusual staurolite-forming reaction

garnet + biotite + paragonite + quartz  $\leftrightarrow$  staurolite + muscovite + plagioclase + H<sub>2</sub>O  
emanates from this invariant point (which has additional kyanite) and occurs at considerably higher temperatures than the well known staurolite-forming reactions resulting from the breakdown of chlorite.

In order to explain the evolution of paragonite-bearing micaschists, a petrogenetic grid for metapelites in the model system NKF<sub>MASH</sub> has been constructed for the PT-range in which two sodic phases (paragonite, albite) and two potassic phases (muscovite, biotite) are part of the mineral assemblages. The general relevance of two important invariant points for the interpretation of medium- to high-pressure metapelites in general is discussed and illustrated with field examples from the Austroalpine basement units. The presence of plagioclase destabilizes typical aluminous phases like chloritoid or staurolite at intermediate to high pressure conditions for a large range of bulk compositions. Thus unsuspecting, apparently low-grade assemblages like garnet + white-mica + chlorite or biotite occur over a wide range of PT-conditions up to around 600°C. The presence of a second white mica (paragonite) together with muscovite generally remains unnoticed in the field. Such rocks may be erroneously classified as low-grade chlorite- or biotite-zone rocks, as retrograde or just as too Al-poor to be a valuable sensor of metamorphic conditions.

The grid shows two large stability fields for garnet-white micas-chlorite and garnet-white micas-biotite, separated by the univariant reaction



The actual PT-conditions of a sample can be narrowed down within each of the two parageneses by modern geothermobarometry or isopleth contours within pseudosections. With an increase of pressure paragonite becomes stable in a larger range of bulk compositions, thus making the appearance of paragonite and the often coinciding reduction of the amount of biotite indicative of moderate- to high-pressure metamorphism.

This case study demonstrates that a "standard" KFMASH-view is insufficient and sodium is potentially important for a full appreciation of the metamorphic evolution of metapelites, especially in pressure-dominated metamorphism.

Research on this topic was financed by a guest-professorship at the University of Graz and by the Austrian Science Fund (Project P13058-GEO).

PERMO-TRIASSIC METAMORPHIC EVOLUTION OF  
THE KREUZECK-GOLDECK MOUNTAINS (CARINTHIA, AUSTRIA)

by

A. Proyer<sup>1</sup>, R. Schuster<sup>2</sup>, G. Hoinkes<sup>1</sup> & P. Faupl<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Institute of Mineralogy and Petrology  
University of Graz, Universitätsplatz 2, A-8010 Graz

<sup>2</sup>Institute of Geology  
University of Vienna, Althanstrasse 14, A-1090 Vienna

**Introduction:** The Austroalpine basement units had long been regarded as a product of the Variscan and probably Caledonian orogeny only, until an increasing number of geochronologic and petrologic studies documented that an Eo-Alpine eclogite to amphibolite facies metamorphism was actually dominant in most of the units. Only the southernmost basement blocks remained almost unaffected by this geotectonic event, thus defining a boundary, the "Southern limit of Alpine Metamorphism (SAM)" within the Austroalpine [1]. Even more, a widespread Permo-Triassic high temperature/low pressure (HT/LP) metamorphic imprint of various grade has recently been recognised within the Austroalpine [2, 3]. A continuous section through Permo-Triassic middle and upper crust, up to the Permian sedimentary cover, has been preserved south of the SAM, in the Kreuzeck-Goldeck-Drauzug area. In this abstract we present geochronological and petrological data on the pre-Alpine evolution of the Strieden Complex which represents the lower part of this section.

**Petrography:** The Strieden Complex shows a zonation expressed in mineral assemblages, the occurrence of pegmatites and typical cooling ages for different structural levels. The deepest structural levels and rocks of highest metamorphic grade are exposed in the north, immediately south of the SAM. The whole sequence is tentatively divided from north to south in a lower and upper sillimanite zone, andalusite zone, staurolite zone and garnet zone.

*Garnet zone:* The uppermost part of the Strieden Complex consists of garnet-chlorite-muscovite-schists and subordinate amphibolites which exhibit a polyphase deformation ( $D_m$ ,  $D_n$ ). The metapelites are characterised by the syndeformational assemblages  $Grt + Chl + Ms + Pl + Qtz + Ilm \pm Bt \pm Pg$ . Garnet porphyroblasts are up to 1 cm in diameter and sometimes contain inclusions of chloritoid.

*Staurolite zone:* Going north, and downward in the section, gneisses occur, intercalated with layers of garnet-two-mica-schists. The mica schists exhibit an assemblage of  $Grt + St + Bt + Ms + Pl + Qtz + Ilm$ .

*Andalusite zone:* Further below centimeter-sized andalusite porphyroblasts occur, obviously restricted to staurolite- and garnet-rich layers. Andalusite, as well as large biotite flakes are overgrowing the pre-existing microfabrics and the garnet porphyroblasts.

Staurolite is resorbed and forms dismembered inclusions with identical optical orientation, indicating their formation during prograde breakdown of staurolite by the reaction  $St + Ms \Leftrightarrow And + Bt + Qtz + H_2O$ . In the lowermost part of the andalusite zone fibrolitic sillimanite appears.

*Sillimanite zones:* The upper sillimanite zone is characterised by the occurrence of sillimanite and the disappearance of staurolite [4]. An overprinting ductile deformation ( $D_0$ ) becomes more prominent with structural depth. Staurolite and garnet act as porphyroclasts during  $D_0$ ; sillimanite growth is syndeformational. The lower sillimanite zone is characterised by the absence of garnet. In the metapelites sillimanite is intergrown with biotite and aligned to the dominant schistosity of the rocks. Sillimanite also forms millimeter-sized patchy pseudomorphs after garnet, indicating prograde breakdown of garnet by the reaction  $Grt + Ms + Qtz \Leftrightarrow Sil + Bt + Pl + H_2O$ . The amount of muscovite is decreasing with depth. Anatectic melting is indicated locally by concordant neosome layers of  $Pl + Or + Qtz \pm Bt \pm Sil$  whereas plagioclase porphyroblasts are overgrowing the residual sillimanite-biotite schists. Pegmatites are frequent in the sillimanite zone.

**Petrology and Geothermobarometry:** Based on microfabrics and the deformation history two metamorphic events can be identified in the Strieden Complex: The older exhibits moderately high-pressure metamorphic conditions and is characterised by garnet-chlorite-muscovite-schists ( $\pm$  biotite, paragonite), grading northwards into staurolite- and rarely kyanite-bearing schists. Thermobarometric calculations yielded  $590 \pm 20^\circ\text{C}$ ,  $8.5 \pm 1.5$  kbar for the garnet-chlorite-muscovite-schists and  $570^\circ\text{C} \pm 50$  and  $8 \pm 1.5$  kbar for the staurolite zone. The overprinting HT/LP event produced andalusite-bearing mica-schists and andalusite-quartz-veins and transformed the northernmost rocks into biotite-rich sillimanite-mica-schists with local anatexis. Andalusite-bearing rocks apparently are only partly reset: Average-PT-data for the full assemblage (grt-sta-and-bt-mus-plag-qtz) yields around  $6.5 \pm 1.4$  kbar and  $600 \pm 50^\circ\text{C}$ , which is way outside the stability limit of andalusite. Based on the breakdown of staurolite in the andalusite stability field conditions of c.  $550 \pm 50^\circ\text{C}$  at  $3.5 \pm 1.0$  kbar would be expected. The sillimanite-schists and -gneisses are relatively well equilibrated, however the determined PT-conditions of  $580 \pm 40^\circ\text{C}$  and  $4.5 \pm 1.4$  kbar are low with respect to the occurrence of anatectic mobilisates and the prograde breakdown of garnet.

**Geochronologic data:** A Variscan age of the first event is indicated by a Sm-Nd garnet isochron age of  $342 \pm 3$  Ma from the staurolite-garnet micaschists and from Ar-Ar ages on muscovite of around 310 Ma (see below). The timing of the HT/LP event, which dominates the northern part of the section, was determined by Sm-Nd garnet isochron ages on magmatic garnets from a weakly deformed (RS35/00) and a deformed (RS43/99) pegmatite. Calculated with orthoclase and the whole rock they yielded well defined Permo-Triassic isochron ages of  $261 \pm 3$  Ma and  $229 \pm 2$  Ma. The cooling history of the rock pile was investigated by Ar-Ar and Rb-Sr ages on muscovite respectively biotite from several zones of the section. The Ar-Ar plateau ages on muscovite, which are interpreted as cooling ages below c.  $400^\circ\text{C}$  exhibit Variscan ages (RS7/00:  $316 \pm 4$  Ma; RS8/00:  $311 \pm 3$  Ma; RS24/00:  $312 \pm 3$  Ma) below the transgressive Permo-Mesozoic sediments and decrease with structural depth. From the garnet muscovite schists  $287 \pm 2$  Ma (RS55/99) and  $286 \pm 2$  Ma (RS58/00) were determined.



A staurolite-garnet-mica-schist yielded  $225 \pm 3$  Ma (RS4/00) and  $210 \pm 2$  Ma (RS14/97), whereas  $212 \pm 2$  Ma (RS69/00) and  $205 \pm 2$  Ma (RS13/97) have been measured for the andalusite zone. The lowest age of  $193 \pm 2$  Ma (RS43/00) has been found in the sillimanite zone.

**Conclusions:** The Strieden Complex represents a Variscan metamorphic basement that was situated at upper to middle crustal level in Permo-Mesozoic times. Extension caused a Permo-Triassic HT/LP overprint at an elevated geothermal gradient. Peak metamorphic conditions were reached at about 260 Ma. After that relaxation of the isotherms caused slow cooling. Middle crustal rocks cooled down below  $400^\circ\text{C}$  at about 200 Ma. A more detailed PT-profile and an interpretation of disequilibrium features in the transition zone between dominantly Variscian and Permo-Triassic metamorphism will be given at the conference.

### References

- [1] HOINKES, G., KOLLER, F., RANITSCH, G., DACHS, E., HÖCK, V., NEUBAUER, F. & SCHUSTER, R. (1999): Alpine metamorphism of the Eastern Alps. - Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 79:155-181.
- [2] SCHUSTER, R., SCHARBERT, S. & ABART, R. (1999): Permo-Triassic crustal extension during opening of the Neotethyan ocean in the Austroalpine-South Alpine realm. - Tübinger Geowissensch. Arb., Serie A, 52: 5-6.
- [3] THÖNI, M. (1999): A review of geochronological data from the Eastern Alps. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 79/1: 209-230.
- [4] HOKE, L. (1990): The Altkristallin of the Kreuzeck Mountains, SE-Tauern Window, Eastern Alps - Basement Crust in a Convergent plate Boundary Zone. - Jb. Geol. B.-A., 133: 5-87.

CONVOLUTION BASED PROFILE FITTING IN X-RAY DIFFRACTION:  
INSTRUMENTAL EFFECTS AND THEIR DESCRIPTION

by

**P. Ramminger**

Institute of Mineralogy and Petrography  
University of Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck

Due to the use of new X-ray geometries and large scale powder diffractometers such as synchrotron beam lines for the development of industrial materials and quality control, evaluation of XRD data needs to be adopted to these recent developments.

It is the aim not only to obtain structural informations such as the lattice parameters or the crystal structure of a crystalline substance but also to obtain informations about the physical properties of the crystalline materials by measuring the size of the crystallites and the microstrain within the sample. In order to determine the size of the crystallites and the microstrain (real structure) of a crystalline sample a close description of the obtained peak shapes and the instrumental contribution of the observed pattern is necessary.

This work introduces the experimentally-based convolution fitting method, which can be modeled by software modules, based on the Fundamental Parameter Approach (FPA). This FPA is performed with software modules such as TOPAS, developed by Bruker-AXS, which allow to describe the contribution of the instrumental function of physically complicated X-ray paths, such as modern parallel beam optics used in X-ray diffractometers.

The basis of this experimentally-based convolution fitting method is the strict separation of the instrumental contribution, the contribution due to the X-ray source and the sample contribution. This procedure is performed in three steps: (1) The basis of this procedure is a set of well defined aberrational functions which are used to model the instrumental contributions. (.) These aberrational functions are then convoluted over the profile of a well known sample specimen, such as CeO<sub>2</sub>, LaB<sub>6</sub> and Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, to derive the unique instrumental function. In addition to the sample characteristics, the obtained function also strongly depends on the x-ray optics and wavelength characteristics used. (3.) In order to verify the quality of the data set presented here, the last step involves the comparison of the results to the ongoing round robin test by D. BALZAR [1].

The major advantage of this convolution based approach is (.) the capability of describing a wide range and variety of powder diffraction peak shapes with very high accuracy and (2) its applicability to XRD data which have been derived from both, conventional and synchrotron x-ray sources.

**Reference**

[1] BALZAR, D. (2000): "Size/ Strain Round Robin"; CPD-Project , [http://www.boulder.nist.gov/div853/balzar/s-s\\_rr.htm](http://www.boulder.nist.gov/div853/balzar/s-s_rr.htm).

**A COMPILATION OF THERMOBAROMETRIC DATA FROM  
THE CRYSTALLINE BASEMENT WEST OF THE TAUERN WINDOW  
(ÖTZTAL-SCHNEEBERG-COMPLEX)**

by

**A. Recheis & P. Tropper**

Institute of Mineralogy and Petrography  
University of Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck

The Ötztal Stubai basement complex (ÖSBC) and the Schneeberger Zug (SC) are large crystalline complexes, west of the Tauern Window. The Paleozoic SC consists of at least three narrow and structurally complicated synclines folded into the southern part of the polymetamorphic ÖSCB. Petrological as well as geochronological data indicate at least three periods of metamorphism in the ÖSCB: First, a Caledonian event (490 - 420 Ma) resulting in the local formation of migmatites, second a dominant Variscan amphibolite facies event (390 - 270 Ma) and the Eo-Alpine event from 90 to 65 Ma. The degree of the Eo-Alpine metamorphic overprint increases from greenschist facies conditions in the NW to eclogite facies conditions in the SE of the ÖSCB (HOINKES et al., 1991). Thermobarometric data of the Variscan- and Eo-Alpine metamorphic overprint in the ÖSCB and SC were obtained by investigating a wide range of samples from areas where Alpine metamorphism is almost lacking in the NW, to the SE where the dominant Eo-Alpine metamorphic overprint occurs.

The investigated metapelites contain the assemblage garnet + staurolite + biotite + muscovite + plagioclase ± kyanite ± sillimanite ± andalusite and were used to reconstruct pressure and temperature conditions with multi-equilibrium methods. Phase equilibria in the system Na<sub>2</sub>O-CaO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O (NCMASH) were calculated using the internally consistent data set of HOLLAND & POWELL (1998) and the program THERMOCALC v. 2.7. To avoid uncertainties due to poor knowledge of H<sub>2</sub>O activity, in a first attempt only H<sub>2</sub>O-absent reactions are taken into account to calculate an H<sub>2</sub>O-absent invariant point. These conditions are used subsequently to estimate  $a(\text{H}_2\text{O})$  by calculating P- $a(\text{H}_2\text{O})$  diagrams.

In addition to the multi-equilibrium approach, the inverse approach of GORDON (1992) was also applied to all samples. Instead of using a set of independent equilibria, P and T estimates are found by finding the best-fit hyperplane to the partial molar free energies of all phase components (GORDON, 1992). The program WEBINVEQ uses the data base of BERMAN (1988) with subsequent modifications (BERMAN, 1992, written com.).

The obtained P-T conditions of 470 - 710°C and 4 - 8 kbar were derived for the Variscan event in the ÖSCB and 500 - 600°C and 8 - 11 kbar were obtained for the EoAlpine event in the southern part of the ÖSCB and the SC. Textural and chemical data clearly indicate a continuous pre-Alpine metamorphic evolution.

## References

- BERMAN, R. G. (1988): *J. Petrol.* 29, 445-522.  
GORDON, T. (1992:): *Geochim. Cosmochim. Acta* 56 1793-1800.  
HOINKES, G., KOSTNER, A. & THÖNI, M. (1991:): *Mineral. Petrol.* 43, 237-254.  
HOLLAND, T. J. B. & POWELL, R. (1998:): *J. Metam. Geol.* 8, 89-124.

**STRUKTURELLE UND MÖSSBAUERSPEKTROMETRISCHE UNTERSUCHUNGEN AN  
SYNTHETISCHEN TRIOKTAEDRISCHEN GLIMMERN  $\{K\}[ME_3] < T_4 > O_{10}(OH)_2$ :  
EINE ZUSAMMENFASSUNG**

von

**G. J. Redhammer<sup>1,2</sup>, G. Amthauer<sup>2</sup>, W. Lottermoser<sup>2</sup> & G. Roth<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Institut für Kristallographie, LFG Angewandte Kristallographie und Mineralogie  
RWTH Aachen, Jägerstrasse 17/19, D-52056 Aachen

<sup>2</sup>Institut für Mineralogie  
Universität Salzburg, Hellbrunnerstrasse 34, A-5020 Salzburg

Die Mineralgruppe der Glimmer ist bekannt für ihre Eigenschaft, eine Vielzahl von Kationen und Anionen in ihre Kristallstruktur einbauen zu können. Dies gilt sowohl für die Zwischenschicht {K, Na, Ca}, die Oktaeder- [Mg, Zn, Fe, Mn, Al, Ti] und die Tetraederplätze < Al, Si, Fe >, als auch für den Hydroxylplatz (OH-, F-, Cl-). Dementsprechend schwierig ist eine kristalchemische Charakterisierung dieser relevanten Mineralgruppe, vor allem dann, wenn man auf natürliche Glimmer zurückgreift. So sind bislang mehr als 100 Einkristall – Strukturanalysen von natürlichen "echten" Glimmern bekannt [1 und Zitate darin]. Diese wurden im Rahmen dieser vorliegenden Untersuchung im Hinblick auf systematische Änderungen struktureller Parameter (Bindungslängen, Verzerrungsparameter) mit der chemischen Zusammensetzung untersucht. Es zeigten sich allerdings nur diffuse Trends. Deshalb sollte man – will man systematische kristalchemische Untersuchungen an den Glimmern durchführen – auf synthetisches Probenmaterial zurückgreifen [cf. 2 – 6].

Für eine systematische strukturelle und mößbauerspektroskopische Untersuchung wurde deshalb – ausgehend vom Mineral Annit  $\{K\}[Fe_3] < AlSi_3 > O_{10}(OH)_2$  – oktaedrisch koordiniertes Fe systematisch und kontinuierlich durch  $Ni^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$  und  $Co^{2+}$  substituiert, sowie nach einer Tschermak's Substitution teilweise durch  $Al^{3+}$  ersetzt [cf. 2], auch Mischkristalle zwischen dem  $Ni^{2+}$  und dem  $Co^{2+}$  Endglied wurden hergestellt. Tetraedrisch koordiniertes  $Al^{3+}$  im Annit wurde kontinuierlich durch  $Fe^{3+}$  ersetzt und in diesem sogenannten Tetraferriannit  $\{K\}[Fe_3] < Fe^{3+}Si_3 > O_{10}(OH)_2$  wurde wiederum [Fe] durch  $Mg^{2+}$  und  $Ni^{2+}$  substituiert. Alle diese Proben wurden auf hydrothermale Wege zwischen 600°C und 700°C, 0.2 - 0.4 GPa Druck und kontrollierten Sauerstoff – Fugazitäten hergestellt. Die Synthesen lieferten fast immer einphasige Glimmer Mischkristalle, die Korngrößen lagen bei maximal 5 mm. Eine nähere Charakterisierung dieser Proben erfolgte mittels Mößbauerspektroskopie und Röntgenbeugung am Pulver (Rietveld – Verfeinerung). Da die Aussagekraft der strukturellen Untersuchungen an den pulverförmigen synthetischen Glimmer gering ist, wurde in weiterer Folge versucht, bei Temperaturen zwischen 1300°C und 1350°C und Drucken von 3 GPa Einkristalle herzustellen.

Nach über einem Jahr Arbeit liegen bislang 14 qualitativ hochwertige Proben unterschiedlicher Zusammensetzung  $\{K\}[Me^{2+}]AlSi_3O_{10}(OH)_2$  mit  $Me = Ni, Mg, Co$  und  $Fe$  vor. Zusätzlich zu diesen synthetischen Proben wurden auch noch ein natürlicher Annit und ein natürlicher Siderophyllit, beide nahe der idealen Zusammensetzung, mit Einkristall – Röntgenbeugung untersucht.

Annit zeigt von den 16 unterschiedlichen Glimmern, die bisher mit Röntgenbeugung am Einkristall untersucht wurden, die am wenigsten verzerrte mittlere Kristallstruktur. Wird  $Fe^{2+}$  durch kleinere zweiwertige Kationen ersetzt, so nimmt die Verzerrung der mittleren Struktur, vor allem die der Oktaederschicht, deutlich zu. Im synthetischen Nickelannit  $\{K\}[Ni_3]AlSi_3O_{10}(OH)_2$  zeigen die Oktaeder die größte Verzerrung (Abweichung von der idealen Geometrie eines Oktaeders). In allen untersuchten Glimmern mit Ausnahme des natürlichen Siderophyllits, idealerweise  $\{K\}[Fe_2Al]Al_2Si_2O_{10}(OH)_2$  - sind sich der M1- und der M2-Oktaeder in ihrer Größe und Verzerrung sehr ähnlich und unterscheiden sich nur in der Anordnung der (OH) Gruppen. Dies ist für die Mößbauerspektroskopie besonders wichtig. Annit weist von allen untersuchten Glimmern die geringste Abflachung  $j$  der Oktaederschicht auf, Nickelannit die größte. Auch die ditrigonale Verzerrung der Tetraederschicht  $a$  ist im Annit wesentlich geringer als im Nickelannit. In Siderophyllit ist der M1-Platz deutlich kleiner als der M2-Platz. Die Ursache dafür liegt im bevorzugten Einbau des kleinen  $Al^{3+}$  auf der M2- Position. Die teilweise deutlichen Größenunterschiede der M1- und M2-Oktaeder, die für natürliche Glimmer in der Literatur gefunden wurden, haben ihre Ursache in dieser Platzbevorzugung von oktaedrisch koordiniertem  $Al^{3+}$ . Für die Mischkristalle der Reihen  $[Ni-Co]$  und  $[Mg-Fe]$  zeigten sich keinerlei Anzeichen für Platzbevorzugungen.

Die mößbauerspektroskopischen Untersuchungen an den Glimmern ergaben drei wichtige Ergebnisse. (i) Synthetischer Annit zeigt, selbst wenn er bei sehr reduzierenden Bedingungen hergestellt wird, immer einen geringen Gehalt an oktaedrisch koordiniertem  $Fe^{3+}$ . Dieser ist notwendig, um einen lateralen Größenunterschied der Oktaeder- und der Tetraederschicht in der  $a$ - $b$  Ebene auszugleichen. (ii) In den Mößbauerspektren von Annit kann zwischen  $Fe^{2+}$  auf den beiden M-Plätzen (M1 und M2) nicht unterschieden werden, deshalb ist es nicht möglich, M2/M1-Verhältnisse zu bestimmen, wie sie in der Literatur häufig angegeben wurden/werden. Zwar kann die Resonanzabsorption, die von oktaedrisch koordiniertem  $Fe^{2+}$  herrührt, nur zufriedenstellend ausgewertet werden, wenn zumindest zwei  $Fe^{2+}$  Komponenten verwendet werden, diese beiden Komponenten korrelieren allerdings nicht unmittelbar mit den beiden kristallographischen M-Plätzen sondern vielmehr mit lokalen geometrischen und/oder elektronischen Verzerrungszuständen. Dies gilt auch für alle weiteren mößbauerspektroskopisch untersuchten Glimmer. Die Auswertung der Mößbauerspektren der Glimmer erfolgt am besten mit einem Ansatz, bei dem die Verteilung der Quadrupolaufspaltung von  $Fe^{2+}$  auf den beiden M Plätzen bestimmt wird (QSD-Kurve). (iii) Die  $Fe^{2+}$  Quadrupolaufspaltungen der einzelnen Komponenten einer QSD-Kurve nehmen mit steigendem Ersatz von  $Fe^{2+}$  durch kleinere zweiwertige Kationen sukzessive zu. Dieses Verhalten zeigt, daß – lokal gesehen – die Verzerrung der (verbleibenden)  $Fe^{2+}$ -Oktaeder mit zunehmendem Gehalt an kleineren zweiwertigen Kationen in der Oktaederschicht abnimmt. Die lokale Baueinheit der  $Fe^{2+}$ -Oktaeder spiegelt also ein anderes Verhalten wider als die gemittelte Struktur, die aus Einkristall-Röntgenbeugungsdaten bestimmt wurde. Eine ausführliche Darstellung der Kristallchemie der Glimmer findet sich in [6].

## References

- [1] BRIGATTI, M. F. et al. (2000): Crystal chemistry of Al-rich biotites coexisting with muscovite in peraluminous granites. - *American Mineralogist*, 85, 436-448.
- [2] REDHAMMER, G. J. et al. (2000): Spectroscopic and structural properties of synthetic micas on the annite - siderophyllite binary  $\{K\}[Fe^{2+}_3] < AlSi_3 > O_{10}(OH)_2$  -  $\{K\}[Fe^{2+}_2Al] < Al_2Si_2 > O_{10}(OH)_2$ . - *American Mineralogist*, 85(3-4), 449-465.
- [3] REDHAMMER, G. J. (1998): Characterization of synthetic trioctahedral micas by Mössbauer spectroscopy. - *Hyperfine Interactions*, 117: 85-115.
- [4] REDHAMMER, G. J. et al. (1995): Mössbauer spectroscopic and X-ray powder diffraction studies of synthetic micas on the join annite  $KFe_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$  - phlogopite  $KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$ . - *Physics and Chemistry of Minerals*, 22, 282-294.
- [5] REDHAMMER, G. J. et al. (1993): A Mössbauer and X-ray diffraction study of annites synthesized at different oxygen fugacities and crystal chemical implications. - *Physics and Chemistry of Minerals*, 20, 382-394.
- [6] REDHAMMER, G. J. (2001): Kontrollierte chemische Substitutionen in ausgewählten Ketten und Schichtsilikaten: Beiträge von Mößbauerspektroskopie, und Einkristall – Röntgenbeugung zur Kristallstruktur, Kristallchemie und Magnetismus von Glimmern und Klinopyroxenen. - *Habilitationsschrift, RWTH – Aachen*, 333 Seiten.

STRUKTURELLE, MÖSSBAUERSPEKTROMETRISCHE UND MAGNETISCHE  
UNTERSUCHUNGEN AN DER BROWNMILLERIT-MISCHRISTALLREIHE  
 $\text{Ca}_2\text{Fe}_{2-x}\text{Al}_x\text{O}_5$  BEI 298 K UND HOHEN TEMPERATUREN

von

G. J. Redhammer<sup>1,2</sup>, G. Tippelt<sup>2</sup>, G. Roth<sup>1</sup>, W. Lottermoser<sup>2</sup> & G. Amthauer<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Institut für Kristallographie, LFG Angewandte Kristallographie und Mineralogie  
RWTH Aachen, Jägerstrasse 17/19, D-52056 Aachen

<sup>2</sup>Institut für Mineralogie  
Universität Salzburg, Hellbrunnerstrasse 34, A-5020 Salzburg

Brownmillerit  $\text{Ca}_2\text{FeAlO}_5$ , in der Zementnomenklatur auch als C4AF bezeichnet, ist eine der vier Hauptkomponenten des Portland-Zementklinkers. Bei Normaldruck existiert im ternären System  $\text{CaO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3$  für die Ferrite der Zusammensetzung  $\text{Ca}_2\text{Fe}_{2-x}\text{Al}_x\text{O}_5$  eine lückenlose Mischbarkeit bis zu  $x \approx 1.4$  [1]. Reines  $\text{Ca}_2\text{Fe}_2\text{O}_5$  (auch bekannt unter dem Mineralnamen Srebrodoskit) kristallisiert bei Raumtemperatur (RT = 25°C) in der Raumgruppe Pnma [2], bei Gehalten von  $x > 0.6$  kommt es zu einer Änderung der Raumgruppe. Die aluminiumreicheren Mischkristalle kristallisieren in der Raumgruppe Ibm2 [3, 4]. Darüber hinaus geht auch reines  $\text{Ca}_2\text{Fe}_2\text{O}_5$  bei etwa 680°C von Pnma in die Raumgruppe Ibm2 über [5, 6]. Reines  $\text{Ca}_2\text{Fe}_2\text{O}_5$  ist bei Raumtemperatur magnetisch geordnet, die Néel – Temperatur wird von [5] mit  $\approx 455^\circ\text{C}$  angegeben. Ziel unserer vorliegenden Untersuchungen im System  $\text{Ca}_2\text{Fe}_{2-x}\text{Al}_x\text{O}_5$  ist es, zum einen das Ausmaß der möglichen Substitution von  $\text{Fe}^{3+}$  durch  $\text{Al}^{3+}$ , die dabei einher gehende Änderung der Raumgruppe bei 25°C und die Verteilung von  $\text{Fe}^{3+}$  über die Oktaeder- und Tetraederposition der Struktur genau zu bestimmen, zum anderen auch das Hochtemperaturverhalten der einzelnen Mischkristalle (thermische Ausdehnung, Auftreten eines Pnma  $\rightarrow$  Ibm2 Phasenübergangs, Néel-Temperatur) eingehend zu untersuchen.

Zu diesem Zweck wurden insgesamt 20 pulverförmige Proben mit  $0 \leq x \leq 1.4$  bei Temperaturen von 1200°C, sowie zu Vergleichszwecken drei Proben bei 1300°C durch keramische Sinterung hergestellt (Versuchsdauer = 3 Wochen). Einkristalle bis zu 1 mm Größe konnten über eine Hochtemperatur-Lösungsmittelzüchtung unter Verwendung von  $\text{CaCl}_2$  als Mineralisator (Probe Flux = 1–3) durch langsames Abkühlen von 1050°C auf 900°C gezüchtet werden. An den als Einkristalle vorliegenden Proben wurden die Strukturen mit Röntgenbeugung am Einkristall verfeinert und daraus die Bindungslängen, -winkel sowie Verzerrungsparameter bestimmt. Die Kationenverteilung von  $\text{Fe}^{3+}$  und  $\text{Al}^{3+}$  über den Oktaeder- und den Tetraederplatz wurde sowohl aus den Einkristall-Datensätzen als auch über die Mößbauerspektroskopie bestimmt.

Wie in der Literatur beschrieben, kristallisiert reines  $\text{Ca}_2\text{Fe}_2\text{O}_5$  bei 25°C in der Raumgruppe Pnma,  $a = 5.4259(1) \text{ \AA}$ ,  $b = 14.7632(2) \text{ \AA}$ ,  $c = 5.5969(1) \text{ \AA}$ ,  $V = 448.34(1) \text{ \AA}^3$ . Der Phasenübergang von Pnma nach Ibm2 zeigt sich in unseren Messungen für  $\text{Ca}_2\text{Fe}_2\text{O}_5$  bei 735°C.



Der Einbau von  $\text{Al}^{3+}$  bewirkt ein Absinken der Gitterparameter. Besonders deutlich ist dies für den b- Gitterparameter zu beobachten, während in c-Richtung nur minimale Änderungen in der Gittermetrik auftreten. Die Änderung der Raumgruppe vom Pnma nach Ibm2 erfolgt bei 25°C bei  $\text{Al}^{3+}$  Gehalten zwischen  $x = 0.55$  und  $x = 0.60$ . Dies kann aus der Abnahme der integralen Intensität des Reflexes (131) sehr gut bestimmt werden. Mit dem Phasenübergang sind keine nennenswerte Diskontinuitäten im Verlauf der Gitterparameter als Funktion des  $\text{Al}^{3+}$  Gehaltes verbunden. Der Einbau von  $\text{Al}^{3+}$  bewirkt auch ein Absinken der Temperatur des Pnma  $\rightarrow$  Ibm2 Phasenüberganges. Für Zusammensetzungen mit  $x = 0.40$  liegt dieser bei 630°C, für  $x = 0.50$  bei  $\approx 450^\circ\text{C}$ . Ein genaues T-x Phasendiagramm für diese Änderung der Raumgruppe als Funktion von Temperatur und Zusammensetzung ist in Arbeit und wird vorgestellt. Ebenso erfolgt eine detaillierte Diskussion der Änderungen von strukturellen Parametern (Bindungslängen, -winkel, Polyederverzerrungen) als Funktion des  $\text{Al}^{3+}$  Gehaltes.

Das Mößbauerspektrum von  $\text{Ca}_2\text{Fe}_2\text{O}_5$  besteht aus zwei magnetisch aufgespaltenen Unterspektren, die auf Grund der  $^{57}\text{Fe}$  Mößbauerparametern eindeutig dem  $\text{Fe}^{3+}$  auf der Oktaeder-(O) und auf Tetraederposition (T) zugeordnet werden können. Das Verhältnis von  $\text{Fe}^{3+}$  auf O/T entspricht innerhalb des experimentellen Fehlers dem idealen Wert von 1:1. Sowohl Tetraeder als auch Oktaederposition zeigen eine für  $\text{Fe}^{3+}$  unüblich hohe Quadrupolaufspaltung (QS), die auf deutlich verzerrte Koordinationspolyeder hinweist. Die QS ist positiv für den Oktaederplatz und negativ für den Tetraederplatz, der polare Winkel  $\theta$  beträgt in beiden Fällen  $85^\circ$ . Mit zunehmendem Einbau von  $\text{Al}^{3+}$  werden die Spektren komplexer. Neben einem Unterspektrum für  $\text{Fe}^{3+}$  (O) können zwei Unterspektren für  $\text{Fe}^{3+}$  (T) beobachtet werden, die sich allerdings nur in der Größe des internen magnetischen Feldes  $H(o)$  am Kernort unterscheiden. Neutronenbeugungsuntersuchungen sind zur Klärung der magnetischen Spinstruktur in Planung. Bis zu einem  $\text{Al}^{3+}$  Gehalt von  $x = 1.1$  zeigen die Mößbauerspektren magnetisch aufgespaltene Unterspektren. Erst für Zusammensetzungen  $\geq 1.2$  liegt die Néel-Temperatur unterhalb von Raumtemperatur. Der Einbau von  $\text{Al}^{3+}$  erfolgt bei kleinen  $x$  vornehmlich auf der Tetraederposition. Auch bei  $\text{Al}^{3+}$  Gehalten über  $x = 1$  sind beide kristallographischen Plätze mit  $\text{Fe}^{3+}$  und  $\text{Al}^{3+}$  besetzt, wobei  $\text{Al}^{3+}$  den Tetraeder bevorzugt. Innerhalb der Mischkristallreihe zeigen sich keine Änderungen in der Größe der Quadrupolaufspaltung. Dies kann als ein Indiz gesehen werden für ein annäherndes Gleichbleiben der lokalen geometrischen/elektronischen Verzerrungszustände um die Eisenkerne.

## References

- [1] HANSEN, W. C. et al. (1928): Studies on the system calcium oxide-alumina-ferric-oxide. - J. Am. Ceramic Soc., 50, 396-408.
- [2] COVILLE, A. C. (1970): The crystal structure of  $\text{Ca}_2\text{Fe}_2\text{O}_5$  and its relation to the nuclear electric field gradient at the iron site. - Acta Cryst., B26, 1469-1473.
- [3] COVILLE, A. C. & GELLER, S. (1971) The crystal structure of brownmillerite,  $\text{Ca}_2\text{Fe}_2\text{O}_5$ . - Acta Cryst., B27, 2311-2315.
- [4] SMITH, D. (1962): Crystallographic changes with the substitution of aluminium for iron in Dicalcium ferrite. Acta Cryst., 15, 1146-1152.
- [5] GELLER, S. et al. (1971): Crystal chemistry and magnetic structure of substituted  $\text{Ca}_2[\text{Fe}](\text{Fe})\text{O}_5$ . - Progress in Solid State Chemistry, Vol 5, 1-26.
- [6] KAHLENBERG, V., et al. (1998): Strukturelle Untersuchungen an  $\text{Ca}_2\text{Fe}_2\text{O}_5$  mittels Röntgen und Neutronenbeugung. - Europ. J. Mineral, 10, Beiheft 1, 147.

## MERCURY POLLUTED SITES IN CZECH REPUBLIC AND REMEDIATION TECHNOLOGY

by

**J. Reif**

GEOtest Brno a.s.  
Šmahova 112, 65901 Brno

The soil and water contaminations with mercury in the Czech Republic are of technogenous character; these are mostly bounded to chemical factories in the towns of Neratovice and Ústí nad Labem, where obsolete electrolysis operations were located. Here, the production of NaOH and Cl<sub>2</sub> was kept going for tens of years, via the amalgam electrolysis of NaCl solution. This technology provides almost pure NaOH, containing very low levels of chlorides. Metal mercury used as the cathode, placed at the bottom of electrolyzers, does not enter the reaction and passes into products only in minimum quantities. The mercury is necessary to keep replenished; and all mercury migration pathways, except for the technological process, have not been explained in full.

Natural contamination with mercury comes into consideration only in locations where mercury ores (native mercury HgO, cinnabar HgS or calomel Hg<sub>2</sub>Cl<sub>2</sub>, oxihydrochloride e.g. Hg<sub>2</sub>ClO, Hg<sub>4</sub>Cl<sub>2</sub>O was not observed) were exploited in the past [2]. There was a relatively small pocket Dědova Hora u Hořovic, that by far did not approach such metal contents as some European-important mercury mines, for example Idrija in Slovenia which represent strongly polluted area by mercury [4].

Environmental impact of mercury is done by possible methylation. This process was described by professional papers [6,9]. Products of methylation are monomethylmercury (CH<sub>3</sub>Hg<sup>+</sup>) and dimethylmercury (CH<sub>3</sub>-Hg-CH<sub>3</sub>). Consecutive changes of methylmercury was described as follows [3]:  $2\text{CH}_3\text{Hg}^+ + \text{S}^{2-} \leftrightarrow (\text{CH}_3\text{Hg})_2\text{S} \leftrightarrow (\text{CH}_3)_2\text{Hg} + \text{HgS}$ . The danger of organic substances that can evolve by mercury methylation is exemplified by the tragedy caused by organic mercury in Minamata, Kumamoto Prefecture in Kyushu [8]. Mercury poisoning has also occurred in countries including USA, China, Indonesia, Canada, Brazil and other [5, 6].

Mercury contamination in area of Neratovice town occurs within the foundation and vicinity of the building in which an old electrolysis technology was seated. For evaluation of the old ecological load, there were available results obtained from interpretation of 50 shallow boreholes [1]. Due to the irregular distribution of the observed contaminant, confirmed by investigation, the submitted scope of works is a compromise between the real demand of determination of the current status and the capability to finance the investigation within the given time period. The results of drilling work indicate that the rock environment below the building of the old electrolysis is very inhomogeneous; permeable layers (cinder, sand, gravel) diversify layers of low to very low permeability (various types of clay).

The man-made layer sickness ranges from 60 to 160 cm. The groundwater table level occurs between 1.15 and 2.80 m, mostly in an interval of 1.6 - 1.8 m. The borehole EL VIII confirmed an approximately 10 cm layer of grey-green compact clay at a depth of 5.2 m, and grey-green clayey shale underneath. The depth level corresponds to the occurrence of the aquitart represented by Turonian clays. The groundwater contamination is excessive namely in the area of the northern part of the building (max. 1000 mg/litre). The soil contamination maximum occurs below the central part of the building (max. 29187 ppm in dry soil). The way of selection of the remediation technology depends on the remediation target, which means on the establishment of the maximum acceptable residual contamination content in soil and on the remediation completion time period (which is given by the contamination migration potential regarding the surrounding environment). These criteria represent vector product responding to financial costs on the considered case of old ecological load. Another problem of the same importance as the establishment of the maximum acceptable residual contamination in the environment is the evaluation of the following possible processes which would take place (1) conservation of the existing state, (2) transfer of the environmental load to another environmental constituent, (3) decontamination .

In the event of disposal of Hg and Hg-compounds from the environment, we can proceed by combination of the selected remediation technologies depending on the established post-remediation limits, completion time horizon, and current real financial capabilities. The selected technologies and their evaluation are listed in the following Table 1 .

Type of remediation technology	Environmental Contribution
Excavation of contaminated soil, landfill deposition	(1) Conservation
Contamination encapsulation	(1) Conservation
Underground cut-off walls with horizontal drainage, preventing lateral migration of Hg and Hg-compounds contamination	(1) Conservation
Sealing of subsoil by grouting, preventing further Hg penetration into subsoil but allowing capillary lift of methylated Hg	(1) Conservation (2) Transfer
In-situ vitrification using electrodes, subsequently providing reaction passivation of pollutant – most metastable chemically indefinable vitrified materials undergo devitrification with time	(1) Conservation (2) Transfer
Reaction underground barriers, bounding contaminants on active sorbents, providing reaction passivation of pollutant	(1) Conservation
Ex-situ chemical and physical separation of excavated soil, aimed at passivation of contaminant which remains in the environment as cinnabar, meta-cinnabar or other technogenous modification of HgS	(1) Conservation
Groundwater extraction preventing contamination migration, contaminated groundwater is pumped and treated to acceptable residual contaminant contents, (contaminant separation from water)	(3) Decontamination
In-situ electrochemical remediation using electrodes	(3) Decontamination
In-situ remediation by magnetic carriers with active surface ion exchanger (sorbent)	(3) Decontamination
Ex-situ thermal desorbition of excavated soil, limited by contents of acids, caustics and organic substances which enter combustion processes	(3) Decontamination
Ex-situ chemical and physical separation of excavated soil, aimed at contaminant separation	(3) Decontamination
Microbial reduction of mercury, providing reduction of methylated Hg and complex-bound Hg to metallic Hg, separable in gravitational separators	(3) Decontamination

*Table 1  
Summary of remediation technologies.*

## References

- [1] BARCHANEK, M. (1994): Závěrečná zpráva o výsledcích průzkumu znečištění horninového prostředí včetně podzemních vod pod budovou staré elektrolyzy a v blízkém okolí rtuť. - Archiv GEOTest, str. 1-13. Nepublikováno.
- [2] BERNARD, J. H. et al (1981): Mineralogie Československa. - Academia. 645 stran. Praha.
- [3] CRAIG, P. J.(1986): Organometallic compounds in the environment, principles and reactions. - Longman Essex, 368p.
- [4] GOSAR, M., PIRC, S. & BIDOVEC, M. (1997): Mercury in the Idrija River sediments as a reflection of mining and smelting activities of the Idrija mercury mine. - Journal of geochemical Exploration, 1496, 1-7. Elsevier.
- [5] GRAY, E. J.(2001): An overview mercury transport, cycling and environmental effects of mercury mining RMZ - Materials and Geoenvironment, Vol. 48, No.1.pp.2-7, Ljubljana.
- [6] JAMES, A. I., WARWICK, J. J. & CARROLL, R. W. H. (2001): Advancements in modelling mercury transport and fate in dynamic fluvial system. RMZ – Materials and Geoenvironment, Vol. 48, No.1.pp.205-211, Ljubljana.
- [7] JENSEN, S. & JERNELÖV, A. (1969): Biological methylation of mercury in aquatic organisms. - Nature, 223, 753-754. London.
- [8] MASHIMOTO, T. (1996): Industrialization and Environment. The Association for Overseas technical Scholarship. - AOTS, 30-1, Senju-azumal-chome, Adachi-ku, Tokyo 120, Japan, 1-47.
- [9] POELSTRA, M., FRISSEL, N., VAN DER KLUGT, N. & BANNINK, D. W. (1973): Accumulation and distribution of mercury in Dutch soils. - Neth.J.agric.Sci. 21, 77-84.

MINERALOGY AND GEOCHEMISTRY OF IRON ORES FROM HORNÍ BENEŠOV DEPOSIT

by

J. Reif<sup>1</sup> & B. Fojt<sup>2</sup>

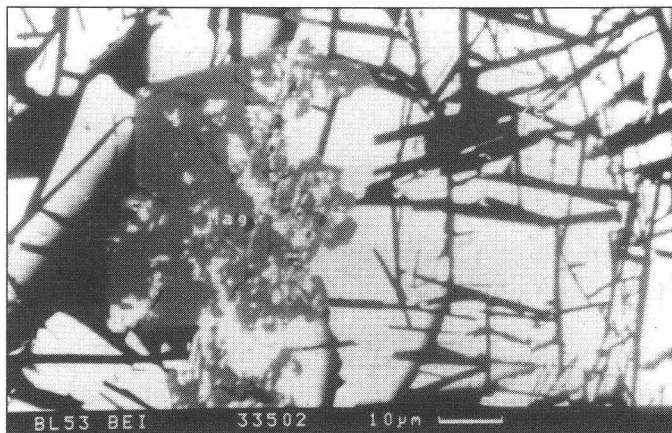
<sup>1</sup>GEOtest Brno a.s.

Šmahova 112, 65901 Brno

<sup>2</sup>Department of Mineralogy, Petrology and Geochemistry  
Masaryk University, Kotlářská 2, 611 37 Brno

The main stratabound ore deposit in the Jeseníky Mts. region (Zlaté Hory, Horní město and Horní Benešov – size according to decreasing intensity of regional metamorphosis in the green schist facia) was interpreted as genetically equivalent – jointed by co-magmatic source of Devonian volcanites accompanied by small bodies of Lahn-Dill ores, commonly observed in the mentioned area [1]. The optimum object for the genesis study of polymetallic ores in Jeseníky Mts. seems to be the lower metamorphosed Horní Benešov deposit, being metamorphosed into metamorphic facies of prehnite-pumpeylite metagraywacke [2]. It contains some sedimentary relicts ores bearing many similarities to the accumulation of the polymetallic sulphides from the middle ocean ridges [5].

Detailed investigation on the lower metamorphosed Horní Benešov deposit proved that in the area there are two types of iron ores, which demonstrate mineralogical and geochemical significance [6]. The iron ores bear Pb, Zn, Ag sulphide ores in "Wester Devonian Scale" (type A) are accompanied by pyrite and represented by musketovite, magnetite with relicts of collo-morphous structure and with sporadic sphalerite, Fe-stilpnomelane, scarce siderite, rhodochrosite, Fe-rhodochrosite and mainly with occurrence of fine grained sheelite (see Picture 1).



Picture 1  
Detail of sheelite – ferrostilpnomelane agregate with automorphic magnetite crystal. Sheelite (white), ferrostilpnomelane (black needle), magnetite (black intergrowths with white sheelite).

Other iron ores (Type B) are spatially bound to the "Central Devonian Scale", they are mineralogically identical with other occurrences of Lahn-Dill iron ores in Šternberk – Horní Benešov Belt. The mentioned differences in mineralogical compounds have direct consequences for microchemical composition of magnetite and pyrite, which is demonstrated by Table 1.

<b>Magnetite, Type A (Western Devonian Scales)</b>		<b>Magnetite, Type B (Central Devonian Scales)</b>	
Zn (ppm)	123 – 1655 Ø 987 (13)*	Zn (ppm)	92 – 375 Ø 188 (5)*
V (ppm)	88 - 553 Ø 194 (13)	V (ppm)	190 - 887 Ø 612 (5)
Ti (ppm)	16 - 726 Ø 225 (13)	Ti (ppm)	19 - 265 Ø 115 (5)
V / Ti	0,3 – 18,3 Ø 3,7 (13)	V / Ti	1,8 – 10,8 Ø 7,4 (5)
$\delta^{18}\text{O}$ (‰ SMOW) from 2,5 to 6,7 Ø 4,7 (4)		$\delta^{18}\text{O}$ (‰ SMOW) from 8,4 to 8,5 Ø 8,5 (3)	
<b>Pyrite, Type A (Western Devonian Scales)</b>		<b>Pyrite, Type B (Central Devonian Scales)</b>	
Ni / Co	4,3 – 18,3 Ø 8,5 (9)	Ni / Co	1,0 – 2,9 Ø 1,7 (5)
$\delta^{34}\text{S}$ (‰ CDT) from -2,9 to + 20,4 Ø 10,3 (17)		$\delta^{34}\text{S}$ (‰ CDT) 17,0 až + 19,7 Ø 18,1(2)	

Table 1

*Geochemical significance of magnetite and pyrite from two different type of iron ores, Horní Benešov, deposit.*

The presented observation and data illustrate not only the previously published theory of the origin of the Horní Benešov ore deposit by the type process of "hydrothermal cell" of Devonian sea basin in volcano-sedimentary conditions [3, 4] lead to the idea of the reinterpretation of the co-magmatic origin of the strataboud polymetallic sulphide deposits and Lahn-Dill type iron ores in Jeseníky region.

## References

- [1] HAVELKA, J., PALAS, M. & SCHARM, B. (1963): Nové pojetí metalogenese rud neželezných kovů jeseňnické provincie a jeho důsledky v geologickém průzkumu. - Geol. průzk. Roč. 5, 8, 225-227. Praha.
- [2] CHAB, J. & SUK, M. (1977): Regionální metamorfóza na území Čech a Moravy. - Knihovna Ústředního ústavu geologického, sv. 50, 5-156. Praha.
- [3] LARGE, D. E. (1983): Sediment-hosted massive sulphide lead-zinc deposits: an experimental model. - In: Short Course in Sediment-hosted stratiform lead-zinc deposits (SANGSTER, D. F., ed.): 1-25. Victoria.
- [4] PLIMER, I. R. (1979): Sulphide rock zonation and hydrothermal alteration at Broken Hill, Australia. - Trans. Inst. Min. Metall. (Sec.B: Appl.Earth Sci.) 88, B 161.176.
- [5] REIF, J. (2000): Mineralogy of iron ores on Pb-Zn-Ag and barite Horní Benešov deposit. - Ph.D. theses, pp 1-49. Masaryk University, Brno.
- [6] REIF, J. & FOJT, B. (2000): Dva typy železných rud na lokalitě Horní Benešov v Nížkém Jeseníku. - Mineralogicko – petrologické Sympóziu Magurka 2000, Editor: UHER, P., BROSKA, I., JELEŇ S., JANAK, M., p.35. Bratislava.

**GEOCHEMISCHE CHARAKTERISTIK PRIMÄRER UND SEKUNDÄRER  
BLEI-ZINKVERERZUNGEN DES GRAZER PALÄOZOIKUMS (STEIERMARK)**

von

**D..I. Reiter<sup>1</sup>, L. Weber<sup>2</sup> & W. Kiesl<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Institut für Geochemie  
Universität Wien, Geozentrum, Althanstrasse 14, A-1090 Wien

<sup>2</sup>Montanbehörde  
Denisgasse 31, A-1200 Wien

**Einleitung**

Die Bergbaue auf silberhältige Blei- Zinkvererzungen des Grazer Paläozoikums erlebten ihre Blütezeit im 19. Jahrhundert. Die Bergbaue kamen jedoch um 1930 zum Erliegen.

Diese Blei- Zinkvererzungen, so auch jene von Arzberg, liegen in einer altpaläozoischen oberostalpinen Deckeneinheit, die diskordant und fernüberschoben auf dem kristallinen Untergrund auflagert: dem Gleinalm-Kristallin im Westen, dem Rennfeldkristallin im Norden und Nordosten, dem Angerkristallin im Osten bzw. Kristallin von St. Radegund im Süden. Im Süden taucht das Grazer Paläozoikum unter das Steirische Tertiär ab.

Die Vererzungen befinden sich ausschließlich in einer Beckenfazies in den basalen Anteilen des Deckenkomplexes und sind in die Arzbergschichten eingebunden.

Bei den Lagerstätten handelt es sich um stratiforme Blei-, Zink-, Barytvererzungen, die als SEDEX-Vererzungen anzusehen sind, (WEBER, L. 1990, 1997).

Dieser postuliert in seiner Arbeit eine synsedimentäre-exhalative Entstehung dieser Blei- Zinkvererzung, die im engen Zusammenhang mit einem Riftingereignis im Bereich ausgedünnter Kruste und der damit verbundenen Beckenentwicklung zwischen den Ablagerungsräumen der Rhannachfazies und Hochlantschfazies zu sehen ist.

Bestimmt wird die Bildung einer SEDEX-Lagerstätte durch folgende lagerstättenkonstruktive Parameter:

- Ein submarines Becken mit synsedimentären Bruchstrukturen, welche das Aufdringen hydrothermal-metallhaltiger Lösungen begünstigen,
- Ein akzentuiertes Meeresbecken mit Schwellenzonen, da es beim Fehlen selbiger zur lateralen Verteilung der metallhaltigen Lösungen kommen würde,
- Ein synsedimentärer Vulkanismus, der einerseits als Antrieb und andererseits als Wärmequelle für die zirkulierenden Lösungen fungiert.

Diese lagerstättenkonstruktiven Voraussetzungen ermöglichen eine räumliche Differenzierung der verschiedenen Erze. Die unterschiedlichen Milieu-Bedingungen und die unterschiedlichen physikochemischen Gegebenheiten führten zu einer horizontalen und vertikalen Element-zonierung innerhalb des Beckens.

In der Blei- Zinklagerstätte Arzberg, in der insbesondere schichtkonkordante Vererzungen aufgeschlossen sind, wurden im Jahre 1996 im Zuge von Erweiterungsarbeiten im sogenannten "Nordschlag" diskordante (sekundäre) Vererzungen nachgewiesen, die wohl als jüngere Mobilisate interpretiert werden dürfen. Durch verschiedene Untersuchungsmethoden sollen die Charakteristika sowohl der primären als auch der sekundären Vererzung näher bestimmt werden.

### **Untersuchungsmethoden**

Die bisher durchgeführten Analysen mittels Massenspektrometer zur Ermittlung der Pb- und S-Isotope erbrachten die nachstehenden (vorläufigen) Ergebnisse:

Bei den S-Isotopen liegt eine merkliche Variation zwischen der primären und der sekundären Vererzung vor. Die  $\delta^{34}\text{S}$ -Werte der unter dem Binokular aussortierten Bleiglanze ergaben für die primäre Vererzung einen Mittelwert von +2.2 ‰ und für die sekundäre, mobilisierte Vererzung einen Mittelwert von +8.2 ‰. Die Erzproben weisen alle positive  $\delta^{34}\text{S}$ -Werte auf. Diese Werte lassen erstmals eine Differenzierung innerhalb der Lagerstätte, in eine primäre und eine sekundäre, mobilisierte Vererzung zu.

Die Blei-Isotopendaten lassen demgegenüber keine merkliche Drift zwischen der primären und der sekundären Vererzung erkennen, die Werte differieren lediglich um +/- 0.001 ‰. Die Berechnung des Bleimodellalters ergab jedoch Unterschiede hinsichtlich der primären und der sekundären Vererzung, die ebenso wie bei den S-Isotopen, eine Klassifizierung der Vererzung erlaubt.

Makroskopisch unterscheiden sich die primären von den sekundären Vererzungen durch feinste Verwachsungen im m-Bereich. Die typischen Minerale der Lagerstätte Arzberg sind Bleiglanz, Baryt, Pyrit, Magnetkies, Ilmenit, Magnetit, Siderit und untergeordnet Zinkblende. Die Gangart bilden Calcit, Dolomit und Quarz.

Äußerst schwierig gestalten sich die Untersuchungen an den Fluid Inclusions (FI), zumal die geringe Größe der Bläschen und der Einschlüsse deutliche Grenzen setzen. Die Fluid Inclusions der primären und der sekundären Vererzung sind offensichtlich miteinander verwandt, in sich jedoch völlig verschieden. Die bislang durchgeführten Analysen innerhalb der sekundären Vererzung ergaben Unterschiede bezüglich der Homogenisierungstemperatur (zwischen +36.4°C und +230°C). Hinsichtlich des Gefrierpunktes ergaben sich Werte zwischen -51°C und -67°C. Bei der Schmelztemperatur wurden Werte zwischen -6,9°C und +36°C festgestellt.

Die Analyse der Spurenelementgehalte in den Bleiglanzen mittels ICP-MS soll die Frage nach der Entstehung der Mobilisate abrunden.

### **Schlußfolgerung**

Das Ziel dieser Arbeit, durch verschiedene geochemische Analysenmethoden eine Differenzierung der primären und sekundären Vererzungen zu erzielen, konnte bereits durch die vorliegenden Untersuchungsergebnisse erreicht werden.

Die Projektarbeiten wurden aus Mitteln der Kommission für Grundlagen der Mineralrohstoffforschung der Österreichischen Akademie der Wissenschaften gefördert.

### **Literatur**

- [1] WEBER, L. (1997): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs - Arch. f. Lagerstättenforschung Geol. B.-A., 19, p.343 ff.
- [2] WEBER, L. (1990): Die Blei-Zinklagerstätten des Grazer Paläozoikums und ihr geologischer Rahmen - Arch. f. Lagerstättenforschung Geol. B.-A., 12, p.39-41 ff.



EVOLUTION OF TWO-MICA GRANITES IN THE SOUTH BOHEMIAN BATHOLITH

by

**M. René**

Institute of Rock Structure and Mechanics  
Academy of Sciences of the Czech Republic, V Holešovičkách 41, 182 09 Prague 8

The South Bohemian batholith (SBB) is the largest granitoid complex (6 000 km<sup>2</sup>) within the Bohemian Massif. It intruded high-grade metamorphic rocks (mainly various types of paragneisses and migmatites) of the Moldanubian zone. The SSB crops out in the area between Jihlava in the north and the Donau river in the south. Some parts of a batholith are partly covered by Cretaceous and Tertiary sediments of the České Budějovice and Třeboň basins. The SBB is a complicated intrusive complex built by many intrusions of granitoids of different types. Two mica granites are part of the younger Upper Carboniferous group. Their contacts with surrounding metamorphic complex are mostly sharp and discordant. Many of these magmatic bodies are totally undeformed except for the proximity of some major shear zones, where foliation is sometimes developed (Altenberg and Lásenice/Deštná subtypes). The most common Eiscarn type, described originally in southern part of the SBB is coarse-, medium- to fine-grained porphyritic or equigranular two-mica granite, which belongs to the S-type granitoids. Several varieties of two-mica granites built more than 90 % of the exposed surface of the SBB.

Two-mica granites on the Austrian side are designed as Eiscarn and Altenberg types, in the Czech part the structural and mineralogical variability of these granites is greater and here more various subtypes of two-mica granites can be delimited. On the base of gravimetric and gammaspectrometry measurements two-mica monzogranites and alkali-feldspar granites, which form younger stocks (Zvůle, Čeřínek and Melechov stocks) can be divided as separate magmatic phase. For these stock granites are characteristic lower LREE/HREE and Th/U ratios.

For southern part of the SBB are typical medium-grained, more rarely coarse-grained muscovite-biotite porphyritic granites of the Číměř subtype. In middle part of the SBB prevail medium-grained equigranular, sometimes drab porphyritic two-mica granites of the Mrákotín subtype. Both subtypes are peraluminous granite with a value of A/CNK of 1.07 - 1.42. Their peraluminous character is expressed by the presence of magmatic andalusite, sillimanite and rare cordierite. In equigranular granites of the Mrákotín subtype is peraluminosity expressed also by often presented superiority muscovite above biotite. The same mineral compositions have granites in the northern part of the SBB (Kouty or Světlá subtype). For all these subtypes is characteristic higher ratio REE/LREE ( $La_N/Yb_N = 32 - 40$ ) and particularly remarkable negative Eu anomaly. There is a general decrease in compatible elements, LREE, Th, Zr with increasing Rb and Cs contents. The highest content of Th (40 - 46 ppm) was determined in muscovite-biotite granites of the Lipnice subtype that occur in northern part of the SBB.

These granites have also the highest value of LREE/HREE ratio ( $La_N/Yb_N = 32 - 42$ ). Variable, but very similar chemical composition of porphyric and equigranular subtypes of two-mica granites in the whole SBB support opinions about variable degree of partial melting of original pelite-dominated greywackes, which were the most probable source of granite melt of two-mica granites. Relatively smaller extent have fine-grained varieties of two-mica granites, which are sometimes delimited as independent subtypes (Sulzberg, Weitra, Trhové Sviny in southern part of the SBB, Bílý Kámen, Boršov, Pavlov and Jirín in northern part of the SBB). Some of these subtypes are relatively enriched in Ba and Sr contents (Weitra, Boršov, Pavlov). Higher contents of Ba and Sr are also characteristic for fine-grained granites from the area between Besednice and Dobrkovská Lhotka in southern part of SBB, which contain older K-feldspars xenocrysts from older Weinsberg granite.

Relatively independent positions have two-mica granites of the Lásenice/Deštná subtype on western margin of SBB, which also form Klenov massif, NE-SW trending body northern of Jindřichův Hradec. Special positions have as well two-mica granites from small magmatic body between Linz and Altenberg in southern part of the SBB. For both varieties of two-mica granites is characteristic partly very strong deformation (ductile deformation, occurrence of mylonites) that is connected with NNO-SSW trending shear zones of the Rodl-Kaplice-Blanice system, which are evolved in the Early Permian extensional regime of central part of the Bohemian massif. In the Altenberg massif also occur numerous dykes of aplites. For part of these two subtypes of two-mica granites is typical plentiful occurrence of restites (inclusions of restitic biotite and sillimanite or xenoliths of biotite gneisses). Occurrence of variable in size xenoliths of biotite and sillimanite-biotite gneisses is also characteristic for other subtypes of two-mica granites in the whole SBB. The two-mica granites of the Lásenice/Deštná and Altenberg subtypes are also typical peraluminous granites with an elevated value of A/CNK (1.10 - 1.30). For both subtypes of granites are typical low contents of Zr and Th. Distribution of REE is particularly remarkable by decreasing of the all REE and by the absence of a negative europium anomaly. Origin of these both subtype of two-mica granites (Lásenice/Deštná and Altenberg) is connected with emplacement of early-evolved granite melt, that originated in conditions of the crustal melting during the thermal peak of the regional metamorphism.

The evolution of individual granite subtypes of the two-mica granites in the Moldanubian batholith is marked by variability in their mineral and chemical composition, which has been caused either by different composition of the protoliths or by different degree of partial melting. The lower proportion of REE and Zr in the Lásenice/Deštná and Altenberg subtypes is attributable to lower solubility by monazite, xenotime and zircon in granitic melt by lower temperature. The degree of partial melting of the source rocks, which influenced mineral and chemical composition of the individual granite subtypes to be the dominant process. Some variability of chemical composition of two-mica granites as expressed in variation of the Ba, Rb, Sr and REE contents can also be attributable to variability in composition of the source metasedimentary rocks that comprised both greywacke type rocks and rocks with a higher proportion of pelitic component.

Investigation of evolution two-mica granites of the Moldanubian batholith was supported by Ministry of Education of CR (Projects No. ME-458, ME-459).

**GEOCHEMICAL STUDY OF SELECTED MINOR ELEMENTS  
IN POLYMETALLIC NODULES AND CRUST FROM EASTERN PART OF  
CLARION-CLIPPERTON FRACTURE ZONE, PACIFIC OCEAN**

by

**K. Rezek<sup>1</sup>, J. Reif<sup>2</sup> & A. Pařizek<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Mineral Research Institute  
Vítězna 425, 28401 Kutná Hora, Czech Republic

<sup>2</sup>GEOtest Brno a.s.

Šmahova 112, 65901 Brno, Czech Republic

<sup>3</sup>Interoceanmetal Joint Organization  
Szczecin, Poland

It becomes obvious that the deep sea mineral resources may be an important source of many valuable metals. They are the subject of commercial interests of industrialized countries. Superiority has been given to polymetallic nodules, cobalt crusts and massive polymetallic sulphides for their unique metal composition (e.g. copper, cobalt, nickel, manganese, iron, zinc, molybdenum, silver, gold), and the significant value of the selected rare earth elements (REE) and the platinum group elements (PGE) [1, 2, 3]. The latest investigation of the Clarion-Cliperton Fracture Zone (CCZ) within the Interoceanmetal (IOM) pioneer investor claim has been conducted to determine the major and minor metal elements, and namely the REE (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Yb, Lu, Y) and the selected platinum group elements (Pt, Pd, Rh) in polymetallic nodules. The REE contents in powdered-nodule samples have been determined in the Mineral Resources Institute, Kutná Hora by the DCP-OES (Direct Content Plasma Optical Emission Spectrometry) method with a Beckmann Spectro Span IV on the Russian standard polymetallic nodules GSPN-3. The PGE analytical determination of PGE included ICP-MS method using the Canadian standards Astasol WGM and WPR in the laboratory of the Department of Geochemistry, Mineralogy and Natural Resources, Charles University, Praha.

The samples showed considerable differences in structure and texture. On the other hand, the analyses did not prove occurrence of any substantial mineralogical differences. The samples were represented by fine-grained mixtures of Mn-Fe hydrated oxides (todorokite > birnessite + goethite) and silicate phase (mica > plagioclase > potassium feldspar > smectite and amorphous silicate phase).

The contents of the major elements in the polymetallic nodules from the IOM area are given in Table 1; and the rare earth elements contents in Table 2.

Contents (mass%)	Depth (m)	Mn	Fe	Ni	Cu	Co	Mn/Fe	(Ni+Co+Cu).10
Min.	3415	15.79	0.21	0.73	0.59	0.07	1.63	14.1
Max.	4600	34.42	15.2	1.52	1.6	2.00	7.68	44.6
Mean	4352	30.37	5.96	1.25	1.23	0.18	5.3	26.6
Standard dev.	105	3.02	1.36	0.13	0.17	0.11	1.2	2.8

Table 1  
Major elements.

Contents (ppm)	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Ho	Tm	Yb	Lu
Min.	100	80	80	17	1.0	16	0.8	3.7	1.5	1.9	0.4
Max.	460	940	340	67	22	113	10.3	31.5	5.7	17.4	3.2
Mean	227.3	392.7	217.3	35.3	10.6	48.9	3.6	7.5	3.0	6.9	1.4
Standard dev.	56.5	120.3	38.8	8.2	3.3	21.3	1.9	5.0	1.1	2.6	0.5

Table 2  
Minor elements (REE).

The PGE average contents in the polymetallic nodules were as follows: Pt - 55 ppb, Pd - 5.5 ppb, Rh - 6.3 ppb. The PGE average concentrations the nodular crust samples: Pt - 53.2 ppb, Pd - 7.2 ppb and Rh - 5.8 ppb. Three polymetallic nodules showed anomalous contents of Pt, in the range of 510 - 8100 ppb. Prominent positive correlation between Pt and the total content of REE, and also between Pd and Rh, were found. On the contrary, no relationship were proven in the case of Pt and Pd + Rh. The Pt distribution corresponds to the Weibull's partition law.

## References

- [1] GROMOLL, L. (1996): Geochemical Types of Polymetallic Nodules: An Application of Multivariate Analysis. Mar. - Geores. Geotech., No.14, pp 361-379.
- [1] KOTLINSKI, R. (1996): Morphogenetic Types of Polymetallic Nodules in the Clarion-Clipperton Ore Field. - International Seminar on Deep Sea-Bed Mining Technology, part II, pp. 1-12, Beijing.
- [1] KOTLINSKI, R., PARIZEK, A. & REZEK, K. (1997): Polymetallic Nodules – A Possible Source of Rare Earth Elements. - Proceedings of the Second Ocean Mining Symposium, Seoul, pp. 50-56, Korea.

**BRECKZIERUNG UND ENTMISCHTE TI-MAGNETITE IN OBSIDIANEN DER  
IKIZDERE REGION (RIZE/NE-TÜRKEI): HINWEISE AUF FÖRDERWEGE VON LAVEN ?**

von

**M.B. Sadiklar<sup>1</sup>, A. Hanedam<sup>1</sup>, K. Heide<sup>2</sup> & G. Völksch<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Jeoloji Bölümü

Karadeniz Teknik Üniversitesi, TR-61080 Trabzon

<sup>2</sup>Institut für Geowissenschaften

Abteilung für Mineralogie, FSU Jena, Burgweg 11, D-07749 Jena

<sup>3</sup>Otto-Schott-Institut

FSU Jena, D-07749 Jena

Auf dem Hochalm Büyük Yayla südlich der Küstenstadt Rize im NE der Türkei sind sehr mächtige (> 500 m) saure Naturgläser aufgeschlossen [1, 2]. Man kann sie in graue felsitische Rhyolithe und schwarze bis rötliche Obsidiane unterteilen. In lithostratigraphischer Hinsicht liegen die Rhyolithe tiefer als die Obsidiane und bilden somit die relativ älteren Partien des Glas-komplexes [3]. Der Übergang von Rhyolithen zu den Obsidianen erfolgt über eine Wechsel-lagerung, welche zuerst aus mm- bis cm- und später cm- bis dm-mächtigen Lagen von Rhyolith und Obsidian besteht. Nach oben hin werden die Obsidiane immer mächtiger und massiger.

Die kristallinen Phasen in den Obsidianen [4] erlangen mengenmässig keine grosse Bedeutung, aber sie sind dagegen relativ artenreich. Feldspäte (vor allem Orthoklas und Sanidin), Biotit, Apatit, Zirkon z.T. Hf-reich, Pyroxen, Anhydrit, Titanomagnetit, Magnetit, Hematit, Kupferkies, Pyrit u.a. sind die mikroskopisch beobachteten und mikrochemisch bewiesenen Mineralen.

Obwohl das Obsidianvorkommen eine Fläche von c.a. 7 - 8 km<sup>2</sup> bedeckt und eine grosse Mächtigkeit besitzt, konnten bis heute im Gelände keine garantierte Förderwege der Laven gefunden werden. Dagegen tauchen an einigen Stellen der Obsidiane breckzierte Bereiche auf. An frischen Ausbrüchen solcher Bereiche sehen die Obsidiane "säulig" aus. Im Querschnitt zeigen diese "Säulen" einen Durchmesser von mm bis dm. Die aus Glas bestehenden Breckzien selbst sind mm- bis cm- gross und schwarz aussehend. Die Matrix zwischen den Breckzien besteht aus bräunlichem Glas.

In den Breckzien und der Matrix kommen Fe-Ti-Oxide vor, meist in Form von Titanomagnetiten. Fast alle Titanomagnetite in den Breckzien sind entmisch [5], während die in der Matrix kaum solche Erscheinungen aufweisen. Unentmischte Titanomagnetite treten auch in den schwarzen massigen Obsidianen in den oberen Bereichen des Gebietes auf, d.h. in jüngsten Partien.

Um die Zusammenhänge zwischen der Breckzierung der Obsidiane und der Entmischung der Titanomagnetite bestimmter Bereiche zu studieren, wurden im Labor an den Titanomagnetiten Temperversuche unter atmosphärischen Bedingungen durchgeführt. Zuerst wurden im Auflicht-Mikroskop unentmischte aussehende Titanomagnetite lokalisiert, phototechnisch aufgenommen und dann in einem elektrischen Ofen auf bis 1100°C temperiert. Nach der Abkühlung zeigten alle die vorher unentmischten Titanomagnetite hervorragende Entmischungen, die identisch waren mit denen in der Natur (Geschwindigkeit der Aufheizung bzw. der Abkühlung betrug 2°C/min). Daraus kann gefolgert werden, dass die Breckzierung der Obsidiane im Arbeitsgebiet nicht während des Abwärtsfließens der Laven an der Erdoberfläche durch "Krustenbildung und Brechung" entstand, sondern eine Art von Schlottbreckzienbildung darstellt und die Entmischung der Titanomagnetite auf eine Temperung durch diese später hochdringenden sauren Laven basiert. Somit könnte besonders die Breckzierung der Obsidiane auf Förderwege der Laven hindeuten.

#### **Literatur**

- [1] HEIDE, K., SADIKLAR, M. B., GERT, K., VÖLKSCH, G. & HARTMANN, E. (1996): Obsidian from Büyüklü Sulata and Sirikli Tepe, Eastpontides, Turkey: A Glass-Chemical Study. - *Chemie der Erde*. 56/4:313-322.
- [2] HANEDAN, A., SADIKLAR, M. B., HEIDE, K. & KLETTI, H. (2000): Mineralogische und chemische Zusammensetzung der felsitischen Rhyolithe von İkizdere (FIR) NE-Türkei. - *Beih. zum EJM*, 12/1: 73.
- [3] SADIKLAR, M. B., HANEDAN, A., HEIDE, K. & KLETTI, H. (1999): Genetische Beziehung zwischen den Rhyolithen und den Obsidianen der İkizdere Region, NE-Türkei. *Beih. z. EJM*, 11/1: 196.
- [4] SADIKLAR, M. B., HEIDE, K., KLETTI, H. & VÖLKSCH, G. (1997): Mikroparagenesen in Obsidianen des Rize-Massivs/Türkei. - *Beih. z. EJM*. 9/1: 302.
- [5] SADIKLAR, M. B. & HANEDAN, A. (1997): Entmischte Magnetite in Obsidian (İkizdere/NE-Türkei) und deren genetische Bedeutung. - *Beih. z. EJM*. 9/1: 301.

**HYDROGEOLOGY – WATER PROSPECTING AND MANAGEMENT SUPPORTED BY GIS**

by

**V. Schroffenegger & H. Kurzweil**

Institute of Petrology  
University of Vienna, Geozentrum, Althanstrasse 14, A-1090 Wien

The main tasks of this project carried out in an area of about 720 km<sup>2</sup>, Eastern Austria, were

- o Hydrogeological investigations, placing strong emphasis on the availability of subsurface water, with special consideration for of renewal, dynamics and quality of waters

in connection with

- o Employment of a Geographic Information System (ArcView) for data management and to ensure uninterrupted collection of data to maintain up-to-date water conservation.

Brief background information concerning basic data, research methods, computer-drafted maps and graphics is shown on posters.

The project area is located about 120 km SSE of Vienna, Austria, east of the Central Alpine ridge, close to the Austrian/Hungarian border. Bounded by hills to the west, the area becomes rather flat open country to the east with a general discharge of water in this direction.

The regional geology is characterized by crystalline rocks mainly consisting of gneisses, quartzites etc., cropping out in the western part of the area, and a Tertiary sediments complex within the basin consisting of fine-grained sediments with intercalated sands and gravels acting as major ground-water reservoirs for this part of the country.

Changing sedimentary conditions as well as locally divergent tectonic evolutions limit availability of subsurface water. The large-scale groundwater renewal is restricted due to a very complicated hydrogeological situation, and also human activity becomes a criterion for restriction of ground-water resources development.

Based upon these data this research program has been created and carried out by the use of the following methods:

- o Hydrogeological reconnaissance of the area by mapping and data collection
- o Hydrogeochemical investigations of subsurface and surface water
- o Isotopic geophysical examinations of selected waters
- o Hydrological background information
- o Geophysical surveying by geoelectrics and seismic methods
- o Drilling activities, borehole geophysics and pumping tests
- o Sedimentary descriptive petrology

The great number of data obtained from these investigations were used afterwards to develop hydrodynamic pilot projections for drawing up an approximate groundwater balance model.

Furthermore, and this is the aim of this presentation, all data banks were transferred into a Geographic Information System (ArcView), and a group of people responsible for future use was entrusted with the entire project in digital form, in order to ensure an uninterrupted continuation of data collection and thus to maintain up-to-date water conservation data for the sustained and guaranteed drinking water supply of this area.

In order to make our system applicable in the most effective way, specific data banks, focusing on hydrological, hydrogeological or hydrogeochemical background information, should be available to access the Geographic Information System (ArcView) for successful and highly economic data management.

Data on hydrogeological research and water prospection data prepared and processed in this way have always attracted our customers who profit from this user-friendly method on account of its efficiency in linking even comprehensive databases in order to produce, compile, correlate, and print, without any delay, maps on varying subjects. A further advantage of this system is the possibility to insert and incorporate new data so as to update databases in a most efficient way – for instance, in the field of water supply, an uninterrupted collection of data on water quality, discharge and distribution requires an immediate digital data management to guarantee sustained water conservation and an uninterrupted supply of drinking water.

Development of strategic planning methodologies and scientific tools for the integrated management of water at catchment or river basin scale, taking into consideration the complex interaction between the natural and man made environments, the quality and quantity of water and the various uses of water.

The objectives are to support the development of integrated water management approaches at catchment or river basin scale.

The relation between the function and structure of aquatic ecosystems should be evaluated in order to distinguish between natural variability and anthropogenic impacts.

Development and demonstration of tools to determine socio-economic requirements for urban and suburban water management systems, and to evaluate the location and functioning of water supply. Assessment and auditing methods for water exchange between cities and their water supplying region.



## ZUR GEOCHEMISCHEN CHARAKTERISIERUNG VON LAGERSTÄTTEN

von

**E. Schroll**

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

Die geochemische Charakterisierung geologischer Körper ermöglicht Gruppenbildungen, Klassifikation und genetische Abgrenzung. Bei Lagerstätten kommt es bisweilen zu Anwendungen dieser Methodik ohne vorliegende geologische Fakten und geochemische zu berücksichtigen.

Lagerstätten sind Sonderfälle der Petrogenese. Sie unterscheiden sich von den Massengesteinen durch eine überdurchschnittliche Anreicherung an Mineralen oder chemischen Elementen, die nutzbare Eigenschaften aufweisen. Sie werden daher nach wirtschaftliche Grundsätzen bewertet, die vom Bedarf und technologischem Fortschritt abhängig sind. Die geochemische Charakterisierung von Lagerstätten eher rückständig, obwohl gerade in der Lagerstättenexploration erhebliche Fortschritte in der Anwendung der Methoden der Geochemie erzielt worden sind. Dagegen ist heute die Anwendung petrochemischer und geochemischer Prinzipien zur Klassifikation und geochemischen Charakterisierung der Gesteine praktisch Routine geworden.

Die Rückständigkeit der Lagerstättegeochemie auf die Vielfältigkeit der Mineralparagenese und Elementassoziationen sowie auf Schwierigkeiten bei der Abgrenzung des Lagerstättenkörpers vom Nebengestein und bei der Entnahme repräsentativer Proben zurückzuführen. Mehr ins Gewicht fällt jedoch die Abhängigkeit der wissenschaftlichen Aussagen vom Aufschlussgrad der Lagerstätte, der durch die Bergbauaktivitäten vorgegeben ist. Suche und Abbau von Rohstoffen richtet sich nach dem Bedarf sowie technischen und wirtschaftlichen Gesichtspunkten. Während in der Vergangenheit der Vorrat von einer Lagerstätte oft über ein Jahrtausends genutzt werden konnte, verkürzt sich heute durch maschinellen Einsatz die Lebenszeit eines Bergbaues je nach der Vorratslage bis auf Dezennien. Mit der Schließung eines Bergbaus ist in der Regel Besichtigung und Beprobung vor Ort nicht mehr möglich. Statt bergfrischen Proben stehen nur beschränkt lokalisierbares Probenmaterial aus Halden- und Sammlungsmaterial zur Verfügung.

Für das Aufsuchen und die Beurteilung von Rohstoffvorräten ist die Kenntnis der Genese der Lagerstätten von fundamentaler Bedeutung. Die Bodenschätze der Erde sind die einmalige Hinterlassenschaft der Evolution der Erdkruste und der Biosphäre. Dies unterstreicht die Notwendigkeit der geochemischen Charakterisierung von Lagerstätten. Die Möglichkeiten, Daten zu schaffen und zu verarbeiten, haben bereits einen hohen Standard erreicht. Die Analyse erfasst Atome, stabile und instabile Isotope und Moleküle.

Maßgebliche Objekte der Analytik sind technische Bergbauprodukte, wie Haufwerk oder Konzentrate, und für wissenschaftliche Zwecke Mineralphasen und Flüssigkeitseinschlüssen. Die In-situ-Analytik erschließt den submikroskopischen Bereich und verbessert die Einsicht in die Wachstumsgeschichte von Mineralen. Statistische Methoden und elektronische Datenverarbeitungstechniken ermöglichen die Bewältigung großer Datemengen. Für eine Methodik, bei der die multivariate Geostatistik benützt wird, wurde der Terminus Geochemometrie vorgeschlagen (SCHROLL et al., 1996). Zur Zeit wird leider chemischen Daten zu wenig Bedeutung zugemessen, am ehesten noch in Hinsicht auf die Haupt- und Wertmetalle der Erzlagerstätten (SCHROLL, 2002).

Multivariate Messdaten eines geologischen Körpers stellen ein komplexes System korrelativer Beziehungen dar. Die Aussagen beschreibender Arbeitsmethodik, die sich vornehmlich bildlicher Darstellung bedient, gewinnen erst durch die Kontrolle mittels Messdaten allgemeine gültige Bestätigung. Extreme werden auch in der Wissenschaft zur Glaubenssache. Allein aus der Bildhaftigkeit auf der Richtigkeit von Aussagen zu beharren, ist ebensowenig zielführend, Aussagen allein auf geochemischer Messdaten und deren Interpretation aufzubauen. Man kann nicht darüber hinwegsehen, dass die klassischen Methoden der Lagerstättenkunde die Voraussetzung für die repräsentative Beprobung und damit für die Anwendung der Methoden der analytischen Geochemie schaffen. So hat sich die Missachtung gefügekundlicher Befunde als Fehler erwiesen.

Geochemische Daten sind - unter Einschluss der geologischen und mineralogischen Fakten - das geeignete Hilfsmittel, um Lagerstätten objektiv zu vergleichen. Noch mangelt es an einheitlichen Datensätzen, wie ein Versuch am Beispiel von Stibnitlagerstätten in den Westkarpaten und Ostalpen zeigt (ANDRAS et al., 2000). Ergebnisse weiterer Untersuchungen sind trotzdem ermutigend, weil so ein Basis für eine einheitliche Interpretation der zeitlichen und genetischen Zuordnung geschaffen werden kann.

Dasselbe gilt für Gruppierung und Klassifikation anscheinend gleichartiger Erzmineralisationen, wie dies am Beispiel karbonatgebundener Pb-Zn-Lagerstätten der Fall gezeigt wurde (SCHROLL et al., 1996). Dabei ist die Schwefelisotopenverteilung eine charakteristische Eigenschaft. Schwefelisotope sind u.a. ein Indikator für bakteriogene Prozesse bei der Sulfatreduktion und ein wesentliches Kriterium für die Gliederung der karbonatgebundenen Pb-Zn-Vererzungen (SCHROLL, 2001). Die bakteriogene Mitwirkung wird durch zusätzliche Beobachtungen und Messdaten bestätigt (KUCHA et al., dieser Band). Siderit- und Magnesitlagerstätten sind in ihrer Genese umstritten. Als Ansatz für die genetische Gruppierung dieser karbonatischen Mineralisationen bieten sich die Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope an. Versuche mit einer einzigen geochemischen Meßmethode, wie beispielsweise mit Hilfe der Analyse der Seltenen Erden, die genetischen Probleme zu lösen, halten der Konfrontation mit realen Fakten und anderen Daten nicht Stand. Generell ist in Betracht zu ziehen, daß die Interpretation von Daten vom jeweiligen Wissensstand abhängig ist..

Komplexe Naturprozesse, wie die Bildung von Lagerstätten, können nur mehr durch koordinierte Detailarbeit im lokalen und regionalen Rahmen sowie durch globale Zusammenschau unter Einbezug relevanter wissenschaftlichen Disziplinen entschlüsselt werden. Noch sind wesentliche Fragen der Lagerstätten-genese unzureichend beantwortet, wie der Einfluss der Evolution der Erdkruste und der Lebensprozesse auf die Bildung von Lagerstätten, Herkunft und Transport der

Metalle, die hierfür erforderlichen Fluidumsätze sowie der Zusammenhang mit geotektonischen Ereignissen. In wissenschaftshistorischer Sicht bewegt sich der Stand der Erkenntnis in einer zeitabhängigen S-Kurve, die sich in ihrem oberen Abschnitt asymptotisch der Sättigung des Wissensstand nähert. Obwohl heute ein exponentieller Wissenszuwachs zu verzeichnen ist, sind wir in der Depositologie noch nicht allzu weit über den Wendepunkt der Erkenntniskurve hinausgekommen. Im Falle der geochemischen Charakterisierung von Lagerstätten wäre eine verstärkte Kooperation auf internationaler Ebene nötig.

#### **Literatur**

- [1] SCHROLL, E., KÜRZL, H. & WEINZIRL, O. (1996): Geochemomerische Charakterisierung sedimentgebundener Blei-Zink-Vererzungen mittels Multivariate Techniken. - Berg- u. hüttenm., Monatshefte 141, 156-164.
- [2] SCHROLL, E. (2002): Special metals in carbonate-hosted zinc-lead deposits. - Mineralium Deposita (im Druck).
- [3] ANDRAS, P. CHOVAN, M. & SCHROLL, E.: Comparison of antimony ore deposits of the Eastern Alpy and the Western Carpathians using geochemical data. - Abstracts, Carpathian- Balkan Geological Assoc. XVI Congress , Vienna 1998.,41, Geol. Surv. Austria.

**SUBMARIN-HYDROTHERMALE METALLANREICHERUNG IM JUNG-PROTEROZOIKUM  
UND METAMORPHOGENE WEITERENTWICKLUNG DER STRATIFORMEN  
W-SB-AU-ERZLAGERSTÄTTEN VOM “TYP WOXI” IN HUNAN, SÜDOST-CHINA**

von

**O. Schulz<sup>1</sup>, F. Vavtar<sup>1</sup>, X. X. Gu<sup>2</sup>, J. M. Liu<sup>3</sup> & M. H. Zheng<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Institut für Mineralogie und Petrographie

Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck

<sup>2</sup>Department of Mineral Resources and Economics

Chengdu University of Technology, Sichuan, P.R.China

<sup>3</sup>Research Center of Mineral Resources and Exploration

Chinese Academy of Science, Beijing, P.R.China

Die polymetallische W-Sb-Au-Erzlagerstätte Woxi (Xiangxi) ist Typuslokalität für eine Serie von schichtgebundenen Anreicherungen in einem metallogenetischen Gürtel, der den Nordwesten der Provinz Hunan quert. Insbesondere das Xuefeng-Gebirge als Teil des NW-konvexen Bogens der Jiangnan-Orogenzone ist durch einen auffallenden Erzreichtum ausgezeichnet.

Schwach metamorphe Sedimentgesteine des mittleren und jüngeren Proterozoikums beherrschen mit einer monotonen Abfolge von pelitischen, siltigen bis psammitischen und kieseligen Schiefen und Phylliten die Region. Die über 10.000 m mächtigen Sedimente sind allerdings durch tuffitische Zwischenschaltungen auffallend bereichert.

Im Großbergbau Woxi sind in der Madiyi-Sedimentformation des Jung-Proterozoikums bis in die derzeitige Teufe von 650 m 12 stratiforme Erzlager aufgeschlossen worden. Sie sind stratigraphisch gesehen auf ein 720 m mächtiges Sedimentpaket verteilt. Im Detail gesehen sind innerhalb von 200 m Sediment 6 Erzlager und in 130 m Sediment schon seit langer Zeit 4 Erzlager bekannt und in Abbau. Die Mächtigkeiten liegen statistisch gesehen um 0.30–1.50 m. Dabei handelt es sich in Einzelfällen auch um 1.50 m mächtiges Antimonitderberz, und um über 3 m mächtiges, laminiertes Scheeliterz. Die streichenden und im Schichtfallen bekannt gewordenen Längen reichen vorläufig an die 2300 bis 3500 m, dürften aber noch größer sein.

Das Erz der Schichterzkörper beinhaltet die Nutzminerale Antimonit, Scheelit und Gold, weiters Pyrit, Arsenkies, Wolframit, Bleiglanz, Zinkblende, Tetraedrit, Bourmonit, Boulangerit, Gersdorffit, Kupferkies und Aurostibit. Begleitminerale sind: überwiegend Quarz, daneben Ankerit, Dolomit, Calcit, zurücktretend Baryt, Siderit und Apatit. Durch die feinschichtige Teilnahme von Nebengestein sowie durch die Einstreuung von sandigem und schlammigem Detritus im Erz sind noch zu ergänzen: Hämatit, Rutil, Anatas, Titanit, Leukoxen, Turmalin, Zirkon, Sericit, Kaolinit, Chlorit, Pyrophyllit und Semigrafit.

Die Bindung der teils stark, teils diskret angereicherten Erzminerale an den progressiven Sedimentaufbau in Form feinschichtiger Parallelgefüge, Schräg- und Kreuzschichten stellt einen genetisch signifikanten Hinweis auf einen primären sedimentären Ursprung dar. Außer dem Sedimentaufbau aus Erz und Begleitsediment bestätigen auch syndiagenetische Fältelungen, rupturale Deformationen und lokale Erosionen mit geopetaler Relieffüllung eine polare sedimentäre Anreicherung des Erzes. Auch Sammelkristallisationen, Entmischungen, Mobilisationen und Neukristallisationen veränderten die Erzgefüge. Im Kontakt mit den Erzlagern entstanden bereichsweise schichtgebundene Netzwerkvererzungen und vererzte Deformationsbreccien.

Unmittelbares Erzträgergestein ist ein grünlichgrauer Pyrit-Ankerit-Chlorit-Quarz-Sericitschiefer. Er ist liegend und hangend von einer dunkelgrau-purpurroten Hämatit-Kieselschiefer-Bank (Hämatit-Sericit-Quarzit, Fe-Chert) umrahmt. Tuffitische Chloritlagen begleiten stellenweise die Schichterzkörper. Diese Leitgesteine und die Erzlager sind teils durch Wechsellagerung, teils durch scharfe Grenzen und teils durch allmähliche Übergänge, auch mit metasomatischem Stofftausch gekennzeichnet. Der Lagenbau im großen und im kleinen entstand durch einen lückenlosen Sedimentaufbau von feindetrischem allothigenem Sediment und authigener chemischer Anlagerung von "Fremdmineralen" in Form von Erz.

Mindestens drei Orogenesen und vermutlich Metamorphosen überprägten den Felsverband samt den Erzkörpern. Vor allem Zerrklüftvererzungen transversal zur Schichtung, in räumlichem Zusammenhang mit den Schichterzkörpern, bereichern die Vererzungstypen in der Lagerstätte. Groß- und Kleinfalten verformten, bzw. Gleitungsklüfte zerscherten die Gesteins- und Erzabfolge, führen selbst aber nur tektonisch verschlepptes Erz.

Trotz der metamorphogenen Überprägungen sind im kristallinen Erz noch ursprüngliche Gefüge aus der synsedimentären Entstehungsphase als Relikte durch Abbildungskristallisation erhalten. Das Gefüge der prämetamorph entstandenen Metallanreicherungen zeigt typische Erztektonite mit teilweiser Rekrystallisation. Der metamorphosierende Einfluß läßt auf Grund von Mineralneubildungen und dem Carbonifizierungsgrad von Phytodetritus auf eine Subgrünschieferfazies schließen.

Geochemische Untersuchungen von Haupt- und Spurenelement- sowie Isotopen-Zusammensetzungen ( $\delta^{34}\text{S}$ ,  $\delta\text{D}/\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^{13}\text{C}/\text{d}^{18}\text{O}$ , Gesteins- und Erzblei, Flüssigkeitseinschlüsse) bestätigen und erweitern die lithologischen, tektonischen, mineralogischen und petrologischen Befunde. So finden wir bestätigt, daß es sich bei den Ausgangsgesteinen des enormen proterozoischen Sedimentstapels um vorwiegend granitoide und intermediäre Magmatite und deren metamorphe Äquivalente handelt. Der chemische Index der Alteration (CIA) spricht für Verwitterung in einem gemäßigten Klimabereich. Die nur gering gestreuten  $\delta^{34}\text{S}$ -Werte um -2 ‰, gemessen an Antimoniten, lassen den Schluß auf eine homogene, abiogene S-Herkunft zu. Die  $\delta^{13}\text{C}$ - und  $\delta^{18}\text{O}$ -Daten der Karbonatgesteine und Erzcalcite unterscheiden sich nur gering durch leichteren C im Erzcalcit. Das Verhältnis  $\delta\text{D}/\delta^{18}\text{O}$  fällt mit weiter Streuung in einen Bereich, in dem sich magmatische und metamorphogene Wässer überschneiden. Die Modellalter der Erzbleie liegen mit 800–900 Mio. Jahren im Rahmen der Gesteinsalter. Allgemein besteht, mit Einbeziehung einer Reihe von Lagerstätten gleichen Vererzungstyps, eine enge Beziehung zwischen Begleitgestein und Erz. Flüssigkeitseinschlüsse, gemessen an Quarz, Scheelit und Calcit, ergeben Homogenisierungstemperaturen von 95°–185°C. Die geochemischen Daten beziehen sich selbstverständlich auf die relativ jungen Kristallisationen des metamorphen Erzes.

Der erzeiche metallogenetische Gürtel im Norden der Provinz Hunan dürfte in einem tiefen Randmeerbecken über einer, zwischen zwei alten Kontinentblöcken gelegenen ozeanischen Subduktionszone entstanden sein. Aufschmelzungsprozesse und Magmatismus könnten einen Hydrothermalkreislauf in Gang gebracht haben, der zu einer extrusiven Belieferung und Ausfällung von Metallen am Meeresboden geführt hat.

#### **Literatur**

- GU, X. X., LIU, J. M., ZHENG, M. G., SCHULZ, O. & VAVTAR, F. (2000): Fabric and Geochemical Evidence for the Submarine Exhalative Sedimentary Origin of the Woxi W-Sb-Au Deposit, Hunan. - Bulletin of Mineralogy Petrology and Geochemistry, vol.19, 4, 235-238. Guiyang, China.
- GU, X. X., SCHULZ, O., VAVTAR, F., LIU, J. M. & ZHENG, M. H. (200.): Jung-proterozoische submarine Primäranreicherung und metamorphogene Weiterentwicklung der stratiformen W-Sb- Au-Lagerstätten vom "Typ Woxi" in Hunan (Süd-China). - (Im Druck).

DATING OF ANDALUSITE BY GECHRONOLOGICAL METHODS  
(SM-ND AND U-PB) – A FAILURE

by

**R. Schuster & U. Klötzli**

Institute of Geology  
University of Vienna, Geozentrum, Althanstrasse 14, A-1090 Vienna

**Introduction:** Andalusite, sillimanite and cordierite are index minerals for high-temperature/low-pressure (HT/LP) metamorphic rocks. These rocks occur in different tectonic settings related to contact metamorphism, exhumation of thickened crust or lithospheric extension. Their formation age respectively the formation age of their peak metamorphic assemblages is of interest for some geodynamic questions. If they formed during contact metamorphism this age can be determined by dating the intrusion age of the related magmatic body. For the other cases dating is much more difficult because of the following reasons: The HT/LP assemblages contain andalusite, sillimanite, biotite, plagioclase, muscovite and quartz, whereas garnet suitable for dating by the Sm-Nd method is not in equilibrium with the HT/LP assemblage, respectively it is consumed by the aluminosilicat-forming reactions. On the other hand dating of zircon or monazite by the U-Pb method is problematic, because it is difficult to prove their formation during the peak of the HT/LP event. The most convenient age determination would be dating of the index minerals andalusite, sillimanite or cordierite itself. Being aware of the bad chance, but facing that it has not been reported before, we launched dating of metamorphic and magmatic andalusite.

**Analytical techniques:** Minerals used for isotope determinations were hand-picked under a binocular microscope, except biotite which was separated on a vibrating table and by grinding in alcohol. Chemical sample digestion and element separation for the Sm-Nd method follows standard procedures [1]. To remove surface contaminations minerals were leached in 2.5 N HCl before decomposition for 5 minutes. Overall blank contributions are  $\leq 0.2$  ng for Nd and Sm. Errors quoted in table 1 correspond to  $2\sigma$  of the block mean (1 block = 10 isotope ratios). The  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ratio for the La Jolla international standard during the course of this investigation was  $0.511846 \pm 8$  (35 runs). Errors for the  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  ratio are  $\pm 1\%$ , or smaller, based on iterative sample analysis and spike recalibration. The U/Pb leaching experiment was performed on 50.7 mg of andalusite with grain size 0.20 to 0.25 mm. It includes one cleaning step (A), three leaching steps (B: 1N HBr + 6N HCl, 2h, 70°C; C: 1N HBr, 16h, 70°C; D: 15N HNO<sub>3</sub>, 16h, 70°C) and complete dissolution (E: HF+ HNO<sub>3</sub>, 48h, 170°C). Element separation follows the normal U/Pb method of titanite [2].

**Sample material:** Three samples from Austroalpine basement units have been investigated: Samples RS13/97 [3] and NM93/128 [4] represent Al-rich metapelites with a polyphase metamorphic history. Andalusite formed by the breakdown of Variscan staurolite during a Permo-Triassic HT/LP event. It developed by the reaction  $St + Ms \leftrightarrow And + Bt + Qtz + H_2O$ . In both cases andalusite exhibits up to 1cm large porphyroblasts which form a significant part of the rock. The third sample (92T32) is an andalusite-muscovite-quartz vein. Andalusite was separated from a several centimeter large, pinkish colored, euhedral crystal. A Variscan formation age of the vein is suggested by geochronological age data from the sample area [5].

**Results:** Andalusite from sample RS13/97 contains 0.25 ppm Nd and 0.035 ppm Sm. It is characterised by lower  $^{147}Sm/^{143}Nd$  and  $^{144}Nd/^{143}Nd$  ratios than the whole rock and two biotites. The spread of all four data points is too low to calculate an isochron age. Concentrations of 8.2 ppm Nd and 1.4 ppm Sm have been found in andalusite of sample NM93/128. Within the error bars andalusite shows the same isotopic ratios than the whole rock and the biotite but lower ratios than plagioclase. The much higher concentrations of Sm and Nd and the similar isotopic ratios might indicate a contamination of the andalusite by inclusions of REE-rich minerals such as zircon or monazite. Magmatic andalusite of sample 92T32 exhibits very low concentrations of 0.019 ppm Nd and 0.012 ppm Sm and a higher  $^{147}Sm/^{143}Nd$  and  $^{144}Nd/^{143}Nd$  ratio than the metapelites. The higher ratios might be due to partial melting during the mobilisation of the vein material.

Sample	unit / locality	Nd [ppm]	Sm [ppm]	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	+/-2s <sub>m</sub>		
RS13/97 WR	Strieden Complex,	79,610	12,982	0,09856	0,511859	5,7E-06		
RS13/97 And	Carinthia (Austria)	0,245	0,035	0,08545	0,511834	1,3E-05		
RS13/97 Bt1		1,726	0,359	0,12590	0,511923	1,8E-05		
RS13/97 Bt2		1,199	0,252	0,12697	0,511952	1,0E-05		
NM93/128 WR	Öbrennberg-Kaltes	47,626	8,286	0,10516	0,511882	6,2E-06		
NM93/128 Pl	Bründl Serie,	1,109	0,214	0,11682	0,511903	7,1E-06		
NM93/128 And	Burgenland (Austria)	8,186	1,407	0,10389	0,511873	6,2E-06		
NM93/128 Bt		2,399	3,296	0,83049	0,511871	1,1E-05		
92T32 And	Ötztal C., Tyrol (Austria)	0,019	0,012	0,37968	0,512135	9,3E-06		
sample	step	U [ppm]	Pb [ppm]	% Pb rad	Th/U	$^{207}Pb/^{208}Pb$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{208}Pb/^{238}U$
RS13/97 And	B	0.242	4.526	7.6	1.472	0.4432	0.7139	1.4722
	C	1.571	17.365	16.4	3.075	0.1732	0.2030	5.1394
	D	1.155	10.325	16.9	3.146	0.1841	0.2296	2.1111
	E	0.016	4.091	21.5	3.447	0.1632	1.9360	1.8533

Table 1

Sm-Nd and U-Pb analytical data from mineral concentrates and whole rocks.

Assuming that the andalusite separate of sample RS13/97 was not contaminated by other mineral phases, it was used for investigations by the U/Pb leaching method. Observed concentrations are 0.016 to 1.57 for U and 4.09 to 17.4 for Pb. U/Th ranges from 1.5 to 3.4 and is comparably low. The content of radiogenic Pb is low and varies (7.6 - 21.5 %) during the leaching experiment. Obviously it is not possible to separate the common Pb component from the radiogenic lead with the applied leaching procedures.



It is therefore concluded, that the common Pb is included in the crystal lattice and not in the form of inclusions. Calculated  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  and  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  ages are scattering and give no geological information. This might be due to primary unequilibrium or problems of the leaching technique. A Pb-Pb errorchron yields c. 2.0 Ga, a typical average "age" value for the Alpine basement units.

Conclusions: Pure andalusite is poor in Sm, Nd, U and Pb. Andalusite is fractionating the LREE and therefore it exhibits lower  $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$  and  $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$  ratios than the whole rock. The U-Pb leaching experiment yielded complex mixtures of common and radiogenic lead, leading to disequilibrium and meaningless age informations. Andalusite is not suitable for geochronological dating by the Sm-Nd method or the applied U-Pb leaching technique.

## References

- [1] THÖNI, M. & JAGOUTZ, E. (1992): Some new aspects of dating eclogites in orogenic belts: Sm-Nd, Rb-Sr and Pb-Pb isotopic results from the Austroalpine Saualpe and Koralpe type-locality (Carinthia/Styria, SE Austria). - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56: 347-368.
- [2] PERRISH, P. P., RODDICK, J. C., LOVERIDGE, W. D. & SULLIVAN, R. W. (1987): Uranium-lead analytical techniques at the geochronology laboratory, Geological Survey of Canada. - *Geol. Surv. of Canada Paper*, 87/2: 3-7.
- [3] SCHUSTER, R., SCHARBERT, S. & ABART, R. (1999): Permo-Triassic crustal extension during opening of the Neotethyan ocean in the Austroalpine-South Alpine realm.- *Tübinger Geowissensch. Arb., Serie A*, 52: 5-6.
- [4] DRAGANITS, E. (1998): Seriengliederung im Kristallin des südlichen Ödenburger Gebirges (Burgenland) und deren Stellung zum Unterostalpin am Alpenostrand. - *Jb. Geol. B.-A.*, 141: 113-146.
- [5] THÖNI, M. (1981): Degree and evolution of the Alpine Metamorphism in the light of K/Ar and Rb/Sr age determinations on micas. - *Jb. Geol. B.- A.*, 124/1: 111-174.

**INDICATIONS FOR A PERMO-TRIASSIC METAMORPHIC IMPRINT IN THE  
AUSTROALPINE CRYSTALLINE ROCKS OF THE DEFREGGEN ALPS (EASTERN TYROL)**

by

**R. Schuster<sup>1</sup>, A. Proyer<sup>2</sup>, G. Hoinkes<sup>2</sup> & B. Schulz<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Institute of Geology

University of Vienna, Geozentrum, Althanstrasse 14, A-1090 Vienna

<sup>2</sup>Institute of Mineralog and Petrology

University of Graz, Universitätsplatz 2, A-8010 Graz

<sup>3</sup>Institute of Mineralogy

TU Bergakademie, Brennhausgasse 14, D-09596 Freiberg

In the past years a widespread Permo-Triassic high temperature/low pressure metamorphic (HT/LP) imprint of various grade has been recognised within the Austroalpine units [1][2]. We discuss the effects of this imprint for the Austroalpine unit in the Deferegger Alps. From the Uttenheim area, that forms the continuation to the west, "late Variscan" pegmatites and a HT/LP metamorphic imprint have been reported [3]. New geochronological data from the southern part of the Deferegger Alps demonstrates striking analogies to the Austroalpine unit in the Kreuzeck-Goldeck-Drauzug section c. 50 km in the east:

In the Kreuzeck-Goldeck-Drauzug, a section through a Permo-Triassic middle and upper crust and overlying sediments has been preserved [4]. The HT/LP imprint shows a characteristic zonation expressed in mineral assemblages, the occurrence of pegmatites and typical cooling ages for different structural levels. From the petrological point of view, a deeper sillimanite-zone with local anatexis, an upper sillimanite-zone with relicts of staurolite, an andalusite-zone and a zone of preserved pre-existing assemblages can be distinguished from bottom to the top [5]. Synmetamorphic pegmatites are frequent in the sillimanite-zone and die out in the andalusite-zone, where andalusite-quartz veins occur within staurolite and garnet-rich layers. Magmatic feldspars in the pegmatites exhibit syn- to post-intrusive ductile deformation at temperatures above 500°C. Formation ages of garnets from the pegmatites, determined by the Sm-Nd method are  $260 \pm 30$  Ma. Ar-Ar data from muscovite in the pegmatites and surrounding schists, yield plateau ages of  $190 \pm 10$  Ma which are interpreted as cooling ages below c. 400°C. Those from the andalusite zone are  $210 \pm 10$  Ma. Going upward in the section plateau-type Ar-Ar cooling ages increase up to c. 270 Ma until saddle-shaped age spectra with total gas ages of 270 to 310 Ma occur. Rocks below the transgressive Permo-Mesozoic sequences of the Drauzug experienced less than c. 400°C during the Permo-Triassic thermal event and exhibit Variscan Ar-Ar plateau ages of c. 310 Ma. The sequence is interpreted as the result of Permo-Triassic lithospheric extension, subsequent thermal relaxation and sedimentation of the cover series [4].

The Austroalpine basement of the Deferegger Alps is situated between the Penninic Tauern Window to the north and the Periadriatic Lineament to the south. It is subdivided by the Oligocene Deferegggen–Antholz–Vals-Line (DAV) which is marked by slices of anchizonal lower Triassic sediments [6]. Both subunits show lithological similarities, but the northern one experienced a more intense Alpine overprint. The structurally deepest parts of the southern unit are cropping out immediate to the south of the DAV and in the core of an anticline in the Michelbach valley. The rock series consists of sillimanite-bearing biotite schists and biotite-plagioclase gneisses with intercalations of pegmatites, amphibolites and marbles [7]. In the metapelites sillimanite is intergrown with biotite and aligned to the dominant schistosity of the rocks. Sillimanite also forms millimeter-sized patchy pseudomorphs after garnet, indicative of prograde breakdown of garnet by  $\text{Grt} + \text{Ms} \Leftrightarrow \text{Sil} + \text{Bt} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O}$ . The pegmatites are mostly concordant and exhibit a magmatic mineral assemblage of  $\text{Grt} + \text{Tur} + \text{Kfsp} + \text{Pl} + \text{Qtz} + \text{Ms}$ . Garnet occur as up to 4 mm large ikositetraeders, the tourmalines are optically zoned. A ductile deformation which started at more than 500°C and continued to lower temperatures is expressed by dynamic recrystallisation and wavy extinction of feldspar and quartz. Above the sillimanite-bearing zone, fine grained biotite-plagioclase gneisses with intercalations of staurolite and/or garnet-rich micaschists occur [8]. Andalusite-quartz veins have been observed within the mica-schists. The upper part of the unit is formed by garnet-micaschists, orthogneisses and phyllitic micaschists which continue into the Thurntal quartzphyllites [8].

Pegmatites also occur within biotite-rich schists and gneisses of the northern unit. Those from the Uttenheim area are interpreted as partial anatexic melts from the residual sillimanite-biotite schists. They formed during a HT/LP event at  $650 \pm 30^\circ\text{C}$  and  $0.6 \pm 0.1$  GPa [3]. To the east near Radlach a spodumene-bearing pegmatite has been found. A Permian age for the pegmatites from the Uttenheim area is confirmed by a Rb-Sr whole rock isochron of  $262 \pm 7$  Ma [9]. From the Michelbach valley, a Sm-Nd garnet isochron yields a Permian age of  $253 \pm 7$  Ma from the pegmatite. An Ar-Ar age on muscovite from the surrounding sillimanite-biotite-schist yielded  $193 \pm 2$  Ma and is interpreted to date cooling below c.  $400^\circ\text{C}$ . It is identical to those of the sillimanite-zone from the Kreuzeck area. The Rb-Sr isochron age of biotite from the same sample is  $204 \pm 2$  Ma. As closure temperatures for the Rb-Sr isotopic system in biotite are expected to be around  $300^\circ\text{C}$  and since the age was not reset during a later event, Alpine temperatures did not exceed  $300^\circ\text{C}$ . These observations signalize a Permian age of the high-temperature ductile deformation of the pegmatites, and implies a similar minimum age of the HT/LP imprint of the surrounding rocks.

Summarising the data the following conclusions can be deduced: The Austroalpine crystalline rocks from the Deferegger Alps experienced a Variscan metamorphic imprint [3] [8]. During Permo-Triassic times, extension of the lithosphere caused an elevated geothermal gradient and a HT-LP imprint. At middle crustal levels, sillimanite-bearing assemblages developed and pegmatites were emplaced. Subsequent cooling to the steady state geotherm produced Ar-Ar cooling ages of c. 190 Ma in the sillimanite-zone. In the southern block the Alpine temperatures were just below  $300^\circ\text{C}$ , in the northern unit upper greenschist facies conditions were reached [3].

## References

- [1] SCHUSTER, R., SCHARBERT, S. & ABART, R. (1999): Permo-Triassic crustal extension during opening of the Neotethyan ocean in the Austroalpine-South Alpine realm. - *Tübinger Geowissensch. Arb., Serie A*, 52: 5-6.
- [2] THÖNI, M. (1999): A review of geochronological data from the Eastern Alps. – *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 79/1: 209-230.
- [3] STÖCKHERT, B. (1987): Das Uttenheimer Pegmatitfeld (Ostalpines Altkristallin, Südtirol) Genese und alpine Überprägung. - *Erlanger geol. Abh.*, 114: 83-106.
- [4] SCHUSTER, R. & FAUPL, P.: Permo-Triassic sedimentary record and contemporaneous basement evolution in the Drauzug-Goldeck-Kreuzeck transect (Eastern Alps/Austria). - *Mitt. Österr. Mineral. Ges.*, 146.
- [5] HOKE, L. (1990): The Altkristallin of the Kreuzeck Mountains, SE-Tauern Window, Eastern Alps - Basement Crust in a Convergent plate Boundary Zone. - *Jb. Geol. B.-A.*, 133: 5-87.
- [6] STÖCKHERT, B. (1982): Deformation und retrograde Metamorphose im Altkristallin S' des westlichen Tauernfensters (Südtirol). - Thesis, Univ. Erlangen: 214pp, Erlangen.
- [7] SENARCLENS-GRANCY, W. (1972): Geologische Karte der westlichen Deferegger Alpen 1:25 000. - *Geol. B.-A. Österreich, Wien*.
- [8] SCHULZ, B., SIEGSMUND, S., STEENKEN, A., SCHÖNHOFER, R. & HEINRICHS, T. (2001): Geologie des ostalpinen Kristallins südlich des Tauernfensters zwischen Virgental und Pustertal. - *Z. dt. geol. Ges.*, 152 (in print).
- [9] BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F. P., VISONA, D. & ZIRPOLI, G. (1980): On the existence of Hercynian aplites and pegmatites in the lower Aurina valley (Ahrntal, Austrides, Eastern Alps). - *N. Jb. Miner. Mh.*, 1980/11: 501-514.

**MINERALS IN DIAMOND AGGREGATES AND MINERAL INCLUSIONS IN DIAMONDS:  
A COMPARISON**

by

**N. V. Sobolev, A. M. Logvinova & E. S. Yefimova**

Institute of Mineralogy and Petrography  
Russian Academy of Sciences, Siberian Branch, 3 Koptyug Ave, 630090 Novosibirsk, Russia

Minerals associated with diamonds from kimberlites and lamproites are represented by inclusions isolated within diamonds and intergrowths with polycrystalline diamond aggregates which are composed of microdiamond crystals of varied size and are described as boart, framesites [1, 5] or diamondites [3]. Series of Mg- and Cr-enriched minerals represent the ultramafic or peridotitic suite (U-type) and minerals (mostly garnets and pyroxenes) with varied Mg, Fe, Ca and Na represent eclogitic (E-type) suite with transitional type referred to as websterite-pyroxenitic suite [1, 4, 8]. Diamond aggregates containing variable minerals are described from Yakutian diamond mines, in particular from the Mir pipe [7-10] with rare occurrences from Udachnaya, Yubileynaya, Sytykanskaya pipes. South African diamond mines also contain such aggregates, which are described for Orapa, Venetia and Premier [1-3, 6].

About 80 % of approximately 200 studied worldwide samples of diamond aggregates, containing U-type and E-type minerals are collected from the Mir pipe, Yakutia [7-11 and unpublished data by the authors]. Both harzburgitic (about 40 %) and lherzolithic (about 60 %) pyropes occur in diamond aggregates from this pipe, which confirm earlier observations [8]. More than 100 chromite samples known only from Yakutian diamond aggregates contain on average lower MgO and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> compared with chromites included in diamonds, which is in agreement with earlier data [9].

We conclude that garnets, chromites and pyroxenes occurred in diamond aggregates are, in general, similar in their assemblages and compositions to the same minerals included in diamonds. However, some clinopyroxenes, especially, rich in Cr and Na represent a notable exception. They contain up to 15.6 wt.% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and 10.1 wt.% Na<sub>2</sub>O [8]. E-type garnet compositions from Mir diamond aggregates cover all range for similar garnets included in diamonds worldwide [4, 11]. Temperature of equilibration of chromite bearing aggregates varies mainly from 900 up to 1050°C [10] which is relatively lower than that of similar diamond inclusions. The detailed geochemical study of minerals from diamond aggregates [2, 3] especially, for the same kimberlite pipes, where mineral inclusions from diamonds are systematically studied, may open new way in better understanding of a diamond formation in deep lithosphere.

## References

- [1] GURNEY, J. J. (1989): Diamonds. - In: ROSS, J. ed. Geol. Soc. Australia Spec. Publ. 14. Proc. Fourth International Kimberlite Conf. 2: 935-965.
- [2] JACOB, D. E., VILJOEN, K. S., GRASSINEAU, N. & JAGOUTZ, E. (2000): Remobilization in the cratonic lithosphere recorded in polycrystalline diamond. - *Science*. 289: 1182-1185.
- [3] KURAT, G. & DOBOSI, D. (2000): Garnet and diopside-bearing diamondites (framesites). - *Mineralogy and Petrology*. 69: 143-159.
- [4] MEYER, H. O. A. (1987): Inclusions in diamonds. - In: NIXON, P. H., ed. *Mantle xenoliths*, Chichester: 501-522.
- [5] ORLOV, YU. L. (1977): *The mineralogy of the diamond*. - (English translation of Russian edition. 1973. Izdatelstvo Nauka). Wiley: 235 pp.
- [6] ORLOV, YU. L. & SOBOLEV, N. V. (1980): Inclusions of pyrope and sub-calcic omphacite in a polycrystalline aggregate of diamond. - *Dokl. Akad. Nauk SSSR*. 250: 938-941.
- [7] REUTSKY, V. N., LOGVINOVA, A. M. & SOBOLEV, N. V. (1999): Carbon isotopic composition of diamond polycrystalline aggregates containing chromite from the Mir kimberlite pipe, Yakutia. - *Geokhimiya*: 1191-1196.
- [8] SOBOLEV, N. V. (1977): Deep-seated inclusions in kimberlites and the problem of the composition of the upper mantle. - (English translation of Russian edition. 1974. Izdatelstvo Nauka) American Geophysical Union, Washington DC: 279 pp.
- [9] SOBOLEV, N. V., POKHILENKO, N. P., LAVRENT'EV, Y. G. & USOVA, L. V. (1975): Characteristics of the compositions of chrome-spinels in diamonds from Yakutian kimberlites. - *Soviet Geology and Geophysics*. 16,11: 4-14.
- [10] SOBOLEV, N. V., SOBOLEV, A. V., POKHILENKO, N. P. & YEFIMOVA, E. S. (1989): Chrome spinels coexisting with Yakutian diamonds. - In: F. R. BOYD, H. O. A. MEYER & N. V. SOBOLEV, eds. *Workshop on diamonds*, Washington D.C.: 105-108.
- [11] SOBOLEV, N. V., YEFIMOVA, E. S. & USOVA, L. V. (1983): Eclogitic paragenesis of diamonds from the Mir kimberlite pipe. - In: *Mantle xenoliths and problems of ultramafic magmas*, Novosibirsk: 4-16.

THORIUM MINERALIZATION IN ALKALI FELDSPAR SYENITE OF  
THE NORDMARKITE-TYPE DYKE IN THE TŘEBÍČ PLUTON (CZECH REPUBLIC)

by

**P. Sulovský<sup>1</sup> & K. Hlisnikovský<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Department of Mineralogy, Petrology and Geochemistry  
Masaryk University, Kotlářská 2, 611 37 Brno, Czech Republic

<sup>2</sup>DIAMO State Enterprise  
Dolní Rožinka, Czech Republic

The Třebíč pluton, a large lakkolith occurring to the East of the Bohemian Massif, is formed mostly by melanosenites or quartz syenites. These ultrapotassic rocks belong to the oldest members within the Variscan plutonic sequences, being documented along the whole Variscan chain under various local names - vaugnerites in the Massif Central and Vosges, redwitzites in the southwestern part of the Bohemian Massif and finally durbachites in the Czech and Austrian part of the Bohemian Massif. Common feature for the whole group is high content of light REE, LILE (K, Rb, Ba) and radioactive elements (U, Th), accompanied by elevated Mg, Cr, Ni at the same time. The origin of this geochemically unusual suite is still a matter of discussion. Anyhow, the origin by mixing of the mantle derived, ultrapotassic mafic magma with leucogranitic crustal melt prevails in the recent literature.

In spite of their relatively high basicity, durbachites of the Třebíč pluton are very rich in radioactive elements. On the average they contain around 10 ppm U and 45 ppm Th. The major part of these contents occurs in accessory minerals – both as major components in proper uranous and thorious minerals (huttonite, brabantite, thorianite, uraninite, brockite), and as minor components of common accessory minerals – allanite, zircon, monazite, xenotime, apatite. The minerals containing Th and/or U occur usually as very small (X - X0 mm) grains.

The high radioactivity of the Třebíč pluton has led in the past to an intensive radiometric survey of the area, which eventually led to finds of a number of anomalies, some of potential mining interest. The studied locality Vaneč belongs to the broader environs of the deposit Jasenice, surveyed in detail by the Uranium Survey Nové Město na Moravě in years 1954–1989.

Besides the prevailing syenitic rocks, the Třebíč pluton is penetrated by numerous dykes of aplitic or pegmatitic nature. These have usually much lower Th and U content than the durbachites: mean Th content in durbachites is  $36.2 \pm 3.0$  ppm, in aplites -  $12.8 \pm 4.6$  ppm; similarly U in durbachites =  $10.7 \pm 2.2$ , in aplitic rocks  $5.2 \pm 1.3$ . This, however, does not apply to all leucocratic rocks. One of the highly radioactive leucocratic rocks is long known from Naloučany, only a few hundred meters off the margin of the Třebíč pluton.

This extremely Zr-rich rock, containing locally up to 1000 ppm of Th in the form of thorite inclusions in zircon, was named by LEICHMANN (1997) as nordmarkite. The same name can be given also to a rock, which undoubtedly outcrops inside the Třebíč pluton in Vaneč, a place just about 3 km distant from Naloučany. The alkaline feldspar syenite (nordmarkite) dyke was discovered by trench J540, localised south of the Vaneč village, about 3 km NW of the Bíteš dislocation. The country rock is amphibole-biotite durbachite with K-spar phenocrysts up to 1.5 cm long. The dyke, at present intensively ferruginised, is composed practically only of alkaline feldspars, with minor amounts of biotite, chlorite, actinolite, and haematite, the latter three being probably not of primary origin. The bulk rock chemistry perfectly agrees with the chemistry of nordmarkite from the type locality Nordmark (Norway); it is much closer to it than the alkaline syenite from Naloučany. A striking feature, making the rock interesting from a genetic point of view, is its trace element pattern, which is very close to that of most durbachites (melanocratic syenites) and practically identical with leucocratic syenites from the Třebíč pluton. The shapes of all their patterns are practically identical, and only little displaced in the vertical direction. This seems to indicate that they were derived from the same magma. The same cannot be said about aplite dykes, penetrating the pluton – they are relatively more enriched in HREE and U (but not Zr), and show a weak positive Eu anomaly instead of a negative one as durbachites do.

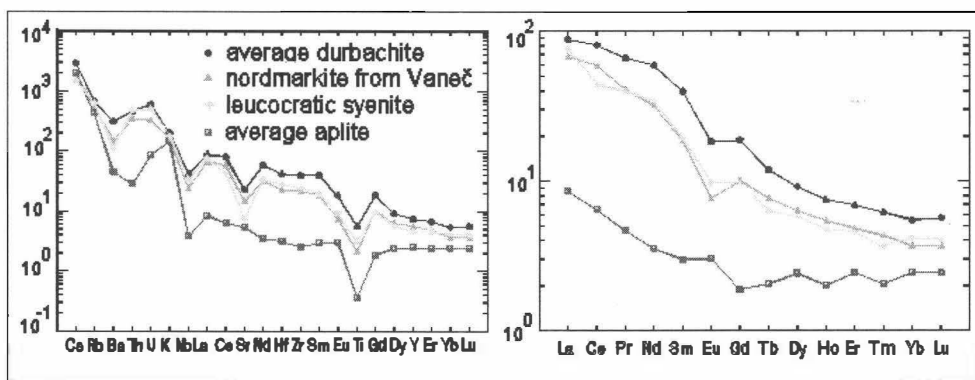


Fig 1

Normalised trace elements and REE patterns of nordmarkite from Vaneč, compared with average durbachite (melanocratic syenite), leucocratic syenite, and aplite from the Třebíč pluton.

Although the nordmarkite from Vaneč has been strongly ferruginised, its trace element chemistry remained generally unchanged. The ferruginization, manifested ultimately by development of haematite rims around many phases, has caused only local changes to the minerals of U and Th, originally represented by thorite and minerals of the monazite group, and to a lesser extent by thorianite and uraninite. The late magmatic to postmagmatic solutions locally dissolved the primary accessory minerals, especially monazite group minerals. As they also contained quite high amounts of Th and also some U, the resulting solutions were enriched in REE, Th and in places also in U or As, V and other trace elements, released by partial dissolution of accessory minerals. The solutions must have also been rich in fluorine and carbon dioxide, as the above elements precipitated often in the form of REE fluorocarbonates, along with neogenic silico-phosphates and phosphates, mainly brockite  $(Ca,Th,Ce)(PO_4) \cdot H_2O$ .



The precipitates did not form very far from the source, usually only several to tens microns, often making a kind of reaction rims directly engulfing the primary accessories. As a rule, all original grains of monazite or thorite or thorianite encrusted with neofomed phosphates or silicophosphates are rimmed by haematite. The neofomation of (silico)phosphates and fluorocarbonates of REE was in places connected with fractionation within the LREE group: while all primary monazite was Ce-dominant, the secondary REE minerals are in places La-dominant. The fact that the bulk REE pattern does not differ from the REE patterns of durbachites seems to imply that the ferruginization, visibly affecting the the rock very strongly, did not led to extensive migration of REE or Th.

## References

- [1] LEICHMANN, J., ŠTELCL, J., ZACHOVALOVA. K. (1997): A Highly Radioactive Syenite from the Moldanubian Zone (Western Moravia). - *Journal of the Czech Geological Society*, 42 (3), 63.

**DIE SAMMLUNG RICHARD BALDAUF (1848 - 1931) –  
EINE BEDEUTENDE MINERALIENSAMMLUNG AUS DER ERSTEN HÄLFTE  
DES 20. JAHRHUNDERTS UND IHR BEZUG ZU ÖSTERREICH**

von

**K. Thalheim**

Staatliche Naturhistorische Sammlung Dresden, Museum für Mineralogie und Geologie  
Königsbrücker Landstrasse 159, D-01109 Dresden

Mit dem Ankauf der Sammlung des "Mineralogischen Museums Baldauf" im Jahre 1940 durch das Museum für Mineralogie und Geologie in Dresden wurde eine der größten, wertvollsten und schönsten mineralogischen Privatsammlungen vom Anfang des 20. Jahrhunderts in sächsischen Landesbesitz überführt. Die Sammlung umfasst ca. 10 000 Mineralstufen und gliedert sich in eine systematische Sammlung (5 113), eine Kollektion großer Schaustufen (1524), eine Kristallsammlung (2651) und eine Sammlung geschliffener Edel- und Halbedelsteine (894). Alle bis 1929 bekannten Mineralarten sind in der Sammlung Baldauf vertreten. Bis auf wenige Verluste durch die Wirrnisse der Zeit kurz nach 1945 ist die Sammlung vollständig erhalten geblieben.

Richard Baldauf wurde am 7.3.1848 in Chemnitz geboren. Er studierte an der Bergakademie Freiberg Bergbaukunde und war im Anschluss an sein Studium als Bergingenieur im Ausland sowie im sächsischen Steinkohlen- und böhmischen Braunkohlenbergbau tätig. 1891 gründete er im nordböhmischen Braunkohlenrevier ein eigenes Bergbauunternehmen, welches bis 1920 bestand. Nachdem Richard Baldauf im Jahre 1904 seinen Wohnsitz in Dresden genommen hatte und sein Sohn in die Geschäfte der Baldauf-Rudolphschen Braunkohlenwerke eingetreten war, wendete er sich verstärkt seinem geliebten Hobby, der Mineralogie und dem Mineraliensammeln zu. Die Anregung zu diesem Hobby verdankte Baldauf seinem interessanten Studium in Freiberg und seiner Tätigkeit im Bergbau. Die Reisen von Richard Baldauf ab 1905 dienten ausschließlich dem Mineraliensammeln und dem Besuch berühmter Lagerstätten sowie mineralogischer Museen. Mineralogische Reiseziele waren Island, Grönland, Spanien, Portugal, Schweden und Norwegen. Seine weiteste Reise unternahm er 1912 im Alter von 64 Jahren nach Südamerika (Brasilien, Uruguay, Argentinien). In den Jahren 1924 bis 1926 bereiste Richard Baldauf die europäischen Länder und studierte dort eingehend die mineralogischen Museen. In Österreich besuchte er das Naturhistorische Museum, die Universität und die Geologische Landesanstalt in Wien sowie die Museen und Sammlungen in Graz, Leoben und Klagenfurt. Sein geplantes Buch über die bedeutendsten mineralogischen Museen und Sammlungen in Europa konnte Baldauf leider nicht vollenden.

Richard Baldauf sammelte mit wissenschaftlicher Methode. Er stand in regem Kontakt mit vielen Mineralogen und Geologen seiner Zeit, denen er auch sein gastliches Haus öffnete. Enge Beziehungen pflegte er zu den Direktoren des Museums für Mineralogie und Geologie in Dresden Ernst Kalkowsky (1851–1938) und Eberhard Rimann (1882–1944) sowie zu den Mineralogen der Bergakademie Freiberg Friedrich Kolbeck (1860–1943), Richard Beck (1858–1919) und Friedrich Schumacher (1884–1975). Aus Österreich stand er mit Josef Emanuel Hibschi (1852–1940), der an der Hochschule für Bodenkultur in Wien lehrte und vor allem mit Rudolph Koechlin (1862–1939), dem Kustos am k.k. Naturhistorischen Hofmuseum in Wien in Verbindung. Koechlin war es auch, der im Jahre 1929 die Sammlung Baldauf bis ins Detail katalogisierte und nach dem damaligen Handelswert auf rund eine Million Reichsmark schätzte. Richard Baldauf war in der glücklichen Lage, durch seine Vermögenssituation bedeutende Geldmittel für seine Liebhaberei aufwenden zu können. So pflegte er zahlreiche Verbindungen zu Mineralienhändlern in aller Welt. Aus Österreich sind hier zu nennen: Anton Berger in Mödling, das Mineralien-Comptoir Julius Böhm in Wien sowie das Mineralogische Comptoir Anton Otto in Wien. Über die Mineralienhandlung Böhm erwarb Baldauf einige Stücke aus der berühmten Sammlung Johann Isidor Weinberger (1838–1915) für seine systematische Sammlung. Mit dem bedeutenden Mineraliensammler Hans v. Karabacek (1878–1963) aus Wien stand Baldauf beim Erwerb von besonders schönen Mineralstufen, vor allem aus Tsumeb, in Konkurrenz. Im Jahre 1916 erklärte Baldauf die Sammlung in seiner Villa auf der Geinitzstraße in Dresden zum öffentlichen "Mineralogischen Museum". Dieses mineralogische Privatmuseum erlangte sehr schnell über Dresdens und Deutschlands Grenzen hinaus internationale Bekanntheit und Berühmtheit.

An Mineralen aus Österreich sind über 370 Stufen in der Baldauf-Sammlung vertreten, darunter mehr als 70 große Schaustufen.

Richard Baldauf trat in seiner sächsischen Heimat als Förderer der geologischen Wissenschaften und Mäzen von geowissenschaftlichen Sammlungen in Erscheinung. Die Bergakademie Freiberg, das Mineralogische Institut der TH Dresden und das Mineralogische Museum im Dresdner Zwinger kamen in den Genuss seiner großzügigen Donationen an Geldmitteln und an Mineralstufen.

Sein großzügiges Wirken auf sozialem und wissenschaftlichem Gebiet sowie seine freizügige Unterstützung wissenschaftlicher Institutionen und Sammlungen erfuhren mehrfach öffentliche Anerkennung und Ehrung. Im Jahre 1917 verlieh ihm die TH Dresden den Ehrendoktor der Technischen Wissenschaften. Baldauf zu Ehren wurde ein neues Phosphatmineral aus dem Pegmatit von Hagedorf in Bayern von Franz Müllbauer 1925 als Baldaufit benannt. Seit Hugo Strunz 1954 die Identität mit dem schon seit 1825 bekannten Mineral Huréaulith feststellte, gibt es leider kein anerkanntes Mineral Baldaufit mehr.

Am 28.4.1931 starb Richard Baldauf nach einem erfüllten Leben in Dresden.

Über den verdienstvollen Unternehmer und Mineraliensammler schrieb der damalige Direktor des Museums für Mineralogie und Geologie in Dresden, Eberhard Rimann 1932 im Nekrolog: "Der Name Richard Baldauf wird für alle Zeiten in der Mineralogie und im Bergbau ehrenvoll genannt werden: in der Mineralogie als der Name eines der wenigen Männer in Deutschland, der dieser Wissenschaft seine Förderung in reichem Maße zuteil werden ließ und der in vieljähriger zielbewußter Arbeit ein einzigartiges Mineralogisches Museum geschaffen hat, im Bergbau als der Name einer führenden und neue Wege weisenden Persönlichkeit von überragender Bedeutung."

Die Sammlung Baldauf ist seit ihrer Übernahme einer der wertvollsten Bestände des Museums für Mineralogie und Geologie Dresden. Sie ist ein wichtiger Fundus für Forschungs- und Ausstellungszwecke. Schon oft wurde bei der Untersuchung seltener Minerale und bei der Präsentation von Ausstellungen auf diesen Fundus zurückgegriffen. Im Jahre 1983 wurde die Baldauf-Sammlung auf der Großen Wiener Mineralienschau vorgestellt und 1990 bereicherten drei besonders schöne Epidotstufen aus dieser Sammlung die Jubiläumsschau zum Symposium "125 Jahre Knappenwand" im Rahmen der MinPet 90 in Neukirchen am Großvenediger.

#### **Literatur**

- [1] BALDAUF, M. (1957): Dr. Richard Baldauf (1848-1931). Seine Bedeutung für die Mineralogie. - Jb. Staatl. Mus. Mineral. Geol. 1956/57:116-237.
- [2] FITZ, O. (1993): Eine Sammlung erzählt. - Mitt. Inst. Bodenforschung etc. Wien Sh. 1: 1-80.
- [3] NIEDERMAYR, G. & FRANCIS, C. (2000): Die Karabacek-Sammlung im Harvard Mineralogical Museum bei Boston, USA. - Mineralien-Welt 5: 32-43
- [4] NIEDERMAYR, G. & PERTLIK, F. (2000): Hans J. (Ritter von) Karabacek (\*5.3.1878 †9.6.1963) Ein später Nachruf. - Mitt. Österr. Miner. Ges. 145: 15-20
- [5] Archivmaterial zur Sammlung Richard Baldauf am MMG Dresden

**THE METAMORPHIC EVOLUTION OF STROMATIC MIGMATITES FROM  
THE WESTERN ÖTZTAL-STUBAI CRYSTALLINE BASEMENT (TYROL, EASTERN ALPS)**

by

**W. Thöny<sup>1</sup>, P. Tropper<sup>1</sup> & F. Bernhard<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Institute of Mineralogy and Petrography  
University of Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck

<sup>2</sup>Institute of Engineering Geology and Applied Mineralogy  
Technical University of Graz, Rechbauerstrasse 12, A-8010 Graz

The Austroalpine Ötztal-Stubai Crystalline Basement Complex (ÖSCB) in the Eastern Alps provides an excellent opportunity to study a metamorphic core complex which underwent several episodes of metamorphic overprints. Although extensive research has been performed on the two predominant orogenic episodes in the Eastern Alps namely the Variscan and Alpine orogenic events, very little attention has been paid to the pre-Variscan (Caledonian) metamorphic history so far. The pre-Variscan events are manifested in localized migmatite occurrences in the central and western ÖSCB. The migmatite from Verpeil in the Kaunertal, western ÖSCB, is a stromatic migmatite containing narrow (1–2 cm width) bands of leucosome. The primary mineral assemblage is garnet + biotite + plagioclase + K-feldspar + quartz ± cordierite. Cordierite is rare and subsequently breaks down to form biotite + sillimanite aggregates. Late stage muscovite also occurs and replaces biotite.

Thermobarometry and estimation of the P-T- $a(\text{H}_2\text{O})$  conditions of the pre-Variscan metamorphic event involves application of several different thermobarometric techniques such as cation exchange thermometry (Fe-Mg exchange between garnet and biotite) and multi-phase equilibrium calculations. The latter are performed using the thermodynamic data bases and phase diagram calculation programs THERMOCALC v. 2.7 (HOLLAND & POWELL, 1998), TWQ v. 2.02 (BERMAN, 1988) and WEBINVEQ (GORDON, 1992). Our results yield temperatures of 550–600°C and pressures of 6–7 kbar and low  $a(\text{H}_2\text{O})$  of 0.2–0.4 for a mesosome sample. It is not clear yet, if these conditions are the final result of the pre-Variscan migmatization or the Variscan metamorphic overprint. The formation of cordierite due to the reaction biotite + sillimanite + quartz  $\leftrightarrow$  cordierite + garnet +  $\text{H}_2\text{O}/\text{melt}$  requires temperatures of at least 650–750°C between 3 and 6 kbar. These temperatures are high enough to induce melting as preliminary melting experiments at 700°C and 4 kbar with the natural biotite + plagioclase + quartz protolith rock show. Major element analyses of protolith rocks and adjacent mesosome samples show a decrease in  $\text{SiO}_2$  and an increase in  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  and MgO during migmatization.

The thermobarometric results above will be compared to petrogenetic grids for high-grade metapelites developed by SPEAR et al. (1999). The textural observations are in accordance with an isobaric heating path above 4 kbar from the study of SPEAR et al. (1999).

## References

BERMAN, R. G. (1988): *J. Petrol.*, 29, 445-522.

GORDON, T. (1992): *Geochim. Cosmochim. Acta* 56, 1793-1800.

HOLLAND, T. J. B. & POWELL, R. (1998): *J. Metam. Geol.* 8, 89-124.

SPEAR, F. S., KOHN, M. J. & CHENEY, J. T. (1999): *Contrib. Mineral. Petrol* 134, 17-32.

CELADONITE: THE COLOUR-GIVING GREEN CLAY MINERAL OF THE CARBONATE  
MANGANESE ORE, ÚRKÚT, TRANSDANUBIAN CENTRAL RANGE, HUNGARY

by

**E. Tóth<sup>1</sup>, T.G. Weiszbürg<sup>1</sup> & D. Pop<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Department of Mineralogy  
Eötvös Loránd University, Budapest

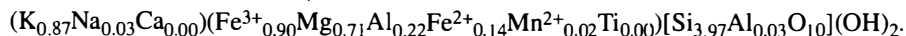
<sup>2</sup>Department of Mineralogy  
Babeş-Bolyai University, Cluj-Napoca

On the basis of full chemical analyses (ICP-MS) and TEM investigations done on carefully separated samples, new data on the 10 Å green clay mineral of the Úrkút Manganese Ore Formation (UMOF) are presented.

The UMOF is an Upper Liassic local facies in the Transdanubian Central Range zone and is related to the Toarcian anoxic event. The manganese mineralisation was formed in a pelagic environment. The thickness of the UMOF varies between 1 - 50 m. The carbonate manganese ore occurs in two horizons. The thickness of the Main Ore Bed (MOB) is 8 - 12 m, the MOB is overlain by an about 25 m thick dark thin-stratified radiolarian clay marl, then a 2 - 4 m thick manganese-carbonate layer follows (the so-called "Bed No. II"). The banded green ore itself is a mixed clay-sized material, consisting predominantly of carbonates (mainly rhodochrosite), goethite, quartz and different layer silicates, among them the colour-giving clay mineral. The studied samples were collected from the uppermost part of the MOB.

In the earliest studies the green clay mineral was described mainly as glauconite, and later on, as comprehensive XPD and IR data accumulated, "celadonite-glauconite", celadonite and aluminoceladonite. The most detailed summary of the former results is given in [1]. The uncertainty concerning the nature of this mineral was mainly due to separation problems.

Using a new three-step separation procedure developed for the given mineral assemblage [2], we were able to obtain reliable data on the chemical composition of this mineral. Based on a dioctahedral TOT mica structure, the chemical formula is:



The results were plotted in a charge diagram  $x_T-x_O-x_{IL}$ . The clay mineral can be classified as celadonite according to the three latest classification schemes [3, 4, 5].

TEM investigations of the pure sample revealed that the celadonite crystals are euhedral (the laths have a characteristic size range: 0.1 - 2.1  $\mu\text{m}$  in length and 0.07 - 1.14  $\mu\text{m}$  in width), which indicates primary precipitation. This contradicts the opinion of [6], where the formation of the green clay was explained by transformation from Fe-smectites during early diagenetic processes.

The presence of celadonite (as opposed to glauconite and green smectite) might be a new evidence in the row of indirect evidences [1] for some kind of submarine volcanic activity playing a role in the genesis of the Úrkút manganese deposit.

This work was supported by OTKA Grant #T25873.

## References

- [1] POLGARI, M. et al. (2000): *Mangánércsek Magyarországon / Manganese ores in Hungary.* (in Hungarian with extended English summary). - Regional Committee of the Hungarian Academy of Sciences, Szeged, 652 p.
- [2] MIZAK, J. et al. (2000): Separation of the 10 Å green clay mineral from the carbonatic manganese ore, Úrkút, Hungary. - *Acta Mineral. Petrogr. Szeged* 41, Suppl.: 73.
- [3] BAILEY, S. W. (1980): Summary of recommendations of AIPEA nomenclature committee. - *Clays Clay Miner.* 28: 73-78.
- [4] BAILEY, S. W. (1986): Report of AIPEA nomenclature committee. - *Suppl. AIPEA Newslett.*, 22: 1-3.
- [5] RIEDER, M. et al. (1998): Nomenclature of micas. - *Can. Mineral.* 36: 905-912.
- [6] VARENTSOV, I. M. et al. (1988): Ore formation in the early-Jurassic basin of Central Europe: Aspects of mineralogy, geochemistry and genesis of the Úrkút manganese deposit, Hungary. - *Chem. Erde* 48: 257-304.



**PETROLOGY OF MANGANESE SILICATE-CARBONATE ROCKS FROM  
THE VEITSCH MN-DEPOSITS, GREYWACKE ZONE, EASTERN ALPS**

by

**P. Tropper<sup>1</sup>, F. Bernhard<sup>2</sup> & W. Postl<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Institute of Mineralogy and Petrography

University of Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck

<sup>2</sup>Institute of Engineering Geology and Applied Mineralogy

Technical University of Graz, rechbauerstrasse 12, A-8010 Graz

<sup>3</sup>Referat für Mineralogie

Landesmuseum Joanneum, Raubergasse 10, A-8010 Graz

Within the Upper Austroalpine Greywacke Zone several carbonate-hosted Fe and Mn ore deposits occur. The Mn deposits of Veitsch at Kaskogel and south-east of Friedelkogel consists of lens-shaped Mn-carbonate bodies of up to 1.5 m thickness which are thought to have formed by syn-sedimentary processes. (HADITSCH, 1968). The primary manganese minerals described from these deposits are: rhodochrosite, tephroite, pyroxmangite, rhodonite, spessartine, Mn-chlorite, Mn-humite (manganhumite or sonolite) friedelite and jacobsite. (HADITSCH, 1968, POSTL et al., 1998). Sulfides such as sphalerite, galena, chalcopyrite and Co-Ni sulfides also occur. In addition, POSTL et al (1998) and NIEDERMAYR et al. (2000) described rare minerals such as helvine and sussexite from these deposits.

During this investigation, four samples of manganese silicate-carbonate rocks were studied. The sample from Kaskogel contains the mineral assemblage: tephroite + spessartine + rhodochrosite + Mn-chlorite + Mn-humite + friedelite. The three samples from Friedelkogel contain the mineral assemblages: Mn-humite + Mn-chlorite + rhodochrosite, Mn-humite + jacobsite + rhodochrosite and Mn-humite + jacobsite + rhodochrosite. All minerals grow in a matrix of rhodochrosite. In the sample from Kaskogel, tephroite grows along veins. Tephroite has a composition of  $\text{Teph}_{92}\text{Fo}_7\text{Fa}_1$  and shows replacement by friedelite, which contains up to 3 wt.% Cl. The garnets also grow along veins, where two stages of garnet growth can be observed. The second stage appears as a replacement of the first garnet generation. Chemically, the garnets show a homogeneous first generation in the cores with a composition of  $\text{Sps}_{97}\text{Grs}_2\text{Andr}_1$ . The second garnet generation at the rims has slightly higher CaO contents and a composition of  $\text{Sps}_{92}\text{Grs}_7\text{Prp}_{0.5}\text{Andr}_{0.5}$ .

Based on experimental investigations in the system Mn-Al-Si-O (ABS-WURMBACH & PETERS, 1999) and the system MnO-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O (PETERS et al., 1973) it is possible to place T-X(CO<sub>2</sub>)-f(O<sub>2</sub>) constraints on the assemblage tephroite + rhodochrosite + spessartine. The formation of tephroite probably took place around 400 - 450°C under low X(CO<sub>2</sub>) of < 0.02 and negligibly low f(O<sub>2</sub>). These data are in accordance with pre-Alpine greenschist facies P-T estimates from the Greywacke zone of 300 - 400°C and 3 - 5 kbar (NEUBAUER et al., 1999).

## References

- ABS-WURMBACH, I. & PETERS, T. (1999): *Eur. J. Mineral.* 11, 45-68.  
HADITSCH (1968): *Arch. F. Lagerstättenforsch.* 7, 112-169.  
NEUBAUER et al. (1999): *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 79, 41-62.  
NIEDERMAYR et al. (2000): *Carinhia II* 190/110, 181-224.  
PETERS, T., SCHWANDER, H. & TROMMSDORFF, V. (1973): *Contrib. Mineral. Petrol.* 42, 325-332.  
POSTL, W., BERNHARD, F. & HOFER, F. (1998): *Mitt. Abt. Miner. Joanneum* 62/63, 59-64.

**DIE SPATMAGNESIT-LAGERSTÄTTE BREITENAU (STEIERMARCK),  
EINE PALÄOZOISCHE MAGNESIT-MINERALISATION  
AUS DEM GRAZER PALÄOZOIKUM**

von

**W. Tufar<sup>1</sup>, U. Siewers<sup>2</sup> & Ch. Weber<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Fachbereich Geowissenschaften

Philipps-Universität Marburg, Hans-Meerweinstrasse, D-35032 Marburg

<sup>2</sup>Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe

Stilleweg 2, D-30631 Hannover

<sup>3</sup>VRD-Europa, Veitsch-Radex GmbH

Werk Breitenau, A-8614 Breitenau am Hochlantsch

Die Magnesit-Lagerstätte Breitenau im NE Grazer Paläozoikum, die größte Spatmagnesit-Lagerstätte der Ostalpen mit einem Gesamtinhalt von etwa 50 Millionen Tonnen Spatmagnesit, liegt am Nordabfall des Hochlantsch in der schwach regionalmetamorph überprägten Laufnitzdorfer Gruppe (Obersilur - Oberdevon), deren Gesteine im Lagerstättenbereich dem Obersilur zugeordnet werden können. Auffällig ist bereits, daß sich die Nebengesteinsserie der Magnesit-Lagerstätte durch einen ausgesprochenen Mangel an Karbonatgestein auszeichnet. Eine erhebliche Karbonatführung weisen dagegen die beiden benachbarten Serien auf, die "Kalkschieferfolge" (Unterdevon - Oberdevon) und erst recht die höchste tektonische Einheit, die Hochlantschgruppe (Unterdevon - Oberkarbon) mit dem bis zu 800 m mächtigen Hochlantschkalk, die sich beide jedoch durch eine völlige Abwesenheit von Magnesit auszeichnen.

Der Spatmagnesit von Breitenau gehört einem stratiformen Lagerstättenzug an, der über einen Bereich von mehreren Kilometern in der Laufnitzdorfer Gruppe durch Ausbisse bzw. Vorkommen von Magnesit markiert wird. Der Magnesitkörper der Breitenau streicht etwa E-W, fällt mit ca. 25° nach S und ist auf etwa 1.7 - 2 km von ca. 800 m über NN im Tagbau bis in eine Tiefe von ca. 240 m über NN zu verfolgen. Die Mächtigkeit kann bis 200 m betragen. Im liegenden Bereich wird der Magnesit, mit scharfer Begrenzung, von einem feinkörnigen sedimentären Obersilur-Dolomit begleitet. Liegendes der Magnesit-Lagerstätte bildet ein kohlenstoffführender phyllitischer Schiefer, Hangendes Metatuffit und kohlenstoffreicher phyllitischer Schiefer, der Lydit führt. Tektonisch wurde die Lagerstätte teilweise stark beansprucht, gestört und weist dementsprechend u. a. zahlreiche Störungen und Verwürfe auf.

Magnesit (Spatmagnesit, Ø: 2.69 Gew.-% FeO, 0.295 Gew.-% MnO; < 2 - 1651 g/t Sr) tritt praktisch als monomineralischer Lagerstätten- bzw. Gesteinsbildner auf und ist öfters in relativ großen Kristallen und Kristallaggregaten anzutreffen, die mehrere cm Länge erreichen können.

Es liegen mehrere Typen von Spatmagnetit vor. Häufig zu beobachten ist weißer, aber auch hell- bis dunkelgrauer, stellenweise außerdem fast schwarzer Spatmagnetit. Ausgesprochen charakteristisch für die Lagerstätte sind Bändermagnetit und "Magnetit-Sonnen", während pignolitischer Magnetit nur untergeordnet vorliegt.

Die Bänderung des Bändermagnetites ist primär angelegt und geht auf ursprüngliche, rhythmische Wechselfolgen bzw. Abfolgen von weißen, reinen und dunkleren, zumeist grauen, unreinen, etwas bituminösen und teilweise auch Pyrit sowie toniges Material führende Karbonatlagen zurück. Bei der Spätdiagenese konnte Magnetit in den reinen Lagen häufig ungehindert wachsen bzw. rekristallisieren und liegt somit in diesen zumeist in größeren Körnern vor, in den unreinen Lagen dagegen wurde sein Wachstum bzw. seine Rekristallisation teilweise gehemmt und unterdrückt. Die dunklen Lagen bzw. Bänder (Straten) von Magnetit sind stellenweise zerbrochen, teilweise auch angelöst oder sogar weggelöst. Obwohl der Bändermagnetit später abschließend schwach regionalmetamorph überprägt wurde, sind primäre Texturen und Gefüge erhalten geblieben. Als eine Besonderheit weist Bändermagnetit sogar noch Belastungsmarken ("load casts") auf und läßt erkennen, daß ursprünglich unverfestigte, plastische, rhythmische Magnetit-Wechselfolgen vorlagen, in denen einzelne Lagen bzw. Bänder einbrachen und in unterlagernde Magnetitbänder eindrückten.

Äußerst kennzeichnend für die Lagerstätte sind "Magnetit-Sonnen", die eine Kristallisation von Magnetit (z. T. in beachtlicher Größe bzw. Länge) in freie, große Hohlräume belegen: Dunkelgraue bis fast schwarze, meist bereits lithifizierte, stellenweise aber auch noch plastische Bänke und Lagen von feinkörnigem Magnetit mit kohligter Substanz und öfters auch etwas Pyrit werden als Substrat häufig angelöst und zeigen als Folge einer spätdiagenetischen Zementation aufgewachsen mehrere cm lange, (hell-)graue "Magnetit-Tapeten" (1. Generation Zement), die noch ein wenig kohlige Substanz als färbendes Pigment enthalten können, gefolgt von weißen, ebenfalls mehrere cm langen "Magnetit-Tapeten" (2. Generation Zement), die ebenfalls weiter in den freien Hohlraum hineinwachsen und auf die stellenweise noch Dolomit in großen Kristallen ("Roßzahndolomit", 3. Generation Zement) als Resthohlraumfüllung folgen kann.

Tektonische Beanspruchung hat den Magnetit teilweise deutlich betroffen, stellenweise liegen sogar mächtigere Magnetit-Breccien vor. Magnetit kann daher erhebliche postkristalline Deformation mit Kataklyse und sogar Rekristallisation aufweisen.

Dolomit tritt als Neben- bis Übergengenteil auf, weitere Übergengenteile und nur örtlich Nebengengenteile bilden Quarz und Chlorit. Gelegentlich ist Calcit als Übergengenteil anzutreffen. Talk, der in Paragenese mit Magnetit erwartet werden könnte, fehlt in dieser Lagerstätte. Kohlige Substanz und Pyrit liegen als Übergengenteile bis Nebengengenteile vor, erstere kann auch etwas reichlicher beibrechen und findet sich häufig als "Graphit-Spiegel" auf Störungsflächen und Harnischen. Als Übergengenteile sind gelegentlich u. a. Zinkblende, Kupferkies und Rutil zu beobachten. Von mineralogischem Interesse ist im Magnetit ein lokales Auftreten von Magnetit, der in seinen Pseudomorphosen erkennen läßt, daß auch ein älterer Hämatit vorlag, der vollständig verdrängt und pseudomorphosiert wurde (Muschketowit). Seinerseits wird aber Magnetit dann selbst von einem jüngeren Hämatit verdrängt (Martit). Als junge Bildungen in der Lagerstätte sind z. B. Baryt oder Zinkblende auf Klüften, Zinnober und Millerit anzuführen.

Auch das Beispiel der Magnesit-Lagerstätte Breitenau läßt ersehen, daß die Spurenelement-Analyse der Seltenen Erden ( $\Sigma$  SEE ohne Y: 1.515 g/t bis 125.889 g/t,  $\bar{\sigma}$ : 20.621 g/t; deutliche Abnahme in den "Magnesit-Sonnen" vom feinkörnigen Magnesit-Substrat zu den Magnesit-Tapeten) keine eindeutige Aussage über die Genese des Magnesites ermöglicht. Rückschlüsse über die Genese der Lagerstätte lassen sich jedoch aus den geologischen Befunden ableiten.

Kennzeichnend für die Magnesit-Lagerstätte Breitenau ist ihr Auftreten in einer obersilurischen Gesteinsserie mit ausgesprochenem Mangel an Karbonatgestein. Der Magnesit liegt eingebettet in eine Schwarzschieferfazies, wurde durch diagenetische und postdiagenetische Veränderungen überprägt und zeigt einen Zusammenhang mit Absenkung sowie damit in Verbindung stehenden vulkanischen Einflüssen mit Auswirkung auf eine Bildung salinärer Lösungen. Die Magnesit-Lagerstätte zeigt dieselbe tektonische Beanspruchung bzw. die verschiedenen tektonischen Verformungsakte und die schwache Regionalmetamorphose wie die umgebende Laufnitzdorfer Gruppe, in welcher der Magnesit liegt und hat deren gesamte tektonische und metamorphe erdgeschichtliche Entwicklung durchlaufen. Mit der Lagerstätte Breitenau im Obersilur des Grazer Paläozoikums liegt eine nur schwach regionalmetamorph überprägte Spatmagnesit-Lagerstätte vom Typ Radenthein vor.

**DIE SPATMAGNESIT-LAGERSTÄTTE RADENTHEIN (MILLSTÄTTER ALPE, KÄRNTEN),  
EINE VORALPIDISCHE MAGNESIT-MINERALISATION  
AUS DEM MITTELOSTALPINEN ALTKRISTALLIN DER OSTALPEN**

von

**W. Tufar<sup>1</sup>, U. Siewers<sup>2</sup> & Ch. Weber<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Fachbereich Geowissenschaften

Philipps-Universität Marburg, Hans-Meerweinstrasse, D-35032 Marburg

<sup>2</sup>Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe

Stilleweg 2, D-30631 Hannover

<sup>3</sup>VRD-Europa, Veitsch-Radex GmbH

Werk Breitenau, A-8614 Breitenau am Hochlantsch

Die Magnesit-Lagerstätte Radenthein im Altkristallin auf der Millstätter Alpe stellt eine der großen Spatmagnesit-Lagerstätten der Ostalpen dar, deren bergwirtschaftliche Bedeutung durch einen Gehalt von etwa 35 Millionen Tonnen Spatmagnesit unterstrichen wird. Sie ist im Gegensatz zu anderen Vorkommen in den Ostalpen, z. B. in karbonatreichen Sedimentserien in der Grauwackenzone, durch ihr Auftreten in einer Altkristallin-Serie mit einem ausgesprochenen Mangel an Karbonatgestein gekennzeichnet. Dieses polymetamorphe Altkristallin wird im Liegenden aus der nach N abtauchenden Millstätter Serie gebildet, die sich durch ein Zurücktreten an Granat, teilweise auch an Amphibolit, auszeichnet, aber mächtige Marmorzüge und reichlich pegmatitische Bildungen aufweist. Darüber folgt die Serie des Radentheiner Glimmerschiefers, der die Magnesit-Lagerstätte enthält und vorherrschend aus Muskovit-Glimmerschiefer mit oft reichlich Granat aufgebaut wird. Außerdem treten im Radentheiner Glimmerschiefer Hornblende- und Graphit führende Glimmerschiefer und Quarzite auf, während Marmor nur sehr untergeordnet anzutreffen ist und Pegmatit fehlt. Die hangende Priedröfneis-Serie besteht aus mächtigeren, häufig quarzitischen Paragneisen.

Die Magnesit-Lagerstätte liegt etwa 6 km NW von Radenthein entfernt, in der Nordostflanke der Millstätter Alpe in ca. 1250 m bis 1870 m über NN und gehört einem stratiformen, etwa 5 km langen, N-S streichenden und steil nach E einfallenden Lagerstättenzug im Radentheiner Glimmerschiefer an. Im Bereich der Lagerstätte zeichnet sich der Radentheiner Glimmerschiefer vor allem durch Granat-Glimmerschiefer ("Grönit": extrem reich an Granat, bis Granatfels) aus und enthält Einlagerungen von Amphibolit, Hornblende-Garbenschiefer sowie etwas Marmor (Calcit-, Dolomit-Marmor). Der im Bereich des Kontaktes stellenweise anzutreffende "Radentheinit" stellt eine Besonderheit dar und besteht aus Disthen, Granat und Biotit. Eine reiche Magnesit-Führung mit größerer Mächtigkeit (30 - 80 m) ist im nördlichen Bereich auf etwa 1.2 km bekannt. In der Abfolge wird Magnesit von etwas Dolomit begleitet und stellenweise von einer Magnesit-Dolomit-Übergangszone überlagert.

In der Lagerstätte tritt Magnesit (Spatmagnesit,  $\emptyset$ : 1.65 Gew.-% FeO, 0.066 Gew.-% MnO, 20.4 g/t Sr) praktisch als monomineralischer Lagerstätten- bzw. Gesteinsbildner auf, häufig in relativ großen Kristallaggregaten bzw. Porphyroblasten oder Idioblasten, die sogar mehrere cm Länge erreichen können. Es liegt Magnesit-Marmor vor, der mehrere Typen beobachten läßt. Vorherrschend ist weißer Spatmagnesit, daneben tritt stellenweise Pignolit-Magnesit und außerdem Bänder-Magnesit auf. Beim Pignolit-Magnesit handelt es sich um einen grobkristallinen, unreinen Magnesit-Marmor, dessen Magnesit-Porphyroblasten bzw. -Idioblasten ursprünglich in einer Tonschiefermatrix aufgesproßt sind. Der Bänder-Magnesit zeichnet sich durch eine charakteristische rhythmische Bänderung bzw. Abfolge im mm- bis cm-Bereich von Magnesit und meist dünnen, dunkleren, häufig reichlicher Talk führenden Lagen ("Tonschiefer") aus und kann Graphit als färbendes Pigment enthalten. Einschlüsse, vor allem von Dolomit und/oder Calcit, sind im Magnesit, auch in seinen pignolitischen und bänderigen Typen, stellenweise verbreitet, z. T. fein ausgebildet und teilweise zonar im Magnesit angeordnet oder liegen als "Durchstäubung" in seinen Porphyroblasten und Idioblasten vor. Als Einschluß, selbst in den "Durchstäubungen", tritt stellenweise sogar reliktsch erhaltener, älterer Magnesit auf. Starke tektonische Beanspruchung sowie regional-metamorphe Überprägung hat den Magnesit deutlich betroffen. Er zeigt dementsprechend erhebliche postkristalline Deformation mit Kataklyse und sogar -Rekristallisation, reliktsche Kataklasten von Magnesit, teilweise mit Längung im Zusammenhang mit einer gewissen (Fließ-) Schieferung, liegen häufig eingebettet in jüngerem Rekristallat von Magnesit.

Dolomit und/oder Calcit, in geringen Gehalten, liegen meistens in Verwachsung mit Magnesit vor, können diesen verdrängen oder werden stellenweise selbst von jüngeren Magnesit-Generationen verdrängt. Weitere Neben- bis Übergemengteile bilden u. a. Talk, der gelegentlich auch etwas reichlicher auftritt, eisenarmer Biotit bzw. Phlogopit, Klinochlor, Quarz, Disthen (z. T. mehrere cm lang, häufig von Talk und Klinochlor verdrängt und pseudomorphisiert), Mg-reicher Amphibol, Sulfide (vor allem Pyrit, gelegentlich etwas Kupferkies, Magnetkies, z. T. sogar mit Pentlandit-Flammen, Zinkblende usw.), Rutil, Turmalin und Graphit. Turmalin kann im Kontaktbereich der Lagerstätte örtlich deutlich angereichert als Turmalingestein ("Turmalinit") vorliegen und macht auf eine erhebliche Bor-Konzentration aufmerksam, wie sie in Evaporit-Bildungen auftritt. Magnesit und die mit ihm vergesellschafteten Silikate sowie Graphit repräsentieren eine metamorphe Paragenese, die im Metamorphosegrad mit der umgebenden Altkristallin-Serie des Radentheiner Glimmerschiefers übereinstimmt.

Die Verteilung der Seltenen Erden ( $\emptyset \Sigma$  SEE ohne Y: 8.43 g/t) im Magnesit weist meist eine positive Eu-Anomalie auf, zum Teil ist ein Verlust an Ytter-Erden zu beobachten. Bezüglich der Isotopen-Zusammensetzung zeigt der Magnesit beim Kohlenstoff streuende negative und positive Werte, beim Sauerstoff eine starke Streuung der negativen Werte.

Magnesit besitzt meist nur sehr kleine Flüssigkeits-Einschlüsse. Vorherrschend sind ein-phasige, zweiphasige (Lösung und Gasphase) treten nur untergeordnet auf, dreiphasige Flüssigkeits-Einschlüsse (Lösung, Gasphase und Tochterkristall) liegen nur gelegentlich vor. Die Gasphase besteht vorherrschend aus CO<sub>2</sub>, daneben treten CH<sub>4</sub> und N<sub>2</sub> auf. Bei den Homogenisierungstemperaturen zweiphasiger Primäreinschlüsse zeichnen sich mehrere Maxima ab (um 30°C, zwischen 230°C und 240°C sowie um 305°C).

Von Interesse sind außerdem Flüssigkeits-Einschlüsse, die im Temperaturintervall von 29.8°C bis 30.9°C in die flüssige Phase homogenisieren, da in diesen flüssiges CO<sub>2</sub> ("kritisches CO<sub>2</sub>") vorliegt. Ermittlungen des Schmelzpunktes der H<sub>2</sub>O-reichen Phase ( $T_{m \text{ Eis}}$ ) zeichnen vor allem Werte zwischen -8.3 und -9.2°C sowie zwischen -11.2 und -11.6°C ab. Auslaugungsanalysen von Flüssigkeits-Einschlüssen des Magnesites ergaben als mineralbildende Lösungen Chlorid-Hydrogencarbonat-Lösungen von Alkali- und Erdalkalimetalen mit relativ hohen Gehalten an Natrium, Kalium und Magnesium sowie Chlorid- und Hydrogencarbonationen, während Calcium etwas und Strontium stark zurücktreten.

Radenthein repräsentiert weltweit die Typlokalität einer regionalmetamorphen Spatmagnetit-Lagerstätte, die durch ihr Auftreten im Kristallin gekennzeichnet ist, obendrein in einer polymetamorphen Kristallinserie, die ausgeprägte Diaphthorese zeigt und einen ausgesprochenen Mangel an Karbonatgestein aufweist. Ursprünglich handelt es sich um eine vulkanogen-sedimentäre (Geosynklinal-) Serie, in welcher der Magnetit-Lagerstättenzug auf eine Bildung in einem abgeschnürten Becken mit salinaren Lösungen zurückgeführt werden kann, in dem auch eine Schwarzschieferfazies (Graphit!) vorlag. Die gesamte (Geosynklinal-) Serie mit ihrem Magnetit-Lagerstättenzug wurde präalpidisch progressiv stark regional-metamorph umgebildet (mesozonal, z. B. Staurolith) und in alpidischer Zeit diaphthoritisch überprägt. Die Magnetit-Lagerstätte weist dieselbe tektonische Beanspruchung, Durchbewegung, bzw. die verschiedenen tektonischen Verformungsakte, Schieferung und Regionalmetamorphosen wie die umgebende polymetamorphe Serie der Radentheiner Glimmerschiefer auf, in der sie liegt und hat deren gesamte tektonische und metamorphe erdgeschichtliche Entwicklung durchlaufen.



SYNCHRONOUS CONTRASTING LATE MIOCENE ALKALINE VOLCANIC SERIES  
RELATED TO THE CHEB-DOMAŽLICE GRABEN, WESTERN BOHEMIA:  
GEOCHEMISTRY AND MINERALOGY

by

J. Ulrych<sup>1</sup>, J. Svobodová<sup>1</sup>, J. K. Novák<sup>1</sup> & K. Balogh<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Institute of Geology

Academy of Science of the Czech Republic, Rozvojová 135, CR-165 02 Praha

<sup>2</sup>Institute of Nuclear Research

Hungarian Academy of Sciences, Bemrér 18/c, H-4026 Debrecen

The Cenozoic alkaline volcanism of the Bohemian Massif is an integral part of the Central European Volcanic Province. It is associated with large, sheet-like region of upwelling in the upper mantle, extending from the eastern Atlantic Ocean to central Europe and the western Mediterranean [1]. Cenozoic volcanism in W Bohemia is associated with the uplifted northeastern flank of the young Cheb-Domažlice Graben formed mostly by the Teplá Crystalline Complex. The most common volcanic forms are small stocks and diatremes (basaltic rocks), flows (differentiated trachyandesitic products), bulbous domes (trachyte), laccoliths with preserved gneissic roof (rhyolite), and rare complex volcanoes (with products of basanite and olivine nephelinite composition – Vlčí hora and Podhorní vrch Hills). The volcanic activity was probably coeval with the incipient graben formation dated from the Upper Miocene ? (older than 11.7 Ma) onwards and continuing with the Upper Pliocene sedimentary fill. Two coexisting Tertiary volcanic series have been recognised there:

(i) weakly alkaline series - WAS [alkali basalt/basanite I trachybasalt I trachyandesite - trachyte - rhyolite; 12.9 - 11.3 Ma] and

(ii) strongly alkaline series SAS [(melilite-bearing) olivine nephelinite/basanite II tephrite/trachybasalt II; 12.4 - 8.3 Ma].

Both series represent cogenetic association of contrasting silica-saturated to oversaturated and undersaturated rocks belonging to the intraplate continental magma types. These contrasting series are comparable with the volcanic suites of Siebengebirge, Westerwald and Cantal within the Cenozoic European Volcanic Province.

Rocks of the WAS are characterised by wide ranges in Mg# (72 - 8), SREE (170 - 530 ppm), and the  $(La/Yb)_N$  (16.3 - 39.6) and Th/U (2.4 - 13.4) ratios. An expressive negative Eu/Eu\* anomaly (0.33) and high contents of Th (72 ppm) are present in rhyolites and some Q-rich trachytes. Rocks of the SAS are typical in their more narrow ranges in Mg# (74 - 49), SREE (200 - 470 ppm), and the  $(La/Yb)_N$  (21.9 - 43.0) and Th/U (1.9 - 7.4) ratios. No expressive negative Eu/Eu\* anomaly is present (0.7 - 0.9).

Based on patterns in PM-normalised multielement variation diagrams, two initial, mantle-derived parental magmas, represented by alkali basalt/basanite I and olivine nephelinite/basanite II were recognised. Individual rock types differ in the magnitude of Rb and K negative anomaly and Nb/Ta ratio. Negative K and Rb anomalies in both representatives of initial magmas point to the origin of the magmas from the source containing phlogopite (amphibole). However, one uniform source cannot explain geochemical features observed in the mentioned rocks, and multiple mantle components (mantle plume, metasomatised mantle lithosphere) were probably involved in the generation of initial magmas. Parental magma of olivine nephelinites was derived from metasomatised mantle lithosphere with slight influence of plume material only, whereas the plume component prevailed in the parental magma of basanites (alkali basalts). Two different sources of Tertiary basanites and nephelinites from the southwestern Poland were reported by [2].

Olivine nephelinites/basanites II are geochemically similar to some tephrites/trachybasalts II. Geochemical variations within this group of rocks can be explained by different degrees of partial melting of a single magma source and olivine and moderate clinopyroxene fractionation. Relatively stable incompatible trace elements ratios indicate very slight or no crustal contamination.

Parental magma of alkali basalts/basanites I evolved to trachybasalts-basaltic trachyandesites-trachyandesites-trachytes-rhyolites. Variable Ba/Rb, K/Rb, Nb/Zr, Y/Nb, Zr/Rb and Th/U ratios indicate upper crustal contamination. Magma probably evolved in an upper crustal magma chamber by the AFC process. Olivine, clinopyroxene, Fe-Ti oxide and, in later stages, also apatite and K-feldspar fractionated. Late-crystallised apatite, Fe-Ti oxide and K-feldspar fractionation led to the depletion in Ti, Ba, Sr, Eu and P in rhyolites and some trachytes.

The ultramafic (peridotite, harzburgite) xenoliths are present in the SAS (basanite, olivine nephelinite), chemical compositions of some olivine nephelinite samples is shifted by granite (macro) and microxenoliths. Olivine nephelinite from Podhorní vrch Hill near Mariánské Lázně contains coarse-grained pegmatoid segregations of ijolite to turjaite composition [3]. Well-known megacrysts of oxykaersutite > diopside >> olivine occur in the basanite of Vlčí hora Hill together with cumulates of kaersutite.

Felsic derivatives (rhyolite and trachyte) reveal anomalous concentrations of Mn, both in rare primary ferromagnesian manganese minerals (diopside-hedenbergite, sodian magnesio-arfvedsonite, winchite, biotite-phlogopite, titanian magnetite), and in secondary hydrothermal Mn-oxyhydroxides and carbonates (rhodochrosite-calcite). The presence of sulphur in cavities along fissures accompanied by alteration of host rock indicates postmagmatic activity (i.e., presence of sulphur gases) within the trachytic intrusion of Špičák Hill.

The most widespread rocks of the WAS, i.e., Q-normative trachytes, differ only partly from rhyolite displaying higher contents of normative feldspar and lower content of quartz. Feldspars are the most substantial minerals of all these rocks forming usually more than 80 vol.%. Nevertheless, the presence of ternary feldspars and anhydrous ferromagnesian minerals indicate high temperatures of their origin and special crystallisation pathways. The most common reaction in these rock types (Q-normative trachytes and rhyolites) would be the crystallisation of alkali feldspars through the reaction of plagioclase with melt.

This explains the presence of partially resorbed cores of high-temperature ternary plagioclases and/or ternary alkali feldspars (generally anorthoclase rimmed by sanidine) in K-feldspar phenocrysts in the Špičák Hill trachyte. This phenomenon has been described from many localities of trachytes and rhyolites. The extent of resorption of plagioclase probably depended on the pressure, the bulk H<sub>2</sub>O content and the bulk composition of the melt. Partial to complete resorption of plagioclase can also occur in Q-normative trachytes under H<sub>2</sub>O buffered conditions, particularly if silica saturation is not attained until the late stages of crystallisation. For detail see [4].

#### Literature

- [1] HOERNLE, K., ZHANG, Y. & GRAHAM, D. (1995): Seismic and geochemical evidence for large-scale mantle upwelling beneath the Eastern Atlantic and Western and central Europe. - *Nature*, 374: 34-39.
- [2] ALIBERT, C., LETERRIER, J., PANASIUK, M. & ZIMMERMANN, J. L. (1985): Trace and isotope geochemistry of the alkaline Tertiary volcanism in southwestern Poland. - *Lithos*, 20: 311-321.
- [3] ULRYCH, J., PIVEC, E., LANG, M. & LLOYD, F. E. (2000): Ijolite segregations in melilite nephelinite of Podhorní vrch volcano, Western Bohemia. - *N. Jb. Mineral., Abh.*, 175: 317-348.
- [4] PIVEC, E., ULRYCH, J., LANG, M., ÁRVA-SOS, E. & NEKOVARIK, Č. (in press): Weakly-alkaline trachy-basalt-rhyolite series from the Teplá Highland, Western Bohemia: geochemical constraints. - *Geol. bavarica*, 22 pp.

**CHEMISMUS UND GENESE ORGANISCHER MINERALE  
IN DEUTSCHEN UND ÖSTERREICHISCHEN BRAUNKOHLLEN**

von

**N. Vávra**

Institut für Paläontologie  
Universität Wien, Geozentrum, Althanstrasse 14, A-1090 Wien

Aus einer Reihe von Kohlelagerstätten sind im Laufe der Zeit verschiedenste organische Minerale beschrieben worden, die allerdings nur zum Teil mit modernen chemischen Methoden untersucht bzw. revidiert worden sind. Meist handelt es sich um Substanzen, die zu Terpenen in Beziehung gesetzt werden können; es sind dies meist fossile Harze ("Bernstein" im weitesten Sinne), Kohlenwasserstoffe bzw. entsprechende Gemische oder in einigen Fällen sogar Kautschuk ("fossil laticifers"). Die einzelnen Minerale sind dabei nicht nur aufgrund ihres oft sehr eigenartigen Chemismus sondern vielmehr auch im Zusammenhang mit Details der Inkohlungsprozesse sowie als Lieferanten von "Chemofossilien" (molecular fossils) von Interesse, die – trotz aller gebotenen Vorsicht – gewisse Rückschlüsse bezüglich der Erzeugerpflanzen gestatten.

Unter den in Kohlelagerstätten als eigenes, gut definiertes Mineral vorkommenden Kohlenwasserstoffen ist vor allem der Hartit zu erwähnen. Seine Typuslokalität ist der seit 1949 eingestellte, einst nicht unbedeutende Glanzkohlenbergbau [1] von Hart (W Gloggnitz, N.Ö.), am Ostende der Norischen Senke gelegen (Miozän, Karpat). Hartit – später als Phyllocladan identifiziert – wurde in der Folge von zahlreichen weiteren Fundpunkten des In- und Auslandes beschrieben, z.T. jedoch unter anderen Namen, die als jüngere Synonyma zu betrachten sind (Hofmannit, Branchit, Josen etc.); anhand von Material aus Bílina (Tschechien) wurde vor wenigen Jahren eine moderne Revision veröffentlicht [2]. Ein als Köflachit aus dem Köflach-Voitsberger Tertiärbecken (Steiermark) beschriebenes Mineral [3] erwies sich bei einer Neubearbeitung [4] als ein Gemisch verschiedener Kohlenwasserstoffe, wobei allerdings Phyllocladan die Hauptmenge ausmachte. Ähnliche Resultate liegen mittlerweile auch für den Ixolyt (Hart bei Gloggnitz) sowie für den Jaulingit (Jauling=Jaulingwiese, nahe St. Veit a.d. Tr., 5 km SE Berndorf; Miozän, Karpat) vor: hier ist das Phyllocladan mit Abstand der dominierende Bestandteil. Diesen beiden Resultaten kommt insofern besondere Bedeutung zu, als hier Typusmaterial analysiert werden konnte, was beim Köflachit bisher leider nicht möglich war. Bezüglich Jaulingit und Ixolyt wären jetzt freilich noch Belegstücke der anderen in der Literatur behaupteten Vorkommen dieser beiden Minerale zu überprüfen. Hinsichtlich einer Identifizierung einer möglichen Erzeugerpflanze läßt sich angeben, daß es sich bei Phyllocladan um ein Diageneseprodukt von Phyllocladen, und/oder Isophyllocladen – vielleicht auch von Phyllocladanol – handelt, von Substanzen, die Bestandteile von Coniferenblatt- und -rindenölen sind,

sich aber kaum zur Charakterisierung von Familien und Gattungen eignen. Mit einiger Vorsicht kann man allerdings bestimmte Vertreter der Taxodiaceae (*Sciadopitys* und/oder *Cryptomeria*) als mögliche Erzeugerpflanzen annehmen [5], [6].

Unter den aus Kohlelagerstätten bekanntgewordenen fossilen Harzen sind jene Fälle von besonderem Interesse, wo aufgrund von bestimmten Chemofossilien eine Herleitung von Angiospermen angenommen werden kann. Dies trifft beispielsweise auf den Glessit zu, ein Harz, das anhand des Vorkommens von Amyrin – einem pentazyklischen Triterpen – bereits vor längerer Zeit als Angiospermenharz verdächtigt worden war [7]. Mit moderner Methodik konnte dieser Befund anhand von Material aus Bitterfeld (Sachsen) dahingehend erweitert werden, daß sowohl  $\beta$ - als auch  $\alpha$ -Amyrin vorliegt und zwar in etwa jenem Verhältnis, wie diese beiden Isomeren in rezenten Elemi-Harzen vorkommen (1 : 2.01 bzw. 1 : 1.90). Dies wurde als weiterer Hinweis gewertet, Glessit als ein fossiles Burseraceen-Harz zu deuten [8]. Aus dem Eozän Kärntens (Sonnborg bei Guttaring) stammt der Rosthornit, ein fossiles Harz, das aufgrund des Nachweises der beiden Amyrine gleichfalls als Burseraceen-Harz interpretiert werden kann [8].

Ein weiteres Beispiel eines Angiospermenharzes, das schon sehr früh als ein solches erkannt worden war, ist der Siegburgit [9]; eine Neubearbeitung [10] dieses Materials ergab eindeutig, daß es sich um ein Polymeres von Polystyrol-ähnlicher Struktur handelt. Dazu kam noch der Nachweis eines Esters der Zimtsäure, sodaß die Beziehung zur Familie der Hammamelidaceae als Erzeugerpflanzen gegeben erscheint (rezent z.B. *Liquidambar orientalis* mit einem vergleichbaren Chemismus). In diesem Zusammenhang sei auch der Nachweis von Zimtsäure und Dihydrozimtsäure (als Diageneseprodukt) in fossilen Harzen aus dem Eozän der Umgebung von Kassel [11] sowie aus einigen Harzproben aus Helmstedt [12] erwähnt: hier scheint sich hiemit eine weitere Gruppe von Angiospermenharzen abgrenzen zu lassen.

Als wohl bekanntestes organisches Material aus deutschen Kohlevorkommen sei noch an das "Affenhaar" aus dem Geiseltal (bei Halle a.d. S.) erinnert: schon früh als fossiler Kautschuk erkannt, hat dieses Material erst in jüngerer Zeit eine eingehendere Bearbeitung erfahren [13]; weniger bekannt dürfte jedoch das Vorkommen von fossilem Kautschuk aus der Braunkohle des Lavantales (Kärnten) sein. Es handelte sich um einen dünnen Kohlestreifen, bei dem die spröden Kohleteile mit einer elastischen Substanz verbunden waren. Anhand eines Infrarotspektrums wurden Vergleiche mit Naturkautschuk angestellt und aufgrund des eher geringen Schwefelgehaltes sogar die Vermutung, daß hier möglicherweise ein nur "schwach vulkanisierter Weichgummi" vorläge, ausgesprochen [14].

## Literatur

- [1] WEBER, L. & WEISS, A. (1983): Bergbaugeschichte und Geologie der österreichischen Braunkohlevorkommen. - Arch. Lagerst. forsch. Geol.Bundesanst., 4: 1-317.
- [2] BOUSKA, V. et al. (1998): Hartite from Břlna. - Amer. Mineralogist, 83: 1340-1346.
- [3] DOELTER, C. (1878): Ueber ein neues Harzvorkommen bei Köflach. - Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 1877: 93-96.

- [4] VAVRA, N. (1993): Organische Mineralien aus der Steiermark, I. (Hartit, Köflachit, Retinit, Trinkkerit). *Matrixx Miner. Nachr. Österr.*, 2: 24-38.
- [5] HEGNAUER, R. (1962–1986): Chemotaxonomie der Pflanzen. Eine Übersicht über die Verbreitung und die systematische Bedeutung der Pflanzenstoffe, Band 1 sowie Band 7 mit Nachträgen, Birkhäuser, Basel.
- [6] VAVRA, N. (1998): Phyllocladan, Simonellit und andere Chemofossilien aus Kohleproben des Korneuburger Beckens (Karpät, Miozän, Niederösterreich). - *Beitr. Paläont.* 23: 57-65.
- [7] FRONDEL, J. W. (1967): X-ray Diffraction Study of fossil Elemis. - *Nature*, 215: 1360-1361.
- [8] VAVRA, N. (1999): Fossil Resins from Austria: Biomarkers detected in Rosthornite (Eocene, Carinthia), Köflachite (Miocene, Styria) and a resin from the Lower Cretaceous of Salzburg. - In: KOSMOWSKA-CERANOWICZ, B. & PANER, H.(eds.): *Investigations into amber*. - *Archaeol. Mus. Gdansk, Museum of the Earth, PAN, Gdansk*.
- [9] LASAULX, A.v. (1875): Sieburgit, ein neues fossiles Harz. - *N. Jb. Min. Geol. Paläont.*, Jgg. 1875: 128-133.
- [10] PASTOROVA, I., WEEDING, T. & BOON, J. J. (1998): 3-Phenylpropanylcinnamate, a copolymer unit in Sieburgite fossil resin: a proposed marker for the Hammamelidaceae. - *Org. Geochem.*, 29, 5-7: 1381-1393.
- [11] VAVRA, N. (in Vorbtrg.): Analyse des "Bernsteins" aus den eozänen Braunkohlen von Stolzenbach bei Kassel. - *Documenta naturae*.
- [12] VAHLIDIEK, B.-W. (1986): Bernstein aus den eozänen Braunkohlen von Helmstedt (Bundesrepublik Deutschland, Niedersachsen) Stratigraphie und Ausbildung. - *Aufschluss*, 37: 165-177.
- [13] MAHLBERG, P. G. et al. (1984): Fossil laticifers from Eocene Brown Coal deposits of the Geiseltal. - *Amer. J. Bot.*, 71, 9: 1192-1200.
- [14] BECK-MANNAGETTA, P. (1964): Fossiler Kautschuk aus der Braunkohle des Lavanttales (Ostkärnten). - *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1964, 11: 655-659.

INFRARED BAND ASSIGNMENT OF AL-SI MULLITE AND SiO<sub>2</sub>-FREE COMPOUNDS  
WITH MULLITE STRUCTURE

by

**D. Voll<sup>1</sup>, A. Beran<sup>1</sup> & H. Schneider<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Institut für Mineralogie und Kristallographie  
Universität Wien, Geocenter, Althanstrasse 14, A-1090 Wien

<sup>2</sup>Institut für Werkstoff-forschung  
Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt, D-51147 Köln

Mullite is an aluminium silicate with the general formula  $Al_2[Al_{2+2x}Si_{2-2x}]O_{10-x}$ , where  $x$  denotes the number of oxygen vacancies per unit cell. SiO<sub>2</sub>-free phases with mullite structure can be obtained by the substitution of silicon by germanium and aluminium by gallium, or by addition of alkali metal ions for charge compensation of a mullite-type Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. FTIR spectroscopic investigations were performed on synthesized powders of Al-Si, Al-Ge, Ga-Ge and alkali (Na, K, Rb) aluminate mullites. The IR spectra of Al-Si mullite and the germanate mullites in the lattice vibration region (1400 - 400 cm<sup>-1</sup>) are characterized by the presence of three main band groups, which are located for Al-Si mullite in the (a) 1200 - 1100 cm<sup>-1</sup>, (b) 1000 - 700 cm<sup>-1</sup> and (c) 650 - 400 cm<sup>-1</sup> spectral range. For Al-Ge and Ga-Ge mullites these band groups show a strong shift towards lower wavenumbers, which can be explained with the increasing size of the polyhedra in the substituted mullites. In IR spectra of the alkali aluminates only two band groups, (b) and (c), are observed, which are also shifted to the low energy region compared to Al-Si mullite due to increased Al-O distances [1]. The IR spectrum of the Na aluminate mullite exhibits a fine structure, which continuously vanishes in a solid solution from Na- to K-Al mullite. It can be assumed, that ordering effects are responsible for the more complex band structure of the Na aluminate.

The infrared absorption bands of the mullite-type compounds were deconvoluted into a minimum number of nine single bands. On the basis of observed band shifts and the polarization behaviour of a mullite single crystal [2, 3] the following assignment for the infrared bands of mullite is proposed: Bands in the high energy region (a) are assigned to Si-O and Ge-O stretching vibrations, mainly occurring along the short (Si, Ge)-O bond within the (001) plane. The absence of group (a) bands in the mullite-type silica-free alkali aluminates strongly supports this interpretation. Group (b) bands are mainly determined by stretching vibrations of Al and Ga on tetrahedral sites and T-O-T bending vibrations. The bands of group (c) can be assigned to stretching vibrations of Al and Ga in octahedral coordination and to O-T-O bending vibrations.

## References

- [1] FISCHER, R. X. et al. (2001): Crystal structure of Na and K aluminate mullite.s - Am. Mineral., submitted for publication.
- [2] RÜSCHER, C. H. (1996): Phonon spectra of 2:1 mullite in infrared and Raman experiments. - Phys. Chem. Minerals 23: 50-55.
- [3] VOLL, D. et al. (2001): Infrared band assignment and Rietveld refinement of Al-Si, Al-Ge, and Ga-Ge mullites. - Eur. J. Mineral. 13, in press.



**EINSATZMÖGLICHKEITEN VON TONEN AUS DEM BEREICH DES  
BRAUNKOHLETAGBAUES OBERDORF, WESTSTEIRISCHES TERTIÄRBECKEN,  
ALS ROHSTOFF IN DER INDUSTRIE**

von

**D. Wagner & H. Kurzweil**

Institut für Petrologie  
Universität Wien, Geozentrum, Althanstrasse 14, A-1090 Wien

Die im Tagebau Oberdorf verbreiteten Braunkohle-führenden, neogenen Sedimentabfolgen (Ott-nang, 17.6 Ma) sind als Ablagerungen eines ehemals randfaziellen, fluviatilen Environments in der Köflach-Voitsberger Bucht im wesentlichen schluffig-tonige Überflutungssedimente, die im Hinblick auf ihre Verfügbarkeit und ihre ein-heitliche Ausbildung hinsichtlich Kornaufbau und Mineralogie ein für industrielle Zwecke potentiell nutzbares Rohstoffvorkommen darstellen.

Die gegenständlichen Untersuchungen wurden zur Charakterisierung und Verwendbarkeit dieser Tone, insbesondere für industrielle Einsatzbereiche, an drei großtechnisch gewonnenen Durch-schnittsproben durchgeführt.

Das Untersuchungsprogramm umfaßte

- o Korngrößenanalytik (Siebungen, SEDIGRAPH)
- o Mineralogische Untersuchungen (XRD, DTA/DTG, REM/EDAX)
- o Chemische Analytik (XRF - Haupt- und Spurenelemente)

sowie die Ermittlung der Kennwerte von:

- o Anmachwassergehalt
- o Wasseraufnahmefähigkeit (ENSLIN)
- o Fließ- und Ausrollgrenze
- o Bildsamkeit
- o Trocken- und Brennschwindung
- o Methylenblau-Wert
- o Kationenaustauschvermögen.

## Ergebnisse

Nach ihrer Korngrößenzusammensetzung entsprechen die Rohstoffproben schlecht sortierten schluffigen Tonen, die in dieser Zusammensetzung nach der Klassifizierung im WINKLER-Diagramm für Ziegeltonen in den Dach- bzw. Decken-ziegelbereich fallen.

Die durchschnittliche mineralogische Zusammensetzung mit den Schichtsilikaten der Glimmer- (ca. 36 %), der Chlorit- (ca. 8 %), der Kaolinit- (ca. 7 %) und der Smektitgruppe (ca. 5 %), sowie den Gemengteilen Quarz (ca. 40 %) und Feldspat (ca. 4 %) entspricht einem Tongestein in der üblichen Ausbildung Weststeirischer Beckensedimente.

Dem entspricht auch die durchschnittliche chemische Zusammensetzung der Tone mit Werten von  $\text{SiO}_2$  61.9 %,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  16.9 %,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  7.8 %, MgO 1.1 %, CaO 0.6 %,  $\text{Na}_2\text{O}$  0.3 % und  $\text{K}_2\text{O}$  2.8 %. Auffällig bei den Spurenelementgehalten ist Vanadium mit Werten um ca. 200 ppm.

An Ergebnissen herstellungsrelevanter Eigenschaften der Tone sind vorliegend:

- o Anmachwassergehalt: 23 bis 30 %,
- o Wasseraufnahmefähigkeit (ENSLIN): 199 bis 229 % nach 4 Tagen,
- o Fließ- und Ausrollgrenze: schwach bis mittelmäßige Plastizität,
- o Bildsamkeit: schwach bis mittelbindig,
- o Trocken- und Brennschwindung: 8 bis 11% (1100°C).

Sie charakterisieren zur Herstellung von Hohlloch- und Dachziegeln geeignete Ziegeltonen.

Mit Methylenblau-Werten von 3.00 - 4.45 (0/2 mm), 4.00 - 4.75 (0/0.063 mm) und 11.00 - 13.00 (0/0.002 mm) wird schließlich der Anteil der Glimmergruppe (Illit) am Aufbau der Tone unterstrichen.

Die Untersuchungsergebnisse korrelieren insgesamt sehr gut. Sie beschreiben Ziegeltonen ohne höherwertige Verwendungen des Rohstoffs in Aussicht zu stellen.

## Literatur

- HAAS, M. (1999): Die frühmiozänen Sedimente der Braunkohletagbaue Oberdorf und Zangtal. - Diss. Formal- und Naturwiss. Fak. Univ. Wien.
- LORENZ, W. & GWOSDZ, W. (1997): Bewertungskriterien für Industriemineralien, Steine und Erden. - Jb. Geol., H.2, Teil 1, 91-101.
- SCHMIDT, H. (1979): Rohstoff-Untersuchungsverfahren in der Grobkeramik, III.: Physikal.Grunduntersuchung. - Sprechsaal, 112. Jg., H.3, 163-169.

ANDALUSIT, SILLIMANIT UND KYANIT  
VOM SCHNEESTELLKOPF, KREUZECKGRUPPE, KÄRNTEN

von

**F. Walter & K. Ettinger**

Institut für Mineralogie und Petrologie  
Karl-Franzens-Universität Graz, Universitätsplatz 2, A-8010 Graz

Quarzgänge, die bis 35 cm lange und 10 cm im Querschnitt messende Andalusitkristalle führen, sind aus der Kreuzeckgruppe schon seit einigen Jahrzehnten bekannt [1]. Als Fundort wird das Gebiet zwischen Schneestellkopf und Eisenriegel im Talschluß der Teuchl genannt. Eine weite Verbreitung von Andalusit in der Kreuzeckgruppe wurde vom Wöllatal im Westen über Strieden-obere Raggaalm - Schneestellkopf bis ins Teuchl im Osten über rund 9 km festgestellt (pers. Mitt. J. MÖRTL). Die Andalusit-Quarzgänge treten in Metapeliten diskordant und teilweise stark boudiniert auf, einige Gänge sind bis zu 2 m mächtig.

Die Metamorphose der Strieden Einheit wurde als amphibolitfaziell mit mehr als 550°C bestimmt, wobei weiter nach Osten das Stabilitätsfeld für Sillimanit erreicht wird [2].

Im Rahmen einer Exkursion des Naturwissenschaftlichen Vereins für Kärnten wurden im Blockfeld südlich Schneestellkopf in 2360 m SH Andalusit-Quarzmobilisate beprobt, die bereits makroskopisch erkennbar weiße Nadeln im fleischroten Andalusit führen.

Die zahlreichen nur wenige mm bis einige cm großen Andalusitkristalle sind meist idiomorph entwickelt oder zu Haufen bzw. cm dicken Lagen im Quarz mit mehr als 50 Vol.-% angereichert. Akzessorisch sind im Andalusit Fluorapatit, Monazit und Relikte von Chloritoid vorhanden.

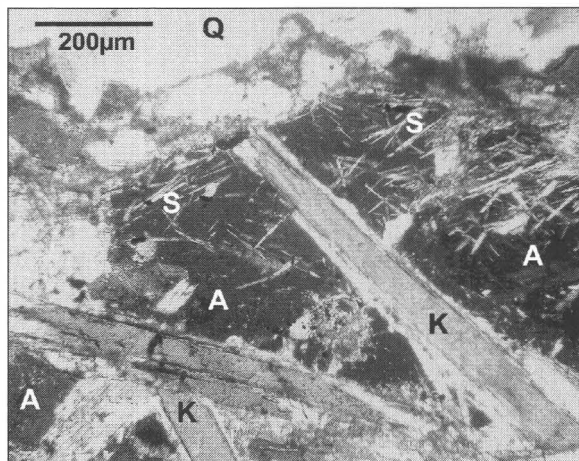
Die bereits makroskopisch sichtbaren Nadeln sind Kyanit, treten nur in Andalusit auf und sind an der Korngrenze zu Quarz scharf abgeschnitten. Der Kyanit ist idiomorph ausgebildet (Abb. 1 u. 2) und erstreckt sich oft über mehrere Andalusiteinkristalle. Auffallend ist ein Saum aus Schichtsilikaten (Paragonit-Muskowit Mischkristalle mit 80 - 20 mol% Paragonit), die stets den Kyanit umhüllen (Abb. 2). Dieses Gefüge läßt den Schluß zu, daß Kyanit nach Andalusit in diesem kristallisierte, wobei das geringere Molvolumen (rund -14 %) des Kyanits Platz für die Glimmerminerale schuf.

Sillimanit tritt als Fibrolith im Andalusit meist in unmittelbarer Nähe zu Quarz auf und ist auch im Quarz in Rissen und cm-breiten Nestern anzutreffen. Die Bestimmung erfolgte röntgenographisch, nur in den Anreicherungen im Quarz konnte Sillimanit mineraloptisch eindeutig identifiziert werden. Sillimanit kommt im Andalusit ohne Glimmersäume vor, die Differenz der Molvolumina (rd. 3 %) beider Minerale ist für einen entsprechenden Umhüllungshohlraum um Sillimanit auch sehr gering.

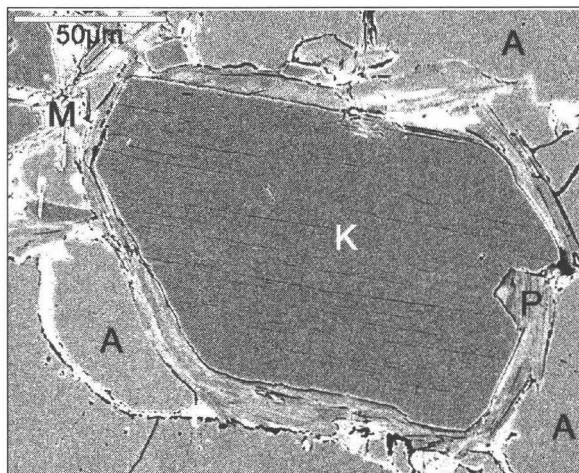
Die Mineralabfolge der drei Alumosilikate könnte aus Abb. 1 folgend gedeutet werden: Andalusit – Sillimanit – Kyanit. Sillimanit ist in diesem Andalusitkorn reichlich enthalten, im Kyanit, der diesen Andalusit idiomorph durchtrennt, ist jedoch kein Sillimanit eingeschlossen. Die Sillimanitbildung wäre somit zeitlich vor dem Kyanit abgeschlossen.

Entlang von Rissen im Andalusit treten myrmekitartige Verwachsungen aus Kyanit + Quarz auf. Quarz ist dabei in unmittelbarer Nähe im Überschuß vorhanden (Abb. 3). Einen weiteren Hinweis, daß Kyanit nach Andalusit gebildet wurde, geben dm-große idiomorphe Andalusitkristalle mit beginnender Paramorphosenbildung von Kyanit nach Andalusit [1].

Feldspäte sind in der Paragenese der Andalusit-Quarzgänge nicht vorhanden, sodaß Natrium und Kalium als Bestandteile der fluiden Phase zugeführt wurden. Paragonitreiche, teils grobkristalline Glimmer wurden während oder kurz nach der Kristallisation von Kyanit gebildet. Als letzte Mineralbildung treten feinstkristalliner Muskowit (ohne Paragonitgehalt) und Diaspor als Alterationsprodukte von Andalusit, Sillimanit und Kyanit auf (Abb. 3). Diese Umwandlung der Alumosilikate kommt bevorzugt an Rissen und Korngrenzen vor.



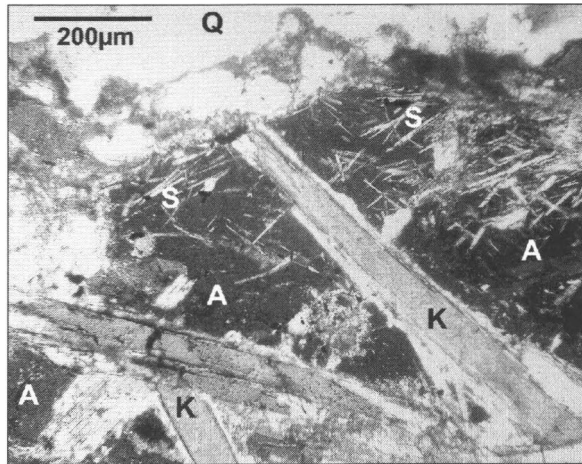
**Abb. 1**  
Andalusit (A) – Sillimanit (S) – Kyanit (K)  
Abfolge im Andalusit-Quarzgang (Q) vom  
Schneestellkopf, Kreuzeckgruppe, Kärnten.  
Dünnschliff, gekreuzte Nicols.



**Abb. 2**  
Querschnitt eines idiomorphen Kyanitkristalles (K) mit Paragonit (P) und Muskowit (M) Umhüllung im Andalusit (A). BSE-Bild.

**Abb.3**

*Myrmekitartige Verdrängung (Kyanit + Quarz) von Andalusit (A) mit angrenzendem Paragonit (P). Relikte von Sillimanit sind in Andalusit und Quarz (Q) erhalten. Muskowit (M) und Diaspor (D) sind die letzten Alterationsprodukte von Andalusit. BSE-Bild.*



### **Literatur**

- [1] MEIXNER, H. (1971): Ein Vorkommen von Andalusit-Kristallen und von Paramorphosen von Disthen nach solchen sowie Cordierit und Apatit aus der Kreuzeckgruppe, Kärnten. - Carinthia II, Sh. 28: 239-243.
- [2] SCHUSTER, R. et al. (1999): Permo-triassic high temperature/low pressure (HT/LP) metamorphism in Austro-alpine basement units (Eastern Alps). - EUG 10 abstr.: 295.

DIE KRISTALLSTRUKTURVERFEINERUNG EINES FAST ALKALIFREIEN MINERALS  
DER OSUMILITHGRUPPE:  $K_{<0.1}(Fe,Mg)_2(Mg,Fe)_3[Si_{12}O_{30}]$

von

**F. Walter & K. Ettinger**

Institut für Mineralogie und Petrologie  
Karl-Franzens-Universität Graz, Universitätsplatz 2, A-8010 Graz

Die Kristallstruktur von Mineralen der Osumilithgruppe mit der allgemeinen Formel  $CB_2A_2T_2T_1T_2O_{30}$  ist durch Doppelsechseringe von  $(Si,Al)O_4$ -Tetraedern (T1) geprägt. Diese Doppelringe sind entlang c gestapelt und werden durch T2-Tetraeder und A-Oktaeder miteinander verknüpft. In die durch die Doppelringe gebildeten Kanäle parallel c können große Alkali- bzw. Erdalkali-Kationen eintreten (C). Die Position B, meist mit Na besetzt, liegt zwischen zwei A-Oktaedern parallel zur c-Achse [1]. Die Alkaligehalte von Mineralen der Osumilithgruppe reichen von  $Na+K = 4$  (in der Formeleinheit) für Eifelit, über  $Na+K = 2$  für Roedderit, Merrihueit etc., bis  $Na+K = 1$  für Chayesit. Alkalifreie Minerale dieser Gruppe wurden bisher nicht beschrieben, von einer synthetischen alkalifreien Phase mit Osumilithstruktur liegt eine Strukturverfeinerung vor [2].

Aus Vulkaniten des steirisch-burgenländischen Vulkangebotes konnten bisher folgende Minerale der Osumilithgruppe nachgewiesen werden: Osumilith, Merrihueit, Roedderit und Chayesit. Diese meist hypidiomorphen, gelb bis dunkelblau gefärbten, kurzprismatischen hexagonalen Kristalle treten in kleinen Blasen Hohlräumen als Reaktionsprodukte von basaltischem Magma und Si-reichen Xenolithen auf.

Aus einem Xenolith vom Stradner Kogel südlich Bad Gleichenberg, Steiermark wurde über ein nahezu alkalifreies Mineral der Osumilithgruppe berichtet [3]. Zur Klärung der Kationenbesetzung wurde an diesem Mineral eine Kristallstrukturuntersuchung durchgeführt. Ein  $0.16 \times 0.16 \times 0.07$  mm großer Kristall wurde am STOE-Vierkreisdiffraktometer (Institut für Chemie, Universität Graz) mit  $MoK\alpha$ -Strahlung ( $\lambda = 0.71073 \text{ \AA}$ ) gemessen. Die Parameter der hexagonalen Zelle sind  $a = 10.050(1) \text{ \AA}$  und  $c = 14.338(2) \text{ \AA}$ . 3237 Reflexe mit  $2\theta < 51.8^\circ$  wurden mit  $\omega$ -scan ( $\Delta\omega = 0.8^\circ$ ) gemessen und für LP korrigiert. Über die systematischen Auslöschungen konnten P6/mcc als Raumgruppe und 428 unabhängige Reflexe mit  $R(int) = 0.083$ ,  $R(\sigma) = 0.044$  ermittelt werden.

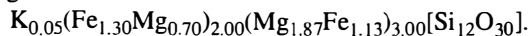
Als Startparameter der Koordinaten für die Positionen T1, T2 und A wurden jene des synthetischen MAS-Osumiliths [2] verwendet, entsprechend der chemischen Analyse [3] wurden T1 mit Silizium und T2 und A mit Magnesium und Eisen besetzt. Der geringe Mn- und Zn-Gehalt wurden als Fe berücksichtigt.

Die Verfeinerung mit dem Programm SHELX-97 [4] ergab eine Mg-Fe-Verteilung der Besetzung in T2 mit 38 % Fe und in A mit 65 % Fe. Über die anschließende Differenzfourieranalyse konnte nur für die Position C (0, 0, .25) ein schwacher Peak nachgewiesen werden. Die Verfeinerung der Besetzung mit Kalium in C ergab rd. 5 % K und 95 % Leerstelle. Die Position B für Natrium ist unbesetzt. Die chemische Analyse [3] für Na weist Konzentrationen nahe der Nachweisgrenze auf und bestätigt obiges Ergebnis. Die Verfeinerung mit anisotropen thermischen Parametern resultierte in  $R1 = 0.028$  für  $350 F_o > 4\sigma(F_o)$  und  $wR2 = 0.053$  für alle Reflexe.

Die T1-O Abstände betragen 1.606 - 1.615 Å und weisen auf eine vollständige Besetzung mit Si hin [1]. Auch die Tetraederwinkel von 106.2 - 111.0° für O-T1-O belegen ein nur gering verzerrtes Tetraeder. Das die Doppelsechseringe vernetzende Tetraeder T2 ist dagegen extrem verzerrt: O-T2-O = 88.6 - 131.5°. Der Abstand T2-O3 (4x) mit 1.932(2) Å wird durch die Mg und Fe-Besetzung dieses Tetraeders geprägt und liegt im Wertebereich für T2-O Abstände der Roedderit-Chayesit-Mischkristalle [5]. Der A-O3 Abstand (6x) mit 2.032(2) Å ist für ein MgO<sub>6</sub> Oktaeder zu kurz, sodaß hier der hohe Fe-Gehalt von 65 % in der Position A realistisch ist. Der wesentlichste Unterschied zu allen bisher bekannten Osumilith-Mineralen ist die hier nahezu leere Position C. Dies wird auch durch die Verlängerung der C-O Abstände belegt: C-O2 = 3.123(2) Å (12x) verglichen mit C-O2 Abständen in Roedderit-Chayesit von 3.062 - 3.066 Å [5]. Nur der synthetische MAS-Osumilith [2] zeigt mit der leeren Position C eine noch größere Distanz zu O2 mit 3.179(14) Å.

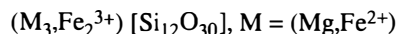
Ein weiterer Hinweis auf die Nichtbesetzung der Position C ist der Winkel O2-T1-O2 : Ist C besetzt, beobachtet man Winkel von 102.4 - 105.0° [2], bei Roedderit-Chayesit 104.4 - 104.6° [5]. Im nahezu alkalifreien Mineral der Osumilithgruppe vom Stradner Kogel liegt O2-T1-O2 bei 108.8(2)° und im MAS-Osumilith bei 110.9°. Die kleinen Winkel kompensieren dabei den energetisch bevorzugten C-O Abstand, bei nichtbesetzter Position C wird dieser Winkel entspannt [2].

Aus der Kristallstrukturverfeinerung des Minerals der Osumilithgruppe vom Stradner Kogel kann folgende Formel angegeben werden:



Über den Wertigkeitsausgleich liegen 80 % des Eisens als Fe<sup>3+</sup> vor. Berechnungen der Bindungsstärken für die Positionen T2 und A liefern Hinweise für das Vorliegen von Fe in unterschiedlichen Wertigkeitsstufen. Die Oxidation von Fe<sup>2+</sup> zu Fe<sup>3+</sup> wird auch in der Kristallchemie der Roedderit-Chayesit-Mischreihe über die Beziehung  $(K,Na)+Fe^{2+} = \square+Fe^{3+}$  angegeben [5].

Der Chemismus des hier untersuchten Minerals der Osumilithgruppe würde somit nahezu einem neuen Endglied mit der Summenformel



entsprechen (Abb. 1).

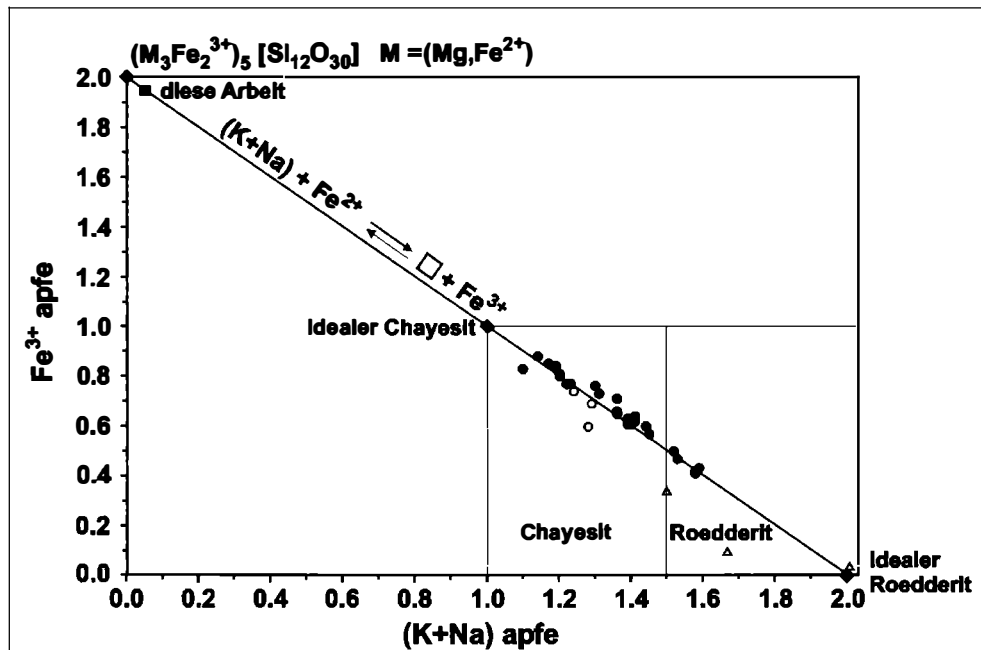


Abb. 1:  
Roedderit-Chayesit Mischreihe, modifiziert nach [5]

## Literatur

- [1] HAWTHORNE, F. C. et al. (1991): The crystal chemistry of the milarite-group minerals. - Am. Mineral. 76: 1836-1856.
- [2] WINTER, W. et al. (1995): Crystal structure refinement of synthetic osumilite-type phases:  $\text{BaMg}_2\text{Al}_6\text{Si}_9\text{O}_{30}$ ,  $\text{SrMg}_2\text{Al}_6\text{Si}_9\text{O}_{30}$  and  $\text{Mg}_2\text{Al}_4\text{Si}_{11}\text{O}_{30}$ . - Eur. J. Mineral. 7, 277-286.
- [3] POSTL, W. et al. (2000): Über ein nahezu Alkali-freies Mineral der Osumilith-Gruppe aus dem Nephelinit-Steinbruch am Stradner Kogel bei Wilhelmsdorf, südlich Bad Gleichenberg, Steiermark, Österreich. - Joanea Min. 1: 53-64.
- [4] SHELDRICK, G. M. (1997): SHELX-97, program for crystal structure determination. - University of Göttingen, Germany.
- [5] ALIETTI, E. et al. (1994): The roedderite-chayesite series from Spanish lamproites: crystal-chemical characterization. - Mineral. Mag. 58: 655-662.



PLATIMETALLE IN MESOZOISCHEN OPHIOLITEN DER OSALPEN

von

**H. H. Weinke<sup>1</sup>, F. Koller<sup>2</sup> & E. Pernicka<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Institut für Geochemie  
Universität Wien, Geozentrum, Althanstrasse 14, A-1090 Wien

<sup>2</sup>Institut für Petrologie  
Universität Wien, Geozentrum, Althanstrasse 14, A-1090 Wien

<sup>3</sup>Archäometallurgie  
Technische Universität Bergakademie Freiberg

**Einleitung**

Sehr geringe Gehalte an siderophilen Elementen in ultramafischen Gesteinen stellen ein analytisches Problem dar. Sie können möglicherweise auch inhomogen verteilt sein, deshalb ist es anzustreben, aus einer relativ großen Probenmenge (5 bis 10 g) aussagekräftige Analyseergebnisse zu erhalten. Die Platinmetalle können in diesen Konzentrationen nicht direkt mittels instrumenteller Neutronenaktivierungsanalyse gemessen werden, sondern erst nach einem Anreicherungsschritt über Nickelsulfid [1,2] wurden die Proben bestrahlt und danach radiochemisch aufgearbeitet.

**Methodik**

In der vorliegenden Arbeit wurde durch Variation des Aufschlusses versucht, den Trennungsschritt der Platinmetalle mit Hilfe von Nickelsulfid zu optimieren sowie im Austauschschritt nach der Aktivierung Cr, Co und Cu möglichst quantitativ in das Eluat zu entfernen, da in der anschließenden gammaspektroskopischen Messung eine nicht vollständige Abtrennung dieser Elemente zu einer deutlichen Erhöhung des Hintergrundes führt und damit die Nachweisgrenze signifikant verringert.

- ⇒ Aufschluss in einem Kohlenstoffiegel bei 1000°C (2h) einer Mischung von 5 g Probe mit Ni-Pulver, Schwefel, Li-Borat, Na-Karbonat und SiO<sub>2</sub>-Pulver.
- ⇒ Nach dem Erkalten wird aus dem Schmelzkuchen der NiS-König in 100 ml HCl<sub>(conc)</sub> herausgelöst.
- ⇒ Die reduzierende Lösung über Teflon-Filter abgenutscht und mit Methanol gespült, anschließend das Filter in Polypropylenfolie zur Bestrahlung eingeschweißt.
- ⇒ Für 2 Tage im Karussell bei einem thermischen Neutronenfluss von 7.0 10<sup>6</sup> pro cm<sup>2</sup> bestrahlt.
- ⇒ Gelöste Probe kühlen, mit 15 ml Dowex 1X8 sorgfältig schwenken und dann mit HCl<sub>(conc)</sub> ansäuern.

- ⇒ Ionenaustauschersäule aus PVC-Schlauch mit etwa 2 ml unverbrauchtem Harz aufgießen und nach dem Absetzen darauf Probe mit aufgeschlammtem Harz gießen.
- ⇒ Waschen mit 10 ml 0.1N HCl, damit Fremdaktivität herausgelöst wird (z.B. Fe, Cu).
- ⇒ Anschließend mit FeCl<sub>2</sub>-Lösung behandeln, da Fe<sup>2+</sup> Cr zu Cr<sup>3+</sup> reduziert, die PGE werden jedoch in der Säule gehalten; Überprüfung durch Kontrollmessungen auf dem Detektor.
- ⇒ Harz trockenlaufen lassen, in Plastikflasche überführen und mit etwas HCl nachspülen.
- ⇒ 1. Messung sofort nach Beendigung des Austauschvorganges für 2h.
- ⇒ anschließend mehrere Messdurchgänge von 2 bis 10 Stunden.
- ⇒ zwischendurch Messung der ebenfalls aufgeschlossenen Standards.

### **Ophiolitproben**

Als Beispiel wurden verschiedene, serpentinierte Ultramafitkomplexe der Mantelabfolge aus mesozoischen Ophioliten aus den Ostalpen ausgewählt. Verwendet wurden Harzburgite aus dem Idalm-Ophiolit des Unterengadiner Fensters (UM-ID), weitere Harzburgite aus der Rechnitzer Fenstergruppe (UM-RS) sowie Lherzolithe aus dem Reckner-Komplex im Unterostalpinen Rahmen des Tauernfensters (UM-UOA). Die Harzburgite der penninischen Fenster weisen sehr niedrige Al-Gehalte um 1.3 Gew.% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> auf und entsprechen einem sehr stark verarmten Mantel eines MOR-Ophiolit. Die Lherzolithe des Reckner hingegen mit ~ 4 Gew.% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> belegen deutlich deren geringeren Aufschmelzungsgrad.

### **Zusammenfassung**

Die Chondriten-normierten Pattern der untersuchten Ultramafitproben werden diskutiert. Sehr gut ist die starke Verarmung der PGE-Elemente zu beobachten. Die Lherzolithe des Unterostalpins (UM-UOA) weisen die geringsten Gehalte auf.

### **Danksagung**

Herrn Dietrich Kaether vom Max-Planck-Institut für Kernphysik, Heidelberg, sei für die engagierte Hilfe in der Radiochemie und Gammaskopie herzlich gedankt.

### **Literatur**

- [1] ROBERT, R. V. D., VANWYK, E. & PALMER, R. (1971): Concentration of the Noble Metals by a Fire-Assay Technique using Nickel Sulphide as the Collector. - Nat. Inst Metall Rep. 1371, Johannesburg.
- [2] SCHMIDT, G. & PERNICKA, E. (1994): The determination of platinum group elements (PGE) in target rocks and fall-back material of Nördlinger Ries impact crater, Germany. - Geochim. Cosmochim. Acta 58: 5083-5090.
- [3] JOCHUM, K. P. (1996): Rhodium and other platinum-group elements in carbonaceous chondrites. - Geochim. Cosmochim. Acta 60: 3353-3357.

**SYNTHETIC COBALTOMENITE,  $\text{CoSeO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , AND RELATED Co-COMPOUNDS  
AS MODEL PHASES FOR THE APPLICATION OF  
THE SUPERPOSITION MODEL (SM) OF CRYSTAL FIELDS IN GEOSCIENCES**

by

**M. Wildner & M. Andrut**

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

The Superposition Model (SM) of crystal fields was originally developed to separate the geometrical and physical information inherent in crystal field parameters [1, 2]. It is based on the assumption that the crystal field can be expressed as the sum of axially symmetric contributions of all  $i$  nearest neighbour ligands of the transition metal ion. The crystal field parameters  $B_{kq}$  can then be obtained from

$$B_{kq} = \sum \bar{B}_k(R_0) \left( \frac{R_0}{R_i} \right)^{t_k} K_{kq}(\Theta_i, \Phi_i)$$

where  $\bar{B}_k$  are the intrinsic parameters (related to a reference metal-ligand distance  $R_0$ ),  $t_k$  are the power law exponent parameters, both for each rank  $k$  of the crystal field,  $R_i$  are the individual metal–ligand distances, and  $K_{kq}(\Theta_i, \Phi_i)$  are the coordination factors calculated from the angular polar coordinates of the ligands.

Since its introduction by BRADBURY & NEWMAN [3], the SM has been applied with considerable success for the analysis of lanthanide crystal fields. Contrary, SM investigations on d-block transition elements are scarce up to date. Hence, the necessary intrinsic and power law exponent parameters for application to systems containing d-elements, e.g. in geosciences, are practically missing or were obtained from natural, dilute phases, where the local structure around the particular transition ion is not exactly known, e.g.  $\text{Cr}^{3+}$  in aluminosilicates [4, 5]. In order to provide reliable SM parameters of  $3d^n$  elements for future applications in geosciences, we started to investigate inorganic model compounds, i.e. pure synthetic endmember phases, where the (local) structure is precisely known from concurrent or recent structure investigations.

The first complete SM parameter set for  $\text{Co}^{2+}$  ( $\bar{B}_4 = 4740$ ,  $\bar{B}_2 = 7000 \text{ cm}^{-1}$ ;  $t_4 = 3.1$ ,  $t_2 = 5.5$ ) was extracted from polarised electronic absorption spectra of  $\text{Li}_2\text{Co}_3(\text{SeO}_3)_4$ , which is characterised by a strong bond length and angle distortion of its  $\text{CoO}_6$  polyhedra with low symmetries  $C_1$  and  $C_i$  [6]. Subsequently, we performed SM analyses of temperature dependent polarised spectra of brucite-type  $\text{Co}(\text{OH})_2$  [7], where the  $\text{Co}^{2+}$  ions occupy a high-symmetry site ( $D_{3d}$ ) within a compressed hexagonal close packing of oxygen atoms. In general, the magnitude of the intrinsic  $B_k$  parameters was confirmed ( $\bar{B}_4 = 5320$ ,  $\bar{B}_2 = 3900 \text{ cm}^{-1}$ ; the  $t_k$  were not refined due to symmetry restrictions). On closer inspection, however, it appeared that the specific position of closely related ligands within the spectrochemical series (i.e.  $\text{O}_3\text{Se}^{2-}$  vs.  $\text{OH}^-$ ) affects the intrinsic  $\bar{B}_k$ .

Therefore, especially for mixed-ligand coordinations, it might be worthwhile to apply some empirical correction factor for the ligand type in the SM equation – resembling the  $f$ -factor formerly introduced by JØRGENSEN [8] – instead of refining different SM parameter sets for each ligand type.

Consequently, we modified our program suite [9] (performing the SM calculations with varying parameter sets, preparing the input files for a modified HCFLDN2 crystal field program package by YEUNG [10], and interpreting its output files) in such a way that

$$B_{kq} = \sum_i \bar{B}_k(R_0) \left( \frac{R_0}{R_i} \right)^{t_k} K_{kq}(\Theta_i, \Phi_i) \cdot f_i$$

where  $f_i$  represents a fixed or adjustable correction factor for different ligand types, according to their position in the spectrochemical series of ligands. By default,  $f_i$  is set to unity. As a  $\text{Co}^{2+}$  model phase with a distorted mixed-ligand coordination relevant for geosciences, synthetic cobaltomenite,  $\text{CoSeO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , was chosen. There, the  $\text{Co}^{2+}$  cations are octahedrally coordinated to four oxygen atoms belonging to  $\text{SeO}_3$  groups ( $\text{Co}-\text{O} = 2.07 - 2.16 \text{ \AA}$ ) as well as two water molecules ( $\text{Co}-\text{O} = 2.04$  and  $2.19 \text{ \AA}$ ) in *cis*-position [11]. However, the calculations reveal only a marginal deviation of  $f_{\text{H}_2\text{O}}$  from unity. In this case, a reason for this unexpected result might be an additional perturbation and hence complication of the crystal field due to the linkage of the  $\text{CoO}_6$  octahedra to  $\text{Co}_2\text{O}_{10}$  dimers. Preliminary SM,  $f_{\text{H}_2\text{O}}$ , and interelectronic repulsion parameters for  $\text{CoSeO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  are:  $\bar{B}_4 = 5080 \text{ cm}^{-1}$ ,  $t_4 = 5.4$ ,  $\bar{B}_2 = 8000 \text{ cm}^{-1}$ ,  $t_2 = 0$ ,  $f_{\text{H}_2\text{O}} = 1.01$ , Racah  $B = 800 \text{ cm}^{-1}$ , and Racah  $C = 3300 \text{ cm}^{-1}$ . With the exception of the second rank exponent  $t_2$ , which might also be biased by the polyhedral linkage, the obtained SM and Racah parameters comply quite well with the expectations for  $\text{Co}^{2+}$  in oxygen crystal fields.

## References

- [1] NEWMAN, D. J. (1971): Theory of lanthanide crystal fields. - *Adv Phys*, 20, 197-256.
- [2] NEWMAN, D. J. & NG, B. (1989): The superposition model of crystal fields. - *Rep. Prog. Phys.*, 52, 699-763.
- [3] BRADBURY & NEWMAN (1967)
- [4] YEUNG, Y. Y., QIN, J., CHANG, Y. M. & RUDOWICZ, C. (1994): Correlation of spectroscopic properties and substitutional sites of  $\text{Cr}^{3+}$  in aluminosilicates: I. Kyanite. - *Phys. Chem Min.*, 21, 526-531.
- [5] QIN, J., RUDOWICZ, C., CHANG, Y. M. & YEUNG, Y. Y. (1994): Correlation of spectroscopic properties and substitutional sites of  $\text{Cr}^{3+}$  in aluminosilicates: II. Andalusite and sillimanite. - *Phys. Chem. Min.*, 21, 532-538.
- [6] WILDNER, M. & ANDRUT, M. (1999): Crystal structure, electronic absorption spectra, and crystal field superposition model analysis of  $\text{Li}_2\text{Co}_3(\text{SeO}_3)_4$ . - *Z. Kristallogr.*, 214, 216-222.
- [7] ANDRUT, M. & WILDNER, M. (2001): Superposition Model analysis from polarised electronic absorption spectra of  $\text{Co}^{2+}$  in trigonally distorted octahedra in brucite-type  $\text{Co}(\text{OH})_2$ . - *J. Phys. Cond. Matter* (submitted).
- [8] JØRGENSEN, C. K. (1962): Absorption spectra and chemical bonding in complexes. - Oxford, Pergamon Press.
- [9] WILDNER, M. & ANDRUT, M. (1998-2001): SMM2, program suite for Superposition Model calculations. (unpublished).
- [10] CHANG, Y. M., RUDOWICZ, C. & YEUNG, Y. Y. (1994): Crystal field analysis of the  $3d^N$  ions at low symmetry sites including the "imaginary" terms. - *Computers in Physics*, 8, 583-588.
- [11] WILDNER, M. (1990): Crystal structure refinements of synthetic cobaltomenite ( $\text{CoSeO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) and ahlfeldite ( $\text{NiSeO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ). - *N. Jb. Min. Mh.*, 1990, 353-362.

URSACHEN FÜR RESTKARBONAT IM GIPS  
AUS EINER RAUCHGASENTSCHWEFELUNGSANLAGE

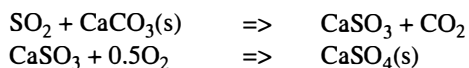
von

**P. Wilflingseder<sup>1</sup>, R. Abart<sup>1</sup> & K. Bärnthaler<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Institut für Mineralogie und Petrologie  
Universität Graz, Universitätsplatz 2, A-8010 Graz

<sup>2</sup>Babcock Borsig Power  
Austrian Energy, Waagner Biro Strasse 105, A-8021 Graz

Kalkstein basierte Flüssig-Gas Entschwefelung - "wet flue gas desulfurization" (WFGD) ist die kosteneffektivste Methode zur Entschwefelung von Rauchgasen im industriellen Maßstab. Das Verfahren basiert auf der Absorption von Schwefeldioxid aus dem Rauchgas an Tröpfchen einer wässrigen Suspension von Kalkpartikeln. Der Rauchgaswäscher ist ein vertikaler, innen gummierter Stahlzylinder. Im unteren Drittel befindet sich der Wäschersumpf, im oberen Drittel die Reingaszonen. Im mittleren Drittel, der sogenannten Kontaktzone, wird die Wäschersuspension über das heraufziehende Rauchgas mittels Sprühdüsen vaporisiert. Die für die Wäschersuspension verwendeten Kalksteine sind gewissen Kriterien der Betreiber unterworfen. Die Kriterien wären über 95 Gew.% CaCO<sub>3</sub>, unter 3 Gew.% MgCO<sub>3</sub> und 90 % der Körner sollten eine Größe zwischen 90 und 44 µm haben. In der Suspension erfolgt eine gipsbildende Reaktion, die vereinfacht formuliert werden kann als [ 1 ]:



Diese Reaktion läuft nicht immer vollständig ab. Zurückbleibende Restkarbonatsanteile sind störend bei der Weiterverarbeitung des Gipses in der Zement oder Gipsplattenindustrie. Untersucht wurde ein Rauchgaswäscher mit stark schwankenden Restkarbonatgehalten. Das Restkarbonat tritt vor allem in Form von Agglomeraten gemeinsam mit Glimmern, Tonmineralen und dolomitischen Körnern und untergeordnet als korrodierte Körner auf. Das gänzliche Fehlen von Gips/Kalzit Verwachsungen legt nahe, dass die Reaktion auf einer vollständigen Auflösung des Kalzits beruht und es zu keiner Fest-Fest Reaktion zwischen Gips und Kalzit kommt. Die Gipskörner nukleieren somit neu aus der Suspension. Es wurde untersucht ob die auftretenden Restkarbonate durch eine lokale Übersättigung an Kohlendioxid sekundär entstanden sind. Dazu wurde eine Separation des Restkarbonates von Gips mittels Rütteltisch und per Handauslese durchgeführt. Das Rohmaterial und das Restkarbonat wurden auf ihre Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopie analysiert.

Das Ausgangsmaterial und das Restkarbonat stimmen in ihren  $^{13}\text{C}$ -Werten innerhalb der analytischen Genauigkeit überein. Die  $^{18}\text{O}$ -Werte des Restkarbonates sind gegenüber den  $^{18}\text{O}$ -Werten des Ausgangskalkes leicht erhöht. Die Übereinstimmung der Kohlenstoffisotopenwerte von Ausgangskalk und Restkarbonat lässt die Vermutung zu, dass im Restkarbonat vorwiegend aus dem Kalzit des Ausgangskalkes besteht und kein sekundäres Karbonat gebildet wurde. Die Differenz in den Sauerstoffisotopenwerten lässt sich aus der Verunreinigung der Restkarbonatproben mit Gips erklären.

Zusätzlich wurden ausgewählte Spurenelemente (V, Fe, Mn, Sr, Pb, Zn, Cd) mittels ICP-MS analysiert. Das Spurenelementmuster von Ausgangskalk, Gips und Restkarbonat zeigen einen sehr ähnlichen Verlauf. Gewisse Abweichungen dürften mit dem Materialeintrag über das Rauchgas oder mit Heterogenitäten im Ausgangskarbonat zusammenhängen. Besonders fällt bei den Spurenelementmustern auf, dass die untersuchten Elemente im Restkarbonat eine Anreicherung gegenüber dem Ausgangskarbonat zeigen.

Das Auftreten der Restkarbonate in den charakteristischen Agglomeraten wird durch die Koagulation von primären Karbonatpartikeln im Rauchgaswäscher erklärt. Das Auftreten von Glimmern in den Agglomeraten lässt vermuten, dass die oberflächenaktiven Schichtsilikate die "Kolloidbildung" fördern. In Form der Agglomerate scheint das Karbonat relativ schlecht löslich zu sein und bildet den Hauptanteil des unerwünschten Restkarbonates. Die Schwankungen im Restkarbonatanteil in der untersuchten Entschwefelungsanlage werden auf die schwankende Qualität des verwendeten Kalkes im Hinblick auf den Glimmer und Tonmineralgehalt zurückgeführt. Diese Ergebnisse lassen eine Erweiterung der Qualitätskriterien für den in der Suspension zu verwendenden Kalk im Hinblick auf den Glimmer- und Tonmineralgehalt als sinnvoll erscheinen.

## Literatur

- [1] BROGREN & KARLSSON (1997): A Model for Prediction of Limestone Dissolution in Wet Flue Gas Desulfurization. - Applications Ind. Eng. Chem. Res. 1997, 36, 3889-3897.

**PETROGRAPHICAL DATA ON THE LOWER CRETACEOUS  
FOSSIL RESIN DEPOSIT, GOLLING/SALZBURG**

by

**W. Winkler & E. Ch. Kirchner**

Institute of Mineralogy  
University of Salzburg, Hellbrunnerstrasse 34, A-5020 Salzburg

Already in 1885 the first geological hiking routes have been described between Grubach and the Lammer valley [1]. Detailed geological work of this area was carried out by PLÖCHINGER [2], later by FAUPL & TOLLMANN [3]. In 1962 the first resin samples were found in a clayey bed rich in coal (embedded in the sandstone of the Upper Roßfeld strata) after blastings for a freight road [2, 4-5].

The Upper Roßfeld strata (Hauterive to Apt) consist of coarsely clastic accretion and sandstones with higher carbonate content than the sandstones of the Lower Roßfeld strata, silification and layers of chert. In the sedimentological model, the Upper Roßfeld strata are the result of small sediment fans, which advance from the slope perpendicular to the deep sea trench and are supplied with material from canyons. The black stone layers, which include the resins, are typical for the Upper Roßfeld strata of the Apt [2-3, 6-7].

The majority of the resin samples is translucent and dark brown, or of a lighter brown color, other samples are completely opaque and of a milky brown color. The milky brown areas seem to be the contact zones with the surrounding sediment, where thermal influence during orogenesis could take effect. Smaller resin particles within thin coal strata are completely altered, the strata themselves are deformed by tectonic activity. Occurrence of calcite veins, pyrite, and limonite together with the resin rodlets was documented [4, 8]. SCHLEE [9-10] describes the red variety of the resin surrounded with remains of "rusty" sediments instead of coal as speciality. Usually these samples show a very intense red color. They were found in a small area of about one m<sup>3</sup> embedded in the other brown resins [8].

Microscopical investigations on several polished thin sections of completely new fossil resin material from Golling have proved an enormous richness in microfossils. The numerous microfossils, which have not been documented in any previous studies, may help form a more detailed picture of the flora of the former Araucaria-woods.

The microfossils found range from sizes less than 10 µm to sizes more than 50 µm and have not been identified, yet, except wood fragments and possible hyphas. Many microfossils follow an obvious flow trend (also detectable with UV-fluorescence) - possibly due to the flow of the original resin material as well as the kneading of the re-softened resin mass during orogenic activities. Some inclusions seem stretched or slightly deformed by this process.

The deposit from the Lower Cretaceous in Golling (Salzburg) was investigated concerning the resin samples as well as their surrounding coal by X-ray diffraction (Siemens D500). The coal samples include quartz, gypsum, pyrite, muscovite, albite and/or calcite, in one coal sample lepidocrocite could be detected. Gypsum in the coal samples is in some cases even visible as small crystals.

The fossil resin samples show similar mineral inclusions, such as quartz, gypsum, pyrite, muscovite, albite, calcite, and bassanite in one totally milled sample. The oxidation crust of the red variety additionally includes lepidocrocite and clinochlore. Thus, lepidocrocite in the red samples from the very restricted area (about one m<sup>3</sup>) within the former and now reafforested mine from Golling could be identified as the coloring substance.

The bedrock with quartz, pyrite, muscovite, albite, calcite, clinochlore, and marcasite exhibits similar mineral content.

The white oxidation crust of brittle brown samples, according to the other components, includes rozenite and melanterite, the oxidation products of pyrite.

The fracture fillers are quartz and pyrite, whereby the quartz fillings deserve special attention. The fillings originate in the surrounding sediment and especially the agate- and chalcedony-structures within larger cavities point towards crystallization of a fluid phase, which is transported into the cavities over fractures from the surface. The agates are banded in white to grey and are translucent in thin sections [10-12].

Further investigations concerning relative age dating have been conducted by Raman spectroscopy. A number of differently aged samples have been included in a comparative study concerning age-dependent intensity changes of typical Raman bands in the resins [13].

#### **Acknowledgements**

Many thanks go to the private collectors who supported the investigations on the fossil resin deposit in Golling/Austria with sample material and personal messages.

#### **References**

- [1] FUGGER, E. & KASTNER, C. (1885): Naturwissenschaftliche Studien und Beobachtungen aus und über Salzburg. - Salzburg: Herm Kerber.
- [2] PLÖCHINGER, B. (1968): Die Hallstätter Deckscholle östlich von Kuchl/Salzburg und ihre in das Aptien reichende Roßfeldschichten-Unterlage. - Verh. Geol. B.-A.: 80-86.
- [3] FAUPL, P. & TOLLMANN, A. (1979): Die Roßfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer tektonisch aktiven Tiefseerinne aus der kalkalpinen Unterkreide. - Geologische Rundschau 68: 93-120.
- [4] STRASSER, A. (1968): Über den Neufund eines fossilen Harzes in der Weitenau bei Golling/Salzburg. - Der Aufschluß 19: 17.
- [5] STRASSER, A. (1989): Die Minerale Salzburgs. - Salzburg: Druckhaus Salzburg.
- [6] PLÖCHINGER, B. (1979): Argumente für die intramalmische Eingleitung von Hallstätter Schollen bei Golling (Salzburg). - Verh. Geol. B. A. 2: 181-194.



- [7] PLÖCHINGER, B. (1990): Erläuterungen zur geologischen Karte der Republik Österreich, Blatt 94 (1:50000), Vienna: Geologische Bundesanstalt.
- [8] FISCHER, G.: personal messages
- [9] SCHLEE, D. (1984b): Notizen über einige Bernsteine und Kopale aus aller Welt. - In: Bernstein-Neuigkeiten, ed. Staatliches Museum für Naturkunde in Stuttgart und Gesellschaft zur Förderung des Naturkundemuseums in Stuttgart. Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde, Series C, 18: 29-37. Stuttgart: Calwer.
- [10] SCHLEE, D. (1985): Der österreichische Bernstein von Golling. - Goldschmiede Zeitung 8: 70-73.
- [11] SCHLEE, D. (1984): Bernstein-Neuigkeiten. Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde, Ser. C, 18: 100 S.
- [12] SCHLEE, D. (1990): Das Bernstein-Kabinett. - Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde, Series C, 28. Stuttgart: Staatliches Museum für Naturkunde in Stuttgart und Gesellschaft zur Förderung des Naturkundemuseums in Stuttgart.
- [13] WINKLER, W et al. (2001): A Raman spectroscopic approach to the maturation process of fossil resins. - J. Raman Spectrosc. 32: 59-63.

**LARGE "GAHNITES" FROM NEAR OKAHUA, NAMIBIA:  
ONLY FE- AND ZN-BEARING SPINELS**

by

**A. Wohlschläger, U. Kolitsch & E. Libowitzky**

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

Gahnite, ideally  $ZnAl_2O_4$ , is a Zn-dominant member of the spinel group, and a typical mineral in metamorphic and pegmatitic rocks. Recently, large (up to about 3 cm) blackish green "gahnite" crystals were reported from a private claim near Okahua about 30 km southeast of Otjiwarongo, central Namibia [1]. The host rocks are part of complex Precambrian metasediments consisting of marbles, calc-silicate rocks, quartz schists and chlorite-biotite schists, which are intruded by pegmatites and aplites [1].

Samples of "gahnite" and associated minerals, collected in September 2000 with the kind permission of the claim holder ("Namibia Minerals"), were investigated using single-crystal and powder X-ray diffraction, SEM-EDS, as well as IR and Raman spectroscopy. Large, blackish green octahedral "gahnite" crystals, associated with coarse-grained calcite, diopside, phlogopite and pale yellow forsterite, contain major Mg and Al, and minor amounts of Fe and Zn (1.0 - 1.3 wt.% ZnO). Their idealised empirical formula is  $(Mg_{0.81}Fe^{2+}_{0.17}Zn_{0.02})(Al_{1.9}Fe^{3+}_{0.1})O_4$ , and, consequently, they are Fe- and Zn-bearing spinels. IR spectroscopic investigations of a 0.5 mm thick polished platelet of a larger crystal showed nearly total absorption in the region between 10000 and  $400\text{ cm}^{-1}$  with only one small transparent region just before lattice vibrations cut off the transmitted light. This confirms the presence of both  $Fe^{3+}$  and  $Fe^{2+}$ .

In addition, small subhedral "gahnite" crystals, embedded in a dolomite marble and accompanied by orange subhedral clinohumite, have been collected from an outcrop about 30 m above the occurrence of the large spinels. Compared to the large octahedra, the small crystals have even less Zn being sometimes under the EDS detection limit ( $< 0.2\text{ wt.}\%$  ZnO). Traces of manganese were detected in these tiny crystals that show a violet tint and are transparent under the binocular. Their Mg content is slightly higher and they contain less Fe than the large crystals.

Other minerals identified from the occurrence are meionite-dominant scapolite, wollastonite, titanite and epidote. The first two occur in narrow white veinlets. The chondrodite reported from the locality [1] has not been confirmed so far. Further studies are underway.

**References**

- [1] PALFI, A. G. & WARTHA, R. (2001): Das Gahnit-Vorkommen bei Okahua. In BAHMANN, U. & BAHMANN, A. (Eds.), Namibia – Zauberwelt edler Steine und Kristalle, Bode-Verlag, Haltern, Germany, pp. 140-142. (in German).

TEMPERATURE-RELATED DEHYDRATION AND STRUCTURAL DEVELOPMENT  
OF SOL-GEL PREPARED TYPE I MULLITE PRECURSORS

by

**R. Zahiri<sup>1</sup>, D. Voll<sup>1</sup>, A. Beran<sup>1</sup> & H. Schneider<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Institut für Mineralogie und Kristallographie  
Universität Wien, Geocenter, Althanstrasse 14, A-1090 Wien

<sup>2</sup>Institut für Werkstoff-forschung  
Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt, D-51147 Köln

Mullite is an important compound in the field of advanced ceramics. For the preparation of ultrafine and pure precursor powders, the sol-gel route is a convenient method. Mullite precursors are characterized by different crystallization paths [1]. Type I precursors are non-crystalline up to 900°C and crystallize to mullite above this temperature. Precursor type II consists of weakly crystalline pseudo-boehmite and an amorphous silica-rich phase; mullite formation starts at temperatures  $\geq 1200^\circ\text{C}$ . Type III precursors are amorphous up to 900°C and crystallization of  $\gamma$ -alumina with  $\text{SiO}_2$ -rich amorphous phase is observed above this temperature; crystallization of mullite occurs above 1200°C.

Two sol-gel derived precursors for stoichiometric mullite ( $3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$ ), synthesized by slow hydrolysis methods, were investigated by FTIR spectroscopy, thermogravimetry and determination of the analytical water content. Precursor A was prepared by use of aluminium nitrate and tetraethoxysilane (TEOS) as starting materials, precursor B was synthesized from aluminium sec.-butoxide and TEOS. The 150°C-dried precursor powders (as-prepared) were heat-treated in 100°C steps in the range from 200 to 1000°C. Due to their crystallization behaviour, both samples correspond to type I precursors.

The IR absorption bands of the  $\text{H}_2\text{O}$  ( $5160\text{ cm}^{-1}$ ) and (Si, Al)-OH ( $4540\text{ cm}^{-1}$ ) combination mode, the ( $\text{H}_2\text{O}$ , OH) stretching modes ( $3430\text{ cm}^{-1}$ ) and the  $\text{H}_2\text{O}$  bending modes ( $1635\text{ cm}^{-1}$ ) were used to monitor the temperature-dependent dehydration behaviour. Molecular water as well as OH groups are present in the as-prepared powders and in the heat-treated precursor phases. Precursor A shows a continuous loss of  $\text{H}_2\text{O}$  molecules and OH groups in the temperature range from as-prepared to 600°C, where most of  $\text{H}_2\text{O}$  and OH is released. Further dehydration occurs in the temperature step from 800 to 900°C. In precursor B the OH group content remains almost constant up to 500°C and is continuously reduced above this temperature.  $\text{H}_2\text{O}$  molecules are continuously removed over the whole temperature range. At 900°C both precursors show only minor amounts of  $\text{H}_2\text{O}$  and OH.

The IR spectra of the heat-treated samples in the range of lattice vibrations ( $1400 - 400 \text{ cm}^{-1}$ ) show the structural changes of the precursor phases. The spectrum of the as-prepared sample of precursor A is characterized by two main band groups, located in the regions  $1250 - 850 \text{ cm}^{-1}$  and  $780 - 500 \text{ cm}^{-1}$ . With increasing temperature up to  $600^\circ\text{C}$  the low-energy band is splitted in two bands, which continuously change in their relative intensity, and the high-energy band shifts to higher wavenumbers. The absorption bands of the samples heat-treated between  $600$  and  $900^\circ\text{C}$  show only slight changes. Precursor A additionally exhibits a strong absorption band at around  $1400 \text{ cm}^{-1}$  in the as-prepared sample, attributed to nitrate, which continuously vanishes up to  $500^\circ\text{C}$ . The temperature-related changes of the absorption bands of precursor B up to  $800^\circ\text{C}$  are less significant than for precursor A. Between  $800$  and  $900^\circ\text{C}$  remarkable changes of the spectrum are observed and the band pattern becomes very similar to that of precursor A. The IR spectra of the  $1000^\circ\text{C}$ -samples of both precursors closely match that of an alumina-rich mullite.

## References

- [1] SCHNEIDER, H. et al. (1993): Mullite precursor phases. - J. Europ. Ceram. Soc. 11: 87-94

PETROGENETIC SIGNIFICANCE OF  
SULFIDE INCLUSIONS IN ULTRAMAFIC CUMULATE XENOLITHS  
FROM NOGRAD-GÖMÖR VOLCANIC FIELD, PANNONIAN BASIN

by

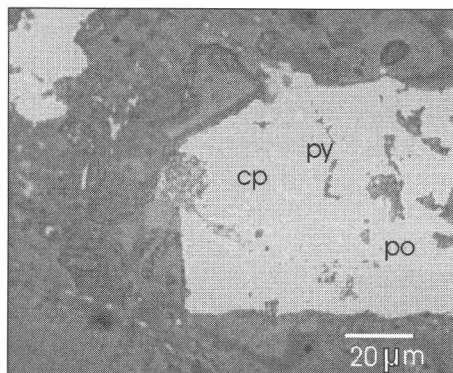
Z. Zajacz, Cs. Szabó & I. Kovács

Department of Petrology and Geochemistry  
Lithosphere Research Group, Eötvös University, Múzeum krt.4/A, H-1088 Budapest

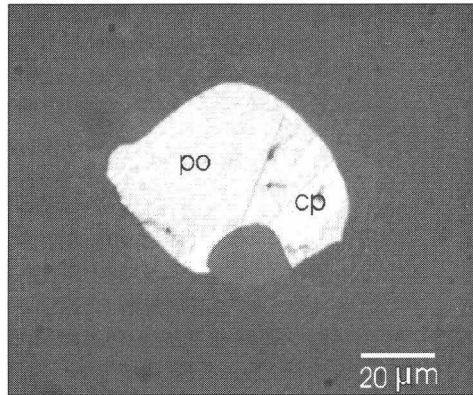
In this paper we provide new information about the evolution of the lithosphere beneath the Nógrád-Gömör Volcanic Field (northern Pannonian Basin) studying sulfide inclusions in cumulate-origin ultramafic xenoliths. These clinopyroxene rich xenoliths, representing the lower crust and upper mantle of the region studied, went through metasomatic alteration which resulted in formation of amphiboles.

We have carried out a detailed petrographic observation of sulfide inclusions using reflected light microscope and analyzed numerous back scattered electron images of the most typical sulfide inclusions. Based on these petrographic studies, only rounded or elongated or negative crystal shaped single inclusions occurring randomly in clinopyroxenes and amphiboles, and rarely in olivines and spinels have been selected for detailed electron microprobe analysis. Textural fabrics listed above are typical of primary inclusions. The sulfide blebs consist mostly of pyrrhotite and minor chalcopyrite, cubanite and pyrite, based on optical properties (Figure 1 and 2).

Chemical compositions of the sulfide phases show that pyrrhotite, which is the major phase in all inclusions, is sulfur rich (up to 40.2 - 41.4 m/m%) and nickel poor (max 6.1 m/m%). Chalcopyrite is also sulfur rich (up to 36.7 m/m%) and deficient in Cu content (down to 27.7 m/m%). Pyrite and cubanite show regular compositions and were identified only in one xenolith.

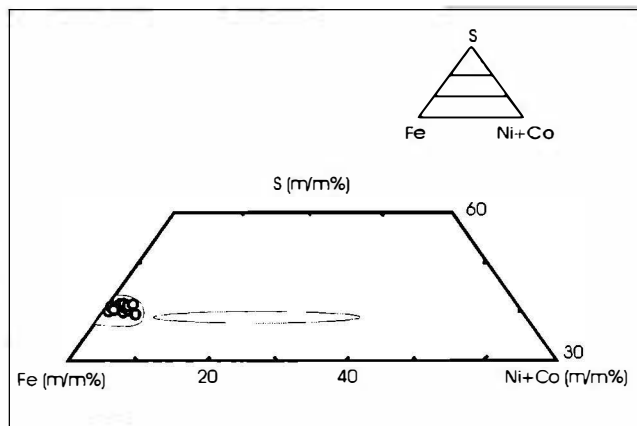


*Figure 1*  
*Elongated sulfide inclusion containing spherical chalcopyrite surrounded by thin pyrite rind in clinopyroxene. The rest of the inclusion consists of pyrrhotite.*



**Figure 2**  
*Spool-shaped sulfide inclusion containing pyrrhotite and minor exsolved chalcopyrite lamellas in clinopyroxene.*

The bulk compositions of sulfide blebs calculated by mass balance calculation form a tight compositional range and are enriched in Fe compared to those in Type-I peridotite xenoliths from the same volcanic field (Figure 3) (SZABO & BODNAR, 1995). This indicates a distinct evolution history (FALUS et al., 2000).



**Figure 3**  
*Calculated bulk composition of sulfide blebs in cumulate xenoliths (black circles) in comparison to those of Type-I peridotitic xenoliths (grey field) (SZABO & BODNAR, 1995) from the Nógrád-Gömör Volcanic Field.*

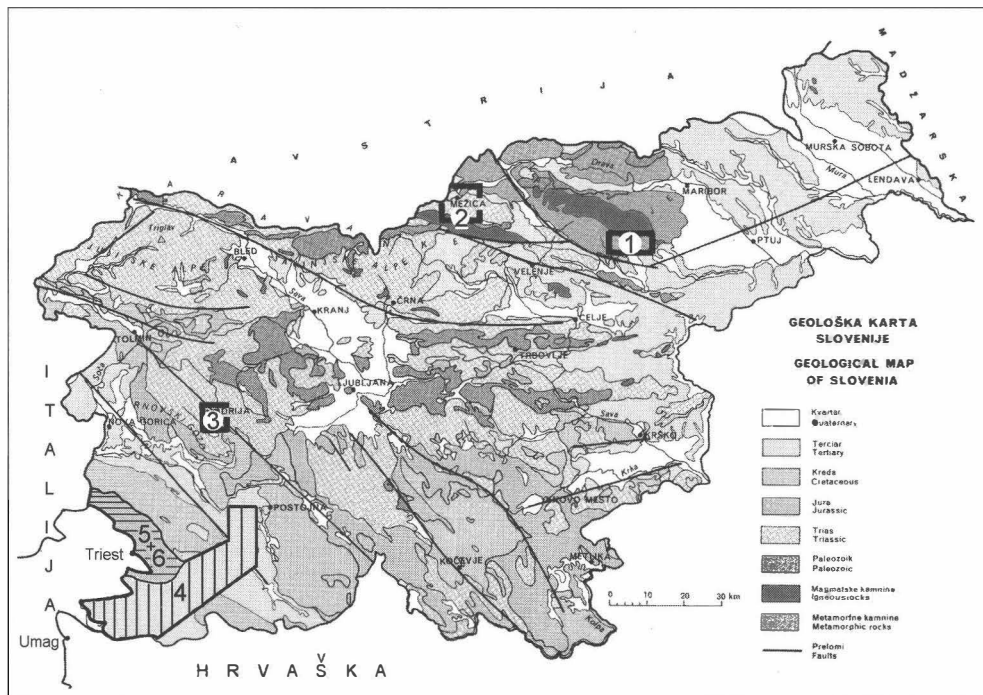
Based on our study, it can be concluded that the sulfide blebs studied could have formed from sulfide melt which coexisted with silicate melt which was the source of host clinopyroxene rich cumulates. The sulfide blebs (mineralogically pyrrhotite) went through a high and low temperature evolution producing the other sulfide phases (chalcopyrite, cubanite, pyrite) present in the blebs. Chalcopyrite exsolved from pyrrhotite at relatively low temperature. Pyrite is a product of low temperature alteration process of pyrrhotite.

Study of the sulfide blebs also provides significant information to the origin of amphiboles in the host cumulate xenoliths. Textural features of the amphiboles (e.g., presence of amphibole lamellas in clinopyroxenes along their cleavages) refer to their metasomatic origin. However, sulfide blebs occurring either in clinopyroxenes or amphiboles show no differences in textural features and chemical compositions. The metasomatic process produced amphiboles did not affect the sulfide inclusions. If amphiboles have igneous origin, their sulfide inclusions should be different in compositions and fabrics from those in clinopyroxenes.

## References

- [1] SZABO, CS. & BODNAR, R. (1995): Chemistry and origin of mantle sulfides in spinel peridotite xenoliths from alkaline basaltic lavas, Nógrád – Gömör Volcanic Field, northern Hungary and southern Slovakia  
Geochim. et. Cosmochim. Acta, 59, 3917-3927.
- [2] FALUS, GY., SZABO, CS., AZBEJ, T., KOVACS, I. & ZAJACZ, Z. (2000): Mantle evolution beneath the Carpathian-Pannonian Region: Evidence from sulphide inclusions in upper mantle xenoliths. - *Vijesti* 37/3, PANCARDI 2000 Abstracts, 37.

# EXKURSIONEN





**MITT.ÖSTERR.MINER.GES. 146 (2000)**

**GESTEINE - LAGERSTÄTTEN UND KARSTLANDSCHAFTEN  
IN SLOWENIEN UND IM ANGRENZENDEN ITALIEN**

von

**R. Seemann**

Mineralogisch-Petrographische Abteilung  
Naturhistorisches Museum Wien, Postfach 417, A-1014 Wien

Exkursion vom 18. bis 23. September 2001

Exkursion zur Tagung MinPet 2001 in Wien  
(100 Jahre Österreichische Mineralogische Gesellschaft)

## Programmablauf

Führung und Koordination: Dr. Robert Seemann  
 Naturhistorisches Museum Wien  
 A-1014 Wien, Postfach 417

//R S /OMG-ExFu def progr.doc/01 07 01//

Dienstag 18.09.2001			
Pos.	Uhr	Wo/was	km
	0630:	<b>Treffpunkt:</b> Naturhistorisches Museum, Nebeneingang: A-1010 Wien, Burgring 7 (Nebenfahrbahn des Rings)	
	0645:	<b>Abfahrt</b> mit dem Bus der Fa Fuchs (Hartberg) Fahrt: Wien – Graz – Spielfeld – Maribor – Slovenska Bistrica ( <i>Windisch Feistritz</i> ).	295
<b>1.1</b>	1100:	<b>Slovenska Bistrica</b> (Busbahnhof): Treffen mit unserer Tagesbetreuerin Frau Dr. Ana Hinterlechner-Ravnik (Ljubljana)	
	1130:	Fahrt über Zgornja Bistrica ins <b>Pohorje</b> ( <i>Bachergebirge</i> ):	5
<b>1.2</b>	1200:	<b>Bistrica-Graben:</b> Serpentine mit Bastit; - ein kurzes Stück weiter taleinwärts bis zum Wassereinlaufwerk: Besuch des alten Stein- bruches: dunkle Eklogitlinsen im Amphibolit, div. helle Gänge. Tonalit, Marmor, Schiefer im Umfeld. Abschließend: Besuch des ungewöhnlichen Einlaufwerkes für die Trinkwasseraufbereitung von Slov. Bistrica (mit „Fisch-Sensor“)	2
<b>1.3</b>	1400:	Fahrt nach <b>Visole:</b> oberhalb der Ortschaft an Wegrandaufschlüssen anstehend: helle Eklogite („Smaragdite“) mit z.T. Kyanit und Korund, daneben diverse Amphibolite sowie Serpentine und Granatserpentin.	5
<b>1.4</b>	1430:	Fahrt über Veliko Tinje, Kebelj nach <b>Cezlak:</b> aktiver Steinbruch mit Granodiorit / Tonalit, mit unterschiedlich breiten hellen Gängen und dunklen Schlieren. Im benachbarten, nicht mehr aktiven Steinbruch steht „Cizlakit“ an. Auffällig sind hier wieder zahlreiche, tektonisch stark beanspruchte, helle fein- bis grobkörnige Gänge bis Pegmatite. (selten auch mit Beryll). In kleinen Klüften gelegentlich auch diverse Mineralisationen (Aktinolith, Epidot, Titanit, Adular, Quarz, Ca-Ankylit)	11
<b>1.5</b>	1800:	Weiterfahrt in das Gebiet von Mezica, nach Crna na Koroskem Fahrt über Oplotnica, Zrece, Vitanje, Slovenj Gradec, Ravne na Koroskem, Mezica bis nach <b>Crna na Koroskem</b> ( <i>Schwarzenbach</i> ).	85
	2000:	Abendessen und Nächtigung im <b>Hotel Krnes</b> , SLO-2393 Crna na Koroskem, Center 153. Tel.: 00386-2 870-3060; Fax.: -3061) e-mail: krnes@sgn.net ( <a href="http://www.studio-s.si/mtb_park">http://www.studio-s.si/mtb_park</a> ).	
Tageskilometerleistung:			<b>403</b>

Mittwoch 19.09.2001			
Pos.	Uhr	Wo/was	km
	0730:	Frühstück im Hotel Krnes	
	0830:	Fahrt von Crna na Koroskem nach <b>Mezica</b> ( <i>Mies</i> )	8
<b>2.1</b>	0900:	Besuch des <b>Schauteils</b> des ehemaligen Blei-Zink-Bergbaues in Mezica. Vom Besucherrundgang abzweigend, werden im Rahmen einer Sonderführung auch <b>abgelegene Bergwerksteile</b> befahren, in denen auch Erze und Mineralisationen beprobt werden dürfen (Galenit, Sphalerit, Pyrit, Markasit sowie zahlreiche sekundäre Mineralisationen: Calcit, Cerussit, ...) (Overall und gutes Schuhwerk sowie Gezäh empfehlenswert). Führung: Marko Kuzmann	
<b>2.2</b>	1200:	Besuch des <b>Bergbaumuseums</b> von <b>Mezica</b> . Führung: Dipl.Ing. Miha Pungartnik, der Bergbaugeologe und Marko Kuzmann. Gesteine, Erze, Mineralien, Bergbaugeschichte; Geo- und Biologie der Region.	
<b>2.3</b>	1300:	Geländebegehung zur Erkundung der Rahmengenologie: Besucht wird das <b>Toplatal</b> (sedimentäre Vererzung) und das <b>Bistratal</b> mit Aufschlüssen der metamorphen und der plutonischen Serien im Bereich der „Periadriatischen Naht“ Führung Dipl.Ing. Miha Pungartnik.	30
	1800:	Rückfahrt nach Crna na Koroskem	8
		Abendessen und Nächtigung im <b>Hotel Krnes</b>	
Tageskilometerleistung:			<b>46</b>

Donnerstag 20.09.2001			
Pos.	Uhr	Wo/was	km
	0600:	Frühstück im Hotel Krnes	
	0700:	Fahrt von Crna na Koroskem über Mezica – Poljana – Holmec (Grenze) – St. Michael – Sittersdorf – Eisenkappl – Seebergsattel (Grenze) – Kranj – Skofja Loka – Ziri bis <b>Idrija</b> ( <i>Idria</i> )	160
<b>3.1</b>	1100:	Besuch des <b>Museums</b> von <b>Idrija</b> : Führung: Dir. Dipl.Ing. Ivana Leskovec und Mitarbeiter.	
<b>3.2</b>	1300:	Besuch der <b>Tonbildschau</b> zum <b>Schaubetrieb</b> im ehemaligen Quecksilberbergbau. Falls noch Zeit bleibt, ist auch ein Kurzbesuch des Schaubetriebes möglich	3
<b>3.3</b>	1400:	<b>Sonderführung</b> durch Nebenstrecken des Quecksilberbergbaues mit der Möglichkeit auch Proben nehmen zu dürfen (Cinnabarit, Metacinnabarit, Pyrit, Markasit, Calcit, Dolomit, Quarz, Chalcedon etc.). Führung: Betriebsgeologe Dipl.Ing. Bojan Rezun.	
	1800:	Fahrt von Idrija über Godovic – Crni – Col – Vrhpolje – Vipava (wenn Zeit ist: Besuch der dortigen Riesenkarstquelle) – Razdrto – <b>Hrusevje</b> – Gasthof Hudicevec.	62
<b>3.4</b>	2000:	Abendessen und Nächtigung im <b>Gasthof Hudicevec</b> , Razdrto 1, SLO-6225 Hrusevje. Tel.:00386-5 703-0300 (Fax.: -0320); e-mail: hudicevec@siol.net	
Tageskilometerleistung:			<b>225</b>

Freitag 21.09.2001			
Pos.	Uhr	Wo/was	km
	0800:	Frühstück im Gasthof Hudicevec. Treffen mit unserem Tagesführer: Dir. Dr. Bojan Ogorelec vom Geologischen Dienst von Slowenien (Ljubljana)	
<b>4.1</b>	0930:	Fahrt über Senozece – Divaca nach <b>Skocjan</b> in den südlichen Abschnitt des „Klassischen Karstes“ Führung durch die <b>Skocjanske Jame</b> ( <i>Höhle von St. Kanzian</i> ). Hier verschwindet der Fluß Reka in den Untergrund und fließt 40 km als Höhlenfluß bis in den Golf von Triest. Bei Duino ist eine der größten Quellen wo die ehemalige Reka als Timavo wieder an die Oberfläche tritt (siehe Pos. 5.3).	21
	1130:	Fahrt von Skocjan über Kozina – Crni Kal – Dekani – Koper –Lucija nach <b>Secovlje</b> ( <i>Sicciole</i> ).	55
<b>4.2</b>	1230:	Besuch der <b>Salzgärten</b> von Secovlje und Besichtigung der Werksanlage.	2
<b>4.3</b>	1400:	Kurze Fahrt über Lucija nach <b>Fiesa</b> : Besuch eines Flysch – Steinbruches.	5
<b>4.4</b>	1500:	Rückfahrt über Koper und Dekani in das Tal von <b>Hrastovlje</b> (Flysch und Kalk). (Wenn Zeit ist evt. Besuch der romanischen Wehrkirche von Hrastovlje mit Fresken aus dem 15. Jh.).	32
<b>4.5</b>	1600:	Zurück nach <b>Crni Kal</b> : Zwischenstop bei einem Steinbruch mit Alveolinenkalk. Weiter zurück über Kozina – Senozece nach <b>Dolenja vas</b>	36
<b>4.6</b>	1700:	Besuch der „ <b>Kreide-Tertiär-Grenze</b> “ im dahinter liegendem Tal.	4
	1830:	Rückfahrt über Razdrto zum Gasthof Hudicevec	17
	1930:	Abendessen und Nächtigung im <b>Gasthof Hudicevec</b>	
Tageskilometerleistung:			<b>96</b>

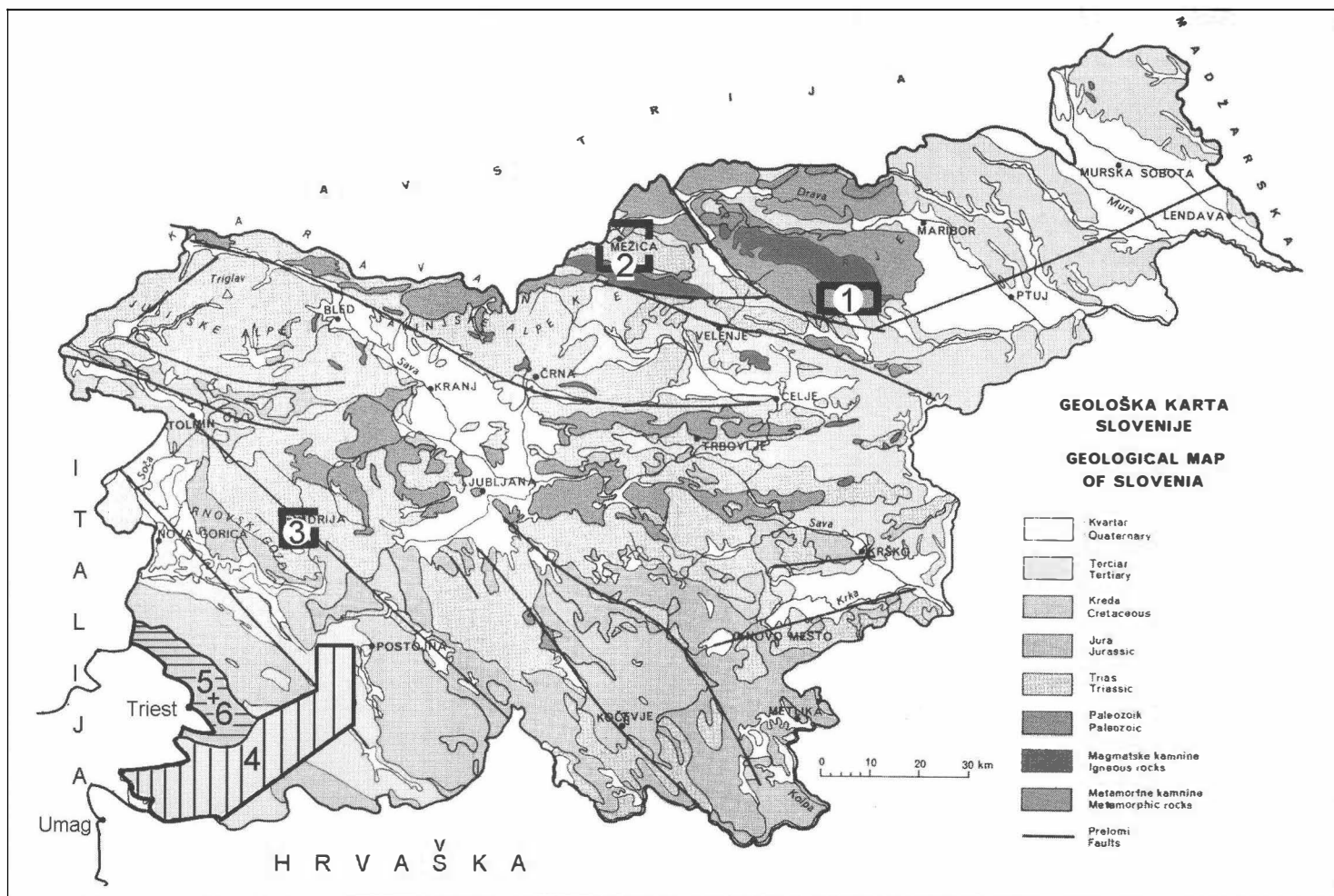
Samstag 22.09.2001			
Pos.	Uhr	Wo/was	km
	0700:	Frühstück im Gasthof Hudicevec Treffen mit unserem Tagesführer Dr. Ruggero Caligaris vom Naturhistorischen Museum der Stadt Triest.	
	0800:	Fahrt über Senozece – Sezana – Ferneti (Grenze) – Opicina nach <b>Aurisina</b>	50
<b>5.1</b>	0900:	Besichtigung des modernen <b>Steinbruches von Aurisina</b> und des historischen Teiles, der „ <b>Cava Romana</b> “ Anschließend Besuch der Steinmetzfirma „Gramar“	3
<b>5.2</b>	1100:	Kurze Fahrt zur <b>Pocala Höhle</b> : aktuelle paläontologische und vorgeschichtliche Grabungen im Triestiner Karst: vorwiegend Höhlenbär, Leopard, etc. sowie Artefakte aus dem Paläolithikum. Für die Befahrung ist Helm, kleines Geleucht, alte Hose und gutes Schuhwerk empfehlenswert (Wechselschuhe für den Bus bereit halten !).	4

<b>5.3</b>	1300:	Kurze Fahrt nach <b>Duino</b> , zu den <b>Quellen des Timavo</b> , jenem Karstfluß, der in Slowenien, bei Skocjan, als Reka im Untergrund verschwindet (siehe Pos.4.1).	
<b>5.4</b>		Wenn Zeit ist, im Anschluß: kurze Begehung des „ <b>Rilke-Weges</b> “ bei Duino (Rainer Maria Rilke: „Duineser Elegien“ im Zeitraum 1911-1912).	7
<b>5.5</b>	1430:	Rückfahrt über <b>Monrupino</b> ( <i>Repentabor</i> ); Besuch der alten fossilreichen Kreidekalk-Steinbrüche, die den sogenannten „Karstmarmor“ als bedeutenden Baustein - auch für die Wiener Ringstraße - geliefert haben.	18
<b>5.6</b>	1630:	Wenn Zeit bleibt: Rückfahrt über Trebiciano nach <b>Basovizza</b> : Besuch des „Karststeingartens“	9
	1730:	Rückfahrt über die dortige Grenze und über Lokev – Divaca – Razdrto zum Gasthof Hudicevec	28
	1900:	Abendessen und Nächtigung im <b>Gasthof Hudicevec</b>	
Tageskilometerleistung:			<b>122</b>

Sonntag 23.09.2001			
Pos.	Uhr	Wo/was	km
	0730:	Frühstück im Gasthof Hudicevec	
	0830:	Fahrt über Senozece – Sezana – Ferneti (Grenze; Treffen mit Dr. Ruggero Caligaris) weiter über Opicina zur Grotta Gigante	40
<b>6.1</b>	0930:	Sonderführung durch die „ <b>Grotta Gigante</b> “ im Triestiner Karst bei Rupingrande. Riesiger Höhlenraum (107 m Höhe bei einer Grundfläche von 130 x 65 m); in dem - abgesehen von zahlreichen Tropfsteinen - auch ein ca. 100 m hohes geophysikalisches <b>Pendel</b> und eine seismische Station untergebracht sind.	
	1130:	Rückreise über Monfalcone – Udine – (Mittagspause) – Villach – Klagenfurt – Wien	620
	1830:	ca. Ankunft in Wien	
Tageskilometerleistung:			<b>660</b>
Gesamtkilometerleistung der Reise:			<b>1552</b>

Abb. 1 (Seite 336)

Geologische Großräume in Slowenien mit Eintragung der Exkursionsschwerpunkte (nach der Vorlage einer Karte des Geologischen Dienstes in Slowenien, Ljubljana). Weitere Erläuterungen siehe Abb. 2.



## **Geologische Entstehungsgeschichte Sloweniens** (nach S. BUSER, Ljubljana)

Die geologische Geschichte Sloweniens ist sehr vielfältig, sie reicht vermutlich bis ins Kambrium/Präkambrium zurück. Im Pohorje, Kozjak und Strojna sowie südlich von Crna na Koroskem befinden sich die ältesten Gesteine Sloweniens. Diese metamorphen Gesteine sind vorwiegend aus Sedimenten oder Magmatiten entstanden. Es handelt sich um Gneise, Glimmerschiefer, Amphibolite, Eklogite, Marmore und verschiedene Schiefer. Wegen des fehlenden Fossilinhalts läßt sich ihr Alter, zumindest mit dieser Methode, nicht bestimmen.

Die Gebiete, in denen Metamorphite vorkommen, werden den Ostalpen bzw. Alpen zugeordnet. Südlich davon liegen die Dinariden. Ihre Grenze bildet die Periadriatische Naht, die auch den ehemaligen Kontakt zwischen der Afrikanischen und Europäischen Kontinentalplatte repräsentiert.

Gesicherte Alter liegen erst für die devonischen Gesteine in den Südkarawanken zwischen Logarska dolina (Logarskatal) und Jezersko fest. Das Unterdevon wird von plattig ausgebildeten Tiefseekalke gebildet in denen Konodonten vorkommen. Im Mitteldevon wurden Flachwasserriffkalke aus Korallen und Hydrozoen abgelagert. Das Oberdevon ist abermals durch Tiefseekalke vertreten. Während des Unterkarbons war das Gebiet der Südkarawanken von Tiefsee bedeckt. Daraus bildeten sich geschieferte Flyschtonsteine, Sandsteine und Kalke.

Nach einer kurz dauernden Festlandsperiode entstanden im Oberkarbon flachmarine Quarzsandsteine, Konglomerate, geschieferte Tonsteine und Kalke mit Foraminiferen, Bivalvieren und Korallen. In der Nähe von Litija enthalten diese Sedimente Blei- und Zinkerze sowie Baryt; Eisenerze treten in den Karawanken auf.

Die unterpermischen Sedimentgesteine entsprechen denen des Oberkarbons, nur in den Südkarawanken überwiegen die Kalksteine. Aus dieser Zeit stammen die Fossilien des weltbekannten Fundortes Dolzanska soteska (Dolzanschlucht) bei Trzin. Im mittleren Perm zog sich das Meer aus dem größten Teil Sloweniens zurück. Auf dem so entstandenen Festland herrschte anderes, vorwiegend arides Klima mit den Ablagerungen der typischen roten Sandsteine, Schluffsteine, Tonsteine und bunter Brekzien. Bei Zirovski vrh enthalten diese Gesteine auch Uranerz in abbauwürdigen Mengen.

Im oberen Perm transgredierte das Meer wieder über das gesamte Territorium Sloweniens. Die Flachmeerbereiche waren von Algen bedeckt und an einigen Stellen lebten verschiedene Muscheln und Brachiopoden. Aus dieser Zeit stammen auch schwarze Kalke und Dolomitsteine und südlich von Crna na Koroskem Granit und Granodiorit.

Triasische Gesteine sind für Slowenien besonders wichtig. Von der Unteren bis Mittleren Trias wurden flachmarine Kalke abgelagert, die später in Dolomit umgewandelt wurden. Die obere Mittlere Trias (Ladinium) war eine revolutionäre Ära für das slowenische Territorium. Das Gebiet zerbrach entlang von Störungen in tektonische Blöcke, die zum Teil unter tiefmarinen, zum Teil unter festländischen Einfluß gerieten. Längs der großen Störungszonen drang Magma ein und Vulkane förderten Aschen, die später zu Tuffiten wurden. Daneben kamen tiefmarine Plattenkalke mit Hornsteinen, Tonsteine und Sandsteine zur Ablagerung. Häufige Fossilien in diesen Gesteinen sind Bivalvieren, Ammoniten, Konodonten und Radiolarien. Im Zyklus dieser vulkanischen Aktivitäten entstand auch die bedeutende Quecksilberlagerstätte von Idrija.

Bis zur Oberen Trias war Zentralslowenien von Tiefsee bedeckt. Dieser Abschnitt wird daher auch Slowenisches Becken oder Innere Dinariden genannt. Das Gebiet nördlich davon war während der oberen Trias flachmarin, es wurden anfänglich Plattenkalke mit Hornsteinen, später mehrere 100 Meter mächtige Dachsteinkalke sedimentiert. Entsprechend des Ablagerungsmilieus und der Gesteinstypen, die in den Julischen-, Kamniker- und Savinjschen Alpen vorkommen, werden sie den Südalpen zugerechnet. In der unteren Oberen Trias wurden südlich des Slowenischen Beckens Flachwasserkalke sedimentiert. Diese sind später meist zu Dolomitgesteinen umgewandelt worden. Eine Paläo-Verkarstung dieser eisenhaltigen Kalksteine führte zu deren Rotfärbung. Heute werden sie bei Hotravljje und Lesno Brdo als Bau- und Dekorgesteine gewonnen. Die Gebiete von Notranjska und Dolenska sind durch Vorkommen roter Sandsteine, Tonsteine, Brekzien und Bauxit der mittleren Oberen Trias gekennzeichnet. Flachwasserkalke aus diesem Abschnitt wurden dort später zu Dolomitgesteinen umgewandelt.

Das gesamte Gebiet südlich des Slowenischen Beckens mit Flachwassersedimentationen zwischen Oberer Trias und Oberer Kreide wird als Äußere Dinariden bezeichnet.

Im flachmarinen Bereich der Nordkarawanken, nördlich der Periadriatischen Naht, entstanden in der Mittleren und Oberen Trias Kalke mit den bekannten Blei- und Zinkvererzungen, die vorwiegend in Mezica abgebaut wurden. Interessanterweise konnten in diesem Gebiet keine Spuren vulkanischer Aktivität – vergleichbar jenen in den südlich liegenden Dinariden – gefunden werden. Aus dem unteren Teil des Unteren Jura (Lias) sind in den Südalpen Flachwasserkalke bekannt. Später wurde dieses Gebiet über den Meeresspiegel hinausgehoben, gelangte aber bald wieder unter tiefmarinen Einfluß mit Ablagerung roter Knollenkalke.

Der Zentralteil Sloweniens war im Jura von Tiefsee bedeckt und es lagerten sich Plattenkalke mit Hornsteinen, Tonsteine und Mergel ab. Südlich dieses Grabens befand sich ein großes Flachwasserplateau, auf dem nur Flachwasserkalke sedimentiert wurden. Besonders interessant sind dunkle Kalksteine mit langen weißen Bivalvienschalen. Im Bauwesen ist dieses Dekorgestein als "Podpec-Marmor" bekannt. Interessant sind auch Korallen- und Hydrozoenkalke aus dem Oberen Jura. Sie entstanden aus Riffkomplexen, vergleichbar jenen des Great Barrier Riffs in Australien.

Die Südalpen und Zentralslowenien standen in der Kreide unter tiefmarinem Einfluß. Anfänglich entstanden grüne Flyschmergel und Sandsteine, später rote Mergel und Mergelkalksteine. Diese wurden in den Südalpen später erodiert und sind nur noch bei Rdeci rob und Tolmin als geologische Besonderheiten vorhanden. In Zentralslowenien wurden die kreidezeitlichen Plattenkalke nach dem Ort Volce bei Tolmin auch als Volcekalkstein bezeichnet. Durch endogene Kräfte sind diese Kalksteine deutlich verfaltet worden.

Am Ende der Kreide wurden die Südalpen über den Meeresspiegel hinausgehoben. Die südlichen Teile Sloweniens waren in der Kreide vom Flachmeer bedeckt und dort lagerten sich mächtige, geschichtete Plattenkalksteine ab. Aus dieser Zeit stammen die schönsten slowenischen Karstgesteine, die vielfach als Bau- und Dekorgesteine ("Karstmarmore") Verwendung fanden. Sie wurden früher u.a. in Vrhovljje, Kopriva, Tomaj und Kazlje gewonnen. Abgesehen von Steinbrüchen bei Triest und auf Istrien, arbeitet heute nur noch ein Steinbruch in Lipica.

Am Ende der Kreide war der größte Teil des slowenischen und kroatischen Istriens Festland, die Kalksteine verwitterten und aus der roten Karsterde ("terra rossa") entstand später Bauxit (Karstbauxit). Durch erneute Transgression entstanden die nach dem Ort Kozina benannten Kozinakalksteine. Später bauten Foraminiferengehäuse die Nummuliten- und Alvedinkalksteine auf. Vor dem letzten Meeresrückzug aus slowenischem Gebiet wurde das Meer nochmals tiefer und



auf seinem Boden entstanden Flyschmergel und Sandsteine, die heute den fruchtbaren Boden vom Vipava- und Pivkatal, dem Brkinigebiet und dem Küstenland bilden.

Nach einer ziemlich langen Festlandsperiode in Zentralslowenien entstehen im Mittleren Tertiär (Oligozän) größere Moorbecken, in denen Kohle- und Mergelschichten abgelagert wurden. Dazu gehören die Kohleablagerungen zwischen Lasko, Trbovlje und Zagorje in der Nähe von Zabukovica und Pecovnik. Später wurden diese Gebiete sowie die Südalpen von Osten her transgrediert und unterlagen einer Flachwassersedimentation.

Heute können die Gesteine aus dieser Zeit bei Bohinj, im oberen Savatal und den Kamniker Alpen gefunden werden. Wegen der Subduktion der Afrikanischen unter die Eurasische Platte begann in der Stajerska und Gorenjska im Oligozän starke vulkanische Aktivität. Die Asche der Vulkane bildete am Festland und im Meer Tuffablagerungen. In dieser Zeit intrudierte auch der Granodiorit (Tonalit) von Pohorje. Im westlichen Teil Pohorjes durchschlugen die Dazitlaven die Gesteinsschichten bis zur Oberfläche.

Am Ende des Oligozäns und am Anfang des Miozäns lagerten die Flüsse im Flachmeerbereich riesige Sand-, Kies-, und Tonmengen ab, die sich später zu Sandsteinen, Konglomeraten und Tonsteinen verfestigten. In der Mitte des Miozäns wurden die Gesteine Sloweniens gefaltet und zum Teil als große Decken überschoben. Diese Faltungen und Überschiebungen sind eine Folge des Abtauchens der Afrikanischen unter die Eurasische Platte.

Nach dieser revolutionären Ära überflutet Meerwasser erneut die Gebiete von Stajerska und Dolenjska. Aus dieser Zeit stammen die Kalk- und Mergelgesteine mit Bivalvien, Gastropoden, Korallen und Seeigeln. Bald danach weicht das Pannonische Meer in östlicher Richtung zurück. Die zurückgebliebenen Salz- oder Süßwasserbecken wurden durch Flusssedimente mit Quarzsand, Kies und Ton aufgefüllt. In Prekmurje können in diesen Schichten Öl und Gas gefunden werden, das aber vermutlich schon aus dem Miozän stammt. Das entstandene Festland wurde durch endogene Kräfte in Schollen zerbrochen, gehoben und gesenkt.

Im Mittleren Pliozän entstanden in Zentralslowenien größere tektonische Eintiefungen, die sich mit Wasser füllten. Große oberoligozäne Wälder um diese Seen waren die Grundlage für die Entstehung mächtiger Lignitschichten in Velenje und weniger mächtiger Lignitschichten bei Ilirska Bistrica und zwischen Krmelj und Sentjanz.

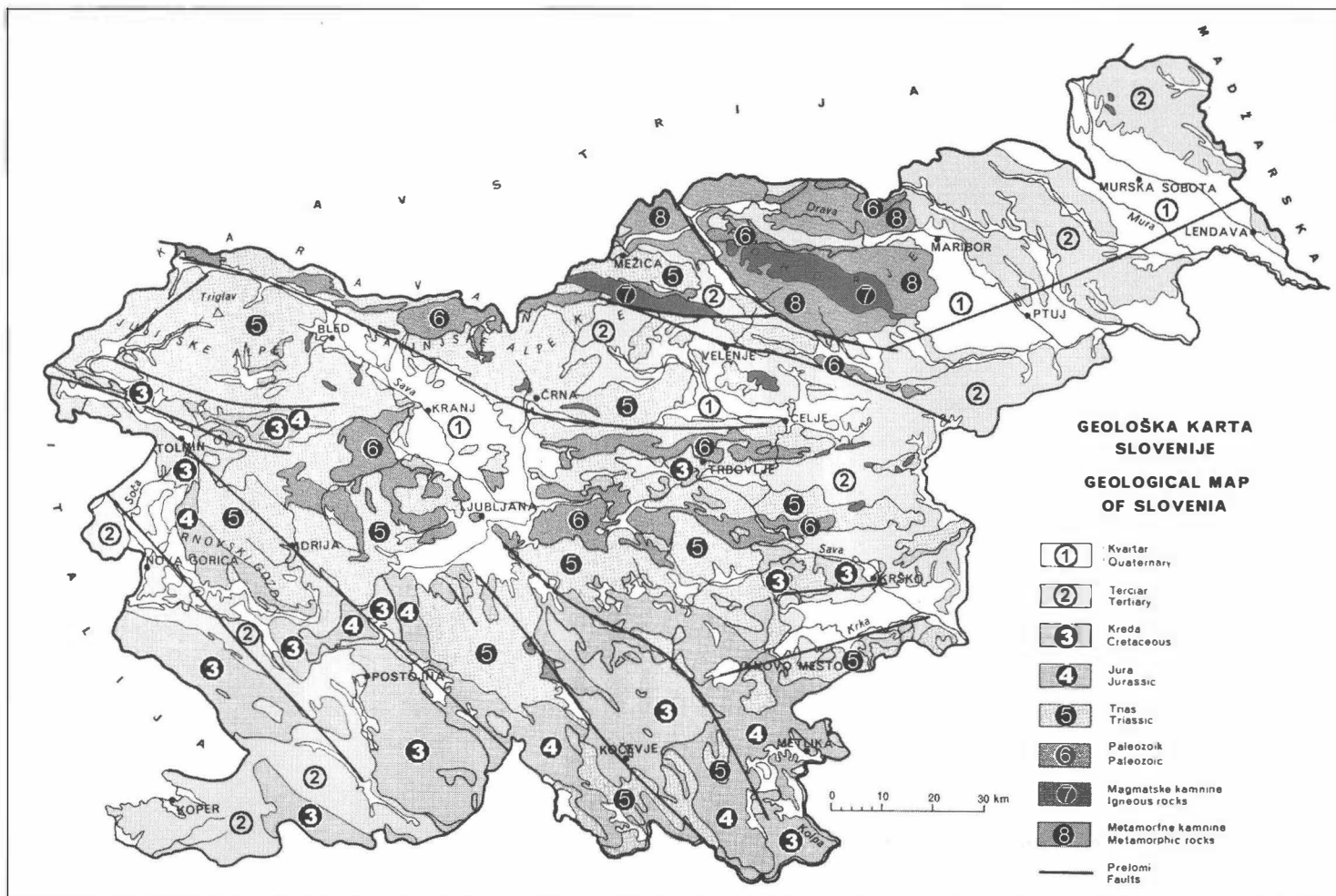
Im Pliozän begann erneut eine tektonische Aktivität. In dieser Zeit war Slowenien zum Großteil ein Plateau. Wegen der langanhaltenden Hebung von Kalk und Dolomitgesteinsgebieten kam es zur ausgeprägten Verkarstung, zur Bildung der ausgedehnten Dolinen- und Polje-Landschaft und zur Verlegung etlicher Flüsse unter die Oberfläche ("Klassischer Karst").

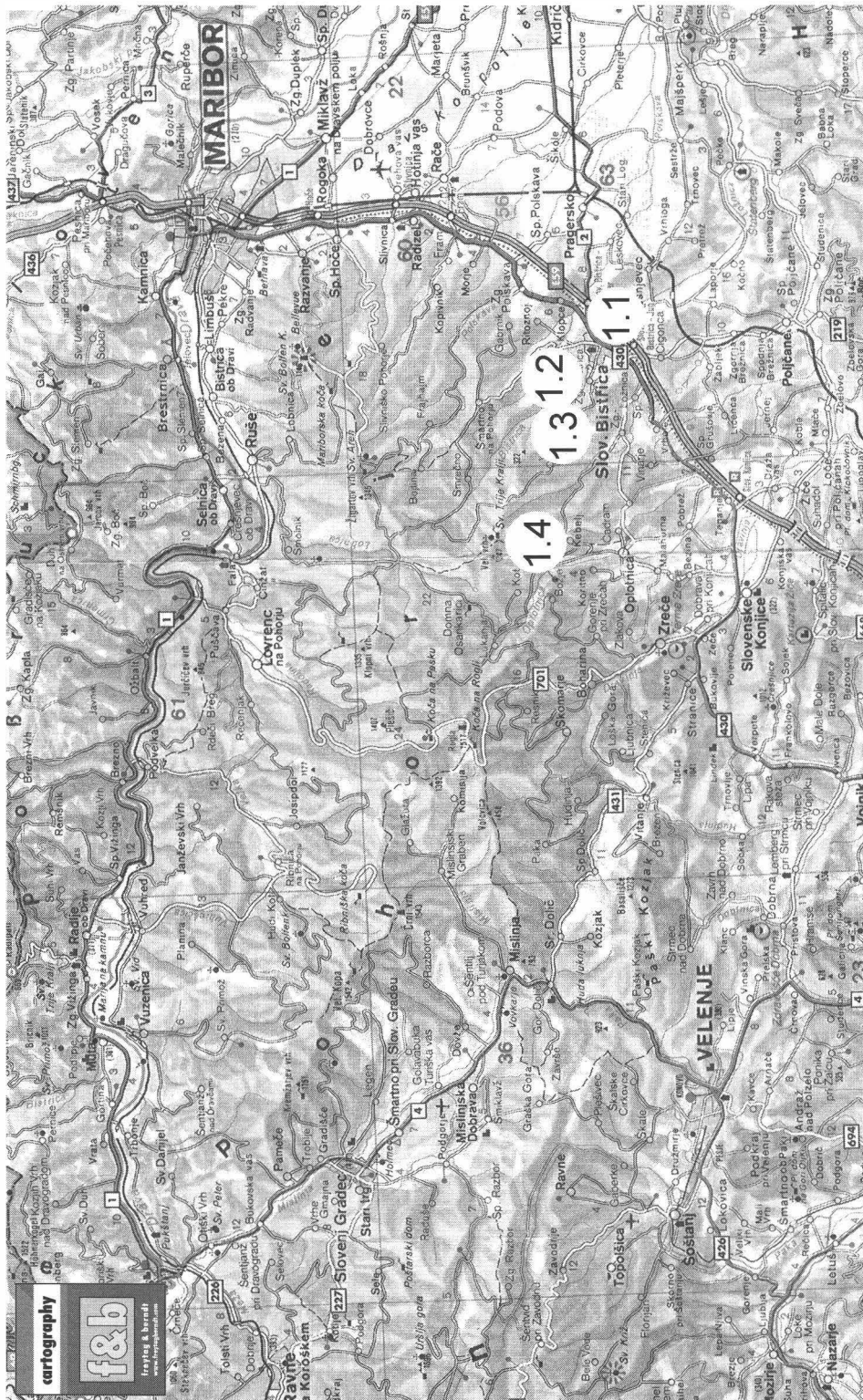
An langen Störungen entstanden zu Anfang der Eiszeiten große Eintiefungen wie die von Ljubljana, Brezice-Krsko und Celje sowie das Ptuj Feld. In diese Eintiefungen lagerten die Flüsse Kiese und Sande aus den Glazialgebieten ab.

Die abwechslungsreiche Landschaft Sloweniens, so wie wir sie heute kennen, ist während der vergangenen 10.000 Jahre geformt worden, nachdem die Inlandsgletscher im heutigen warmen Klima zurückwichen.

*Abb. 2 (Seite 340)*

*Geologische Großräume in Slowenien (nach der Vorlage einer Karte des Geologischen Dienstes in Slowenien, Ljubljana).*





## Erster Exkursionstag

18. 09. 2001

Schwerpunktthema: POHORJE (BACHER-) GEBIRGE

Exkursionspunkte: (1.2) , (1.3) , (1.4)

Tagesführer: Dr. Ana Hinterlechner-Ravnik (Ljubljana)

*Abb. 3 (Seite 341)*

*Aufschlußpunkte am ersten Exkursionstag (18.09.2001) im POHORJE (BACHER-) GEBIRGE.*

*© Freytag-Berndt und Artaria, A-1231 Wien.*

### Fahrtroute und Aufschlußpunkte

(1.1): Slovenska Bistrica (Windisch Feistritz): die kleine Industriestadt liegt am Fuße des Pohorje-Gebirges, eingebettet in eine hügelige Weinlandschaft. Die Türme zweier Barockkirchen prägen die Stadtsilhouette, daneben befindet sich die Schloßburg.

Im 18. Jahrhundert fiel die mittelalterliche Burg an die Familie Attems, die sie reichlichst ausbauen ließ. Schwerpunkte sind der mit mythologischen Fresken ausgestattete Festsaal, der zu einem der prächtigsten in Slowenien zählt; weiters beeindruckend das Stiegenhaus mit heroischen Wandmalereien. Heute ist die Burg städtisches Kulturzentrum, angeschlossen ist ein kleines ethnologisches Museum.

(1.2): Von Slovenska Bistrica nach NW führt die Fahrt in das Pohorje. Nach wenigen km erreicht man Zgornja Bistrica, einen kleinen Vorort.

Besucht wird ein aufgelassener Steinbruch im Bistrica-Tal. An Lese- und Mauersteinen entlang der Straße kann das "petrographische Angebot" des Tales abgelesen werden (Amphibolit, Eklogit (unterschiedliche Typen), Granodiorit/Tonalit, Plattengneis, Marmor, Serpentin u.a.). Der Weg dahin führt über einen Serpentinikörper. Es handelt sich um ein umgesetztes ultrabasisches Mantelgestein, in welchen noch kleine Linsen von Dunit, Harzburgit, Eklogit und Granatperidotit erhalten sind.

In Aufschlüssen am Straßenrand fallen in den Serpentiniten relativ häufig Bastite ("Schillerspate"; = Pseudomorphosen von Lizardit (Serpentin-Strukturvarietät) nach Enstatit oder Bronzit) auf. Knapp hinter dem Einlaufwerk der Trinkwasseraufbereitung von Slovenska Bistrica, am Eingang in die Schlucht des Bistrica-Baches, erreicht man den schon seit etlichen Jahren nicht mehr aktiven und entsprechend verwachsenen Steinbruch. Hier steht massiver Amphibolit mit Eklogitlinsen an. Der Eklogit von dieser Lokalität ist relativ dunkel und sehr feinkörnig. Es sind auch reichlich Aplit- und Pegmatitgänge vorhanden, die dem nahe vorkommenden Tonalit/Granodiorit-Körper zuzuordnen sind.

(1.3): Vom Bisticragraben geht es nach kurzer Fahrt nach Visole: oberhalb der Ortschaft trifft man wieder auf dieselbe Serie aus dem Bisticragraben, die etwa EW streicht.

An Wegrandaufschlüssen findet man zum Teil anstehend, z.T. als Lesesteine, helle, vereinzelt auch intensiv grüne Eklogite ("Smaragdite") mit gelegentlich hellblauen Kyaniten, rosa Korunden, hellgrünem Jadeit und dunklem Spinell, daneben Pyroxenite sowie diverse Amphibolite, Granatamphibolite, Serpentinite und Relikte von Granatserpentin.

(1.4): Fahrt über Veliko Tinje, Kebelej nach Cezlak: aktiver Steinbruch in Granodiorit/Tonalit. Er ist bereichsweise von aplitischen bis pegmatitischen Gängen mehrphasig durchsetzt worden. Im knapp nördlich benachbarten, nicht mehr aktiven Steinbruch steht "Cizlakit" an. Es handelt sich dabei um einen ca. 200 m mächtigen linsenförmigen Einschluß im Tonalit. Das mittel- bis grobkörnige hellgraugrüne Gestein besteht hauptsächlich aus Augit, Hornblende und Feldspat. Es stellt eine Besonderheit dar und wurde daher nach dem Fundort benannt. Auffällig sind hier wieder zahlreiche, tektonisch stark beanspruchte, helle fein- bis grobkörnige Gänge bis Pegmatite (selten mit Beryll).

In beiden Steinbrüchen treten gelegentlich auch kleine Alpine Klüfte mit diversen Kluftmineralisationen auf. Zu den hier nicht allzuhäufig und in bescheidenen Dimensionen auftretenden Kluftmineralien zählen Aktinolith, Epidot, Bergkristall, Titanit, Adular, Chlorit, Calcit, Heulandit, in sehr seltenen Fällen auch Calcio-Ankytit (ein Calcium-Seltene Erden-Hydroxi-Carbonat); (HINTERLECHNER-RAVNIK et al., 1995)

(1.5): Weiterfahrt in das Gebiet von Mezica, nach Crna na Koroskem: Reisstrecke über Oplotnica, Zrece, Vitanje, Slovenj Gradec, Ravne na Koroskem, Mezica bis nach Crna na Koroskem (Schwarzenbach).

### **Landschaft und Geologie des Pohorje Gebirges**

(Auszugsweise nach einer Zusammenstellung von E. FANINGER und A. HINTERLECHNER-RAVNIK, 1990)

Der Bergzug liegt im Norden Slowenien. Es handelt sich um eine hügelige Landschaft mit örtlichem Mittelgebirgscharakter. Die höchsten Erhebungen liegen zwischen 1500 und 1550 m. Die wichtigsten davon sind: Crni vrh (1543 m), Velika Kopa (1542 m), Mala Kopa (1524 m) und Rogla (1517 m). Die Ost-West-Erstreckung der Region ist etwa 45 km, die maximale Nord-Süd-Erstreckung ca. 25 km.

Die geographischen Umrahmungen, die meist auch markante geologische Bewegungs- und Schwächezonen darstellen, sind im Norden das Drautal (Drava), im Westen das Mislinja Tal (Verlängerung der Lavanttalstörung), im Süden diverse Tertiärbecken von Slovenske Konjice und Slovenska Bistrica (verdeckte Fortsetzung der Periadriatischen Naht). Im Osten endet das Pohorje am Rand des Beckens von Maribor (Abb. 4).

Schon im 19. Jahrhundert haben sich viele Geologen mit dem Pohorje auseinandergesetzt; u.a.: MORLOT (1848), ROLLE (1857), DOELTER (1884) oder SALAMON (1897). Alle beschäftigen sich mit der großen und ungewöhnlichen Gesteinsvielfalt dieses Komplexes. Erste umfassende geologische Kartenaufnahmen erfolgten von F. TELLER und Mitarbeitern (TELLER, 1896 und 1898 -Blatt Praßberg, Blatt Pragerhof sowie 1929 -Blatt Unterdrauburg).

Aus der ersten Hälfte des 20. Jh. liegen bereits etliche geowissenschaftliche Detailbehandlungen über Pohorje-Gesteine vor: u.a. TROBEI (1908), KIESLINGER (1935, 1936). Eine neue Periode intensiver Forschungsaktivitäten über die kristallinen Gesteine des Pohorje wurde durch FANINGER (1970, 1973) und HINTERLECHNER-RAVNIK (1971, 1973) begonnen.

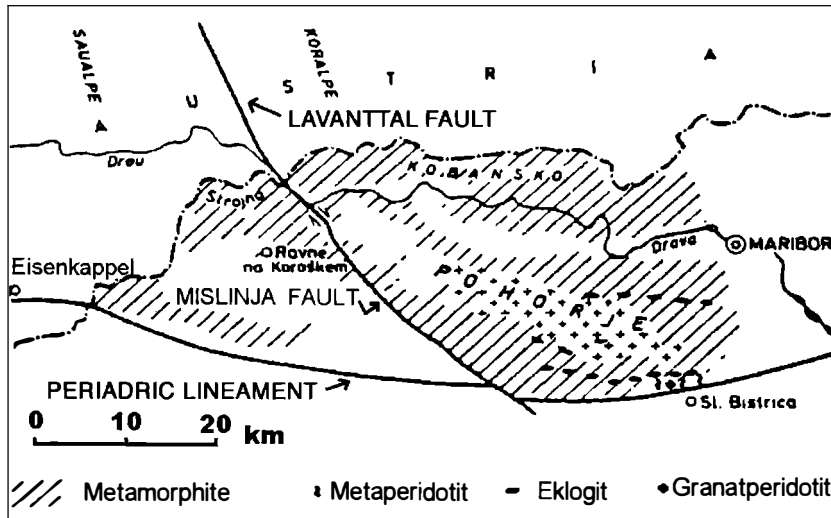


Abb. 4

Die wichtigsten tektonischen Linien im ostalpinen Bereich von Slowenien (HINTERLECHNER-RAVNIK, 1987).

### Geologischer Aufbau

Das Pohorje Gebirge besteht im Kern aus einem Pluton, der allseitig von kristallinen Schiefen, dem sogenannten Altkristallin, umgeben ist (Abb. 5). Im Westen ist das Altkristallin vom schwach bis sehr schwach metamorph umgeprägten Altpaläozoikum überschoben. Dort sind auch Sedimente der Permtrias und Kreide verbreitet. Altpaläozoikum wie auch die jüngeren Ablagerungen sind von Dacit-Gängen durchstoßen. Sockel und Oberbau sind in allen wesentlichen Zügen - abgesehen von den zusätzlichen Plutoniten und Eruptiva - mit den entsprechenden mittel- und oberostalpinen Einheiten Österreichs vergleichbar. Daß das (mittelostalpine) Altkristallin des Bachergebirges die direkte südliche Fortsetzung des Korralpen-Saualpen- Kristallins darstellt, hat bereits KIESLINGER (1935) klargestellt.

Das Altkristallin ist polymetamorph. Das Alter der einzelnen Metamorphosen bzw. Phasen wurde im vorliegenden Gebiet durch radiometrische Messungen noch nicht bestimmt, es ist aber diesbezüglich vermutlich nur das zu erwarten, was in anderen Bereichen des Mittelostalpins schon festgestellt wurde: eine weitgreifende variszische Metamorphose im Jungpaläozoikum, wobei aber an manchen Orten auch die kaledonische Metamorphose im Altpaläozoikum und die alpidische Metamorphose in der Kreidezeit bzw. im Tertiär bestätigt worden sind.

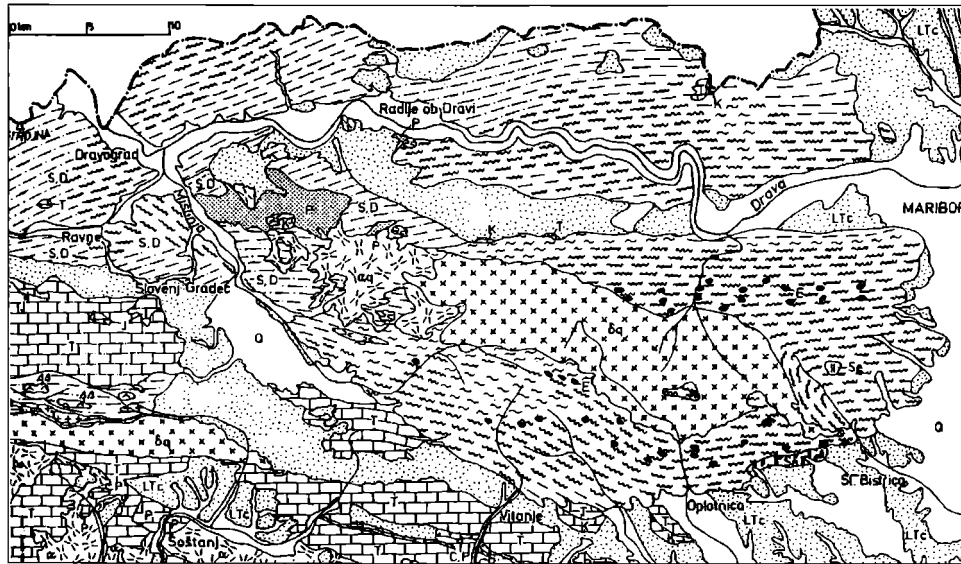


Abb. 5  
Geologische Skizze des Pohorje Gebirges (nach HINTERLECHNER-RAVNİK, 1982).

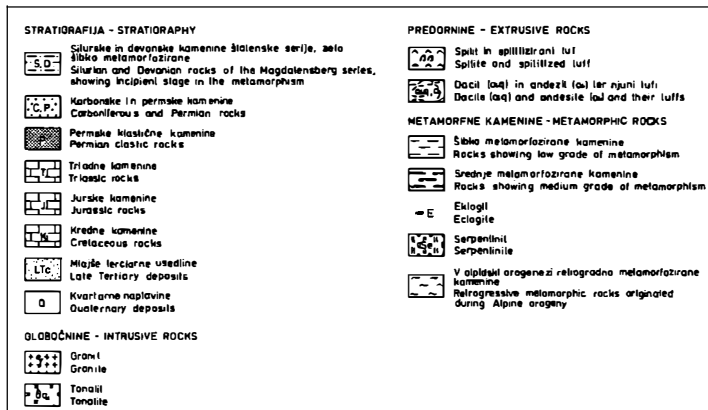


Abb. 5  
Legende zur geologischen Skizze des Pohorje Gebirges zu Abb. 5.

Die katazonale Serie des Altkristallins umfaßt nach HINTERLECHNER-RAVNİK (1973) Granatglimmerschiefer und Zweiglimmergneise mit Kyanit und Staurolith, Eklogite, Amphibolit-Eklogite und Amphibolite. Die Serie ist durchsetzt von Pegmatitgneisen. Der oberste Abschnitt der Serie ist von Tiefen-Diaphthorose betroffen.

Den Oberbau des mittelostalpinen Sockels formt eine Serie in Amphibolitfazies aus Andesin- und Granat-führenden Biotitgneisen und Amphiboliten unter Einschaltung von Marmoren und Pegmatitgneisen. Im Oberteil dominieren Granatglimmerschiefer und Chloritoidgneise. An der Obergrenze dieses Kristallins sind nach KIESLINGER (1935) die Gesteine zu chloritreichen Phylloniten blauschwarzer Färbung umgeprägt, die zum Teil an Graphitschiefer erinnern.

Über diesem Bewegungshorizont folgt - als Fortsetzung des epimetamorphen Anteiles der Gurktaler Decke - die Phyllitgruppe im NW - Teil des Gebirges: Phyllite und Grünschiefer herrschen vor, Quarzite und Marmorzüge sind eingeschaltet. Das Permoskyth liegt in Form der detritischen Serie der Griffener und Werfener Schichten vor. Sie füllen den Hauptteil des Kernes der Drautalmulde aus, die vom Mißlingtal über den Meinhardsattel bis über St. Primon reicht.

Im Pohorje Gebirge kommen auch schwach bis sehr schwach metamorphe Gesteine vor. Es handelt sich um Tonschiefer mit Diabaseinschlüssen, ferner um Phyllite mit basischen und intermediären Metavulkaniten. Den Ausgangsgesteinen schreibt man ein altpaläozoisches Alter zu. Als jüngster nicht metamorpher Komplex in diesem Abschnitt sind Reste von Triaskalk und Dolomit sowie Gosau (Jesenkoberg, St. Anton/Bachern) und Miozän am Nordrand des Gebirges erhalten.

Bedeutend ist schließlich das Ausmaß der Plutonite. Sie wurden zu Beginn der Untersuchungen im 19. Jahrhundert wie auch noch anfangs des 20. Jahrhunderts als Granit definiert. Nach FANINGER (1970, 1973) haben die Untersuchungen gezeigt, daß es sich bei den Intrusiva um Tonalite bis Quarzdiorite handelt, daß aber auch Übergänge in Granodiorit gegeben sind. Nach neueren Arbeiten von ZUPANCIC (1994a) sind die Plutonite in den überwiegenden Fällen Granodioriten mit Übergängen zu Tonaliten zuzuordnen. Herkunft und Entstehung seien einheitlich (ZUPANCIC, 1994b).

Besonderes Problem bereitet die Altersstellung der Intrusion. Dem Pluton wird ursprünglich alpidisches Alter zugesprochen. Nach FANINGER (1970, 1973) kann er – begründet mit der auffallenden Nähe zur "Alpin-Dinarischen Naht" (Abb. 4) – mit dem Komplex der periadriatischen Intrusionen in Zusammenhang gebracht werden. Zur Platznahme kam es nach diesen Überlegungen im Alttertiär (Oligozän). Die Tonalitporphyritgänge bzw. Dacitergüsse fanden demzufolge, als spätere Nachschübe, vermutlich im Miozän, statt.

Nach Überlegungen von HINTERLECHNER-RAVNIK et.al. (1995) erscheint für die Hauptintrusion auch ein altpaläozoisches, vielleicht sogar ein variszisches Alter plausibel. Es gab schon viele Untersuchungen das Alter der zentralen Pohorje-Plutonite zu klären. Bis heute haben sich aber noch keine eindeutigen Zuordnungen erarbeiten lassen (FRANK et al., 1978).

### **Tektonischer Rahmen**

Das Pohorje Gebirge wurde zur Zeit der alpidischen Gebirgsbildung gefaltet, verschuppt, gehoben und als ein Block entlang der Fortsetzung der Lavanttaler Störung relativ zum Altkristallin der östlichen Strojna nach Südosten verschoben. Die nördliche Grenze des Pohorje Horstes bildet ein mit miozänen Sedimenten gefüllter Graben (Drautal), während im Südwesten dessen Begrenzung durch die Fortsetzung der Lavanttaler Störung (Mislinjatal) markiert ist. Gegen Osten taucht das Altkristallin des Pohorje Gebirges stufenweise an mehreren Brüchen unter die tertiären Ablagerungen des pannonischen Beckens (Maribor). Am Südrand des Pohorje Blocks verläuft eine bedeutende, mit jungen Ablagerungen bedeckte Störung. Ob sie die östliche Fortsetzung der durch die zahlreichen Plutone bis zur Ortschaft Vitanje gut verfolgbare periadriatische Naht darstellt, wird unterschiedlich gedeutet (siehe auch Abb. 4).



## Magmatische Gesteine des Pohorje Gebirges

Tonalit und Granodiorit:

Die Hauptbestandteile beider Gesteinsarten sind Feldspäte, Quarz und Biotit. Sowohl im Tonalit wie auch im Granodiorit überwiegen die Plagioklase vor dem Orthoklas. Im Tonalit kommt der Orthoklas in sehr beschränkten Mengen vor, im Granodiorit ist der Anteil schon so groß, dass er bei der Klassifikation berücksichtigt werden muß. Beim Granit sind Orthoklas und Plagioklas im gleichen Maß vertreten, der Orthoklas kann auch überwiegen.

Die Aplit- bzw. Pegmatitgänge sind als Differentiationsprodukte des Tonalit- bzw. Granodioritmagmas zu betrachten. Sie bestehen fast ausschließlich aus Feldspäten und Quarz, gelegentlich kommen darin auch winzige Granaten vor. Beryll ist selten.

"Cizlakit" ist eine Besonderheit, er besteht vorwiegend aus hellgrünem Augit, dunkler Hornblende und weißen Feldspäten. Er weist eine körnige Struktur auf. Da die Umrechnung der chemischen Analyse dieses Gesteins nach dem CIPW-Norm Werte ergab, die bis damals noch bei keinem Gestein festgestellt werden konnte, fühlte sich NIKITIN (1937) berechtigt, dem Gestein von Cezlak einen eigenen Namen zu geben.

Das Altkristallin, das Altpaläozoikum wie auch jüngeren Ablagerungen, selbst der Tonalit, werden im westlichen Teil des Pohorje Gebirges von Dacit durchstoßen. Durch Auftreten der Dacittuffe im helvetischen Tertiär können die Dacitergüsse dem Miozän zugeordnet werden. Die Dacite weisen eine porphyrische Struktur auf. Dabei treten als Einsprenglinge Plagioklas, Quarz, Biotit, Hornblende und Chlorit in der kryptokristallinen Grundmasse auf. Genetisch mit dem Dacit sind die undifferenzierten und differenzierten Ganggesteine verbunden. Sie wurden als Porphyrite bezeichnet. Bei hornblendereichen Porphyriten handelt es sich nach der heutigen Nomenklatur um Malchite. Zwischen den porphyrisch entwickelten jungen magmatische Gesteinen gibt es fließende Übergänge, was die Namensgebung nicht unbedingt erleichtert.

Die Diabase im Westabschnitt haben mit diesem jungen Magmatismus nichts zu tun. Sie sind gleich alt mit den altpaläozoischen Tonschiefern (Magdalensbergserie), in welchen sie vorkommen.

## Die metamorphen Gesteinsserien des Pohorje Gebirges

Sortiert nach dem Idealprofil des Pohorje Gebirges nach HINTERLECHNER-RAVNIK (1977) ergeben sich folgende charakteristische Abfolgen:

- ⇒ Spilitisierter Diabas + schwach metamorphe Schiefer (=Magdalensbergserie)
- ⇒ Progressive Grünschieferserie, geochemisch vorwiegend basische und intermediäre Metavulkanite
- ⇒ Phyllonit + Pegmatitgneis. Posttektonischer Chloritoid im Phyllonit
- ⇒ Amphibolit + Metapelite + Pegmatitgneis
- ⇒ Eklogit (stark amphibolitisiert) + Serpentin (Ultrabazit) mit Granatperidotit + Metapelite (K-reich) + Pegmatitgneis
- ⇒ Marmor + Metapelite (Kyanit-Flasergneis) + Quarzit + Amphibolit + Pegmatitgneis
- ⇒ Augengneis + Metapelite + Metagrauwacken + Pegmatitgneis

Die bunte Gesteinsassoziation ist als Folge mehrerer Orogenesen zu betrachten. Damit verknüpft sind natürlich auch entsprechende Metamorphosen unterschiedlicher Stärke und verschiedenen Alters. Wegen der syn-metamorphen Überlagerung und dem damit verbundenen Auskeilen einzelner Schichtglieder kommen in einzelnen Profilen des Gebirge nie alle oben angegebenen Teile des Idealprofils vor.

### **Einige Metamorphite und Begriffe zur Metamorphose**

Retrograde Metamorphose stellt einen Prozess der mineralogischen Anpassung der relativ hochgradigen metamorphen Gesteine an Temperaturen, die niedriger sind als jene der vorigen (initialen) Metamorphose. Die retrograde Metamorphose ist an grosse Überschiebungen gebunden. Für die metamorphen Gesteine der Ostalpen sind retrograde metamorphe Prozesse typisch und regional verbreitet. Ein Beispiel ist die retrograde Metamorphose des Eklogits zu Amphibolit. Rotierte Linsen von Eklogit sind im bankigen Amphibolit erhalten geblieben. Geochemisch sind der Eklogit und der Amphibolit einander ähnlich und entsprechen dem ozeanischen Tholeiitbasalt, aus welchen sie entstanden sind.

Diaphtorese ist eine retrograde Metamorphose, die nur an niedrige P-T Bedingungen geknüpft ist. Durch sie werden höhergradig geprägte Metamorphite in niedriggradige umgewandelt. Die Diaphtorese ist meistens sehr lokal auf tektonische Bewegungshorizonte und Störungszonen begrenzt. Beispiel: ein Glimmerschiefer kann durch feinstes Zertrümmern in kleinen Schritten und gleichzeitige Rekristallisation wieder ein phyllitähnliches Gestein ergeben. Dieses neue, diaphtorisierte Gestein hat nach der Nomenklatur eine spezielle Bezeichnung: es wird Phyllonit genannt. Im Pohorje sind Phyllonite sehr verbreitet.

Symplektite: sind feinkörnige, innige Verwachsungen von zwei oder mehreren Mineralarten, die durch (retrograde) Metamorphose aus einem Ausgangsmineral entstehen. Meist sind auch noch Relikte des Ausgangsmineral vorhanden. Z.B. "Kelyphit" ("Keliphytrinde") ist eine symplektitische Umwandlung aus Granat in Hornblende und Plagioklas. Zur Symplektitbildung kann es auch durch Kontaktreaktionen zweier benachbarter (unterschiedlicher) Mineralphasen kommen.

Eklogit ist ein mittelkörniges vorwiegend aus nur zwei Hauptmineralien bestehendes hochmetamorphes Gestein. Seine wichtigsten Bestandteile sind roter Granat (aus den Komponenten Almandin, Pyrop und Grossular) und grüner Omphacit, ein ebenso komplex zusammengesetzter Klinopyroxen (Komponenten: Jadeit, Diopsid, Hedenbergit etc.). Der Eklogit kann zudem auch noch viele andere Begleitmineralien in geringen Menge oder in Spuren enthalten. In den Aluminium-reichen Pohorje Eklogit-Varietäten hebt sich besonders schön der blaue Kyanit hervor. Der chemischen Zusammensetzung nach entsprechen die Eklogitvarietäten dem Basalt bzw. Gabbro, aus welchen sie durch hochmetamorphe Prozesse entstanden sind. Der SiO<sub>2</sub>-Gehalt dieser Gesteine ist ca. 50 %.

Drei gesteinsbildende Stadien (im Zuge der Diaphtorese) konnten bei den Pohorje-Eklogiten festgestellt werden (HINTERLECHNER-RAVNIK et al., 1991)

- a) Eklogitstadium: führt zur neuen Mineralassoziatiön (aus Gabbro oder Basalt): Omphacit + Granat sowie Omphacit + Granat + Kyanit (beide + Nebenmengen an Zoisit, Rutil und Apatit).
- b) Symplektitstadium: führt zur neuen Mineralassoziatiön (aus a): Plagioklas + Diopsid sowie Plagioklas + Korund + Spinell.
- c) Epidot-Amphibolitstadium: führt zur neuen Mineralassoziatiön (aus b): verschiedene Amphibole sowie Plagioklas + neuer Zoisit

Peridotit ist ein aus dem Erdmantel stammendes ultramafisches Gestein mit weniger als 45 % SiO<sub>2</sub>-Gehalt. Hauptkomponenten sind Olivine und Pyroxene. In der Erdkruste ist der Olivin nicht beständig; er wird durch Umsetzung mit Wasser (Hydratisierung) zu Serpentin. Auch im Pohorje ist diese Umwandlung weit fortgeschritten.

Granatperidotit ist ein Peridotit mit Mg-reichen Granat (Pyrop). Er ist neben Eklogit ein typischer Einschluss im grossen Serpentinikörper oberhalb Slovenska Bistrica. Granatperidotit bildet sich nur im oberen Erdmantel. Sie sind ein Beweis, dass sie gemeinsam mit dem Serpentinikörper tektonisch in die Erdkruste eingebracht wurden.

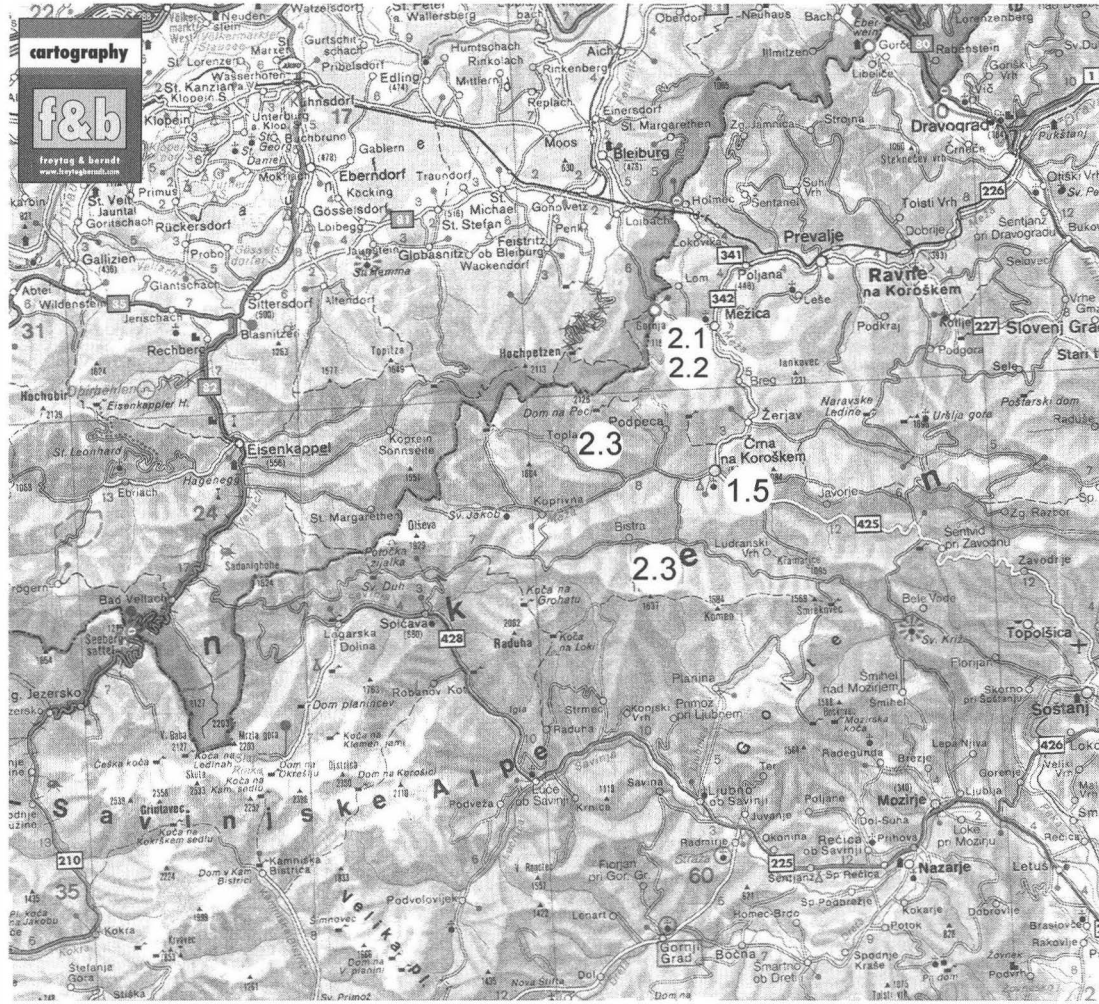
Die Minerale einiger Eklogit- und Granatperidotitproben aus Pohorje wurden mit der Mikrosonde analysiert. Die Ergebnisse ließen Rückschlüsse auf die P-T-Bedingungen der Kristallisation zu (HINTERLECHNER-RAVNIK, SASSI & VISONA, 1991):

	<b>P</b>	<b>T</b>
für Eklogit (Maximum)	18 kbar	900°C
für Granatperidotit	24 - 36.5 kbar	800 - 1000°C

#### **Verwendete und weiterführende Literatur**

- DOELTER, C. (1884): Über den Granit des Bachergebirges. - Mitt. d. Naturwiss. Vereines für Steiermark, 31 (Graz).
- FANINGER, E. (1970): Pohorski tonalit in njegovi diferenciji. - Geologija 13, 35-104, Ljubljana.
- FANINGER, E. (1973): Pohorske magmatske kamnine. - Geologija 16, 271-315, Ljubljana.
- FRANK, W., PURTSCHHELLER, P., SASSI, F. P. & ZANETTIN, B. (1978): Eastern Alps. In: NIGGLI, E. (Ed.): Metamorphic map of the Alps. - Leiden/Unesco, Paris: C. G. M. W. Subcommission for the Cartography of the Metamorphic Belts of the World, 181-242 (228-242).
- HINTERLECHNER-RAVNIK, A. (1971): Pohorske metamorfne kamnine. - Geologija 14, 187-226, Ljubljana.
- HINTERLECHNER-RAVNIK, A. (1973): Pohorske metamorfne kamnine II. - Geologija 16, 245-270, Ljubljana.
- HINTERLECHNER-RAVNIK, A. & MOINE, B. (1977): Geochemical characteristics of the metamorphic rocks of Pohorje Mountains. - Geologija 20, 107-140, Ljubljana.
- HINTERLECHNER-RAVNIK, A. (1982): Pohorski eklogit. - Geologija 25, 251-288, Ljubljana.
- HINTERLECHNER-RAVNIK, A. (1984): Regionalna metamorfoza pelitov in karbonatno-silikatnih skrilavcev na območju severno od Raven na Koroskern. - Geologija 27, 171-199, Ljubljana.

- HINTERLECHNER-RAVNIK, A. (1987): Granatov peridotit na Pohorju. - Geologija 30, 149-181, Ljubljana.
- HINTERLECHNER-RAVNIK, A., SASSI, F. P., VISONA, D. (1991): The Austridic eclogites, metabasites and metaltrabasites from the Pohorje area (Eastern Alps, Yugoslavia): 1. The eclogites and related rocks. - Rend. Fis. Acc. Lincei, 9, 2, 157-173.
- HINTERLECHNER-RAVNIK, A., MEDENBACH, O., NIEDERMAYR, G. (1995): Calcio-Ankylit-(Ce) aus einem Tonalitsteinbruch bei Cezlak, WNW Slovenska Bistrica, in Slowenien. - Mineralien-Welt ; 2/95, 15-18.
- KIESLINGER, A. (1935): Geologie und Petrographie des Bacheru. - Verh. d. Geol. Bundesanstalt, 7, 101-110, Wien.
- KIESLINGER, A. (1936): Zur Geologie des südöstlichen Bacheru. - Akademie der Wissenschaften in Wien, 1-3.
- MORLOT, A. (1849): Übersicht der geologischen Verhältnisse des südlich von der Drau gelegenen Theiles von Steiermark. - Berichte über die Mitth. von Freunden der Naturwiss. In Wien, 1849, 174-183.
- NIKITIN, V. V. & KLEMEN, R. (1937): Diorit-pirokseniti iz okolice Cizlaka na Pohorju. - Geol. anal. Balk. poluostrva (Beograd), XIV 149-198.
- ROLLE, F. (1857): Geologische Untersuchungen in der Gegend zwischen Ehrenhausen, Schwanberg, Wind. Feistritz und Wind. Graz in Steiermark. - Jahrb. d. Geol. R. A. Wien, VIII, 266-288.
- SALOMON, W. (1898): Über Alter, Lagerungsform und Entstehungsart der periadriatischen granitisch körnigen Massen. - Tschermarks min. u. petr. Mitt., (Wien), N.F., Vol. XVII, 109-284.
- TELLER, F. (1896): Erläuterungen zur geologischen Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen (Ostkarawanken und Steiner Alpen). - Verh. d. k.k.Geol.R.A. Wien; 262 S.
- TELLER, F. (1899): Erläuterungen zur geologischen Karte Pragerhof, Wind. Feistritz. Verh. d. k.k.Geol.R.A. Wien; 144 S.
- TROBEI, E. (1908): Über porphyrische und porphyritische Gesteine des Bachergebirges in Steiermark. - Mitt. d. Naturwiss. Vereins für Steiermark, Heft 44 (Graz).
- ZUPANCIC, N. (1994a): Petrografske značilnosti in klasifikacija pohorskih magmatskih kamnin. - Rudarsko-metalurški zbornik 1994, 41, 101-112.
- ZUPANCIC, N. (1994b): Geokemične značilnosti in nastanek pohorskih magmatskih kamnin. - Rudarsko-metalurški zbornik 1994, 41, 113-128.



## Zweiter Exkursionstag

19. 09. 2001

Schwerpunktthema: BLEI-ZINK-BERGBAUGEBIET VON MEZICA

Exkursionspunkte: (2.1) , (2.2) , (2.3)

Tagesführer: Dipl.Ing. Miha Pungatnik, Marko Kuzmann (Mezica)

*Abb. 6 (Seite 351)*

*Aufschlußpunkte am zweiten Exkursionstag (19. 09. 2001) im Gebiet von Mezica und Crna na Kosokem.  
© Freytag-Berndt und Artaria, A-1231 Wien.*

### Fahrtroute und Aufschlußpunkte

(2.1): Crna na Koroskem: die alte Bergbaustadt liegt in der Seehöhe von 575 m.

Fahrt durch das Tal der Meza bis zum alten Bergbauort Mezica.

Besuch des Schauteils des ehemaligen Blei-Zink-Bergbaues in Mezica. Vom Besucherrundgang abzweigend, werden im Rahmen einer Sonderführung auch abgelegene Bergwerksteile befahren. Hier können Erze (Galenit, Sphalerit, Pyrit, Markasit) sowie diverse Sekundärmineralisationen (Calcit, Cerussit, Greenockit etc.) beprobt werden.

(2.2): Besuch des Bergbaumuseums von Mezica. Schwerpunkte: Überblick über die Geologie im Großraum der Lagerstätte, Begleitgesteine der Vererzung, die verschiedenen Erztypen selbst, die im riesigen Grubengebäude gefunden wurden – und selbstverständlich die reichhaltigen Sekundärmineralien, für die dieser Bergbau ebenfalls berühmt wurde. Viele Jahrhunderte Bergbaugeschichte und Bergbautechnik; ein kurzer Überblick über die Biologie der Region.

(2.3): Geländebegehung zur Erkundung der Rahmengenologie: Besucht wird das im Süden des Lagerstättengebietes gelegene Toplatal (sedimentäre Vererzung) und das Bistratal mit Aufschlüssen der metamorphen und der plutonischen Serien im Aufbruchbereich der "Periadriatischen Naht"

Anschließend Rückfahrt in das Quartier nach Crna na Koroskem.

## **Geologie der Karawanken** (nach FANINGER, 1976)

Die Karawanken stellen ein verhältnismäßig junges, während der alpidischen Orogenese gefaltetes und gehobenes Gebirge dar. Die höchsten Erhebungen bestehen aus triadischen Kalken und Dolomiten, doch in deren Unterlage kommen auch paläozoische, vom Ordovicium bis zum Perm reichende Schichten zu Tage.

In geologischer Hinsicht werden die Karawanken in die Nord- und Südkarawanken geteilt. Die Nordkarawanken bilden die Kette vom Obir bis zur Peca (Petzen). Die Südkarawanken verlaufen als östliche Fortsetzung der Karnischen Alpen bis zum Stol als ein einheitliches Massiv. Hier erfolgt eine Gabelung in zwei Ketten, von denen die eine die Kosuta (Koschuta) und Olseva darstellen, während die andere von der Storcic-Gruppe mit der östlichen Fortsetzung in den Kamnische Alpe gebildet wird.

Die zweistämmige Einteilung hat ihre Begründung. Das Jungpaläozoikum und die Trias zeigen in den Nordkarawanken eine ganz andere stratigraphische Entwicklung als in den Südkarawanken. Ferner sind die triadischen Ergußgesteine in den Südkarawanken reichlich vertreten, während in den Nordkarawanken nur kleinere Tuffvorkommen auffindbar sind. Zudem sind die tektonischen Strukturen in den Nordkarawanken gegen Norden, in den Südkarawanken dagegen nach Süden geneigt.

## **Die Blei-Zink-Lagerstätten in den Karawanken** (nach KUHLEMANN, 1995)

Die Blei-Zink-Lagerstätten der Karawanken stehen seit vielen Jahrhunderten im Abbau. Spätestens seit dem 19. Jahrhundert richtete sich das Interesse der Forscher nicht nur auf die Verbesserung der Explorationsstrategie, sondern auch auf ein allgemeines Verständnis der Lagerstätten-genese. In neuerer Zeit gewinnt der weltweite systematische Vergleich von karbonatgebundenen Blei-Zink-Lagerstätten verschiedenen Alters zunehmende Bedeutung in der wissenschaftlichen Diskussion (Abb. 7, 8).

Die nicht mehr in Abbau befindliche Lagerstätte von Bleiberg-Kreuth (Österreich) und die seit April 1993 von der Schließung betroffene Lagerstätte Mezica (Slowenien) sind aufgrund ihrer ökonomischen Bedeutung in der Region intensiv untersucht worden. Über die genetische Ähnlichkeit dieser Lagerstätten und zahlreicher lokaler Erzvorkommen der Karawanken besteht Einigkeit; gleichwohl wurden in der Vergangenheit sehr widersprüchliche Modelle zur Genese entwickelt.

Die älteren Auffassungen einer alpidischen, posttektonischen Vererzung in Zusammenhang mit dem "Aufstieg des Tauern-Granits" (u.a. TORNQUIST, 1927; PETRASCHECK, 1931; HOLLER, 1953) gelten als widerlegt. Als heute gängige Lehrmeinung ist das Modell einer syngenetischen oder synsedimentären Vererzung durch submarine Hydrothermen mit späterer komplexer Umbildung anzusehen (z.B. SCHROLL & WEDEPOHL, 1972; ZORC, 1955; CERNY, 1989).

Weitere Theorien zur Deutung der Vererzungen folgten:

- Alpidische, posttektonische, regenerative Bildung infolge der Mobilisation variszischer Erzanreicherungen.
- Epigenetische, hydrothermale Bildung in Zusammenhang mit dem mitteltriassischen Vulkanismus.

- Oberflächennahe, hydrothermale Karstvererzung.
- Intern-sedimentäre Karstvererzung unter Mobilisation metastabiler Erzmineralphasen.
- Epigenetische hydrothermale Bildung infolge obertriassischer bis unterkretazischer Dehnungstektonik.

Mit der Einordnung der Vererzungsvorgänge in die Abfolge der Karbonatzementation wurde von ZEEH (1990) und KUHLEMANN et al. (1992) ein neuer Weg zur Klärung der offenen Fragen beschritten. Eine absolute Datierung der ostalpinen Vererzungen mit radiometrischen Methoden ist noch nicht realisiert worden.

Die Einordnung der Vererzungsphasen in die Karbonatdiagenese erlaubt zunächst deren relative Datierung. Die Bildungsbedingungen der Karbonatzemente können entsprechend bekannter Diagenesestadien abgeschätzt und z.B. durch Messungen an Flüssigkeitseinschlüssen und durch Bestimmung der Isotopenzusammensetzungen genauer beschrieben werden.

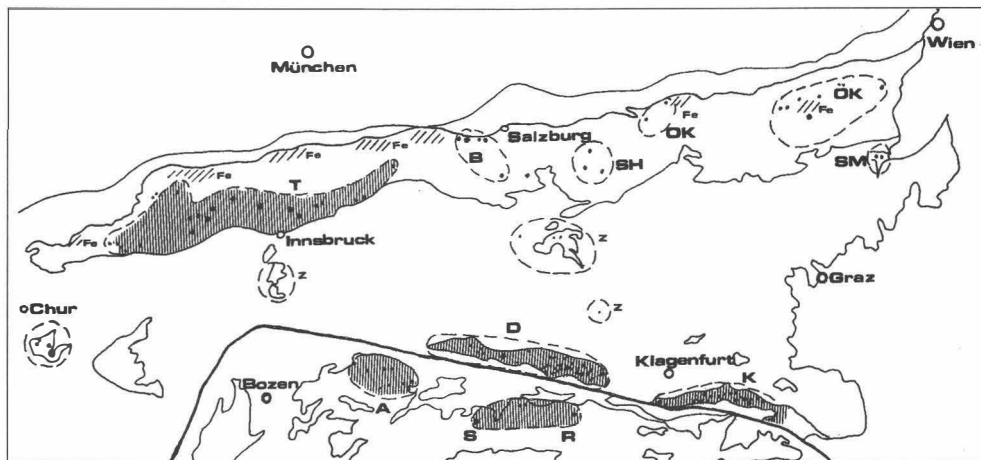


Abb. 7

Verteilung der triadischen Pb-Zn-Vorkommen in den Ost- und Südalpen.

(S = Salafossa; R = Raibl; A = Auronzo; D = Drauzug; K = Karawanken; Z = Zentralalpen; G = Graubünden; T = Nordtirol; B = Bayern; SH = Salzkammergut; OK = Oberösterreich; ÖK = Niederösterreich; SM = Semmeringtrias; Fe = Eisenmineralisationen in der Trias (nach CERNY, 1989).

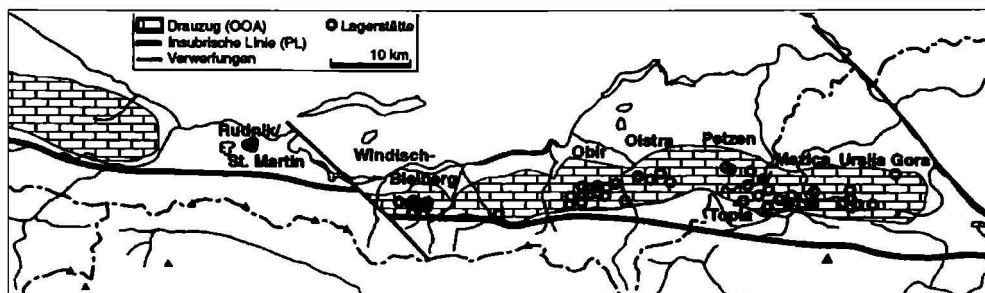


Abb. 8

Lage der Pb-Zn-Lagerstätten in den Karawanken (nach KUHLEMANN, 1995).



## Geologischer und tektonischer Überblick

Der Karawanken-Nordstamm ist als Teil des Drauzuges tektonisch den höheren Einheiten des Oberostalpins zugehörig (TOLLMANN, 1985). Der ehemalige Ablagerungsraum der von TOLLMANN (1987) als "Licikum" bezeichneten Einheit wird aufgrund von Faziesvergleichen in enger Nachbarschaft zum westlichen Teil der Nördlichen Kalkalpen vermutet (u.a. BECHSTÄDT et al., 1988).

Der Karawanken-Nordstamm ist im Norden auf das Tertiär des Klagenfurter Beckens und auf paläozoische Metamorphite der Gurktal-Decke, ebenfalls Oberostalpin (TOLLMANN, 1985), überschoben. Nach Süden schließt sich die Bewegungszone des Periadriatischen Lineamentes an. Die hier aufgeschlossenen paläozoischen Metamorphite werden teilweise als Sockel der Karawanken-Trias angesprochen. In der Nahtzone und deren näherer Umgebung sind vielfach tertiäre Magmatite aufgedrungen. Im Westen wird der Karawanken-Nordstamm entlang der Bärenal-Störung nach Norden versetzt; im Osten wird er von der Lavanttal-Störung abgeschnitten (Abb. 9).

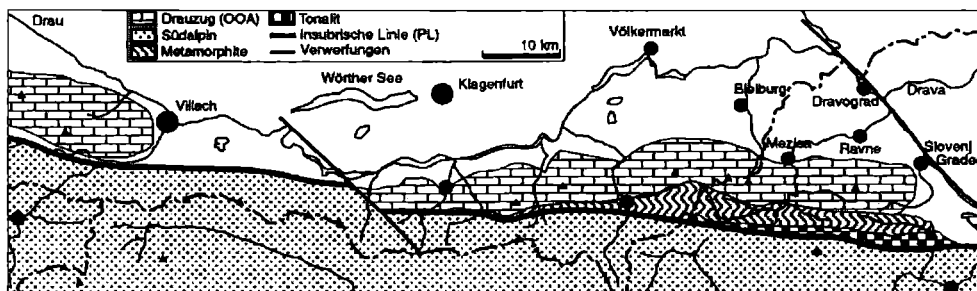


Abb. 9

Tektonische Umgrenzungen des Drauzuges, der Karawanken und der Einheiten südlich der Karawanken (nach KUHLEMANN, 1995).

Die sedimentäre Schichtfolge kann, vom Liegenden ins Hangende, wie folgt zusammengefaßt werden (u.a. SCHRÖDER, 1988):

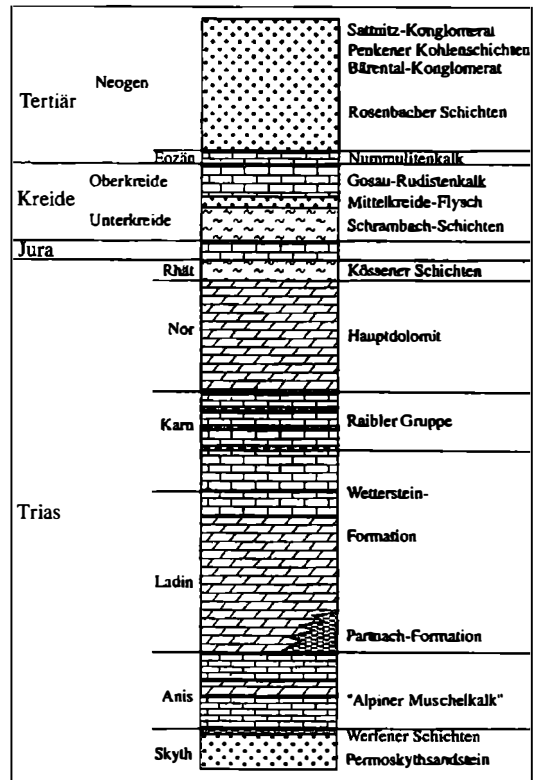
- ca. 200 m Permoskythsandstein: Rote bis violette Sandsteine mit einzelnen tonigen, brekziösen oder konglomeratischen Lagen.
- 20 - 30 m Werfener Formation (Skyth): Gelbliche Sandsteine und Mergel sowie graue zellige Kalke.
- 200 - 480 m "Alpiner Muschelkalk" (Anis-Unter-Ladin): über einer "Flaser-Wurstel kalkfolge" und Bankkalken folgt der sog. Zwischendolomit und hangend wiederum plattige Kalke und Mergel.
- ca. 1200 m Wetterstein-Formation (Ladin-Unter-Karn): Helle, dickbankige Dolomite und Kalke der Lagunenfazies, massige Dolomite und Kalke der Rifffazies und Riffschuttfazies.
- 250 - 350 m Raibler Gruppe (Ober-Karn): zyklische inter- bis subtidale Kalke, untergliedert durch drei ca. 20 m mächtige klastische Horizonte.
- ca. 700 m Hauptdolomit-Formation (Nor): Laminierte bis brekziöse, bituminöse

Dolomite, dann braune Dolomite supratidaler Fazies gefolgt von hellen Dolomiten und dunklen mikritischen Kalken (Plattenkalk), im höheren Anteil der Formation nach Osten zunehmend dickbankige, helle Kalke (Dachsteinkalk ?).

- 120 - 200 m Kössener Schichten (Rhät): Plattige, dunkle Kalke und Mergel mit gelegentlichen klastischen Schüttungen und Schillagen.
- ca. 40 m Rhätoliaskalk: An der Basis olivgraue, plattige Kalke, am Top massive helle Ooid-Peloid-Foraminiferenkalke.
- ca. 18 m Hierlatzkalke (Lias): rötliche Crinoidenschuttkalke, nach Osten auch intraformationelle Brekzien.
- ca. 18 m Adneter Kalk und Klauskalk (Lias-Dogger): Rote, ammonitenreiche Knollenkalke.
- ca. 9 m Ruhpoldinger Schichten (Malm): Rote Kalke, teilweise mit Hornsteinknuauern sowie rote Mergel.
- ca. 14 m Ammergau-Schichten (Malm): Helle, teilweise kieselige Knollenkalke.
- 200 m Schrambach-Schichten (Neokom): Graue Peloidkalke und grünliche Kalkmergel.
- ca. 70 m Mittel-Kreide-Flysch (Cenoman): Äquivalent zu Lavanter Flysch (Alb): klastisch-karbonatische Brekzien und Sandsteine.
- ca. 200 m Gosau-Rudistenkalk (Oberkreide-Tertiär): Bräunlicher fossilreicher Bankkalk.
- ca. 50 m Nummulitenkalk (Eozän): Hellbrauner fossilreicher Bankkalk.
- 600 bis 1000 m Rosenbacher Schichten, Bärental-Konglomerat, Penkener Kohlen-schichten, Sattnitz-Konglomerat (Neogen): Quarzitschotter, Braunkohle-Ton-Wechsel-lagerung, Karbonat-Kristallin-Mischschotter, Karbonatschotter.

Die Gesamtmächtigkeit der Schichten von der Trias bis zum Neogen beträgt etwa 4 km (Abb. 10). Über die lokale Faziesausprägung der einzelnen Gesteine in den Karawanken findet man nähere Angaben von TELLER (1888) über STRUCL (1965) bis PUNGARTNIK et al. (1982). Die Fazieszonierung der oberen Wetterstein-Formation ist aufgrund der Erz-anreicherung von besonderer Bedeutung. Nach BAUER (1970) war einer Karbonat-plattform mit lagunärer Fazies nach Süden hin ein Riffgürtel und anschließend ein Becken mit Partnachmergel-Fazies vor-gelagert. Nördlich des Riffgürtels, der meist aus Bruchstücken von Korallen, Schwämmen und Tubiphytes obscurus auf-gebaut wurde, fand im Rückriffbereich die Ablagerung von feinem Riffdetritus statt.

Abb. 10  
Schichtprofil der Karawanken  
(nach KUHLEMANN, 1995).



## Lage der Lagerstätten

Die große Anzahl von alten Schurfen und Stollen zeigt die weite Verbreitung kleiner Erzvorkommen oder Vererzungsspuren in den Karawanken (Abb. 8).

Vererzungsspuren sind fast in der ganzen Nord-Süd-Erstreckung der obersten Wetterstein-Formation in den Karawanken zu finden. Eine genaue Zuordnung von Erzkörpern zu bestimmten Fazieszonen ist aufgrund der komplexen Tektonik nur selten möglich, wie z.B. im Revier Graben in Mezica, wo grober Riffschutt im Rückriffbereich vererzt ist (STRUCL, 1984). Das Problem der Zuordenbarkeit gilt aber auch für die vielen, noch vor kurzem in Abbau befindlichen, stratiformen Erzkörper in Mezica (Abb. 11).

In der Regel zeigen die vererzten Proben aus Halden, daß überwiegend Flachwasser-Karbonate aus dem ehemaligen Gezeitenbereichen, die weitverbreitet sind, vererzt wurden. Es gibt aber auch Vererzungen in homogenen, dichten Dolomiten aus ehemalig tieferen Ablagerungszonen.

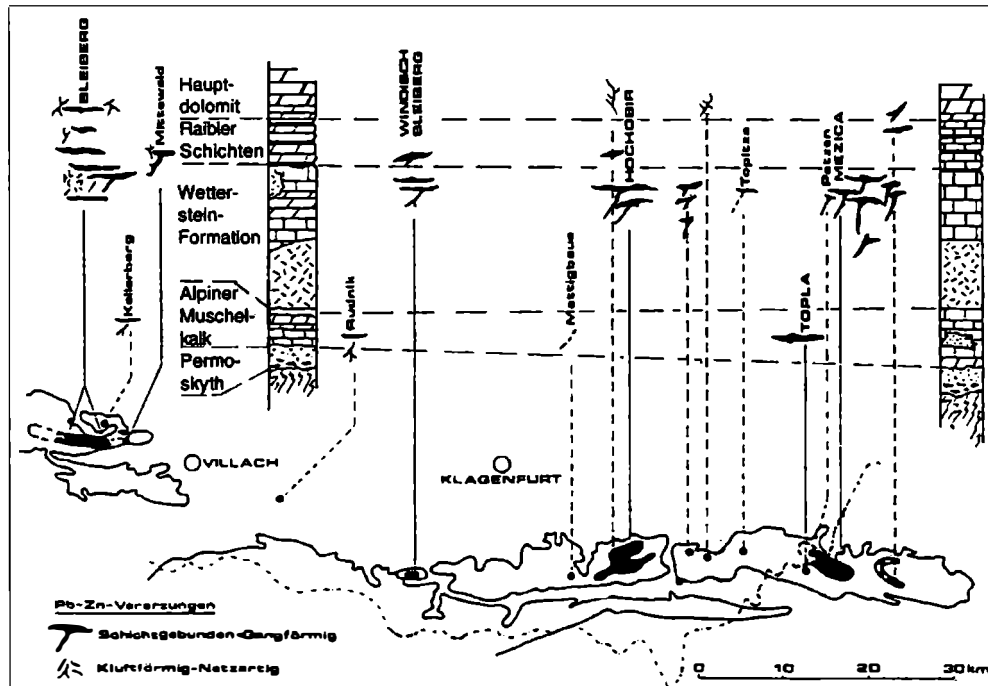


Abb. 11

Stratigraphische Position der Erzkörper im Drauzug (nach CERNY, 1989 und KUHLEMANN, 1995).

## Geschichte des Bergbaues von Mezica (nach BANCROFT et al., 1991, bzw. DRUSTVO, 1965)

Die Bleivorkommen von Mezica – wie auch die von Bleiberg – waren vermutlich schon den Römern bekannt. Die frühesten Aufzeichnungen über Bergbauaktivitäten der Region stammen aus 1424. Das älteste offizielle Dokument, das den Bergbau belegt ist mit 1644 datiert.

Der Hinweis stammt aus einem Brief von Mattheus Ludinger, Verwalter des Goldbergbaues von Kliening (östlich vom Klippitztörl, Saualpe). Er sucht in diesem Schreiben an den Hof um Erlaubnis zur Prospektion und Einrichtung einer Grube im Gebiet von Mies (Mezica). Er bekommt die Bergbaurechte für diese Region zugestanden, über Erfolg oder Mißerfolg in seiner Aktivitätsperiode wird in der Geschichte nichts berichtet.

1706 werden dem Grafen F. L. Thurn die Schurfrechte für Mezica bewilligt. Dieser beauftragt einen Administrator, J. K. Gajcnik (Pseudonym: Schlangenberg), mit den eigentlichen Prospektions- und Aufschlußarbeiten. Gajcnik hat Glück, er lokalisierte bald reichhaltige Bleierze im Bereich des vorher stillgelegten St. Helena Schachtes. Aufbereitung und Schmelze werden eingerichtet. Laut Angabe sind dabei 270 Tonnen Blei produziert worden. Nach dem Tode "Schlangenbergs" ist es wieder ruhig um die Grube geworden.

Bedingt durch die napoleonischen Kriege im frühen 19. Jh. muß die benachbarte Grube Bleiberg geschlossen werden. Damit wird in weiterer Folge der Bleiabbau in Mezica immer attraktiver. Eine dort neu gegründete Betreibergesellschaft Brunner-Kompos übernehmen die Mezica-Besitzungen. Neue Aufbereitungs- und Schmelzanlagen bringen große Erfolge für die Unternehmung, damit auch für die Bergbaustadt Mezica und für die gesamte Region.

Nachdem Napoleon den Krieg verloren hatte, wird der europäische Binnenmarkt mit hochqualitativem und zudem billigen Blei aus England überschwemmt. Die Auswirkungen auf die Bleibergwerke von Bleiberg und Mies sind entsprechend dramatisch. Die Produktion sinkt hier um 66 bzw. 85 % ! Rettungsmaßnahmen werden überlegt. Leopold Prettnner initiiert eine Zusammenarbeit aller Gruben im Raume Mezica. Zahlreiche andere kleinere Bergwerke schließen sich dieser neuen Gesellschaft an. Der Erfolg war gegeben: 1823 kann die Produktion verdoppelt werden. 1827 erwirbt das Konsortium die restlichen Anteile der Familie Thurn, was zur Folge hat, daß alle Betriebe nun unter einer Führung liegen. Die Produktion nimmt weiter zu. Für den gesteigerten Bedarf an Wasser für Bergbau und Aufbereitung muß der Meza-Fluß aufgestaut werden. Weitere Grubenbereiche werden geöffnet. Ca. 60 Gruben sind in dieser Zeit im Gebiet der Peca-Berge aktiv.

Angeregt durch diesen Erfolg der "Konkurrenz", beschließen auch die Bleiberger Gewerken einen Zusammenschluß zu einer Gesellschaft: 1866 wird die Bleiberger Bergwerks Union ("BBU") gegründet. Nach kurzer Zeit schließen sich auch die Betreibergesellschaften von Raibl und Dobratsch an.

1893 kauft die BBU das Brunner-Kompos-Konsortium von Mezica und die Rainer Bergbaugesellschaft. Zum ersten Mal sind damit alle Bleibergwerke des Bleiberg-Mezica Revieres vereint. Als erste große Entscheidung der Großgesellschaft wird der Beschluß gefaßt ab nun auch Zink aus den Gruben zu verwerten. Ursprünglich wurde Zinkerz nur als Abfall auf Halde gelegt. Neue Aufbereitungsanlagen werden gebaut und zahlreiche neue Schächte geöffnet. Um 1900 war die Bleiproduktion in Mezica größer als in Bleiberg. Begründet durch die Erfolge, stattet die BBU ihre Betriebe mit den der Zeit entsprechenden modernsten Schmelzanlagen und metallurgischen Einrichtungen aus.

Mit Beginn des Ersten Weltkrieges muß die BBU die Metallproduktionen deutlich steigern, das konnte nur mit Raubbau an den reichsten Erzlagern geschehen. Nach Erschöpfung dieser Lager sind ab 1818 die Produktionsziffern wieder deutlich gefallen.

Mit dem Friedensschluß in 1919 sollen die Bergbaue nationalisiert werden (zwischen den u.a. neuen Ländern Jugoslawien und Österreich). Zur Abwendung wird eine Verbindung mit der Britischen Firma Bewick-Moreing beschlossen. Es entsteht ein neuer Großkonzern mit Hauptquartier in London. Die Firma nennt sich "Central European Mines Ltd." ("CEM"). Die ursprünglichen Pläne zur Nationalisierung werden vorläufig wieder fallen gelassen. Neuerliche groß angelegte Investitionen und Hoffnung auf schnellen Gewinn führen abermals zum gesteigerten Abbau der reichsten Erze.

Knapp vor dem Zweiten Weltkrieg wird der Vertrag von Seiten Jugoslawiens mit der CEM aufgekündigt und die BBU wieder hergestellt.

1945 übernimmt die Jugoslawische Armee die Mezica-Region. Eine neue Gesellschaft wird für den Bergbau eingesetzt, die "Srednjeevropski Rudniki"

1950 wird der Betrieb formell nationalisiert. Wieder werden neue moderne Aufbereitungen eingesetzt (Flotationen, Schwereflüssigkeits-Separationen). Zielsetzung der Produktion waren vorwiegend Blei-Akkus für Automobile.

Da kriegsbedingt in den vergangenen Jahrzehnten intensiver Raubbau betrieben wurde, sank der durchschnittliche Bleigehalt im Erz von 11% in 1900 auf 3% in 1964.

Durch fallende Rohstoffpreise, steigende Produktionskosten und sinkendem Bedarf an Blei wird im April 1993 der Beschluß gefaßt, die Grube Mezica schrittweise der Schließung zuzuführen. Zu diesem Zweck wird eine eigene Gesellschaft gegründet, die "Rudnik Mezica svinca in cinka v zapiranju d.o.o."

Der Prozeß ist heute weitgehend abgeschlossen, nur mehr ein Schaubetrieb samt Museum zeugt vom vormals sehr reichen Vorkommen und den enormen bergbaulichen und aufbereitungs-technischen Leistungen in dieser Region.

### **Statistische Daten zur Lagerstätte von Mezica**

Die Vererzung unter einer Fläche von 64 km<sup>2</sup>. Die Abbauzonen, aufgeteilt auf zahlreiche Haupt- und Zwischenhorizonte, liegen im Bereich der Berge Peca (Petzen) und Urslja Gora.

Seit dem Jahre 1665 wurden im gesamten Grubengebäude ca. 800 km Stollen geschlagen.

Die höchstgelegenen Stollen befinden sich in einer Seehöhe von 2060 m (Topla), die tiefsten Grubenteile auf 268 m Seehöhe.

In der 350-jährigen Abbaugeschichte wurden insgesamt etwa 19 Millionen Tonnen Erz gewonnen. Daraus sind ca. 1 Million Tonnen Blei, 0.5 Millionen Tonnen Zink und 400 Tonnen Molybdän (aus Wulfenit) erarbeitet worden.

Bedingt durch Art (verkarstungsfähige Kalke/Dolomite) und Lagerung der Gesteine, zirkuliert sehr viel Wasser im Grubengebäude. Jährlich hat man über 21 Millionen m<sup>3</sup> Wasser aus den tiefer gelegenen Stollenstrecken gepumpt. Der Bergbau Mezica gehörte somit zu einem der wasserreichsten Bergwerke der Welt. Nach der Stilllegung sind diese Abschnitte längst wieder "abgesoffen"

## **Erze und Sekundärmineralisation von Mezica**

Wulfenit:  $\text{PbMoO}_4$ . Es ist wohl das berühmteste sekundäre Mineral von Mezica. Es wurde in den letzten Jahrzehnten des Betriebes, als Nebenprodukt, sogar als Molybdänerz eingesetzt. Die für Sammler und Museen interessante Stücke entstanden in meist tektonisch bedingten Hohlräumen. Die größten Anreicherungen treten in den höchsten, gut oxidierten Zonen der Galenitlager auf. Die Kristallformen des Wulfenits variieren zwischen nadelig pyramidal bis dünn tafelig. Etliche Autoren bringen das auch mit entsprechenden PT- und geochemischen Bedingungen, d.h. mit charakteristischen Positionen in der Lagerstätte in Zusammenhang. (ZORZ et al., 1998).

Anglesit:  $\text{PbSO}_4$ . z.T. in ausgezeichneten, gut geformten, weißen bis grauen prismatischen Kristallen bis 4 cm Größe. Selten in Mezica Revier.

Calcite:  $\text{CaCO}_3$ . Weitverbreitet in der Grube: transparent bis milchig getrübt; schöne Kristalle, gelegentlich mit Einschlüssen von Galenit und Tonmineralien. Dertypische Habitus sind bevorzugt in die Länge entwickelte prismatische und skalenödrische Formen. Zwillinge sind häufig.

Cerussit:  $\text{PbCO}_3$ .

Descloizit:  $\text{PbZn}(\text{VO}_4)(\text{OH})$ . Ist vorwiegend in Gesellschaft von Wulfenit

Epsomit:  $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ .

Galenit:  $\text{PbS}$ .

Greenockit:  $(\text{CdS})$ . Vorkommen in meist Zink-reichen Partien. Intensiv gelbliche feinkörnige Überzüge auf Sulfiden.

Gips:  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ . Dünne krustige Ausblühungen auf Kalk und auf Sulfiden oder in säuligen Kristalle in tonig-mergeligen kluffüllenden Sedimenten.

Hemimorphit:  $\text{Zn}_4\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ .

Hydrozinkit:  $\text{Zn}_5(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_6$ .

Markasit:  $\text{FeS}_2$ . (rh.)

Melanterit:  $\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ .

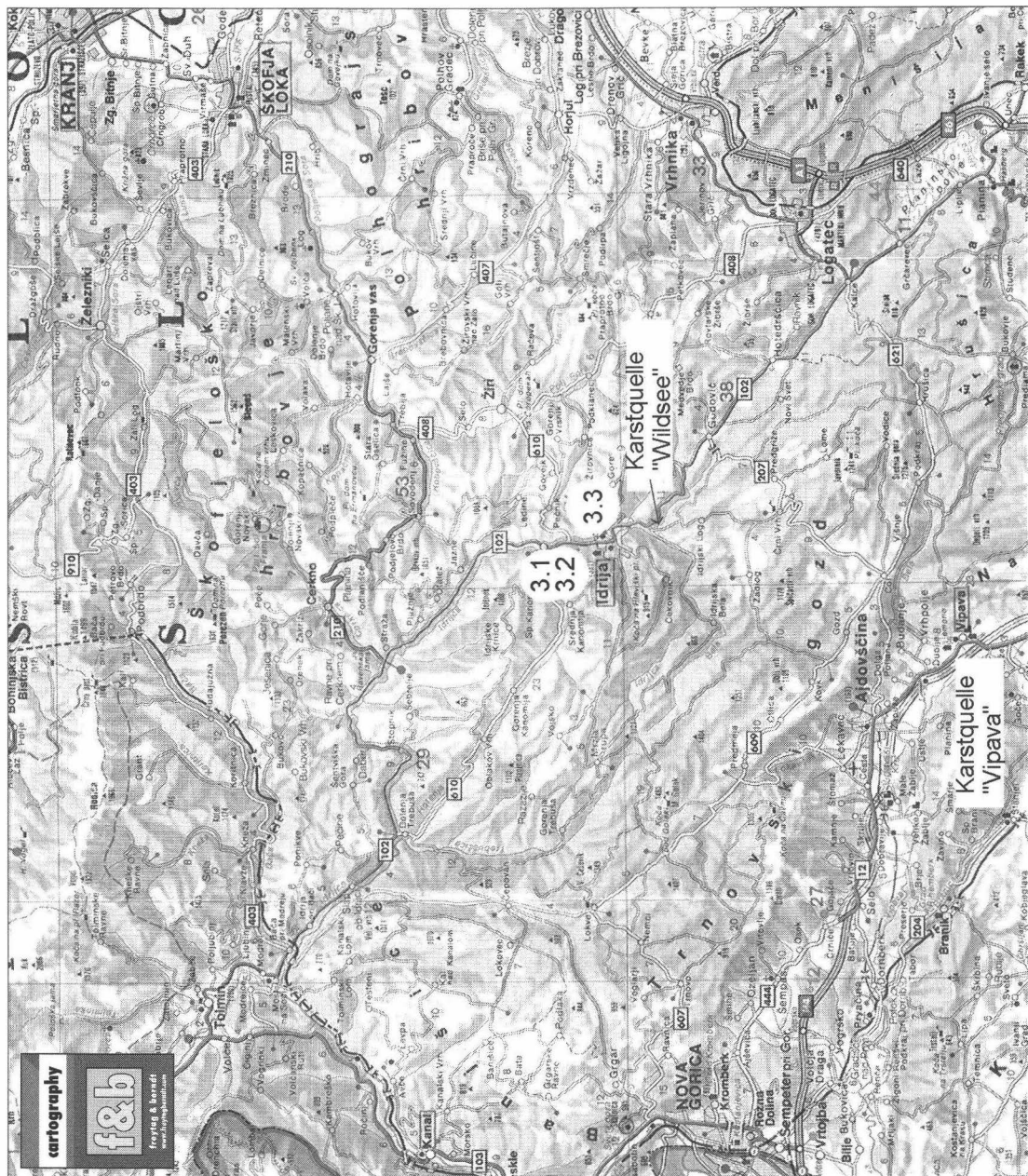
Pyrit:  $\text{FeS}_2$ . (kub.)

Smithonit:  $\text{ZnCO}_3$ . Meist gemeinsam mit Hydrozinkit und Hemimorphit.

Sphalerit:  $(\text{Zn,Fe})\text{S}$ .

## Verwendete und weiterführende Literatur

- BANCROFT, P., ZORZ, M., KRIVOGRAD, F. & KOBLER, G. (1991): The Mezica Mine, Slovenia, Yugoslavia. - *The Mineralogical Record*, 22, 97-104.
- BECHSTÄDT, T., HAGERMEISTER, A., MAUL, B., SCHWEIZER, T. & ZEEH, S., (1988): Palinspastik und Paläogeographie der Obertrias im Ostalpin. - *Bochumer geol. und geotechn. Arb.*, Bochum, 29, 6-9.
- CERNY, I. (1989): Die karbonatgebundenen Blei-Zink-Lagerstätten des alpinen und außeralpinen Mesozoikums. Die Bedeutung ihrer Geologie, Stratigraphie und Faziesgebundenheit für Prospektion und Bewertung. - *Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.*, Wien, 11, 5-125.
- DRUSTVO, R. (1965): Drustvo Metalurških in Geoloskih Inženirjev in Tehnikov Mezica (300 years of Mezica mines). - *Society of Metallurgical and Geological Engineerings and Technicians*.
- FANINGER, E. (1976): Karawankentalit. - *Geologija*, Ljubljana, 19, 192-210.
- HOLLER, H. (1953): Der Blei-Zinkerzbergbau Bleiberg, seine Entwicklung, Geologie und Tektonik. - *Carinthia II*, Klagenfurt, 143, 35-46.
- KUHLEMANN, J., ZEEH, S. & BRECHSTÄDT, T. (1992): Datierung von Vererzungsphasen mit Hilfe der Zementstratigraphie: Die Pb-Zn-Lagerstätten des Drauzuges (Österreich, Slowenien). - *Zentralbl. Geol. Paläont.*, Stuttgart, Teil 1, 1992/6, 719-729.
- KUHLEMANN, J. (1995): Zur Diagenese des Karawanken-Nordstammes (Österreich/Slowenien): Spättriassische, epigenetische Blei-Zink-Vererzung und mitteltertiäre, hydrothermale Karbonatzementation. - *Arch. f. Lagerst.forsch. Geol.B.-A.*, Wien, 18, 57-116.
- NIEDERMA YR, G. (1985): Der Bergbau und die Mineralien von "Bleiberg-Kreuth" in Kärnten, Österreich. - *Emser Hefte*, Haltern, 6, 3, 8-48.
- PETRASCHECK, W. E. (1931): Die mechanischen Gesetzmäßigkeiten der Bruchtektonik in Bleiberg (Kärnten). - *Zentralbl. Min.*, Stuttgart, 1931, 477-483.
- PUNGARTNIK, M., BRUMEN, S. & OGORELEC, B. (1982): Lithologic succession of Carnian beds at Mezica. - *Geologija*, Ljubljana, 25/2, 237-250.
- SCHROLL, E. & WEDEPOHL, K. H. (1972): Schwefelisotopenuntersuchungen an einigen Sulfid- und Sulfatmineralen der Blei-Zink-Erzlagerstätte Bleiberg/Kreuth, Kärnten. - *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, Wien, 17, 286-290.
- STRUCL, I. (1965): Some ideas on the genesis of the Karavanke-lead-zinc deposit with special regard to the Mezica ore deposit. - *Rudarsko-Metalurški Zbornik*, Ljubljana, 2, 155-164.
- STRUCL, I. (1984): Geological and geochemical characteristics of ore and host rock of lead-zinc ores of the Mezica ore deposit. - *Geologija*, Ljubljana, 27, 215-327.
- TELLER, F. (1888): Kössener Schichten, Lias und Jura in den Ost-Karawanken. - *Verh. Geol. R.-A.*, Wien, 1888, 110-117.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich. Band 2. Außerzentrualpiner Anteil. - *Verlag Deutike*, Wien; 710 S.
- TOLLMANN, A. (1987): The alpidic evolution of the Eastern Alps. - In FLÜGEL, H. W., FAUPEL, P.(eds): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 361-378, *Verl. Deutike*, Wien.
- TORNQUIST, A. (1927): Die Blei-Zinklagerstätte von Bleiberg-Kreuth in Kärnten. - *Verl. Springer*, Wien; 106 S.
- ZEEH, S. (1990): Fazies und Diagenese des obersten Wettersteinkalkes der Gailtaler Allpen. - *Freiburger Geowiss. Beitr.*, Freiburg, 1, 210 ff.
- ZORZ, A. (1955): Mining geological features of the Mezica ore deposit. - *Geologija*, Ljubljana, 3, 24-80.
- ZORZ, M., RECNIK, A., MITRIC, B. & KRIVOGRAD, F. (1998): Morphology of wulfenite crystals from Mezica Mines. - *Materiali in geokolje*, Ljubljana, 45, 3/4, 315-344.





## Dritter Exkursionstag

20. 09. 2001

Schwerpunktthema: QUECKSILBERBERGBAU IDRİJA

Exkursionspunkte: (3.1) , (3.2) , (3.3) , (3.4)

Tagesführer: Dir. Dipl.Ing. Ivana Lescovec (Museum Idrija),  
Dipl.Ing. Bojan Rezun (Bergbau Idrija)

*Abb. 12 (Seite 362)*

*Aufschlußpunkte am dritten Exkursionstag (20. 09. 2001) im Gebiet von Idrija.*

*© Freytag-Berndt und Artaria, A-1231 Wien.*

### Fahrtroute und Aufschlußpunkte

(3.1): Besuch des Stadtmuseums von Idrija in der Burg Gewerkenegg. Führung durch die Sammlungen mit dem Schwerpunkt: Mineralien, Erze und Begleitgesteine der Quecksilberlagerstätte. Das Stadtmuseum wurde 1953 zur Erforschung, Bewahrung und Präsentation des europaweit bedeutsamen technischen Erbes des Quecksilberbergwerks von Idrija eingerichtet. Vom Museum werden aber auch etliche Kultur- und Naturdenkmäler in der umgebenden Region betreut. Diese Bezirke Idrijsko und Cerkljansko stellen einen nicht nur geologischen oder landschaftlichen, sondern auch kulturellen Übergang zwischen den Alpen im Norden und dem Karst im Süden dar. Insgesamt stehen zur Zeit 10 Objekte in der Obhut des Museums. Die Einrichtungen werden im Jahr von mehr als 60.000 Besuchern frequentiert.

Die Burg Gewerkenegg wurde in den Jahren 1522–1533 errichtet. Sie war bis zum 2. Weltkrieg Sitz der Verwaltung des Quecksilberbergwerkes. In den letzten Jahren wurde das Gebäude zur Gänze renoviert. Es bietet jetzt ausreichend Platz für Präsentations-, Depot- und Arbeitsräume für museale Zwecke wie auch für kulturelle Veranstaltungen. Bei den Außenstellen des Museums, die sich mit dem Thema Bergbau beschäftigen, sind hervorzuheben:

Die Klavze (Klausen): errichtet zu Maria Theresia's Zeiten, um 1770. Die monumentalen Bauwerke ("slowenische Pyramiden") sind Staueinrichtungen an den Flüssen Idrijca und Belca, mit deren Hilfe jährlich ca. 20.000 bis 30.000 m<sup>3</sup> Holz über eine Distanz von 20 km bis Idrija und zu den Gruben transportiert worden sind.

Das Kamst (Kamscht) ist ein Wasserrad samt Pumpanlage aus 1790. Die Anlage aus Holz und Eisen war die größte dieser Art in Europa. Sie konnte aus einer Grubentiefe von 283 m (11. Sohle) 2 m<sup>3</sup> Wasser je Minute fördern. Das überschlächtige hölzerne Schaufelrad hat einen Durchmesser von 13.6 m. Die Einrichtung war bis 1948 ohne Unterbrechung im Einsatz. Heute ist das Rad soweit instand gesetzt, daß es sich wieder drehen kann.

(3.2): Besuch der Tonbildschau im ehemaligen Einfahrtsgebäude ("Selstev") beim Mundloch des 1500 angeschlagenen Antonistollens. Über etliche Jahrhunderte diente er als Einfahrtsstollen. Auch heute befindet sich hier der Einstieg in den Schaubetrieb. Falls noch Zeit bleibt, ist evt. eine Kurzbefahrung der Besucherstrecke bis zur Unter-Tage-Kapelle zur Heiligen Dreieinigkeitsmöglichkeit möglich.

(3.3): Sonderführung durch Nebenstrecken des Quecksilberbergbaues mit der Möglichkeit auch Proben nehmen zu dürfen (Cinnabarit, Metacinnabarit, Pyrit, Markasit, Calcit, Dolomit, Quarz, Chalcedon etc.). Führung: Betriebsgeologe Dipl.Ing. Bojan Rezun.

(3.4): Weiterfahrt über Godovic (wenn Zeit ist: Kurzbesuch bei der Karstquelle Divje Jezero ("Wildsee") – Crni – Col – Vrhpolje – Vipava (evt. Besuch der dortigen Riesenkarstquelle "Hubl") – Razdrto – und zum Nachtquartier, dem Gasthof "Hudicevec"

### **Geschichte der Lagerstätte** (Ausschnittweise nach J. CAR und S. SITAR, Idrija)

Nach alten Berichten ist gediegenes Quecksilber im Jahr 1490 ganz zufällig im Kesseltal in Idrija entdeckt worden. "Es soll einem einfachen Faßbinder, unbekanntem Namens, Quecksilber ins Holzschaff eingetröpelt sein, das er bei einem Brunnen zum Quellen eingestellt hatte". Der bemerkenswerte "silberne Brunnen" befand sich nach den Archivangaben vermutlich an der Stelle wo jetzt die Kirche der Heiligen Dreifaltigkeit steht. Er hat sein Wasser offensichtlich aus den quecksilberhaltigen Karbonschiefern bezogen, die dort anstehen.

Angeregt durch diesen Fund hat man in der ersten Zeit Quecksilbererz fast ausschließlich in diesen Schiefen abgebaut, die an zahlreichen Orten im Bereich des heutigen Zentrums von Idrija zu Tage kommen.

Vorerst bauten die Knappen das Quecksilbererz im Tagebau oder in seichten Schächten ab. Das gediegene Quecksilber wurde durch immer dichtere Siebe gewaschen und das Zinnobererz in Meilern verhüttet, die später durch Tongefäße und schließlich durch Retorten ersetzt wurden. Anfänglich wurde vorwiegend die menschliche Muskelkraft eingesetzt, später begann man, Pferde in die Göpel einzuspannen.

Den wahren Aufschwung hat der Bergbau jedoch erst genommen, als am 22. Juni 1508 in der Tiefe von 42 m ein reicher Cinnabarit-führender Erzgang in den mitteltriadischen Skonza-Schichten entdeckt wurde. Mit dieser Entdeckung wurde dem Bergbau in Idrija eine fast 500-jährige kontinuierliche aktive Bergbauperiode, beinahe bis zum heutigen Tag, beschert.

In den ersten hundert Jahren waren die Bergwerkstechnologie und die Einrichtungen in und um die Grube sehr einfach, sie unterschieden sich in keiner Weise von den Arbeitstechniken und den eingesetzten Werkzeugen in anderen früh-neuzeitlichen Metallbergwerken im damaligen Europa. Mit Zunahme der Hg-Produktion wurde die Wasserkraft in immer stärkerem Maß herangezogen. Holz wurde in Großmengen geflößt und immer größere Wasserräder ("Kamst") wurden gebaut. Mit solcher Technologie, die G. AGRICOLA (1556) auch eingehend beschrieb, erfolgte damals (1550-1560) der Abbau bereits in der europaweiten Rekordtiefe von 170 m. Der Alchemist PARACELsus hat in dieser Zeit, als einer der ersten, über das mühsame Leben und die Erkrankungen der Knappen von Idrija geschrieben; er führte auch das Quecksilber in die Medizin ein.

Bedingt durch die ständigen extremen Quecksilberbelastungen in der Grube und bei der Verhüttung spielte das Bergwerk von Idrija entsprechend schon sehr früh eine entscheidende Rolle bei der Bildung der Arbeitsmedizin als einer selbständigen Richtung in der Heilkunde. In späteren Zeiten haben sich zahlreiche Naturwissenschaftler mit der Einwirkung vom Quecksilber und Schmelzhüttenrauch auf Menschen und auf die Pflanzenwelt gekümmert. Hervorzuheben sind in diesem Zusammenhang der Bergwerksarzt J.A. SCOPOLI und der auch geowissenschaftlich interessierte Chirurg B. HACQUET, die im 18. Jh. in Idrija gewirkt hatten, bzw. dort geboren waren. Nach der Verstaatlichung im Jahr 1575 wurde das Bergwerk erheblich vergrößert und modernisiert. Schon damals war es weltweit wegen seiner ausgezeichneten technischen Einrichtungen berühmt (VALENTINITSCH, 1981).

Wasserkraft ist in immer stärkerem Maße eingesetzt worden. Der Fluß Idrija wurde bei Kobila eingedämmt und ein ca. 3440 m langer Wasserkanal bis Idria eingerichtet. Zusätzliche Klausen auf den Flüssen Zala und Idrija garantierten die Zulieferung von Holz in ausreichende Mengen. Am Ende des 16. Jahrhunderts hat man im Bergwerk mächtige wasserbetriebene Aufzüge und Fördermaschinen errichtet. Zu dieser Zeit konnte man jährlich bereits 100 t Quecksilber gewinnen. Mit den bis zum Jahr 1652 fertig ausgebauten Anlagen wurde Idrija zum technisch am besten ausgestatteten Bergwerk der innerösterreichischen Länder.

Der zweite Abschnitt der Modernisierung der Bergbautechnologie begann in den dreißiger Jahren des 18. Jahrhunderts. Die Grube wurde stark vertieft und erweitert; dafür notwendige intensive Prospektions- und Aufschlußarbeiten geschahen ober- und unter Tage. Der Wasserkanal wurde verbessert und ummauert. Nach Entwürfen des Einheimischen Jozef Mrak sind neue mächtige Klausen auf den Flüssen Belca und Idrija eingerichtet worden. Sie haben die in deutlichem Maß gesteigerte Flößarbeit erleichtert.

Charakteristisch für das fortschreitende 19. Jahrhundert ist das allmähliche Sinken des Quecksilbergehalts im ausgebrachten Erz (von 10 % Hg in 1820 bis 0,6 - 0,7 % Hg in 1914). Dem konnte nur mit ständiger Modernisierung des Betriebes begegnet werden. Ab 1837 begann man Dampfbetrieb einzusetzen. Ab 1860 erfolgten weitere Grubenvergrößerungen, diese wurden bis zum ersten Weltkrieg fortgesetzt. Alle Schächte und Betriebe sind mit den besten Dampfmaschinen ausgestattet worden und Anfang des 20. Jahrhunderts hat man auch etliche elektrische Anlagen eingebaut. Unmittelbar vor dem Ersten Weltkrieg waren in der Grube 900 und im Hüttenwerk 200 Arbeiter beschäftigt. 1913 ist eine später nie wieder erreichte Rekordmenge von 820 Tonnen Quecksilber produziert worden.

In der Mitte des Ersten Weltkrieges hat man die Bohrtechnik mit Preßluft eingeführt, was in der damaligen Bergbaupraxis eine grobe Neuigkeit darstellte. Bei den Modernisierungen im 19. Jahrhundert hat sich die Bergwerksleitung immer für die Anschaffung der besten Maschinen entschieden. So war das Idria-Bergwerk bis zum ersten Weltkrieg immer ein "Musterbergwerk" in Österreich-Ungarn. Nach dem Zerfall der Monarchie kam Idrija mit dem Küstenland unter italienische Herrschaft. Es folgten die Jahre der Weltwirtschaftskrise.

Während des Zweiten Weltkrieges ging ein Drittel der Knappen von Idrija zu den Partisanen und jeder fünfte von ihnen fiel in Kämpfen. Nach dem Krieg wurde Idrija wieder ein Teil Sloweniens. Alle Einrichtungen mußten abermals auf den neuesten Stand gebracht werden. In der Grube ist in der 15. Sohle bis auf 32 m unter dem Meeresspiegel abgeteuft worden. Im Hüttenwerk entstanden die damals weltweit größten Rotationsöfen. Trotz aller Bemühungen stagnierten nach und nach aber auch all diese Aktivitäten.

Mit dem Herannahen der Fünfhundertjahrfeier ist das Bergwerk - eben in der Zeit seines größten Umfanges - auch in die Krise geraten. Aufgrund des erwachenden ökologischen Bewußtseins kommt es in immer stärkerem Ausmaß zur Aufgabe des Einsatzes von Schwermetallen und zu deren Ersatz durch umweltfreundlichere Stoffe. Der Quecksilberpreis ist in fünf Jahren auf ein Fünftel gefallen – unter den eigenen Produktionswert. Im Jahre 1977 wurde der Betrieb vorübergehend eingestellt. 1987 ist dann die endgültige Entscheidung für die schrittweise Schließung des Bergwerks gefallen. So wie in Mezica hat man dafür auch hier eine entsprechende Gesellschaft "Rudnik zivega srebra v zapiranju" gegründet.

**Geologie der Lagerstätte** (nach einer Zusammenstellung von BANCROFT et al., 1991)

Die Geologie der Lagerstätte und der Umgebung von Idrija ist sehr komplex. Eine diesbezügliche jüngere Arbeit ist von MLAKAR & DROVENIK (1971).

Sie liegt in der Dinarischen Metallprovinz, welche sich vom Norden, parallel zur Adriaküste durch Slowenien und Kroatien erstreckt. Die in der Trias angelegte bzw. mobilisierte Vererbung beinhaltet zahlreiche Hg-Vorkommen. Das mit Abstand wichtigste darunter ist die Lagerstätte von Idrija.

Das Vorkommen verteilt sich auf mehrere geologisch unterschiedlich alte Gesteinsabfolgen, die zusätzlich durch starke Tektonik, Verfaltung und Überschiebungen extrem unübersichtlich wurden (Abb. 13).

Es handelt sich um Carbon-schiefer, Permsandsteine und Dolomite, Tone, Sandsteine und Dolomite aus der Trias sowie diverse jüngere Sedimente aus Kreide und Eozän.

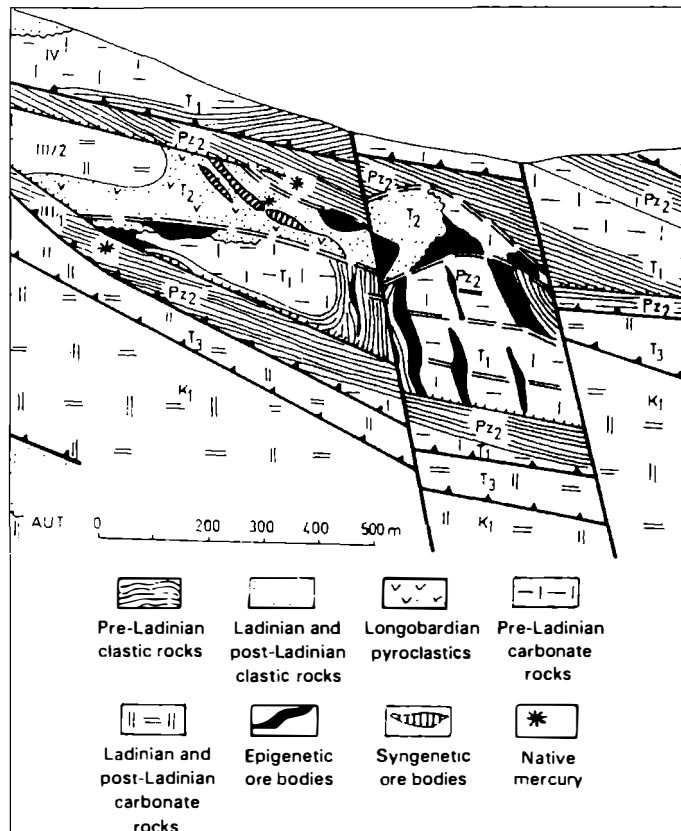


Abb. 13  
Geologischer Schnitt durch die Quecksilberlagerstätte von Idrija (nach MLAKAR & DROVENIK, 1971).

Dieser mit Hg angereicherte Komplex ist konzentriert auf einer Zone, die nur 1.5 km lang und 600 m breit und 450 m tief ist. Bei den Aufschlußarbeiten konnten 156 Erzlager unterschiedlichster Formen und Dimensionen identifiziert werden.

Zwei Vererzungsphasen sind bekannt: die erste, epigenetische, wird durch hydrothermale Lösungen bewirkt, die mobilisiertes Hg als Cinnabarit in Klüften und als Platznahme in diversen Gesteinen entlang der tektonisch vorgezeichneten "Duchflutungszonen" ablagert. Bei der zweiten, syngenetischen Phase dringen die Erzlösungen durch bis zu den damaligen sedimentären Ablagerungsräumen (salinare bis limnische Becken) und treten dort als Hg-liefernde Thermalquellen auf.

Der Zeitpunkt der Hauptmineralisation wird der mittleren Trias zugeordnet und mit Keratophyr-Porphyr-magmatischen Komplexen in Zusammenhang gebracht. Die eigentliche Quelle des Hg wird im oberen Mantel vermutet. Die geringfügigere Vererzung in den jüngeren Sedimenten wird einer möglichen Hg-Mobilisation im Zuge der jüngeren tektonischen Geschehnissen zugeschrieben.

### **Erz und Sekundärmineralisation**

Die Hg-reichsten Erztypen stecken im Siderit ("Eisenspat"): "Lebererz", "Ziegelerz" und unterschiedliche "Schicht-Erze". Die Hauptmenge sind aber wie üblich geringhaltige Erze, die weniger als 1 Prozent vom Metall enthalten. Sie wurden von den Knappen als "bašperh" bezeichnet. Das Haupt-Erzmineral ist Cinnabarit ("Zinnober") (HgS). hellrote Modifikation. In Klüften im Gesteinsverband können als große Besonderheit bis zu 2 cm große, gut ausgebildete rhomische Kristalle auftreten.

Elementares, gediegenes Quecksilber (Hg) tritt nur in einigen erzeicheren Zonen, vorwiegend im Karbonschiefer auf. Es sind fein verteilte silbrige Kügelchen im Gesteinsverband oder angereichert in Klüften und anderen Hohlräumen. Von den Quecksilbermineralien wird noch Metacinnabarit (HgS) aufgefunden, das jedoch nur sehr selten anzutreffen ist.

Als mineralogische Besonderheit von Idrija gilt der Idrialin. Es ist ein Gemenge polycyclischer aromatischer Kohlenwasserstoffe (STRUNTZ & CONTAG, 1965). Es sind nach BLUMER (1975) vorwiegend Picene (C<sub>22</sub>H<sub>14</sub>): z.B.: Naphthenopicen, Benzopicen, Naphthenobenzopicen, Bezofluoren und viele andere. Das organische Gemenge kristallisiert rhombisch. Reinere Proben sind grünlich, die meisten sind bräunlich schwarz und bilden Kügelchen oder Krusten in Hohlräumen. In der Grube tritt es vorwiegend als Idrialith auf und ist ein Gemenge von Idrialin, Cinnabarit und Ton. Die Vorkommen sind sehr selten und vorwiegend auf Horizonte der unteren Trias beschränkt.

Die wichtigsten Begleitmineralien sind Pyrit, Markasit, Sphalerit, Auripigment. Die wichtigsten Gangarten sind Dolomit, Calcit, und Quarz (z.T. Chalcedon). Rezente Oxydationsmineralien im Bergbau sind u.a.: Epsomit, Gips, Melantherit, Goethit.

## Statistische Daten zur Lagerstätte von Idrija

Im Erzlager von Idrija sind 156 Erzkörper bekannt. Die Erzkörper sind epigenetischen und syn-genetischen Ursprungs. Die Erzlagerstätte von Idrija erstreckt sich in der Richtung Nordwesten-Südosten; sie ist 1500 m lang, 300 bis 600 m breit 450 m tief.

In der ca. 500-jährigen Aktivitätsperiode der Gruben von Idrija waren insgesamt etwa 10.000 Knappen beschäftigt. Insgesamt sind dabei über 700 km Stollen und Schächte gewältigt worden. Die tiefsten Grubenteile liegen etwa 400 m unter dem Talniveau von Idrija, bzw. 32 m unter dem Meeresspiegel. Das Quecksilbervorkommen in Idrija wurde 1490 von einem Schaffmacher (Faßbinder) zufällig entdeckt. In der 500-jährigen Geschichte sind in Idrija ca. 147.000 Tonnen Quecksilber gefördert worden, das entspricht ca. 13% der bisherigen Weltproduktion. Die im Berg noch verbliebene Restmenge wird auf ca. 14.000 Tonnen Hg geschätzt. Idrija war die zweitgrößte Quecksilberlagerstätte der Welt (nach Almaden in Spanien).

Ein Liter reines Quecksilber wiegt 13.56 kg. Das Quecksilber hat(te) große Bedeutung in Wissenschaft, Medizin, Technik und Industrie.

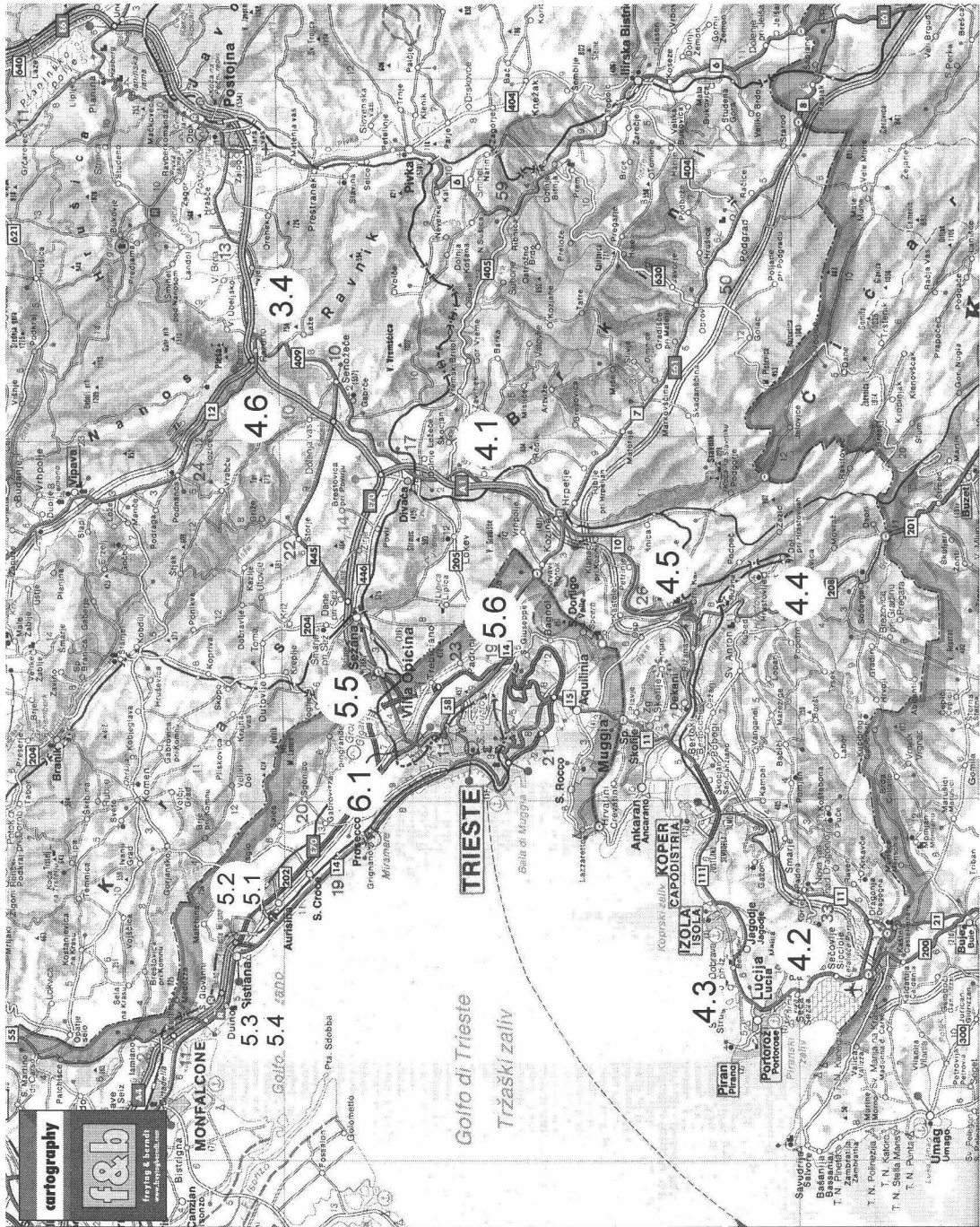
(In den Stollenstrecken treibt das sogenannte "Berkmandlc" ("Grubenschratl") auch heute noch immer sein Unwesen.)

## Karstphänomene

Die Umgebung von Idrija besteht aus zahlreichen Kalk- und Dolomitgesteinen aus dem Perm, der Trias und der Kreide. Entsprechend gibt es in dem nur wenige Kilometer von Idrija entfernten Krajinski Naturpark auch zahlreiche Karstphänomene, - erwähnenswert ist der Divje Jezero (Wildsee). Es handelt sich dabei um eine Riesenkarstquelle, eigentlich ein mit Wasser erfüllter tiefreichender Schacht, der bei Hochwassersituation aus unbekanntem unterirdischen Karstsystemen bis zu 60 m<sup>3</sup> Wasser pro Sekunde in den Überlauf (das Fließchen Jezernica) fördert. Auf der Fahrt Richtung Razdrto gibt es am Rande des Poljes von Vipava ebenfalls eine Riesenkarstquelle ("Hubl") aus Kreidekalken.

## Verwendete und weiterführende Literatur

- AGRICOLA, G. (1556): De Re Metallica Libri XII. - Froben, Basel.
- BANCROFT, P., CAR, J., ZORZ, M. & KOBLER, G. (1991): The Idria Mines; Slovenia, Yugoslavia. The Mineralogical Record, 22, 201-208.
- BLUMER, M. (1975): Curtisite, idrialite, and pendletonite, polycyclic aromatic hydrocarbon minerals: their composition and origin. - Chem. Geology, 16, 245-256.
- MLAKAR, I. & DROVENIK, M. (1971): Structurene in genetske posebnosti idrijskega rudisca. - Geologija, Ljubljana, 14, 67-126.
- STRUNTZ, H. & CONTAG, B. (1965): Evenkit, Flagstaffit, Idrialin und Reficit. - Neues Jahrbuch für Miner., Monatshefte, 1, 19-25.
- VALENTINITSCH, H. (1981): Das landesfürstliche Quecksilberbergwerk Idria 1575-1659. - Verl. Historische Landeskommission für Steiermark, Graz. Forschungen zur geschichtlichen Landeskunde der Steiermark, Bd. XXXII, 439 S.



## Vierter Exkursionstag

21. 09. 2001

Schwerpunktthema: KARST UND GEOLOGIE IN SW-SLOWENIEN

Exkursionspunkte: (4.1) , (4.2) , (4.3) , (4.4) , (4.5) , (4.6)

Tagesführer: Dr. Bojan Ogorelec (Geologischer Dienst, Ljubljana)

*Abb. 14 (Seite 369)*

*Aufschlußpunkte an den Exkursionstagen 21., 22., 23. 09. 2001 im Gebiet von SW-Slowenien und Gebiet von Triest.*

*© Freytag-Berndt und Artaria, A-1231 Wien.*

### Fahrtroute und Aufschlußpunkte

(4.1): Fahrt über Senozece – Divaca nach Skocjan in den südlichen Abschnitt des "Klassischen Karstes": Führung durch die Skocjanske Jame (Höhle von St. Kanzian). Hier verschwindet der Fluß Reka in den Untergrund und fließt 40 km als Höhlenfluß bis in den Golf von Triest. Bei Duino ist eine der größten Quellen, bei der die Hauptmenge der ehemaligen Reka als Timavo wieder an die Oberfläche tritt (siehe Pos. 5.3).

(4.2): Fahrt von Skocjan über Kozina – Crni Kal – Dekani – Koper – Lucija nach Secovlje (Sicciole). Besuch der Salzgärten von Secovlje und Besichtigung der Werksanlage.

(4.3): Kurze Fahrt über Lucija nach Fiesa: Besuch eines Flysch – Steinbruches.

(4.4): Rückfahrt über Koper und Dekani in das Tal von Hrastovlje (Flysch und Kalk). Wenn Zeit bleibt, kann eventuell ein Kurzbesuch der romanischen Wehrkirche von Hrastovlje mit berühmten Fresken (Bibelgeschichte und "Totentanz") aus dem 15. Jh. durchgeführt werden.

(4.5): Der Weg zurück führt wieder über Crni Kal. Ein kurzer Zwischenstop bei einem Steinbruch mit Alveolinenkalk ist möglich. Die Fortsetzung des Rückweges führt über Kozina und Senozece bis nach Dolenja vas.

(4.6): Besuch der "Kreide-Tertiär-Grenze" bei Dolenja vas. Am letzten Teil der Rückfahrt liegt wieder Razdrto bevor wir den Gasthof Hudicevec erreichen.



## Geologischer Rahmen von Westslowenien

Die Großeinheiten des Abschnittes bestehen aus der Julischen Karbonatplattform im Norden (Julische Alpen, Karawanken-Sdstamm samt den Kamnik-Savinja Alpen), dem Slowenischen Becken, das sich von West nach Ost als schmaler Trog von Tolmin über Kranj bis Celje erstreckt und der Dinarischen Karbonatplattform, die im Nordabschnitt auch alle Gebiete des "klassischen Karsts" – sowohl den Triestiner Karst in Italien, als auch den Karst in Slowenien - umfaßt. Die Dinarische Plattform reicht noch deutlich weiter nach Süden. (Abb. 15).

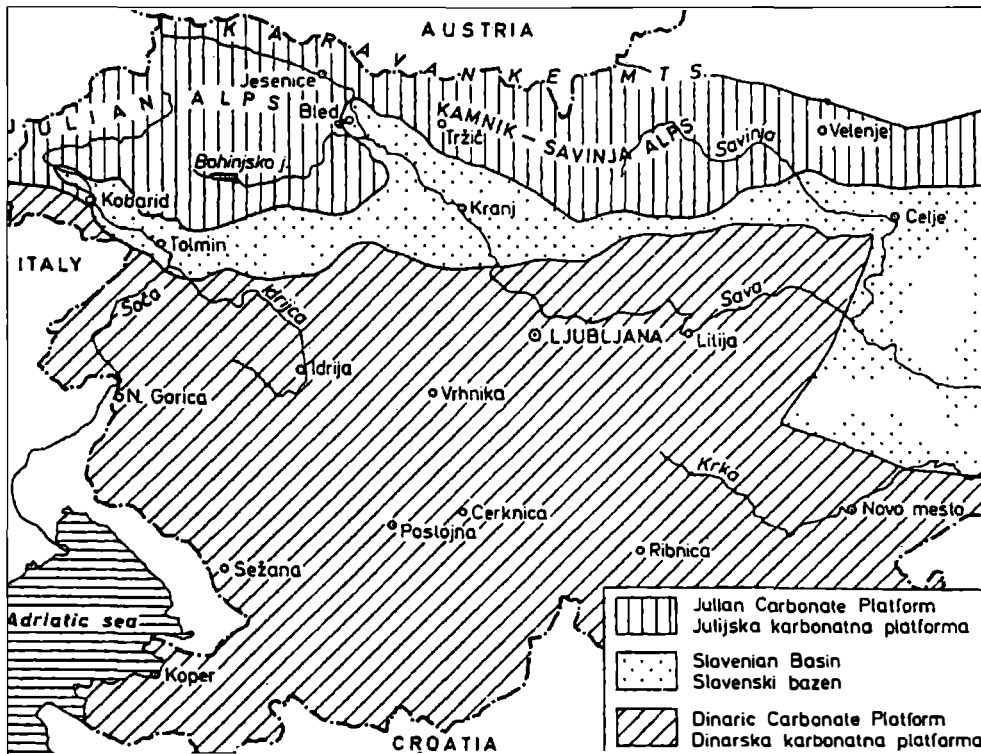


Abb. 15

Ausdehnung der alten Julischen und Dinarischen Karbonatplattform und des dazwischen positionierten Slowenischen Beckens (BUSER & DEBELJAK, 1996).

Das Studium der geologischen Situation in Westslowenien hilft wichtige Fragen über die Entwicklung und Positionierung der Dinariden und der Südalpen zu klären. Genau in diesem Abschnitt kommen die Zentral- bzw. Ostalpen in direkten Kontakt mit den Südalpen, welche auf der einen Seite - nach Westen, ihre Fortsetzung im Apennin haben, auf der anderen Seite – nach Osten bzw Südosten, in den Dinariden.

Die Südalpen und die Dinariden repräsentieren zwei bestimmte geographische Einheiten, die sich nach BUSER (1996) strukturell und geologisch kaum voneinander unterscheiden lassen.

Die Periadriatische Naht im Norden Sloweniens ist die tektonische Hauptlinie, welche die Austro-Alpinen Einheiten (Ostalpin) im Norden von den Südalpen und den Dinariden im Süden deutlich trennt. Die generelle Vergenz der südlichen Einheiten ist nach Süden und Südwesten, während die Austro-Alpinen Einheiten nordwärts überschieben.

Altpaläozoische Einheiten im Norden sind metamorph, während die entsprechenden Gesteine südliche der Periadriatischen Linie nicht metamorph sind. Die Einheiten der Zentral- und Ostalpen gehören zur eurasischen tektonischen GroÙeinheit, die Südalpen und die Dinariden sind Teile der Afrikanischen Platte. Die Periadriatische Linie markiert die Position der ehemaligen Subduktionszone, entlang dieser die afrikanische Platte unter die eurasische subduzierte.

Die unterschiedlichen paläogeographischen Entwicklungen und die entsprechende Lithologie im slowenischen Anteil der Dinariden ermöglichen eine Untergliederung. Von Norden nach Süden gibt es die Einheiten der Südalpen, die Inneren Dinariden und die ÄuÙeren Dinariden. Die Südalpen setzen sich zusammen aus den Süd-Karawanken, den Julischen Alpen und den Kamnik-Savinja Alpen. Sie setzen sich vorwiegend aus flachmarinen Kalken und Dolomit zusammen. Die Gesteinsabfolgen werden als "Julische Karbonatplattform" zusammengefaÙt.

Die "Inneren Dinariden" sind hauptsächlich tiefmarine mesozoische Gesteine des heutigen "Slowenischen Beckens". Die "ÄuÙeren Dinariden" umfassen alle Regionen im Südwesten des Landes. Zu nennen sind z.B.: Matajur, Mija, Trnovski gozd, das Triestiner-Komen-Plateau ("Klassischer Karst") sowie Hrusica, Nanos, Mokrc und viele andere. Sie entsprechen der alten Slowenischen und Dinarischen Karbonatplattform.

Die Julische Plattform hat ihre westliche Fortsetzung in der Trento Plattform, die Dinarische Einheit in der Friuli Plattform. Die Ausdehnung des Slowenischen Beckens nach Osten reicht über Kroatien hinaus bis weit nach Ungarn. Die einzelnen Einheiten werden in BUSER (1996) detailliert beschrieben. Die Erörterung der tektonischen Strukturen erfolgt in PLACER (1996).

Charakteristisch für die Gesteine der Dinarischen Plattform, speziell der Abschnitte des "Klassischen Karstes" (Triestiner-Komen-Plateau), sind die Kontakte, Verzahnungen, z.T. auch Wechsellagerungen von deutlich gebankten Karbonatgesteinen und sandig tonigen Flyschabfolgen. Die Wasserdurchlässigkeit der Kalke und Dolomite und die wasserstauende Wirkung des Flyschs prägten die Eigenart der Wasserwegigkeit dieser Gesteinskörper. Der daraus oft resultierende Wechsel zwischen oberirdischer und unterirdischer Entwässerung waren und sind auch Grund für den charakteristischen Formenschatz der ober- und unterirdischen Korrosionstypen und der weltberühmten Höhlen im Klassischen Karst.

Die Halbinsel Istrien wie der Hauptteil des Slowenischen Territoriums sind Teil der Adriatischen Mikroplatte, auch Adriatisch-Apulische Platte genannt. Am Ende des Mesozoikums löste sich die Adriatische Platte von der deutlich größeren Afrikanischen Platte. Während des späten Tertiärs schließt die Adriatische Platte an Eurasien auf, - heute ist sie eindeutig ein Teil davon. Die Sedimente in diesem Bereich wurden auf die meist seichte Karbonatplattform aufgelagert, die ständig hoch gehoben wurde, bis sie schließlich Land wurde. In den hochgehobenen flachmarinen Karbonatsedimentationsräumen entstanden ausgeprägte Flyschablagerungsbecken, die mit terrestrischem Material aus kontinentalem Hinterland gefüllt wurden (CALLIGARIS et al., 1999). Den Flyschablagerungen folgte zum Teil wieder marine Regression.

Abgesehen von der urgeschichtlichen Nutzung der Höhlen als Kult- und Wohnstätte, hat die systematische Höhlenerkundung in diesem Raum schon sehr früh eingesetzt. Motivation waren meist Suche nach Wasser, strategische Überlegungen und natürlich auch Abenteuer. In weiterer Folge hat auch bald, das heißt im 18. und 19. Jh., die wissenschaftliche Höhlenforschung ("Speläologie") von hier ihren Ausgang genommen. Zahlreiche jetzt international übliche Fachausdrücke wie Karst, Doline, Polje sind deshalb auch auf Eigennamen aus dieser Region zurückzuführen.

### **Die Skocjanske Jame (die Höhle von St. Kanzian)** (nach HOFMANN, G. & P., 1996)

Die Entstehung der Höhle:

Das insgesamt auf etwa 5 km befahrbare Höhlensystem ist das Werk der Reka, die am Sneznik (Schneeberg) entspringt und zunächst über wasserundurchlässigen Flyschboden fließt. Ab Vreme beginnt sie sich aber in die unterlagernden Kreidekalke einzuschneiden, um sozusagen (zumindest) ein Stockwerk tiefer zu fallen. Diese Einschnidung begann am Ende des Pliozäns im Zuge der Anhebung des Gebietes.

Nur wenige Gehminuten vom Besucherzentrum entfernt befindet sich ein Aussichtspunkt, der den ersten eindrucksvollen Blick in den 300 m breiten und bis zu 180 m tiefen Kessel freigibt, in dem die Reka im Untergrund verschwindet, um erst nach 40 km bei Duino, in der Bucht von Triest, wieder als Timavo hervorzutreten. Am Rande der Velika Dolina (Großen Doline) ist linker Hand der Höhleneingang zu sehen, rechts blicken wir auf die durch die Naturbrücke Okno abgetrennte Mala Dolina (Kleine Doline).

Der Weg in die Höhle führt aber nicht direkt in die große Doline, sondern von der anderen Seite über einen "Umweg" durch die weit ausladende Doline Globocak. Durch einen künstliche Eingangsstollen erreicht man den ersten Schauhöhlenteil.

Das Höhlensystem ist natürlich dem Menschen schon seit vorgeschichtlicher Zeit bekannt. Archäologische Befunde gibt es aus der Steinzeit wie auch aus der Bronzezeit. In der Eisenzeit konnte hier bereits eine Siedlung nachgewiesen werden. In römischer Zeit stand auf dem Gebiet des heutigen Dorfes Skocjan eine Festung, im Mittelalter existierte eine Dorfsiedlung rund um die heutige Kirche des Heiligen Kanzian, dem Schutzpatron gegen böse Geister, schwere Stunden und Überschwemmungen.

Interessanterweise begann man auch früh, die Höhlen "wissenschaftlich" zu erforschen. Eine Verbindung zwischen der Reka und den Timavo-Quelle ahnte man bereits im Altertum, spätantike Reiseschriftsteller berichten davon. Im Jahre 1599 versuchte man, mittels verschiedener Schwimmobjekte eine Verbindung zu beweisen – vielleicht einer der ersten bekannten "Karstwasser-Markierungsversuche" der Welt !

Die erste Beschreibung eines Befahrungversuches der Velika Dolina stammt aus dem beginnenden 19. Jh.: 1815 schwamm der Triestiner Joseph Eggenhöfner durch den Verbindungsstollen von der Velika Dolina zur Mala Dolina. Daraufhin wurden die Eingänge schlagartig berühmt. Schon 1819 wurde mit Unterstützung des Bürgermeisters ein Fußweg zum Höhleneingang angelegt. Die inneren Teile wurden erstmals am 21. Juli 1839 begangen; Jakob Svetina, der Brunnenmeister aus Triest konnte bei dieser ersten Expedition ca. 300 m weit im Canon vorankommen.

Weitere Forscher waren u.a. Adolf Schmidl aus Wien und viele Mitglieder des 1873 gegründeten deutsch-österreichischen Alpenvereins aus Triest und aus Slowenien. Namhafte Forscher waren zu dieser Zeit Alfred Martel aus Frankreich, Dr. Oedl aus Salzburg od. Ing. Hermann Bock aus Graz. Die Erforschung des Hauptcanons wurde 1893 abgeschlossen, die tropfsteinreichen Teile der Tiha Jama (Stille Höhle) wurden 1904 entdeckt. Unter der italienischen Besatzung wurden die Wegenlagen ausgebaut und der erste Abschnitt für intensiveren Tourismus vorbereitet. 1958 wurde die elektrische Beleuchtung eingeführt.

Die Höhle wurde am 25. November 1986 als außergewöhnliche Naturerscheinung von der UNESCO in die Liste des "Weltkulturerbes der Menschheit" aufgenommen.

### Die Schauhöhle

Durch den 140 m langer Zugangsstollen erreicht man die "Tiha Jama" (Stille Höhle). Die Anfangsteile sind trocken und zeichnen sich durch sehr schönen Tropfsteinschmuck aus. Die ersten beiden Passagen - "Paradies" und "Kalvarienberg" - liegen ca. 70 m unter der Oberfläche, sie sind entwicklungsgeschichtlich sicher die ältesten Teile. Der Weg führt weiter, zwischendurch etwas enger und niedriger, in den 118 m langen, 35 m breiten und 25 m hohen Velika Dvorana (Großen Saal), dem schönsten Tropfsteinteil. Der anschließende geräumige Gang führt in einen "unerfaßbar" großen dunklen Raum, plötzlich ist die Luft erfüllt vom Tosen eines Flusses und staunend steht man am Rande einer gewaltigen Schlucht, die sich scheinbar ins Bodenlose verliert. Fast 100 m tiefer strömt die Reka. An manchen Stellen ist die Riesenhalle 60 m breit.

Am Ende des Müllerdomes, wo sich die Schlucht in den Hanke-Kanal verengt, muß diese auch noch überquert werden, die wahrhaft kühn konstruierte Hanke-Brücke macht es möglich, sie wurde 1933 erbaut. Um weiter zu kommen, gab es vorher den direkt unter der Decke, ca. 20 m höher angelegten, nicht ganz ungefährlichen "Katzensteg", Reste davon kann man noch erkennen. Auf großartigem, teils in den senkrechten Fels gemeißeltem Weg, geht es über dem rechten Flußufer weiter. Nach dem Müllerdom folgt der Svetina-Dom. An seinem Ende, nach einem Aufstieg, führt der Weg ein wenig vom Hauptgang weg zu dem - nach der Hanke-Brücke - zweiten Wahrzeichen der Höhle: es sind außergewöhnlich große, gut erhaltenen Sinterbecken in der sogenannten Brunnenhöhle. Die Sinterformen sind aber trocken und daher nicht mehr aktiv.

Nun ist es nicht mehr weit in den Schmidl-Saal, in den bereits wieder das Tageslicht einfällt. Dieses gewaltige Höhlentor repräsentiert die zweite Phase in der Entwicklungsgeschichte. Es handelt sich um den ehemaligen Ponor der Reka, bevor diese ihren Lauf nochmals 35 m tiefer legte, auf das heute noch aktive Niveau.

Bald stehen wir am Grunde der Velika Dolina. Nach einem kleinen Rundgang besteht die Möglichkeit mit einem Schrägaufzug die 90 Höhenmeter zu überwinden, um wieder an die Oberkante der Doline zu gelangen.

### **Salzgärten von Secovlje**

Das Triest-Komen-Plateau und die Umgebung von Secovlje waren der Ablagerungsraum von Kalksteinen der späten Kreide und des frühen Paläogens. Während des Paleozäns und Eozäns wurden die charakteristischen fossilreichen Nummuliten- und Alveolinenkalke gebildet. Anschließend, zum Teil alternierend, folgten Flyschsedimentationen im Unteren Eozän (JURKOVSEK et al., 1996).

Die Bucht von Triest, umrahmt von Istrien, dem Karst (carso, bzw. kras) und dem Friaulischem Vorland, umfaß etwa 500 km<sup>2</sup>. Geomorphologisch gesehen entspricht der dortige Meeresboden einem weitreichenden submarinen Plateau mit einer durchschnittlichen Wasserüberdeckung von nur ca 25 m. Die Dicke der rezenten Sedimente auf dem unterlagernden Flysch ist etwa 200 m (OGORELEC et al., 1997). Durch die ständigen Hebungs- und Verlandungstendenzen entstanden im Gebiet von Secovlje natürliche Salzgärten, die vom Menschen "kultiviert" wurden. Erste Berichte über Salzgewinnung im Delta des Dragonjafusses stammen aus dem 13. Jh. Der Höhepunkt der Salzproduktion war im 18. Und 19. Jh. Heute stehen etliche Teile dieser markanten Salzmarsch-Landschaft unter Naturschutz. Über die Zusammensetzung der Sedimente der "Saline" von Secovlje (Korngrößen, Chemie, Mikrofossilien) und der Mineralogie der Salzausscheidungen sind etliche Publikationen durchgeführt worden. So konnte neben Halit auch neugebildeter Aragonit, Calcit, Mg-Calcit und Dolomit sowie detritärer Quarz und Feldspat identifiziert werden (OGORELEC et al., 1981).

### Die "Kreide-Tertiär-Grenze" bei Dolenja vas

Die Umgebung von Dolenja vas weist eine kontinuierliche Carbonatsedimentation im Zeitabschnitt der Kreide-Tertiär-Grenze auf. Die detaillierten lithologischen und biostratigraphischen Untersuchungen erbrachten ein weitläufiges flachmarines Ablagerungsmilieu mit diversen Lagunen im Oberen Maastrichtian bis zum Unteren Paleozän mit Danian und Thanetian (DROBNE et al. 1987); (Abb. 16).

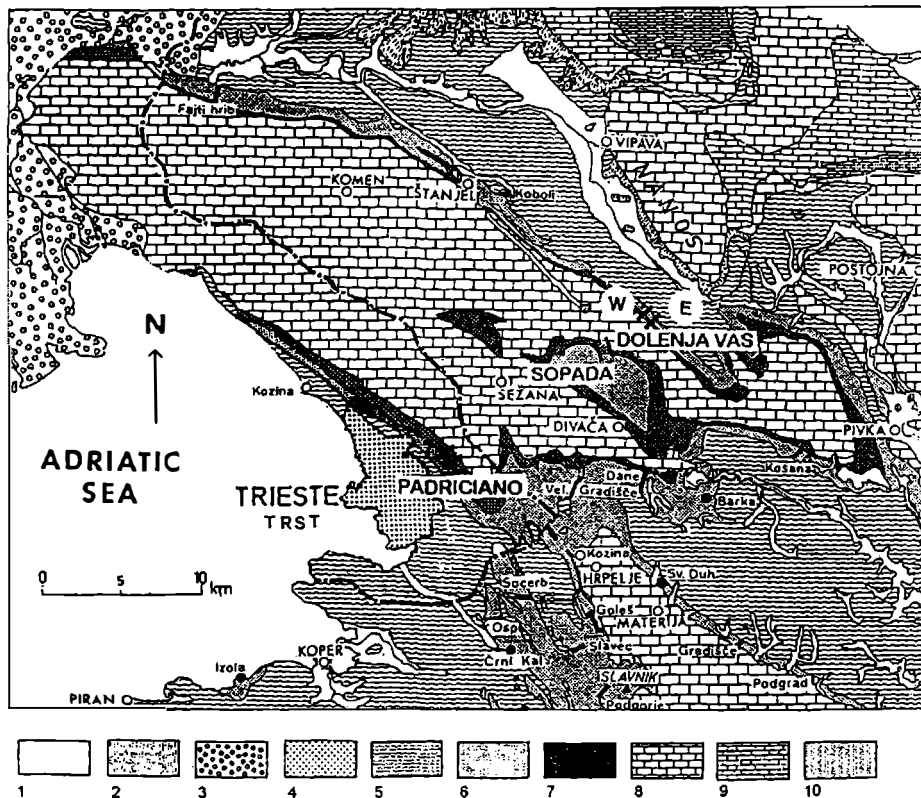


Abb. 16 (Seite 463)

Vereinfachte geologische Karte des "Klassischen Karsts" im Gebiet zwischen Triest und Postojna. Eingetragen sind auch die Kreide/Tertiärgrenzen im Gebiet von Dolenja vas, Sopada und Padriciano (nach DROBNE et al., 1996).

Legende: 1: Alluvium, 2: Schutt, 3: quartäre Terrassen, 4: pliozäner Ton, paleogener Flysch, 5: Alv.-Numm. Lms., Miliolids und Kozina Lagen, 7: Vreme Lagen (Maastrichtian), 8: Kreide, 9: Jura, 10: Trias.

Die K/T Grenze tritt im Triest-Komen-Plateau in 3 Zonen auf. Die erste befindet sich im Vipavatal, die zweite im Bereich um Sopada (mit Dolenja vas) und die dritte im Süden, in einer Zone von Padriciano über Lipica bis Vremški Britof. Umfassende biostratigraphische, mikrofazielle, geochemische und geophysikalische Methoden wurden eingesetzt, um unter anderem eine Brekzienzone mit diversen geochemischen, biostratigraphischen Anomalien dem weltweiten Katastropheneignis an der Zeitenwende Kreide/Tertiär zuzuordnen (DROBNE et al., 1996).

#### Verwendete und weiterführende Literatur

- BUSER, S. (1996): Geology of western Slovenia and its paleogeographic evolution. - in International workshop POSTOJNA '96: The role of impact processing in the geological and biological evolution of planet earth; Eds.: DROBNE, K., GORICAN, S., KOTNIK, B., Ljubljana; 111-123.
- BUSER, S. & DEBELJAK, I. (1996): Lower Jurassic beds with bivalves in south Slovenia. - *Geologija*, Ljubljana, 37-38 (1994/95), 23-62.
- CALLIGARIS, R., DOLCE, S. & BRESSI, N. (1999): Flysch; Trieste tra marna e arenaria. - *Comune di Trieste, Assessorato alla Cult. Museo Civ. Di Storia Nat.*, 109 S.
- DROBNE, K., OGORELEC, B., PLENICAR, M., BARATTOLO, F., TURNSEK, D. & ZUCCHI-STOLFA, M. L. (1987): The Dolenja vas section, a transition from Cretaceous to Paleocene in the NW Dinarides, Yugoslavia. - *Mem. Soc. Geol. It.*, 40, 73-84.
- DROBNE, K., OGORELEC, B., DOLENEC, T., MARTON, E. & PALINKAS, L. (1996): Biota and abiota at the K/T Boundary in the Dolenja Vas sections, Slovenia. - in International workshop POSTOJNA '96: The role of impact processing in the geological and biological evolution of planet earth; Eds.: DROBNE, K., GORICAN, S. & KOTNIK, B., Ljubljana; 163-181.
- HOFMANN, G. & HOFMANN, P. (1996): Kras - Wege im Klassischen Karst; Teil IV: Skocjanske Jama. - "Der Schlaz", *Zs d. Vereins für Höhlenkunde München*, 42-46.
- JURKOVSEK, B., OGORELEC, B., SRIBAR, L. & DROBNE, K. (1996): New results of the geological researches of the Trieste-Komen Plateau and comparison with other areas of the Dinaric Carbonate Platform. - in International workshop POSTOJNA '96: The role of impact processing in the geological and biological evolution of planet earth; Eds.: DROBNE, K., GORICAN, S. & KOTNIK, B., Ljubljana; 125-132.
- OGORELEC, B., MISIC, M., SERCELJ, A., CIMERMAN, F., FAGANELI, J. & STEGNAR, P., (1981): Sedi-ment secoveljske soline. - *Geologija*, Ljubljana, 24, 179-216.
- OGORELEC, B., FAGANELI, J., MISIC, M. & CERMELJ, B. (1997): Reconstruction of paleoenvironment in the bay of Koper (Gulf of Trieste, Northern Adriatic). - *Annals for Istrian and Mediterranean Studies, Koper*, 11/97, 187-200.
- PLACER, L. (1996): Tectonic structure of southwest Slovenia. - in International workshop POSTOJNA '96: The role of impact processing in the geological and biological evolution of planet earth; Eds.: DROBNE, K., GORICAN, S. & KOTNIK, B., Ljubljana; 137-140.

## **Fünfter Exkursionstag**

22. 09. 2001

Schwerpunktthema: TRIESTINER KARST

Exkursionspunkte: (5.1) , (5.2) , (5.3) , (5.4) , (5.5) , (5.6) (siehe Abb. 14)

Tagesführer: Dott. Ruggero Calligaris (Museo Civico di Storia Naturale, Trieste)

### **Fahrtroute und Aufschlußpunkte**

(5.1): Fahrt von Razdrto über Senozece – Sezana – Ferneti (Grenze) – Opicina nach Aurisina. Besichtigung des modernen Steinbruches von Aurisina und eventuell des historischen Teils, der "Cava Romana" Vielleicht ergibt sich nachher auch der Besuch der Steinmetzfirma "Gramar"

(5.2): Kurze Fahrt zur Pocala Höhle: aktuelle paläontologische und vorgeschichtliche Grabungen im Triestiner Karst.

(5.3): Kurze Fahrt nach Duino, zu den Quellen des Timavo, jenem Karstfluß, der in Slowenien, bei Skocjan, als Reka in den Untergrund verschwindet (siehe Pos. 4.1).

(5.4): Im Anschluß, wenn Zeit ist, kurze Begehung des "Rilke-Weges" bei Duino (Rainer Maria Rike: "Duineser Elegien" im Zeitraum 1911–1912).

(5.5): Rückfahrt über Monrupino (Repentabor); Besuch der alten fossilreichen Kreidekalk-Steinbrüche, die den sogenannten "Karstmarmor" als bedeutenden Baustein - auch für die Wiener Ringstraße - geliefert haben.

(5.6): Wenn Zeit bleibt: Rückfahrt über Trebiciano nach Basovizza: Besuch des "Karststeingartens" Rückfahrt über die dortige Grenze und über Lokev – Divaca – Razdrto zum Gasthof Hudicevec

### **Geologischer Rahmen des Triestiner Karsts**

Gemeinsam mit dem slowenischen Anteil des "Klassischen Karstes" gehört der Triestiner Karst zum Triest-Komen-Plateau. Es ist charakterisiert durch eine Karbonatstratigraphie, die vom Aptian bis Albian in der Oberkreide bis zum frühen Eozän reicht. Die Einheit wird zusammengefaßt als "Triestiner Karstkalk Formation", die aus verschiedene Schichtgliedern besteht (CUCCHI & PUGLIESE, 1996. JURKOVSEK et al., 1996);(Abb. 17).

Eingelagert in diverse Sedimentationsbecken treten die Flyschformationen als vorerst schmaler küstenbildender Streifen auf, der sich, steil abtauchend in den Golf von Triest, nach Südost, ab dem Bereich der Stadt Triest, Richtung Slowenien deutlich verbreitert. Die größte Verbreitung hat der Flysch aber im Golf von Triest (CALLIGARIS et al., 1999).

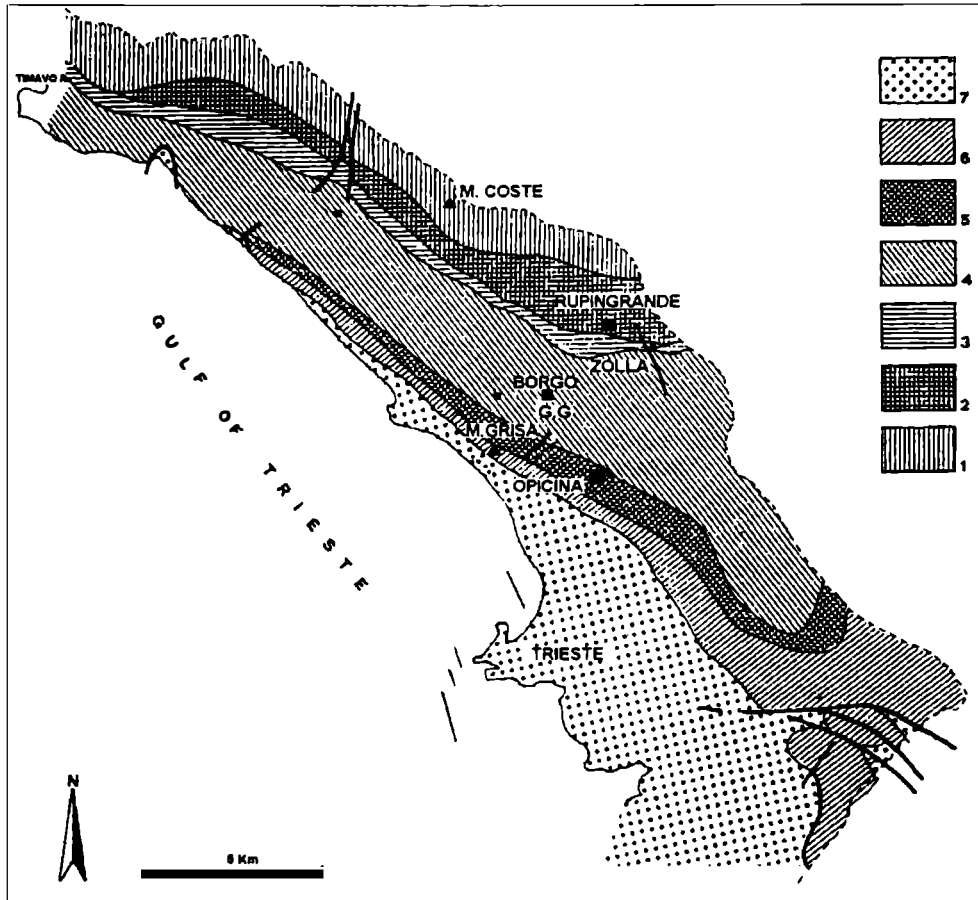


Abb. 17

Vereinfachte geologische Karte der Karstregion von Triest (nach CUCCHI & PUGLIESE, 1996). Legende: Karbonat-Formation mit den Schichtgliedern: 1: Mt. Coste -, 2: Rupingrande -, 3: Zolla -, 4: Borgo Grotta Gigante -, Mt. Grisa -, Opicina -; 7: Flysch Formation.

### Steinbruch von Aurisina

Im heute noch sehr aktiven Steinbruch von Aurisina wird in zwei tief reichenden Gruben Kreidekalk abgebaut. Hier haben auch schon die Römer gearbeitet, der begehrte Stein wurde dabei sogar in unterirdischen Riesencavernen abgebaut. Teile dieser Anlagen sind heute noch zu sehen. Der Kalkstein ist sehr fossilreich. Im Handstück - oder besser auf den geschnittenen Flächen - sind zahlreiche Quer- und Längsschnitte von becher- bis röhrenförmigen Muscheln erkennbar.



Sie geben Einblick in den ehemaligen Lebensraum eines tropischen Flachmeeres der Kreidezeit. Die ursprünglich im Lebensraum festgewachsenen Muscheln treten einzeln oder in Kolonien auf. Die dunklen mit runden Querschnitten sind Radiolitiden, die hellen mit im Querschnitt sichtbaren Schloßzähnen sind Hippuriten. Beide stammen aus der Oberen Kreide vor ca. 70 - 80 Millionen Jahren.

Der Stein läßt sich gut scheiden und schleifen. In Verwendung ist er als Bau-, Werk- und Dekorstein; zu letzterem zählen vorwiegend Fußbodenplatten, Wandverkleidungen, Stufenplatten, Balustraden. Der Stein von Aurisina wird je nach Typus unter den Handelsbezeichnungen "Fior di Mare", "Brecciato di Aurisina" "Aurisina Fiorito" etc. auf den Markt gebracht. Die Verwendung ist weltweit (SEEMANN & SUMMESBERGER, 1999).

In letzten Jahren hat man im Steinbruch auch Reste eines Dinosauriers gefunden. Nach Auskunft von R. Calligaris ist es bis jetzt noch nicht gelungen ihn einer schon bekannten Art zuzuordnen.

#### **Pocala Höhle** (nach pers. Mitt. von R. CALLIGARIS, Triest)

Die Grotte wurde am 2. Februar 1893 entdeckt. Etliche Forscher führten hier bis 1929 Grabungen in den Höhlensedimenten durch: hervorzuheben sind die Forscher Perko, Moser, Marchesetti, Neumann und Battaglia. Auf der Faunenliste waren vorallem der Ursus spelaeus, aber auch Felis leo, Capra ibex, Rangifer tarandus und andere.

Die Höhle, die aus einer kleineren Eingangsstrecke und einer Haupthalle besteht, befindet sich etwa 30 Meter unter der Karstoberfläche, die maximale Längserstreckung ist 100 m. Im Höhlenbereich wurden auch Hinweise auf Menschen aus dem Paläolithikum gefunden (pers. Mitt. R. Calligaris, Triest).

Vor 4 Jahren hat das Museum in Triest wieder mit großangelegten neuen Forschungen und Grabungen in dieser Höhle begonnen. Der Grund liegt einerseits in der Bearbeitung und der Datierung des Höhlenbären (ca. tausend Exemplare sind bisher, einschließlich der früheren Aktivitäten, gefunden worden). Andererseits sollen die begleitenden Fossilien wie auch die tiefreichenden Sedimente untersucht werden. Um Vergleiche zu haben, hat man nicht nur in der Pokala Höhle, sondern auch im Bereich anderer Karsthöhlen Kernbohrungen machen lassen. Dabei soll mit modernen geochemischen Methoden und z.T. mit neuen Datierungsmethoden Alter, Liefergebiet und Ablagerungsmilieu erarbeitet werden.

In der selber Zeit sind auch geophysikalische Messungen und Bohrungen durchgeführt worden, um weitere Fortsetzung der Höhle zu finden. Die maximale Mächtigkeit der Sedimente in der Haupthalle der Höhle beträgt mehr als 17 Meter. Es wird zudem noch eine traditionelle Grabung durchgeführt, damit für didaktische Zwecke auch ein Idealprofil samt Stratigraphie zur Verfügung steht.

#### **Die Quellen des Timavo bei Duino**

Wie schon unter (4.1) beschrieben ist der Fluß Timavo ein Wiederaustritt der Reka, die aus dem slowenischen Hinterland, nach einer 40 km langen unterirdischen Fließstrecke bei den Quellen von Duino wieder an die Oberfläche tritt. Nach wenigen 100 m gelangt der Fluß endgültig in die Adria. Viele Forscher haben schon versucht den exakten Verlauf des Höhlenflusses festzustellen. Der Quellaustritt ist in Nähe von San Giovanni di Duino, am Nordrand des Golfs von Triest. In seinem Mündungsgebiet steht die alte Basilika von San Giovanni in Tuba, die von einem dichten Auwald umgeben ist.

Es ist ein interessanter Ort, vor dem Kirchenbau gab es schon ein römisches Heiligtum aus dem 5.– 6. Jh. Nicht weit entfernt kann man im Innern einer kleinen Grotte einen 1965 entdeckten kleinen Tempel des Gottes Mitras bewundern.

In einigen Höhlen und Schächten im Bereich des Karstes zwischen Skocjan und dem Golf von Triest kann man so tief absteigen (bis zu 350 m), daß man die unterirdische Reka erreichen kann. Punktuell kann man daher den ungefähren Verlauf des Höhlenflusses rekonstruieren (Abb.18). Schon lange bekannt ist der Schlangenschacht und der Schacht von Trebiciano. Im letzten zwei Jahren hat man zwei weitere Abstiege bis zur Reka gefunden. Es sind dies die Grotte "Lazzaro Jerko", nahe Monrupino im Triestiner Karst und die Grotte "der drei Generationen", zwischen Skocjan und dem Schlangenschacht, in der Nähe von Divaca.

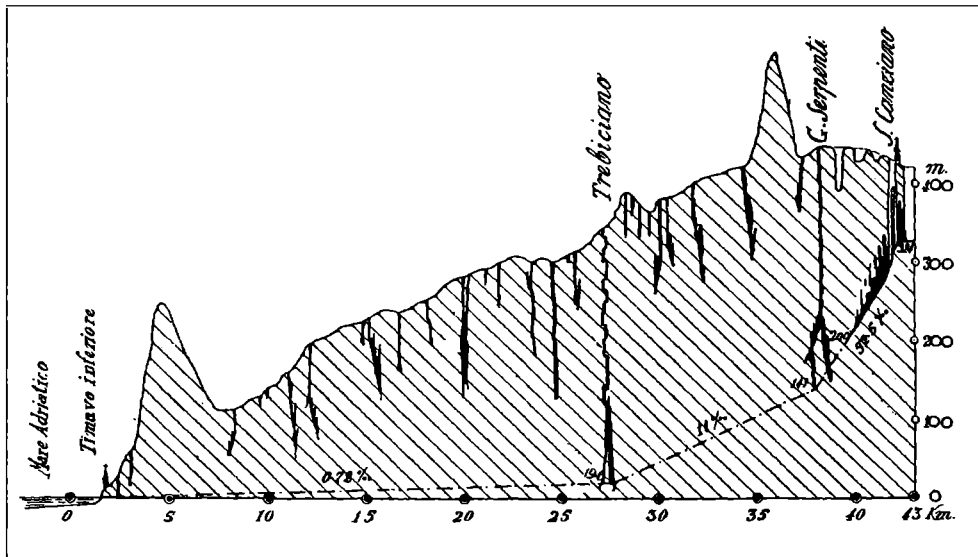


Abb. 18

Schnitt (überhöht) durch den Karst zwischen Skocjan (S. Canziano) an der Hochfläche und Duino an der Adria. Der z.T. angenommene unterirdische Verlauf der Reka bis zu den Timavoquellen. Einige Schächte (u.a. Trebiciano, Serpenti) führen von der Oberfläche bis zum unterirdischen Fluß (nach SELLA, 1929).

### "Rilke-Weg" bei Duino

Der ursprünglich als Duiner Spazierweg bekannte Pfad enthielt den Namen des deutschen Dichters, der es besonders liebte hier während seines Aufenthaltes von 1911–1912 spazieren zu gehen ("Duineser Elegien").

Der "Rilke-Weg" beginnt in Duino und führt nach Sistiana. Der Weg schlängelt sich an einem der bezauberndsten Abschnitte der Küste entlang, seine Gesamtstrecke beträgt 1700 m. Neben der reizvollen Landschaft sind hier auch botanische und zoologische Besonderheiten zu beobachten.

### **Monrupino (Repentabor)**

Die Steinbrüche von Monrupino sind schon einige Jahre stillgelegt. Hier wurden die kompakten fossilreichen Kreidekalke abgebaut, die im Handel auch "Karstmarmore" genannt wurden. Große Mengen davon gelangten in der Monarchiezeit als begehrter Bau- und Dekorstein u.a. nach Wien und fanden hier Verwendung in den zahlreichen Prunkbauten der Ringstraße, auch im Naturhistorischen Museum sind sie eingesetzt (SEEMANN & SUMMESBERGER, 1999).

### **Verwendete und weiterführende Literatur**

- CALLIGARIS, R., DOLCE, S. & BRESSI, N. (1999): Flysch; Trieste tra marna e arenaria. - Comune di Trieste, Assessorato alla Cult. Museo Civ. Di Storia Nat., 109 S.
- CUCCHI, F. & PUGLIESE, N. (1996): Karst of Trieste. - in International workshop POSTOJNA '96: The role of impact processing in the geological and biological evolution of planet earth; Eds.: DROBNE, K., GORICAN, S. & KOTNIK, B., Ljubljana; 133-136.
- SEEMANN, R. & SUMMESBERGER, H. (1999): Wiener Steinwanderwege; Die Geologie der Großstadt. - Verl. Christian Brandstätter, Wien, 159 S.
- SELLA, M. (1929): Estese migrazioni dell' anguilla in acque sotterranee. - R. Comitato Talassografico Italiano, Venezia, Memoria CLVIII, 3-17.

## Sechster Exkursionstag

23. 09. 2001

Schwerpunktthema: TRIESTINER KARST

Exkursionspunkte: (6.1) (siehe Abb. 14)

Tagesführer: Dott. Ruggero Calligaris (Museo Civico di Storia Naturale, Trieste)

### Fahrtroute und Aufschlußpunkte

(6.1): Fahrt über Senozece – Sezana – Ferneti (Grenze; Treffen mit Dr. Ruggero Caligaris) weiter über Opicina zur Grotta Gigante.

Sonderführung durch die "Grotta Gigante" im Triestiner Karst bei Rupingrande.

Rückreise über Monfalcone – Udine – Villach – Klagenfurt – Wien.

### Grotta Gigante

Der Karst ist jene weitläufige Hochebene oberhalb der Stadt Triest, die bis in das benachbarte Slowenien reicht. Die Gegend ist auf der ganzen Welt bekannt für die Vielfalt ihrer "Karstphänomene", das heißt für die große Anzahl von Höhlen, unterirdisch verlaufenden Flüssen und riesigen Dolinen. Auf italienischem Staatsgebiet gibt es in diesem Bereich nur eine Schauhöhle, und das ist die "Grotta Gigante". Es handelt sich um eine Tropfsteinhöhle von riesigem Ausmaß. Der unterirdische Raum ist in der Mitte 107 m hoch, 65 m breit und 160 m lang. Der gesamte Petersdom in Rom würde in diesen Höhlenraum hineinpassen! Aufgrund dieser Dimensionen steht dieses Höhle seit 1995 im Guinness-Buch der Rekorde!

Im Jahre 1840 wurde die Höhle von Antonio Frederico Lindner zum ersten Mal erforscht. Andreas Perko hat sie 1897 vermessen. 1905 schuf der Club dei Touristi Triestini die für die Besucher notwendigen Einrichtungen und eröffnete im Jahre 1908 den Schaubetrieb. Gleich nach dem Ersten Weltkrieg gelangte die Höhle in den Besitz des Julischen Alpenvereins. Die Elektrifizierung erfolgte erst 1957.

Die Besichtigung der Höhle beginnt am "schachtförmigen" Zustieg, der 1905 künstlich erweitert wurde. Viele in den Stein gehauene Stufen führen einen Gang hinab, der schließlich in die "Große Höhle" mündet. Hier sind auf riesigen Versturzböcken zahlreiche, von der Form her eigenartige Stalagmiten und Stalagmitengruppen entstanden.

Im mittleren Teil der großen Halle sind auf weiteren Versturzböcken und der rechten Wand entlang unzählige weitere Stalagmiten entstanden. Diese Tropfsteinbildungen haben eines gemeinsam: ihrer Form nach gleichen sie "aufeinandergestapelten Tellern". Das Tropfwasser, das sie bildet, fällt aus so großer Höhe herunter, daß es durch die Wucht des Aufpralls auf der Spitze des Tropfsteins zerstäubt. Die Ablagerung des Kalksinters findet daher vorwiegend am äußeren Rand des Stalagmitenkopfes ab; dadurch wird die Spitze des Bodenzapfens breit und flach. Der Querschnitt (wie auch das Höhenwachstum) des Tropfsteins ist damit gesetzmäßig abhängig von der Ca- und CO<sub>2</sub>-Konzentration der Tropflösung, vom CO<sub>2</sub>-Partialdruck im Höhlenraum und von der Fallhöhe (FRANKE, 1963; BÖGLI, 1978).

Der Weg führt den linken Rand der großen Halle entlang und mündet in die "Säulengalerie". Der größte Stalagmit, die "Ruggero-Säule", ist 12 m hoch! Eine Treppe führt nun aufwärts zum Altarsaal. Der Weg windet sich von hier hinauf zur hinteren Wand. In den letzten Jahren hat man eine kühn angelegte Treppe bis zum Deckengewölbe der riesigen Höhle geschaffen. Über einen künstlich angelegten Stollen erreicht man das Belvedere mit einem beeindruckenden Rückblick. Schließlich gelangt man durch einen natürlichen Tunnel zum oberen Eingang und damit ins Freie. Die Besichtigung der Höhle dauert ca. 45 Minuten, die Höhlentemperatur beträgt etwa 11 - 12°C.

### **Observatorium für die Erdzeiten in der Grotta Gigante**

In der großen Halle fallen zwei 100 m lange Kunststoffröhren auf. Es handelt sich dabei um eine außergewöhnliche wissenschaftliche Meßstation, die 1959 vom Institut für Geodäsie und Geophysik der Universität Triest geschaffen wurde (MARUSSI, 1962). Die Meßstation ist mit Geräten ausgestattet, die auch die geringste Oszillation der Scheinsekrechten erfassen und Vertikalabweichungen von 30 Tausendstel Bogensekunden feststellen können.

Solche minimalen Abweichungen sind auf die wechselseitige Wirkung der lunisolaren Anziehungskraft und der elastischen Erdkrustenkrümmungen zurückzuführen. Zu diesen Forschungszwecken werden "horizontale Pendel" verwendet, die gemäß dem Zöllnerschen Prinzip an zwei Drähten befestigt sind. In dieser Meßstation ist dank des hohen Höhlenraumes eine auf der Welt einzigartige Technik angewendet worden. Die Pendel sind überdimensioniert und daher in der Lage, Meßwerte anzuzeigen, die sonst mit den üblichen Laborinstrumenten nicht erfaßbar wären.

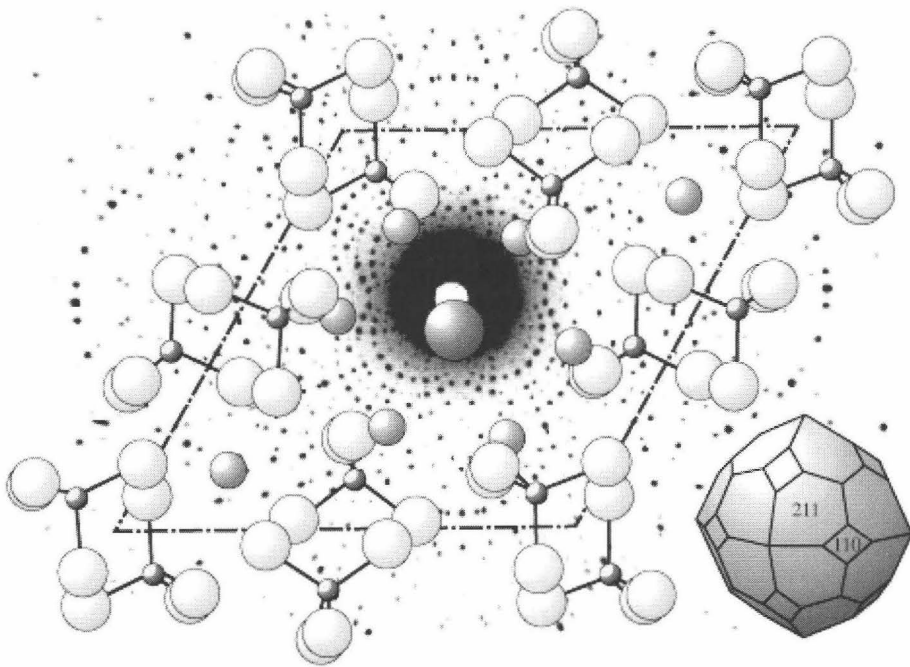
Besonders wichtig ist zudem das konstante Klima in der Höhle.

Die ununterbrochene Aufzeichnung der Pendelschwingungen und der Oszillation der Scheinvertikalen zeigt Phänomene an, die auf die Wechselwirkung von lunisolaren Kräften bei den "Erdzeiten" und der Verlagerung von Wassermassen bei der Gezeitenfolge an der Oberen Adria zurückzuführen sind. Die Pendel stellen eine äußerst sensible Meßvorrichtung dar. Sie reagieren auf Erdkrustenbelastungen verschiedenster Art wie zum Beispiel auf Luftdruckänderungen, auf das Gewicht der Schneedecke in den Alpen und auch auf unterirdische Wasserströmungen innerhalb der Karstmassen. Angeschlossen an die Pendeleinrichtung ist auch eine seismische Station.

### **Verwendete und weiterführende Literatur**

- BÖGLI, A. (1978): Karsthydrographie und physikalische Speläologie. - Springer Verl., Berlin, Heidelberg, New York, 392 S.
- FRANKE, H. W. (1963): Formprinzipien des Tropfsteins. - Akten des 3. Int. Kongresses für Speläologie 1961 in Wien-Obertraun-Salzburg, II, 63 ff.
- MARUSSI, A. (1962): La stazione per l'osservazione delle maree terrestri nella Grotta Gigante. - Alpi Giulie; Sez. di Trieste del club alpino italiano, Soc. Alp. Delle Giulie, 56,1, 20-22 (1961-62).

# ORIGINALARBEITEN







ALPINE CHLORITOID AND GARNET FROM THE HOCHGRÖSSEN MASSIF  
(SPEIK COMPLEX, EASTERN ALPS)

by

S.W. Faryad<sup>1,2</sup> & G. Hoinkes<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Department of Geology and Mineralogy  
Technical University, Letná 9, 04200 Košice, Slovakia  
<sup>2</sup>Institute of Mineralogy and Petrology  
University of Graz, Universitätsplatz 2, A-8010 Graz

**Abstract**

The Permian-Triassic cover sequences that overlay northern parts of the Austroalpine basement units, east of Tauern Window, contain chloritoid ( $X_{Mg} = 0.17 - 0.25$ ), chlorite and white mica (Si = 3.2 a.p.f.u.), which indicate P-T conditions of 510 - 530°C at 0.7 - 0.9 GPa for the Eo-Alpine metamorphism. Similar P-T conditions are estimated for Eo-Alpine mineral assemblages from the underlying basement rocks of the Seckau Complex. Feldspathic gneisses contain grossularite-rich and pyrope-poor garnet ( $Grs_{36}Alm_{46-36}Sps_{14-24}Py_{1-3}$ ), which is known from many medium- to high-pressure metagranites and orthogneisses in the Alps and the Western Carpathians. It is associated with albite, phengite (Si = 3.5 a.f.u.), biotite and epidote. The calculated P-T conditions of 550°C and 0.9 - 1.0 GPa fit well with a geotherm of 12 - 14°C/km, which was deduced for the southwards increasing Eo-Alpine metamorphism within the Austroalpine units in the Eastern Alps.

KEY WORDS: chloritoid, garnet, Alpine metamorphism, Middle Austroalpine units, Eastern Alps

**Introduction**

Eo-Alpine metamorphism is widespread in the Austroalpine basement rocks and their autochthonous Permo-Mesozoic cover (HOINKES et al., 1999). In contrast to the polymetamorphic Austroalpine basement, which show Caledonian, Variscan, Permian and Cretaceous metamorphic imprints, metamorphic minerals in the Permo-Mesozoic metasediments are solely the product of Eo-Alpine metamorphism. The P-T conditions derived from these rocks give important clues to the polymetamorphic history of the nearby basement rocks. In the case of the Hochgrößen Massif, Ar/Ar dating of amphiboles from eclogites of the Speik Complex show an early Variscan age (FARYAD et al., 2001). The metamorphic mineral assemblages in the adjacent Permian Rannach Formation indicate an Eo-Alpine overprint, which also must have been active in the basement too. In this paper we present petrological data from the Permian Rannach Formation and the adjacent basement gneisses of the Seckau Complex, which enables the reconstruction of the Eo-Alpine P-T conditions in this part of the Eastern Alps.

## Geological setting

The Hochgrößen Massif is part of a heterogeneous unit, tectonically sandwiched between the north-dipping Paleozoic Greywacke Zone in the north (hangingwall) and the south-dipping Wölz micaschists, equivalent to the Micaschist-Marble Complex in this area, in the south (Fig. 1). This unit contains fragments of the Speik and Core Complexes with transgressing Permo-Mesozoic sediments. To the N and NE of the Hochgrößen summit, an allochthonous body of strongly foliated serpentinite structurally overlies a paragneiss sequence with minor intercallations of amphibolites which form parts of the Core Complex, termed the "Engelberg Gneiss" in this area and which are attributed to the Seckau crystalline basement (METZ, 1964). Retrogressed eclogites and amphibolites form a concordant lens within the serpentinite body close to its eastern margin ("upper eclogite unit"). Metasediments (conglomerate, quartzite, phyllite) attributed to the Permian-Mesozoic Rannach Series are present in the hangingwall, either discordantly overlying the Engelberg gneiss, or tectonically intercalated within the serpentinite body (EL AGEED, 1979; METZ, 1980).

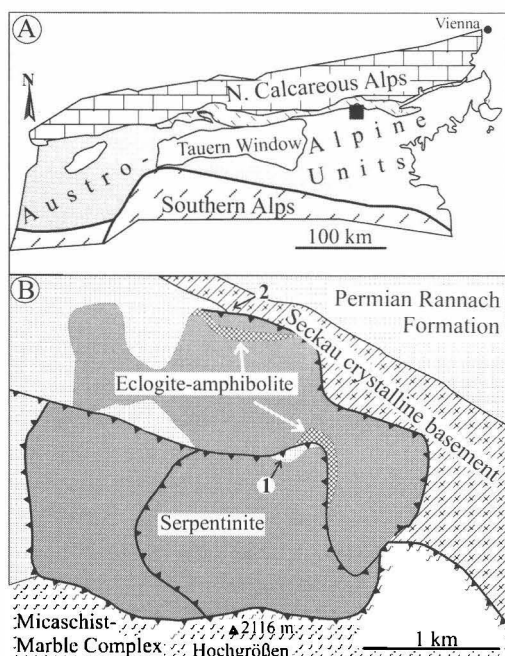


Fig. 1

Position of the Hochgrößen Massif (black box) in the frame of Eastern Alps (A) and detailed geological map of the Hochgrößen massif (B) (El Ageed, 1979). The serpentinites and eclogite-amphibolites belong to the Speik Complex. Numbers in circles indicate the sample locations: 1- Permian quartzite and 2- orthogneiss and amphibolite of the Seckau Complex.

## Petrography and mineral compositions

The quartzite samples were collected from the Rannach Formation which are exposed near to the top of the Hochgrößen Massif adjacent to amphibolized eclogite (Fig. 1B). They are in tectonic contact with serpentinites and amphibolized eclogites. The samples collected from the Seckau Complex are feldspar gneisses and amphibolites near the contact with the serpentinites. All minerals were analysed with a scanning electron microscope JEOL 6310 with wavelength- and energy-dispersive spectrometers at the Institute of Mineralogy and Petrology at the University of Graz. Analytical standards include pyrope (Mg, Al), adular (K), rutile (Ti), tephroite (Mn), jadeite (Na, Si) and andradite (Fe, Ca). Operating conditions were 15 kV and beam currents of 10 and 15 nA. Representative mineral analyses are given in Tables 1-3.

**The Rannach Formation quartzite**

The rocks reveal a strong foliation, which is defined by white mica and elongated quartz grains. Additional to white mica, the rocks contain chlorite and chloritoid. All phases are in textural equilibrium, although some chloritoids are partly replaced by chlorite. Muscovite has a relatively low celadonite content of 3.1 a.p.f.u., but high paragonite contents of 17 - 22 mol % (Tab. 1). Some large muscovite crystals show compositional zoning with slightly increasing phengite contents towards the rims (Si = 3.2 a.p.f.u.). Chloritoid has an  $X_{Mg} = 0.17 - 0.25$  which decreases from the core to the rim (Tab. 2). Some chloritoid crystals have more than one parallel lamellae, which are relatively rich in  $Fe^{2+}$  contents (Fig. 2). The  $Fe^{3+}$  (< 0.02 a.p.f.u.) and Mn (< 0.05 a.p.f.u.) contents are low. Individual crystals of chlorite that are in textural equilibrium with chloritoid and mica have  $X_{Mg} = 0.5$  (Tab. 2).

Mineral	Quartzite		Gneiss	amphibolite	
	Ms	Ms	Ms	Bt	Bt
Sample	Lm73-c	Lm73-r	Lm68	Lm68	Lm89
SiO <sub>2</sub>	47.46	48.56	49.34	36.43	37.17
TiO <sub>2</sub>	0.09	0.00	0.60	2.11	1.60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	36.34	32.46	30.44	16.97	16.71
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	1.71	1.97	0.00	0.00
FeO	0.66	0.77	1.77	20.66	19.12
MnO	0.07	0.00	0.07	0.26	0.15
MgO	0.32	1.48	2.40	8.43	11.91
CaO	0.05	0.57	0.01	0.04	0.06
Na <sub>2</sub> O	1.35	0.42	0.15	0.09	0.05
K <sub>2</sub> O	9.26	10.11	9.39	9.34	9.83
Total	95.60	96.08	96.15	94.33	96.6
Si	3.114	3.203	3.252	2.895	2.874
Al <sup>IV</sup>	0.886	0.797	0.748	1.105	1.125
Al <sup>VI</sup>	1.924	1.727	1.617	0.484	0.359
Ti	0.005	0.000	0.030	0.126	0.091
Fe <sup>3+</sup>	0.000	0.085	0.098	0.000	0.000
Fe <sup>2+</sup>	0.036	0.043	0.098	1.373	1.205
Mn	0.004	0.000	0.004	0.018	0.009
Mg	0.031	0.146	0.236	0.998	1.337
Ca	0.004	0.040	0.001	0.003	0.005
Na	0.172	0.054	0.019	0.014	0.007
K	0.775	0.851	0.790	0.947	0.945
$X_{Mg}$				0.421	0.526

c and r refer to core and rim.  
 Mineral formulae and ferric/ferrous iron ratios were calculated on the basis of 11 oxygens and 6 cations + Na + K + Ca

**Table 1**

*Selected microprobe analyses of muscovite (Ms) and biotite (Bt) from the Permo-Triassic Rannach Formation quartzites, feldspar gneisses and amphibolites.*

Sample	chloritoid			chlorite	
	Lm73	Lm73	Lm-76	lm73	Lm76
SiO <sub>2</sub>	25.28	25.54	24.39	25.71	24.01
TiO <sub>2</sub>	0.08	0.00	0.05	0.00	0.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	40.88	41.32	41.27	23.29	23.85
FeO	22.39	22.66	23.41	21.14	25.57
MnO	0.16	0.00	0.60	0.09	0.04
MgO	4.19	4.00	2.76	17.14	14.20
CaO	0.01	0.00	0.00	0.06	0.02
Na <sub>2</sub> O	0.04	0.01	0.04	0.02	0.06
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.03	0.01	0.03
Total	93.03	93.53	92.55	87.46	87.86
Si	2.048	2.056	2.004	5.325	5.057
Ti	0.005	0.000	0.003	0.000	0.013
Al	3.904	3.921	3.997	5.684	5.923
Fe <sup>2+</sup>	1.517	1.526	1.608	3.662	4.504
Mn	0.011	0.000	0.042	0.016	0.008
Mg	0.506	0.480	0.338	5.291	4.459
Ca	0.001	0.000	0.000	0.013	0.005
Na	0.006	0.002	0.006	0.006	0.024
K	0.000	0.000	0.003	0.003	0.007
X <sub>Mg</sub>	0.250	0.239	0.174	0.591	0.497

-----

Calculation of mineral formulae: Chloritoid: 12 oxygens and 2 cations, Chlorite: 28 oxygens.

Table 2

Microprobe analyses of chloritoid and chlorite from quartzites of the Rannach formation.

### Basement rocks of the Seckau Complex

Based on the mineral assemblages of the gneissic rocks, albite, quartz, muscovite, biotite and accessory epidote, chlorite, K-feldspar and garnet, we assume it represents an orthogneiss. It is mylonitized and large albite crystals (up to 3 mm in size) show fractures and recrystallization to a fine-grained matrix. Back-scatter electron images indicate that some albite sub grains have relatively An-rich rims (An = 0.7 mol %). The K-feldspar forms individual grains (up to 1 mm), but also occurs as inclusion together with biotite and muscovite in albite. Muscovite and biotite are concentrated along shear zones. The muscovite is phengitic with Si contents of 3.25 a.p.f.u. and Fe<sub>tot</sub>+Mg contents of 0.42 a.p.f.u. and shows a low paragonite content (Na/(Na+K+Ca) = 0.02) (Tab. 1). The biotites have a constant X<sub>Mg</sub> value of 0.43. Garnet forms inclusions in albite porphyroblasts and occurs in contact with quartz (Fig. 3). Garnet is zoned with cores rich in Mn and poor in Fe (Grs<sub>36</sub>Alm<sub>36</sub>Sps<sub>24</sub>Py<sub>1</sub>) compared to the rims (Grs<sub>36</sub>Alm<sub>46</sub>Sps<sub>14</sub>Py<sub>3</sub>) (Tab. 3, Fig. 4). Epidote has pistazite contents of 54 mol.%. Chlorite replaces biotite and garnet.

Rock	gneiss		amphibolite	gneiss	amphibolite	
	Gr	Gr	Amph	Ep	Ep	Ep
Sample	lm68-c	lm68-r	lm89	lm68	lm89	lm89
SiO <sub>2</sub>	37.44	37.37	43.19	37.75	39.44	39.43
TiO <sub>2</sub>	0.07	0.18	0.60	0.17	0.21	0.21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.18	21.09	12.67	25.84	27.85	28.19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.73	0.00	2.20	9.07	7.60	7.91
FeO	15.54	20.68	14.62	0.00	0.00	0.00
MnO	10.57	6.17	0.42	0.32	0.17	0.18
MgO	0.59	0.80	9.00	0.08	0.14	0.31
CaO	13.68	12.72	11.05	22.97	24.1	24.18
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.02	1.48	0.03	0.00	0.02
K <sub>2</sub> O	0.00	0.02	0.45	0.09	0.01	0.00
Total	99.82	99.04	95.68	96.32	99.52	100.43
Si	2.980	2.997	6.547	3.009	3.020	2.996
Al <sup>IV</sup>	0.020	0.003	1.453	0.000	0.000	0.004
Al <sup>VI</sup>	1.968	1.990	0.811	2.427	2.514	2.520
Ti	0.004	0.011	0.068	0.010	0.012	0.012
Fe <sup>3+</sup>	0.044	0.000	0.251	0.544	0.438	0.452
Fe <sup>2+</sup>	1.034	1.387	1.853	0.000	0.000	0.000
Mn	0.713	0.419	0.053	0.020	0.010	0.010
Mg	0.070	0.096	2.034	0.009	0.016	0.035
Ca	1.167	1.093	1.795	1.961	1.977	1.969
Na	0.001	0.003	0.435	0.004	0.000	0.002
K	0.000	0.002	0.087	0.009	0.001	0.000
Grs	0.367	0.358	Zo	0.437	0.526	0.532
Alm	0.347	0.462	Ep	0.544	0.438	0.452
Pyr	0.023	0.032				
Sps	0.239	0.140				
Adr	0.022	0.000				
X <sub>Mg</sub>	0.063	0.064	0.523			

Calculation of mineral formulae: Amphibole: 23 oxygens and averaged Fe<sup>3+</sup> from 13 and 15 cations, Epidote: 12 oxygens and 1 OH-group, Garnet: 12 oxygens and using the equation Al<sup>VI</sup> + Cr + Ti + Fe<sup>3+</sup> = 2 for garnet.

Table 3

Selected microprobe analyses of garnet (Gr), amphibole (Amph) and epidote (Ep) from the gneisses and amphibolites of the Seckau Complex.

The metabasites associated with orthogneisses are very fine-grained foliated rocks, which contain the assemblage amphibole, biotite, albite and small amounts of epidote, quartz and K-feldspar. Amphibole composition varies between tschermakite and magnesiohornblende with Si = 6.45 - 6.55, Al<sup>VI</sup> = 0.8 and Na<sup>M4</sup> = 0.14 a.p.f.u. Both, amphibole and biotite have X<sub>Mg</sub> = 0.52 and they seem to be in equilibrium with epidote (Ps = 0.44 - 0.45 mol %) and albite.

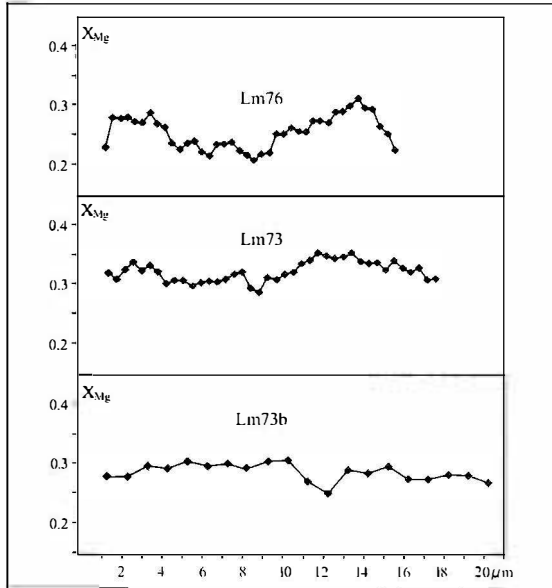


Fig. 2  
Compositional profiles of chloritoids from the quartzites in the Rannach Formation

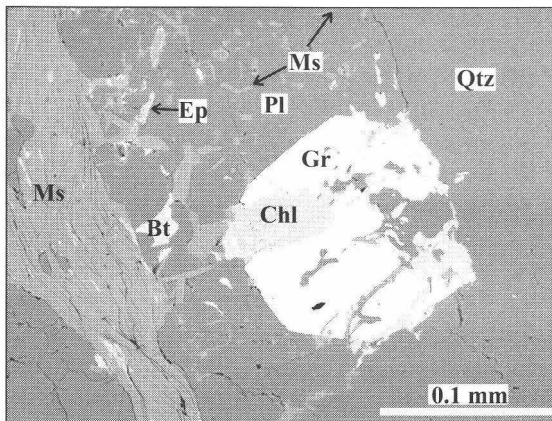


Fig. 3  
Fractured idiomorphic garnet in the feldspar gneisses of the Seckau Complex. Bt-biotite, Chl-chlorite, Ep-epidote, Gr-garnet, Ms-muscovite, Pl-plagioclase-albite, Qtz-quartz.

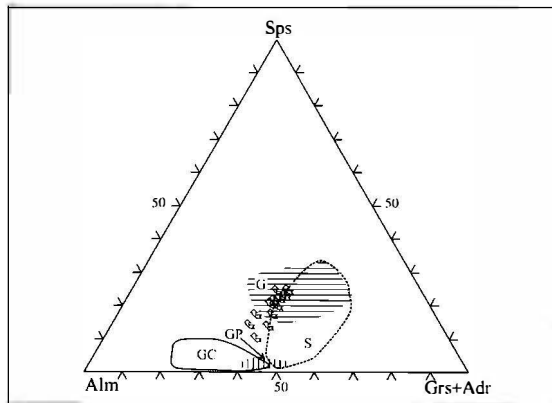
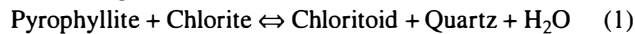


Fig 4  
Garnet composition from the feldspar gneisses (stars), occurring beneath serpentinites in the Hochgrößen Massif. For comparison garnets from some metagranites and orthogneisses from the literature are also shown: S-Sopron (TÖRÖK, 1998), GP- Gran Paradiso (LEGOFF & BALLEVRE, 1990), G-Gemicum (FARYAD & DIANISIKA, 1989, 1999), GC-Grobgneiss Complex (unpublished data of the authors).

### P-T conditions

Consistent with experimental investigations and natural occurrences of chloritoid-bearing rocks (SPEAR & CHENY, 1989; THEYE & SEIDEL, 1991; FARYAD, 1995; GOFFE & BOUSQUET, 1997) the lack of garnet in chloritoid-bearing quartzite suggests that metamorphic temperatures were not higher than ca 550°C. The composition of the chloritoid rim is apparently in equilibrium with chlorite and the  $K_D^{Ctd/Chl}$  values  $[(Fe^{2+}/Mg)^{Ctd}/(Fe_{tot}/Mg)^{Chl}]$  for chloritoid rims ranges between 1.67 - 1.86. This value is similar to that reported for other chloritoid-chlorite pairs from low- to medium-grade rocks (GOFFE & BOUSQUET, 1997; CHOPIN & MONIE, 1984; THEYE et al., 1992, AZANON & GOFFE, 1997). Following FRANCESCHELLI & MEMMI (1999), the zoning character in chloritoid is strongly controlled by chloritoid-forming reactions. In the stability field of pyrophyllite,  $X_{Mg}$  increases towards rim in chloritoid with increasing temperatures for any variations in pressure. This is caused by a strong negative slope of the chloritoid-forming reaction

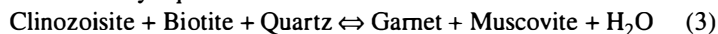


The zoning profile in chloritoid from samples Lm-73 and Lm-76, where  $X_{Mg}$  first increases and then decreases towards the rim may therefore be explained by assuming that the rocks crossed the pyrophyllite/kyanite phase boundary during the late stage of chloritoid growth and the Fe-Mg exchange between chloritoid and chlorite took place in the kyanite field. According to VIDAL et al. (1999) the equilibrium constant of this exchange reaction varies linearly with  $1/T$  from 300°C to ca. 600°C. The empirical calibration  $\ln K_D^{(ctd/chl)} = 1977.7/T(K) - 0.971$  (VIDAL et al., 1999), applied to the chloritoid-bearing quartzite at the Hochgrößen Massif ( $K_D^{Ctd-Chl} = 1.63 - 1.85$ ) resulted in temperatures of 504 - 511°C. Similar temperatures at 0.9 GPa were also estimated for kyanite-bearing metapsammities from the Alpi Apuane/Italy (FRANCESCHELLI & MEMMI, 1999) which contain chloritoid and chlorite of similar composition ( $K_D^{Ctd-Chl} = 1.6 - 1.8$ ). The lack of kyanite in our samples is probably the result of the bulk-rock composition of the quartzite. Calculation of the reaction



using the program THERMOCALC v. 2.5 (HOLLAND, 1996, written comm.) for coexisting chloritoid, muscovite and chlorite yields 500 - 510°C at 0.85 GPa (Fig. 5).

Almandine-grossularite-rich garnet, similar to those from the feldspar gneiss, is known from meta-granite and orthogneisses in the Alps (ACKERMAN, et al., 1972; MASSONNE & CHOPIN, 1989, LE GOFFE & BALLEVRE, 1990; BINO & COMPAGNONI, 1992; TÖRÖK, 1997) and the Western Carpathians (VRANA, 1980; FARYAD & DIANIŠKA, 1989) (Fig. 4). It is interpreted as product of medium to high-pressure metamorphism, where plagioclase destabilizes and grossularite-rich garnet forms. In all cases, medium- to high-pressure conditions were estimated for the garnet formation. Garnet-biotite thermometry based on the methods of KLEEMAN & REINHARD (1994) and PERCHUK & LAVRENTEVA (1983) gave temperatures of 533 - 561°C and 491 - 534°C, respectively. Because plagioclase is pure albite, it was not possible to apply the GASP reaction between garnet, plagioclase, kyanite and quartz for pressure estimation. The Si content of phengite (3.25 a.p.f.u) in these rocks indicates minimum pressures of 0.8 GPa at 550°C (MASSONNE & SCHREYER, 1987). Higher pressure (1.0 GPa at 550°C) can be obtained by equilibrium reaction



Because of the low Mg content in garnet, this reaction was calculated using the TWQ v. 2.02 program (BERMAN, 1996 written comm.) for the system KFASH. A temperature of 610°C at 1.0 GPa was derived from amphibole-plagioclase thermometry (HOLLAND & BLUNDY, 1994). However, these temperature estimates should be regarded with caution since this thermometer should only be applied to amphiboles coexisting with plagioclase of An >10 mol %.

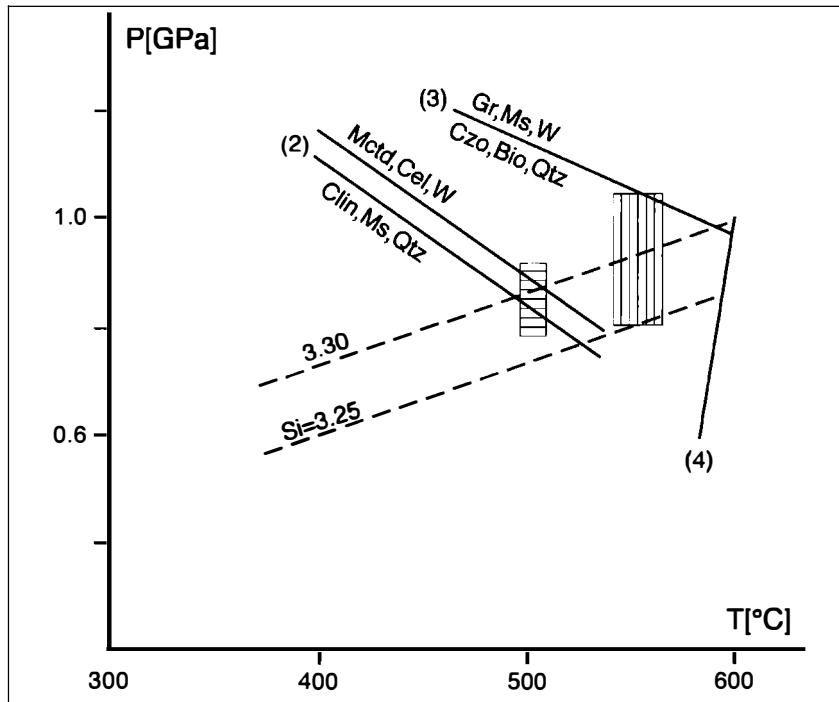


Fig. 5

Mineral equilibria for the Eo-Alpine mineral assemblages in the Permo-Triassic Formation and basement gneisses from the Hochgrößen Massif. The box with horizontal lines indicates temperature range, obtained with the calibration of VIDAL *et al.* (1999) for chloritoid and chlorite in the Permian quartzite. The box with vertical lines indicates the temperature range calculated with garnet-biotite thermometry for feldspar gneisses of the Seckau Complex. The Si-isopleths of phengites are according to MASSONNE & SCHREYER (1987). Line 4 shows the temperature, obtained from amphibole-plagioclase thermometry (HOLLAND & BLUNDY, 1994) for amphibolites in the Seckau Complex.

## Discussion and conclusions

Textural relations and mineral compositions in the Permo-Triassic quartzites and the basement feldspar gneisses at the Hochgrößen Massif indicate that chloritoid and garnet were formed during Eo-Alpine metamorphism. Maximum temperatures of 510 - 530°C in the kyanite stability field were calculated for the Permian-Triassic quartzite and ca. 550°C at 0.9 - 1.0 GPa for feldspar gneisses of the Seckau Complex.



The estimated P-T conditions of the Permo-Triassic sedimentary cover and the basement orthogneisses from the Hochgrößen Massif fit well with the Eo-Alpine geotherm (13°C/km), inferred from the Middle Austroalpine Complexes, which overthrust the Speik Complex (FARYAD & HOINKES, 2001). The Wölz and Kor- and Saualpe Complexes situated south of the Hochgrößen Massif yielded P-T conditions of 1.2 - 1.3 GPa at 650°C and 1.5 - 1.8 GPa at 700°C, which reflects the increase of metamorphic conditions towards the south.

The Rannach Formation and the Seckau Complex adjacent to the northern part of the Wölz Complex reveal a pressure dominated metamorphic history during the Cretaceous, which may be explained by Eo-Alpine crustal thickening within the Austroalpine realm due to compressive tectonics caused by the closure and subduction of the Hallstatt-Meliatta ocean in the course of the northward drift of the African Plate towards Europe.

#### Acknowledgments

This work was supported by FWF – projects P13058 GEO and LM00417 GEO and VEGA 1/8071/01. K. Ettinger F. Koller and P. Tropper are thanked for reading and review of the manuscript.

#### References

- ACKERMAND, D., KARL, F. & RASSE, P. (1972): Granat mit Zusammensetzung zwischen Almandin und Grossular aus den westlichen Hohen Tauern, Österreich. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 37, 29-38.
- AZANON, J. M. & GOFFE, B. (1997): High-pressure, low-temperature metamorphic evolution of the central Alpujarrides, Betic Cordillera (south-east Spain). - *Eur. J. Mineral.*, 9, 1035-1051.
- BINI, G. G. & COMPAGNONI, R. (1992): Very high-pressure metamorphism of the Brossasco coronite metagranite southern Dora Maira Massif, Western Alps. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 72, 347-363.
- CHOPIN, C. & MONIE, P. (1984): A unique magnesiochloritoid-bearing high-pressure assemblage from the Monte Rosa western Alps: petrologic and Ar-Ar radiometric study. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 87, 388-398.
- EL AGEED AI. (1979): The Hochgrößen ultramafic-mafic association, its associated mineralisation and petrogenetic significance. - Unpubl. Thesis, University of Cologne, 248 pp
- FARYAD, S. W. (1995): Petrology and phase relations of low-grade high-pressure metasediments from the Meliata unit, Western Carpathians, Slovakia. - *Eur. J. Mineral.*, 7, 71-87.
- FARYAD, S. W. & DIANIŠKA, I. (1989): Garnet from granitoids of the Spissko-gemerské rudohorie Mts. - *Geol. Zbor. Geol. Carpath.* 40, 6, 715-734.
- FARYAD, S. W. & DIANIŠKA, I. (1999): Alpine overprint in the early Paleozoic of the Gemicum. - *Mineral. Slov.*, 31, 485-490.
- FARYAD, S. W., HOINKES, G. (2001): Metamorphism along a South-North Cross-section in the Middle Austroalpine units east of the Tauern Windows (Easter Alps, Austria). - *Geolines*, 13, 54-55.
- FARYAD, S. W., HOINKES, G., MELCHER, F., PUHL, J., MEISEL, T. & FRANK, W. (2001): Relics of eclogite facies metamorphism in the Austroalpine basement, Hochgrößen (Speik Complex), Austria. - *Mineralogy and Petrology* (in press).

- FRANCESCHELLI, M. & MEMMI, I. (1999): Zoning of chloritoid from kyanite-facies metapsammities, Alpi Apuane, Italy. - *Mineral. Mag.*, 63, 105-110.
- GOFFE, B. & BOUSQUET, R. (1997): Ferrocapholite, Chloritoid and Lawsonite in Metapelites of the Versoyen and Petit St Bernard Units (Valais Zone, Western Alps) (French) - *Schweiz. Min. Petrogr. Mitt.*, 77, 137-147.
- HOINKES, G., KOLLER, F., RANTITSCH, G., DACHS, E., HÖCK, V., NEUBAUER, F. & SCHUSTER, R. (1999): Alpine metamorphism of the Eastern Alps. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 79, 155-181.
- HOLLAND, T. J. B. & BLUNDY, J. D. (1994): Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 116, 433-447.
- KLEEMANN, J. & REINHARDT, J. (1994): Garnet-biotite thermometry revisited: The effect of Al(VI) and Ti in biotite. - *Eur. J. Mineral.* 6, 925-941.
- LE GOFF, E. & BALLEVRE, M. (1990): Geothermobarometry in albite-garnet orthogneisses: a case study from the Gran Paradiso nappe (Western Alps). - *Lithos*, 25, 261-280.
- MASSONNE, H. J. & CHOPIN, C. (1989): P-T history of the Gran Paradiso (western Alps) metagranites based on phengite geobarometry. In: *Evolution of Metamorphic Belts* (eds. DALY, S., CLIFF, R. A. & YARDLEY, B. W. D.). *Geol. Soc. London, Spec. Publication*, 43, 545-549.
- MASSONNE, H. J. & SCHREYER, W. (1987): Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96, 212-224.
- METZ, K. (1964): Die Nordgrenze des Bösensteinkristallins nach neuen Wegaufschlüssen zwischen Trieben und Rottenmann/Steirmark. - *Verh. Geol. Bundesanst.*, 140-149, Wien.
- METZ, K. (1980): Geologische Karte der Republik Österreich, Blatt 129 Donnersbach. - *Geologische Bundesanstalt, Wien*.
- PERCHUK, L. L. & LAVRENTJEVA, I. V. (1983): Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. - In: *SAXENA, S.K. (ed.): Kinetics and equilibrium mineral reactions. Adv. Phys. Geochem.*, 3, 199-239.
- SPEAR, F. S. & CHENY, J. T. (1989). A petrogenetic grid for pelitic schists in the system  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-MgO-K}_2\text{O-H}_2\text{O}$ . - *Contrib. Mineral. Petrol.* 101, 149-164.
- THEYE, T. & SEIDEL, E. (1991): Petrology of low-grade high-pressure metapelites from the external Hellenides (Crete, Peloponnese). A case study with attention to sodic minerals. - *Eur. J. Mineral.*, 3, 343-366.
- THEYE, T., SEIDEL, E. & VIDAL, O. (1992): Carpholite, sudoite, and chloritoid in low-grade high-pressure Metapelites from Crete and the Peloponnese, Greece. - *Eur. J. Mineral.*, 4, 487-507.
- TÖRÖK, K. (1998): Magmatic and high-pressure metamorphic development of orthogneisses in the Sopron area, Eastern Alps (W-Hungary). - *N. Jb. Mineral. Abh.*, 173, 63-91.
- VIDAL, O., GOFFE, B., BOUSQUET, R. & PARRA, T. (1999): Calibration and testing of an empirical chloritoid-chlorite Mg-Fe exchange thermometer and thermodynamic data for daphnite. - *J. Metam. Geol.*, 17, 25-39.
- VRÁNA, S. (1980): Newly formed Alpine garnets in metagranitoids of the Veporides in relation to the structure of the central zone of the West Carpathians. - *Casopis pro Mineralogie*, 25, 1, 41-54.

bei der Redaktion eingegangen: 25. Mai 2001

Manuskript angenommen: 26. Juni 2001

**SONDERSCHAU ZUM THEMA  
"100 JAHRE (WIENER) ÖSTERREICHISCHE MINERALOGISCHE GESELLSCHAFT – ÖMG"**

von

**Vera M. F. Hammer**

Naturhistorisches Museum Wien  
Mineralogisch-Petrographische Abteilung, Burgring 7, A-1014 Wien

Die MinPet2001 wird zum Anlaß genommen, die Vereinsgeschichte, sowie die Vereinsaktivitäten der letzten 100 Jahre an Hand von Archivmaterial auch im Rahmen einer Sonderschau zusammenfassend darzustellen. Grundlage bieten vor allem die vorhandenen Sitzungsprotokolle und diverse Aufzeichnungen ehemaliger Vorstandsmitglieder, die im Sekretariat der Gesellschaft, mit Sitz im Naturhistorischen Museum, Mineralogisch-Petrographische Abteilung, aufbewahrt werden, sowie das Vereinsorgan "Mitteilungen der Wiener (Österreichischen) Mineralogischen Gesellschaft" selbst, wobei zu bemerken ist, daß seit der Loslösung der "Mitt.Österr.Min.Ges." von "Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen" im Jahr 1969 der informative Umfang der Vereinsnachrichten bedeutend abgenommen hat. Die detaillierte Vereinsgeschichte ist unter [1], [2], [3], [4] zu finden. Die im Zeitraum der letzten hundert Jahre im Vorstand tätigen Personen sind mit ihren Lebensdaten, soweit bisher erhebbar, in Tab.1 angeführt. Daneben werden Mineralien, die nach Vorstandsmitgliedern der ÖMG benannt wurden, sowie Mineralien aus Sammlungen ehemaliger Vorstandsmitglieder (speziell vom Personenkreis der Mineraliensammler, vgl. [5], [6]) ausgestellt.

Ziel dieser Ausstellung könnte es sein, weitere Dokumente der Vereinsgeschichte (etwa Bildmaterial von Feierlichkeiten bzw. Exkursionen der ÖMG, Nachlässe ehemaliger Vereinsmitglieder oder vom Verein geehrter Personen, usw.) dem Archiv der ÖMG bekannt zu machen, bzw. dem Verein zur Archivierung zur Verfügung zu stellen, um diese in eine Datenbank aufzunehmen, wie das die "Österreichische Geologische Gesellschaft" in Angriff genommen hat [7]. Damit könnte auch der historischen Entwicklung der Mineralogie in Österreich angemessene Bedeutung zukommen.

Dank an Prof.Dr. Franz Pertlik, Universität Wien, für die gute Zusammenarbeit bei der Erhebung der historischen Daten der ÖMG.

*nachfolgende Tabelle 1*

*Liste der im Vorstand des Vereines "Wiener Mineralogischen Gesellschaft" und "Österreichische Mineralogische Gesellschaft" tätigen Personen, seit deren Gründung am 27.3.1901 bis inclusive Kalenderjahr 2001.*

Nachname, Vorname, Titel	Wirkungsstätte	Tätigkeitszeitraum, Literatur	Geburtsdatum, Geburtsort	Sterbedatum, Sterbeort
Abart, Rainer, Mag.Dr.	Universität Graz	ab 2000 vgl. [4]	* 30.10.1963, Mödling	
Amthauer, Georg, Prof.Dr.	Universität Salzburg	1988 - 1995	* 11.9.1942, Meisenheim/Glan, BRD	
Alker, Adolf, Dr.	Landesmuseum Joanneum	1976 – 1979 [8]	* 18.10.1921, Graz-Liebenau	† 3.9.1984, Graz
Bandl, Erich, Dr.	Wien	1938 [9], [10]	* 2.8.1880, Wien	† 9.10.1960, Steindorf/Ossiachersee
Barth-Wirsching, Ulrike, Prof.Dipl.Min.Dr.	TU-Graz	1995-1998	* 13.7.1944, Schweinfurt, BRD	
Becherer, Karl, Dr. „Bechererit“	Universität Wien	1982 – 1994	* 17.4.1926, Wien	
Becke, Friedrich Johann Karl, Prof.Dr. „Beckesche Lichtlinie“ „Friedrich-Becke-Medaille“ Gedenktafel Universität Wien, Arkaden, Wien I „Friedrich Becke Seminar“, UZAll, Wien IX	Universität Czernowitz, Universität Prag, Universität Wien	1901 – 1930 vgl. [4], [11]	* 31.12.1855, Prag, CZ	† 18.6.1931, Wien
Beran, Anton, Prof.Dr.	Universität Wien	1983 – 1992, 1996 –2000	* 1.3.1944, Wien	
Berwerth, Friedrich Martin, Prof.Dr.	Naturhistorisches Museum, Wien	1901 – 1918 [12], [13], [14], [15], [16], [17]	* 16.11.1850, Schäßburg, Rumänien	† 22.9.1918, Wien
Bojar, Hans-Peter, Mag.	Landesmuseum Joanneum	ab 1997	* 15.3.1967, Bruck/Mur	
Brandstätter, Franz, Dr.	Naturhistorisches Museum, Wien	1992 – 1997	* 11.10.1953, Wiener Neustadt	
Buschman, Ottokar Freiherr von		1903 – 1909 [18]	* 31.3.1854, Graz	† 27.8.1921, Baden
Diamond, Larryn W., Prof.Dr.	Universität Leoben	ab 2001	* 15.1.1958, Auckland, Neuseeland	
Distler, Friedrich Freiherr von, Dr.		1927 – 1932 [19], [20]	* 24.12.1878, Wien	† 22.3.1932, Wien
Dittler, Emil, Prof.Dr.	Universität Wien	1922 – 1938 [21]	* 28.10.1882, Graz	† 3.11.1945, Wien

Nachname, Vorname, Titel	Wirkungsstätte	Tätigkeitszeitraum, Literatur	Geburtsdatum, Geburtsort	Sterbedatum, Sterbeort
Doelter-y-Cisterich de la Torre, Cornelio August Severus, Prof.Dr.	K.K.Reichsanstalt, Universität Wien, Universität Graz	1909 – 1926 [22], [23], [24], [25], [26]	* 16.9.1850, Arroyo, Puerto Rico	† 8.8.1930, Kolbnitz
Effenberger, Herta, Prof.Dr. „Effenbergerit“	Universität Wien	ab 2001	* 16.12.1954, Wien	
Fechner, Karl	Wien	1985 – 1995	* 9.6.1917, Wien	† 10.8.1998, Wien
Firtsch, Georg, Prof.	TH-Graz, Wien, Triest	1905 – 1909 [27], [28]	* 28.2.1860, Wien	† 20.11.1914, Wien
Fitz, Otto Dipl.Ing.	Wien	1972 – 1981, ab 1996	* 27.1.1930, Wien	
Focke, Friedrich August	Universität Wien	1903 – 1904 [29]	* 27.6.1875, Bad Hall	† 24.8.1904, Wien
Freh, Wilhelm, Dr.	Universität Wien, OÖ Landesmuseum	1955 – 1982 [30]	* 18.2.1910, Wien	† 20.11.1986, Wien
Friedrich, Adolf, Prof.Dr.Ing. „Adolf Friedrich Plakette“	Universität f. Bodenkultur, Wien	1901 – 1909	* 12.2.1852, Mährisch-Trübau, CZ	† 6.9.1931, Wien
Gattnar, Josef, Dr.	Oberberggrath, Brüx	1909 – 1926		† 16.12.1928
Göd, Richard, Mag.Dr.	BPFZ-Arsenal, Wien	1993 – 1998	* 27.3.1946, Zell am See	
Götzinger, Michael, Dr.	Universität Wien	1990 – 1994	* 15.10.1949, Wien	
Haberlandt, Herbert Eduard, Prof.Dr.	Universität Wien	1946 – 1960	* 3.6.1904, Mödling	† 9.6.1970, Wien
Hamilton, Gerhard, Dipl.Ing.Dr.	Universität Wien	1958 – 1972	* 3.12.1917, Mistelbach	† 13.1.1976, Wien
Hammer, Vera M.F., Dr.	Naturhistorisches Museum, Wien	1996 – 2002	* 31.3.1960, Wien	
Harbich, Egon, Dr.	Wien	1929 – 1931		
Heritsch, Haymo, Prof.Dr.	Universität Graz	1954 – 1975 vgl. [4]	* 27.1.1911, Graz	
Höbsch, Josef Emanuel, Prof.Dr.Ing.Dr. h.c. „Höbschit“ in Tetschen ist eine Straße nach ihm benannt	Landwirtschaftliche Akademie Tetschen-Liebwerd, Universität f. Bodenkultur, Wien	1915 – 1932 vgl. [4], [31], [32], [33]	* 26.3.1852, Hummel bei Leitmeritz, CZ	† 4.11.1940, Wien
Himmelbauer, Alfred, Prof.Dr.	Universität Wien	1910 – 1914; 1923 – 1925; 1927 – 1938 [34], [35], [36], [37]	* 6.2.1884, Wien	† 18.4.1943, Wien
Hoinkes, Georg, Prof.Dr.	Universität Graz	1984 – 1997	* 12.11.1946, Innsbruck	
Höller, Helmut, Prof.Dr.	TU-Graz	1984 – 1994	* 23.4.1930, Graz	
Huber, Peter, Mag.	Wr. Neustadt	1976 – 1982	* 12.12.1944, Bad Vöslau	
Jelinek, Friedrich, Dr.	Wien	1983 – 1985	* 15.9.1943, Wien	

Nachname, Vorname, Titel	Wirkungsstätte	Tätigkeitszeitraum, Literatur	Geburtsdatum, Geburtsort	Sterbedatum, Sterbeort
Jesser, Leopold, Ing.		1919 – 1920		
Karabacek, Hans Ritter von, Dipl.Ing. Dr.		1921 – 1938; 1946 – 1963 vgl. [4]	* 5.3.1878, Wien	† 9.6.1963, Wien
Karrer, Felix Ritter von	Naturhistorisches Museum, Wien	1901 – 1903 [38], [39], [40], [41]	* 11.3.1825, Venedig, Italien	† 19.4.1903, Wien
Kiesl, Wolfgang, Prof.Dr.	Universität Wien	1990 – 1995	* 12.1.1936, Wien	
Kirchner, Elisabeth, Prof.Dr.	Universität Salzburg	1984 – 1999	* 7.5.1935, Deutsch-Feistritz	
Klepsch von Roden, Eduard		1901 – 1906	* 31.10.1835, Olmütz, CZ	† 27.9.1909, Untermais/Meran, Italien
Koechlin, Rudolf Ignaz, Dr.HR „Köchlinit“	Naturhistorisches Museum, Wien	1910 – 1932 vgl. [4], [42], [43], [44], [45]	* 11.11.1862, Wien	† 11.2.1939, Wien
Köhler, Alexander, Prof.Dr.	Universität Wien, Universität Posen, TH- Wien	1932 – 1942, 1951 – 1955 [46], [47], [48], [49], [50]	* 26.2.1893, Wien	† 14.12.1955, Wien
Kölbl, Leopold, Prof.Dr.	Universität f. Bodenkultur, Wien, Universität München	1931 – 1934 [51]	* 26.3.1895, Wien	† 25.12.1970, Wien
Koller, Friedrich, Prof.Dr.	Universität Wien	1976 – 1995, ab 2000	* 19.12.1947, Hallein	
Kontrus, Karl, Dipl.Ing.	Wien	1952 – 1975 vgl. [4]	* 15.1.1899, Wörgl	† 30.9.1975, Wien
Kurat, Gero, Prof.Dr.	Naturhistorisches Museum, Wien	1973 – 1988	* 18.11.1938, Klagenfurt	
Kürschner, Konrad, Dr.	Wien	1905 – 1924 [52]	* 1844	† 2.7.1924
Lechner, Adolf, Dr.	Wien	1946 – 1951 vgl. [4]	* 11.9.1875, Wien	† 6.3.1952, Wien
Leitmeier, Hans, Prof.Dr.	Universität Wien	1929; 1935 – 1937, 1951 – 1955 [53]	* 24.10.1885, Wien	† 9.6.1967, Wien
Libowitzky, Eugen, Prof.Mag.Dr.	Universität Wien.	ab 1998	* 26.11.1962, Wien	
Loehr, August Ritter von (Löhr)		1901 – 1917 [54]	* 5.5.1847, Venedig, Italien	† 21.11.1917, Graz
Machatschki, Felix Karl Ludwig, Prof.Dr. „Machatschkiit“ Felix-Machatschki Preis Gedenktafel Arnfels, Steiermark	Universität Tübingen, Universität Wien	1946 – 1969 vgl. [4], [55], [56], [57], [58],[59]	* 22.9.1895, Arnfels	† 17.2.1970, Wien

Nachname, Vorname, Titel	Wirkungsstätte	Tätigkeitszeitraum, Literatur	Geburtsdatum, Geburtsort	Sterbedatum, Sterbeort
Malecki, Gerhard, Dr.	Geologische Bundesanstalt, Wien	1980 – 1986	* 13.3.1944, Wien	
Marchet, Arthur, Prof.Dr.	Universität Wien	1923 – 1928; 1938 – 1945	* 18.9.1892, Innsbruck	† 30.5.1980, Oberalm/Hallein
Medwenitsch, Walter, Prof.Dr.	Universität Wien	1957 – 1977 [60]	* 11.1.1927, Waidhofen/Ybbs	† 1992, Wien
Meixner, Heinrich Hermann (Heinz), Prof.Dr. „Meixnerit“	Universität Graz, Naturhistorisches Museum, Wien, Montanuniversität Leoben, Universität Salzburg	1940 – 1942, 1961 – 1981 vgl. [4], [61], [62], [63]	* 4.11.1908, Graz	† 19.12.1981, Salzburg
Mereiter, Kurt, Prof.Dr. „Mereiterit“	TU-Wien	1987 – 1994	* 9.3.1945, Wien	
Michel, Hermann Wilhelm, Prof.Dr.	Universität Wien, Naturhistorisches Museum Wien	1914 – 1938; 1942 – 1945, 1949 – 1955 [64]	* 8.2.1888, Neustadt an der Tafelfichte, CZ	† 15.10.1965, Purkersdorf
Miller, Christine, Prof. Dr.	Universität Innsbruck	1989 – 1998	* 1.2.1941, Salzburg	
Mirwald, Peter W., Prof.Dr.	Universität Innsbruck	1991 – 1998, ab 2001	* 17.11.1937, München, BRD	
Mogessi, Aberro, Prof.Dr.	Universität Graz	ab 1998	* 26.9.1950, Addis Ababa, Äthiopien	
Moser, Bernd, Dr.	Landesmuseum Joanneum	1991 – 1996	* 23.10.1958, Graz	
Niedermayr, Gerhard, Dr. „Niedermayerit“	Naturhistorisches Museum Wien	1968 – 1991, ab 1998 vgl. [4]	* 16.6.1941, Wien	
Paar, Werner, Prof. Dipl.Ing.Dr.	Universität Salzburg	ab 1996	* 15.9.1942, Salzburg	
Perlep, Franz, Dr.	Wien	1901 – 1924 [65]	* 1841	† 28.6.1924, Wien
Pertlik, Franz, Prof. Dr.	Universität Wien	1990 – 2000	* 17.1.1943, Wien	
Petrakakis, Konstantin, Prof.Dr.	Universität Wien	ab 1999	* 14.12.50, Athen, Griechenland	
Postl, Walter, Dr.	Landesmuseum Joanneum	1983 – 1990	* 2.8.1949, Graz	
Preisinger, Anton, Prof.Dr. „Preisingerit“	TU-Wien	1961 – 1995 vgl. [4]	* 15.2.1925, Wien	
Pronay de Tóth-Próna et Blatniza, Kornelius	Wien	1910 – 1914	* 2.7.1848, Wien	† 16.2.1927
Raaz, Franz Friedrich, Prof.Dr.	Universität Wien, TH-Wien	1930 – 1938, 1943 – 1945, 1953 – 1957 [66],[67]	* 28.10.1894, Neustadt a.d. Tafelfichte, CZ	† 8.10.1973 (10.10.1973), Wien
Raith, Johann, Prof.Dr.	Montanuniversität Leoben	ab 1996	* 14.10.1959, Leoben	
Richter, Wolfram, Prof.Dr.	Universität Wien	1979 – 1989, ab 1996	* 13.12.1938, Villach	

Nachname, Vorname, Titel	Wirkungsstätte	Tätigkeitszeitraum, Literatur	Geburtsdatum, Geburtsort	Sterbedatum, Sterbeort
Rotky, Otto, Dipl.Ing.	Ackerbauministerium, Oberste Bergbehörde, Wien	1910 – 1938, 1946 – 1951 vgl. [4]	* 29.3.1870, Tarvis, Italien	† 22.12.1951, Wien
Sander, Bruno Hermann Max, Prof. Dr.Dr. „Sanderit“ Gedenktafel am Bruno-Sander Haus, Universität Innsbruck	Universität Innsbruck	1955 – 1979 vgl. [4]	* 23.2.1884, Innsbruck	† 5.9.1979, Innsbruck
Santo-Passo, Otto Carl Ehrenfried, Dipl.Ing.Dr.	Oberste Bergbehörde, Wien	1935 [68]	* 18.8.1873, Bautzen, BRD	† 3.9.1949, Solbad Hall
Scharbert, Heinz G., Prof.Dr.	Universität Wien	1962 – 1989	* 1.5.1925, Troppau, Polen	† 29.12.1999, Wien
Schiener, Alfred, Dr.	Naturhistorisches Museum, Wien	1946 – 1962 [69], [70]	* 5.1.1906, Wien	† 23.8.1962, Wien
Scholler, Hubert, Prof.Dr.	Naturhistorisches Museum, Wien	1949 – 1968 [71]	* 11.10.1901, Wien	† 27.4.1968, Wien
Schroll, Erich, Prof. Dr.	BVFA-Arsenal	1961 – 1992	* 8.12.1923, Wiener Neustadt	
Schulz, Oskar, Dr.	Universität Innsbruck	1974 – 1979, 1984 – 1992	* 14.10.1923, Innsbruck	
Sedlacek, Max Adolf Josef, Dr.	Universität Wien	1939 – 1947, 1952 – 1957	* 30.9.1909, Schiltern	
Sigmund, Alois, Prof.Dr.	Niederösterreichisches Landesmuseum, Landesmuseum Joanneum	1903 [72], [73]	* 20.12.1853, Bruck/Mur	† 31.1.1943, Graz
Stark, Michael, Prof.Dr.	Universität Wien, Universität Czernowitz, Universität Prag	1907 – 1910 [74]	* 6.12.1877, Tuschkau, Mies, CZ	† 29.12.1953, Wolkersdorf
Stiny, Josef (auch Stini) Prof.Dipl.Ing.Dr.Dr. „Erinnerungstafel TU Wien“ "Stinygasse", Wien X, Inzersdorf-Stadt	Universität f. Bodenkultur, Universität Graz, TH-Wien	1936 – 1938 [75], [76], [77], [78], [79], [80], [81], [82]	* 20.2.1880, Wappoltenreith	† 28.1.1958, Hinterbrühl
Stumpfl, Eugen Friedrich, Prof.Dr. „Stumpflit“	Montanuniversität Leoben	1977 – 1995 vgl. [4]	* 27.11.1931, München, BRD	
Tausch, Karl Dipl.Ing.Dr.	Leoben	1954 – 1973	* 27.8.1893	
Tertsch, Hermann Julius, Prof.Dr. „Terschit“	Universität Wien	1914 – 1945 vgl. [4]	* 18.2.1880, (19.2.1880), Alt- Petrein/Znaim, CZ	† 14.12.1962, Wien
Tessadri, Richard, Dr.	Universität Innsbruck	ab 1997	* 5.10.1954, Breitenwang/Reute	
Tillmanns, Ekkehart, Prof.Dr.	Universität Wien	1992 – 1997	* 29.1.1941, Münster, BRD	
Trojer, Felix, Prof.Dr.	Montanuniversität Leoben	1964 – 1983	* 12.10.1912, Graz	



Nachname, Vorname, Titel	Wirkungsstätte	Tätigkeitszeitraum, Literatur	Geburtsdatum, Geburtsort	Sterbedatum, Sterbeort
Tschermak, Gustav Edler von Seysenegg, Prof.Dr. „Tschermakit“ „Tschermaks Mineralogisch-Petrographische Mitteilungen (1872-1986)“ Gedenktafel Universität Wien, Arkaden, Wien I "Gustav-Tschermak-Gasse" Gustav von Tschermak-Seysenegg-Preis d.österr.Ak.d.Wi.	Universität Wien	1901 – 1911 vgl. [4], [83], [84], [85], [86], [87], [88], [89], [90], [91] [92], [93]	* 19.4.1836, Littau bei Olmütz, CZ	† 4.5.1927, Wien
Waldmann, Leo, Dr.Priv.Doiz.	Universität Wien, Geologische Bundesanstalt	1938 [94], [95]	* 23.5.1899, Wien	† 3.12.1973, Japans
Walter, Franz, Prof.Dr.	Universität Graz	ab 2001	* 11.12.1952, Graz	
Weinberger, Isidor	Wien	1901 – 1908 vgl. [4]	* 1837, Wien	† 15.8.1915, Wien
Wieden, Paul, Dipl.Ing.Dr.	BVFA Arsenal	1957 – 1990	* 23.1.1917, Wien	† 24.7.2000, Wien
Wieseneder, Hans, Dipl.Ing.Prof.Dr.Dr.	Universität f. Bodenkultur, Universität Wien	1957 - 1992 vgl. [4]	* 24.11.1906, Wien	† 16.2.1993, Wien
Wildner, Manfred, Prof.Mag.Dr.	Universität Wien	1995 – 2000	* 17.10.1962, Wien	
Woletz, Gerda, Dr.		1943 – 1945	* 20.7.1916, Mährisch-Trübau, CZ	
Zemann, Josef, Prof.Dr. „Zemannit“	Universität Göttingen, Universität Wien	1946 – 1947, 1968 – 1988 vgl. [4]	* 25.5.1923, Wien	
Zirkl, Erich, J., Prof.Dr.	Universität Wien, TU-Graz	1959 – 1962 [96]	* 23.4.1923, Wien	
Zobet, Erich, Prof. Dr.	TU-Wien	1995 – 2000	* 19.7.1950, Wien	

## Literatur

- [1] HAMMER, V. M. F. & PERTLIK, F. (2000): Hundert Jahre Verein "Österreichische Mineralogische Gesellschaft" - Geschichte d. Erdwi. in Österr. 2. Symposium, Abstracts, Berichte d. Inst. f. Geol. u. Paläont. d. Karl-Franzens-Univ.Graz, 28-30.
- [2] HAMMER, V. M. F. & PERTLIK, F. (2001a): Hundert Jahre Verein "Österreichische (bis 1947: Wiener) Mineralogische Gesellschaft" (1901 - 2001). - Geschichte der Erdwissenschaften in Österreich (Tagung, 17.-18. November in Peggau), Ber.Geol.BA, (im Druck).
- [3] HAMMER, V. M. F. & PERTLIK, F. (2001b): Ein Beitrag zur Geschichte des Vereines "Wiener Mineralogische Gesellschaft" (27. März 1901 - 24. November 1947). - Mitt. Österr. Miner. Ges., 146, (im Druck).
- [4] HAMMER, V. M. F. & PERTLIK, F. (2001): Ehrentitel und Auszeichnungen, verliehen durch den Verein "Österreichische Mineralogische Gesellschaft" - Mitt. Österr. Miner. Ges. 146, (im Druck).
- [5] NIEDERMA YR, G. (2001a): Private Sammler und ihre Bedeutung für die Mineralogie in Österreich. - Mitt. Österr. Miner. Ges. 146, (im Druck).
- [6] NIEDERMA YR, G. (2001b): Die Bedeutung privater Sammler in der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft (früher Wiener Mineralogische Gesellschaft). - Mitt. Österr. Miner. Ges. 146, (im Druck).
- [7] CERNAJSEK, T., SEIDL, J., ROHRHOFER, A. (2000): Geowissenschaften und Biographik. Auf den Spuren österreichischer Geologen und Sammler (1748–2000). - Österr. Akad. Wien., Österr. Biograph. Lexikon, SR.6, 1-22.
- [8] POSTL, W. (1984): Adolf Alker zum Gedenken. - Mitt. Abt. Miner. Landesmuseum Joanneum, 52, 3-10.
- [9] SALZER, H. (1960): Nachruf Erich Bandl. - Mitt. Geol. Ges., 53, 283-284.
- [10] SCHIENER, A. (1963): Dr. Erich Bandl †. - Ann. Naturhistor. Mus. Wien, 66, 11.
- [11] N.N. (1956–58): Persönliche Erinnerungen an Friedrich Becke anlässlich seines 100. Geburtstages. - TPM, 3.Folge, 6, 1-2.
- [12] BECKE, F. (1920): Bericht des Generalsekretärs. - Almanach Österr. Akad. Wiss., 69, 135-138.
- [13] BECKE, F. (1921): Friedrich Martin Berwerth. - Mitt. Wr. Min. Ges., 81, 4-5.
- [14] MICHEL, H. (1920): Jahresbericht für 1919 (Nachruf Berwerth). Wiener Mineralogische Gesellschaft-Selbstverlag.
- [15] LEITMEIER, H. (1918): Friedrich Berwerth †. - Mitt. Geol. Ges., XI, 253-257.
- [16] STEINER, J. (19??): Friedrich Berwerth. Deutsch-Ungarn. Mitt. Ver. z. Erh. d. Deutschtums in Ungarn, 7.Jg./H. 3-4, 9-10. (keine Jahreszahl!)
- [17] SUESS, F. E. (1918): Friedrich Martin Berwerth †. - Verh. Geolog. RA, 11, 244-247.
- [18] N.N. (1923): Ottokar Freiherr von Buschman. - Mitt. Wr. Min. Ges., 84, 38-39.
- [19] N.N. (1932): Dr. Friedrich Freiherr von Distler †. - Mitt. Wr. Min. Ges., 96, 92.
- [20] MICHEL, H. (1933): Dr. Friedrich Freiherr von Distler. - Zum Gedächtnisse.- Ann. Naturhist. Mus. Wien, 46, 313-318.
- [21] HABERLANDT, H. (1950): Dem Andenken Emil Dittlers. - TPM, 3. Folge, 1, 71-72.
- [22] ANGEL, F. (1930): Cornelius Doelter. - Mitt. Naturwi. Ver. Steiermark, 67, 84-85.
- [23] DINTERER, F. & PERTLIK, F. (1999): Cornelio A. S. Doelter: Ein Wegbereiter für die "Physikalische Chemie" in der modernen Mineralogie. - Beitr. z. Eur. J. Mineral, 11/1, 59.
- [24] DITTLER, E. (1930): Nachruf für C. Doelter. - Centralbl. f. Mineral. u. Paläont., A, 476-477.
- [25] HAMMER, W. (1930): Todesanzeige Cornelius Dölter †. - Verh. GBA, 10, 15-16.
- [26] HIMMELBAUER, A. (1932): C. Doelter. - Almanach d. Akad. Wiss., 81, 314-316.
- [27] BERWERTH, F. (1915): Jahresbericht für 1914. - Mitt. Wr. Min. Ges., Nr. 53-111, 1-5.
- [28] GATTNAR, J. (1914): Georg Firtsch †. - Mitt. Geol. Ges., III.IV

- [29] WAAGEN, L. (1904): Todesanzeige Friedrich August Focke. - Verh. Geolog. RA, 14, 310-311.
- [30] KHIL, M. (1955): Biographisches Lexikon von Oberösterreich. - Oberösterr. Landesverl.
- [31] MICHEL, H. (1941): Prof.Dr. Josef Emanuel Hibsch. Sein Leben und sein Werk. - Mitt. f. Geologie und Erdkunde der Sudetenländer, 12/4, 1-31.
- [32] MICHEL, H. (1941): Zum Gedenken an Prof.Dr. J.E. Hibsch. - Mineral. Petr. Mitt., 53/1-2, 67-84.
- [33] MICHEL, H. (1941): Josef Emanuel Hibsch. - Sonderdr. Sudendeutsche Mh., 3-R0315.
- [34] MARCHET, A. (1943): Dem Gedächtnis Alfred Himmelbauers. - TPM, 55, 3-8.
- [35] RAAZ, F.(1943): Alfred Himmelbauer zum Gedenken. - N. Jb. Min. (A), Mh., 164-167.
- [36] TERTSCH, H. (1944): Alfred Himmelbauer. - Almanach Österr. Akad. Wiss., 93, 202-208.
- [37] WALDMANN, L. (1943-1945): Zur Erinnerung an Alfred Himmelbauer. - Mitt. Geolog. Ges. Wien, 36.-38., 295-296.
- [38] BERWERTH, F. (1903): Zur Erinnerung an Felix Karrer. - Ann. k.k. Naturhist. Hofmus., XVIII, 1-6.
- [39] FUCHS, T. (1903):?Allgemeine Darstellung von Karrers Lebensgang. - Monatsbl. Wiss. Klub Wien, Nr.9.?
- [40] KÜPPER, H. (1959): Österreichs' s Beiträge zur Entwicklung der Mikropaläontologie. - Erdöl Zeitschrift, 75, 114-121.
- [41] TIETZE,? (1903): Felix Karrer †. - Verh. k.k. geol. RA, 9, 163-164.
- [42] KOEHLIN, R. (1932): Mein Lebenslauf. - Schriftl. Aufzeichnung, S2314, NHMW.
- [43] MICHEL, H. (1938): Hofrat R. Koechlin zum 75. Geburtstag. - TPM, 50, 81-86.
- [44] SCHOLLER, H. (19??): Koechlin, Rudolf, Mineraloge. - Österr. Biograph. Lexikon, 16.Lieferung.
- [45] WIESENER, H. (1978): Rudolf Köchlin, Mineraloge, 1862-1939. Nachruf. - In: Neue Deutsche Biographie.- Bayer. Akad. Wiss.
- [46] RAAZ, F. (1958): Alexander Köhler † Worte treuen Gedenkens. - TPM, 3.Folge, 6, 1-12.
- [47] SCHIENER, A. (1956/57): In memoriam Prof.Dr.phil. Alexander Köhler. - Ann. NHMW, 61, 4-7.
- [48] WALDMANN, L. (1957): Alexander Köhler. - Mitt. Geol. Ges., 50, 369-383.
- [49] WIESENER, H. (1966): Alexander Köhler 1893–1955. - Sonderdr. aus: Geschichte der Mikroskopie, III, 253-260.
- [50] WIESENER, H. (1968): Alexander Köhler, Petrograph, Mineraloge, 1893–1955. - In: Neue Deutsche Biographie.- Bayer. Akad. Wiss.
- [51] WIESENER, H. (1970): Leopold Kölbl. - Mitt. Geolog. Ges. Wien, 63, 217-221.
- [52] BECKE, F. (1926): Regierungsrat Dr. Konrad Kürschner. - Mitt. Wr. Min Ges., 87, 1-2.
- [53] ANGEL, F. (1968): Hans Leitmeier. - Almanach Österr. Akad. Wiss., 117, 285-301.
- [54] BECKE, F. (1921): August Ritter von Loehr. - Mitt. Wr. Min. Ges., 81, 3-4.
- [55] BRAGG, W.L. (1965): F. Machatschki. - TPM, III/10, 3.
- [56] HERITSCH, H. (1972): Zum Gedenken Felix Machatschki. - Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 102, 7-9.
- [57] ZEMANN, J. (1970): Felix Karl Ludwig Machatschki †. - Ann. NHMW, 74, 673-674.
- [58] ZEMANN, J. (1971): Felix Karl Ludwig Machatschki †. - Fortschr. Miner., 48/1, 1-8.
- [59] ZEMANN, J. (1971): Felix Karl Ludwig Machatschki. - Mitt. Geol. Ges. Wien, 63, 228-230.
- [60] WEBER, L. (1993): Walter Medwenitsch. - Mitt. Österr. Geol. Ges., 86, 177-179.
- [61] KLEMUN, M. (1998): Werkstatt Natur – Pioniere der Forschung in Kärnten. - Verlag d. Naturwiss. Vereins f. Kärnten.
- [62] RICHTER, W. (1981/82): Vorwort. - Mitt. Österr. Min. Ges., 128, 7-9.
- [63] HADITSCH, J.G. (2000): Ein Besuch auf dem Evangelischen Friedhof Graz – St. Peter: Totengedenken an einige Bergleute und Erdwissenschaftler. - Geschichte der Erdwissenschaften in Österreich (Tagung, 22. Februar in Graz), Ber. Geol. BA, 51, 88-86.
- [64] WIESENER, H. (1987): Hermann Michel zum Gedenken. - Ann. Naturhist. Mus. Wien, 88/A, 253-263.

- [65] BECKE, F. (1926): Dr. Franz Perlep. - Mitt.Wr.Min.Ges., 87, 1-2.
- [66] RAAZ, F.F. (1965): Franz Friedrich Raaz. - Sonderdr. aus d. Festschrift "150 Jahre Technische Hochschule in Wien 1815–1965" Brüder Rosenbaum-Wien.
- [67] WIESENER, H. (1975): Franz Raaz 28.10.1894 – 8.10.1973. - Mitt.Österr.Geol.Ges., 68, 199-202.
- [68] HAASE, A. (1950): Otto Santo Passo gestorben. - Berg- u. Hüttenmännische Mh., 95, 46.
- [69] SALZER, H. (1962): Alfred Schiener. - Mitt.Geol.Ges.Wien, 55, 251-254.
- [70] SCHOLLER, H. (1963): In memoriam Alfred Schiener. - Ann.Naturhistor.Mus.Wien, 66, 1-3.
- [71] KURAT, G. (1969): In memoriam Hubert Scholler. - Ann.Naturhistor.Mus.Wien, 73, 11-13.
- [72] MEIXNER, H. (1944): Nachruf auf Alois Sigmund. - N.Jb.Mineral.Mh., Abt.A, 7-16.
- [73] MOSER, B. (2000): Alois Sigmund (1853–1943) am Grazer Joanneum – Mineraltopograph und Kustos im Geiste Erzherzog Johanns. Geschichte d. Erdwiss. in Österr. 2. Symposium, Berichte d. Inst.f.Geol.u.Paläont.d.Karl-Franzens-Univ.Graz, Bd.I, 51-52.
- [74] LEITMEIER, H. (1954): Michael Stark zum Gedenken. - TMPM, 3.Folge, V, 1-17.
- [75] CLAR, E. (1981): Zum 100. Geburtstag von Josef Stini, Ansprache bei der Eröffnung des 29. Kolloquiums für Geomechanik. - Rock Mechanics.
- [76] GRENGG, H. & KIESLINGER, A. (1972): Josef Stiny-Denkmal. - Mitt.Geol.Ges.Wien, 63, 0-7.
- [77] HÄUSLER, H. (1958): Nachruf für Josef Stini. - Z.Dt.Geol.Ges., 110, 644.
- [78] KIESLINGER, A. (1955): Zum 75. Geburtstag Josef Stini. - Österr. Hochschul-Ztg., 5, 3.
- [79] KIESLINGER, A. (1957): Josef Stiny. - Mitt.Geol.Ges.Wien, 50, 389-430.
- [80] KIESLINGER, A. (1958): Josef Stiny †. - Ann.NHMW, 62, 3-4.
- [81] MÜLLER, L. (1958): Josef Stini †. - Verh.Geol.B.A., Heft I, 1-3.
- [82] SEELMEIER, H. (1958): I. Zum Gedenken Professor Josef Stini †. - Mitt.Naturwi.Ver.f.Stmk., 88, 5-6.
- [83] N.N. (1901): Bericht über die Feier des 40jährigen Docenten-Jubiläums von Gustav Tschermak. - Sonderdr. Verlag der Wr. Mineralogischen Ges., Gottlieb Giestl-Wien.
- [84] N.N. (1927): Das Leichenbegängnis Professors Gustav Tschermak. - Wiener Neueste Nachrichten, 8.5.1927, 6-7.
- [85] N.N. (1927): Tod des Mineralogen Gustav Tschermak-Seysenegg. - Neue Freie Presse, Nr. 22498, 3.
- [86] N.N. (1936): Gustav Tschermak v. Seysenegg zum Gedächtnis. - Reichspost, Nr. 111, 7.
- [87] BECKE, F. (1928): Bericht des Generalsekretärs. - Almanach Österr.Akad.Wiss., 77, 186-195.
- [88] BECKE, F. (1928): Trauerrede für Tschermak. - TMPM, 39/1-2.
- [89] HIMMELBAUER, A. (1927a): Hofrat Dr. Gustav Tschermak † Ein Nachruf. - Reichspost, Nr. 126, 9.
- [90] POKORNY, M. (1927): Erinnerungen an einen Glücklichen. Zum Ableben Professor Tschermaks. - Neues Wiener Tagblatt, Nr. 132, 6.
- [91] REDLICH, K.A. (1936): Zum 100. Geburtstag des Mineralogen Gustav Tschermak v. Seysenegg. - Neue Freie Presse, Nr. 25721, 27.
- [92] SCHOLLER, H. (1966): Gustav Tschermak von Seysenegg 1836–1927. - Sonderdr. aus: Geschichte der Mikroskopie, III, 297-403.
- [93] FRITSCHER, B. (2000): Mineralogie und "Wiener Moderne": Zu Leben und Werk Gustav Tschermaks. - Geschichte d. Erdwi. in Österr. 2. Symposium, Abstracts, Berichte d. Inst. f. Geol. u. Paläont. d. Karl-Franzens-Univ. Graz, 26-27.
- [94] KÜPPER, H. (1974): Leo Waldmann. - Verh. Geol. B.-A., 1, 1-5.
- [95] THIELE, O. (1978): Leo Waldmann. - Mitt. Österr. Geol. Ges., 68, 211-214.
- [96] N.N. (1993): Univ.Prof. Dr. Erich J. Zirkel 70 Jahre. - Lapis, 4, 5.

bei der Redaktion eingegangen: 28. Mai 2001

Manuskript angenommen: 27. Juni 2001

EIN BEITRAG ZUR GESCHICHTE DES VEREINES  
“WIENER MINERALOGISCHE GESELLSCHAFT”  
(27. MÄRZ 1901 – 24. NOVEMBER 1947)

von

**Vera M. F. Hammer<sup>1</sup> & Franz Pertlik<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Naturhistorisches Museum Wien  
Mineralogisch-Petrographische Abteilung, Burgring 7, A-1014 Wien  
<sup>2</sup>Institut für Mineralogie und Kristallographie  
Universität Wien, Geozentrum, Althanstrasse 14, A-1090 Wien

### Summary

*A contribution to the history of the association “Wiener Mineralogische Gesellschaft”  
(March 27, 1901 - November 24, 1947)*

The foundation of the association Wiener Mineralogische Gesellschaft hundred years ago is the impulse for an overview about the growth of this association as well as about activities in the fields of cultivation and stimulation of mineralogy in Austria. A listing of the honorary members and of the honorary chairmen are further topics of this article.

### Zusammenfassung

Die vor einhundert Jahren erfolgte Gründung des Vereines “Wiener Mineralogische Gesellschaft” wird zum Anlaß genommen, einen Überblick über die Entwicklung dieses Vereines sowie über seine Aktivitäten auf dem Gebiet der Pflege und Förderung der Mineralogie in Österreich zu geben. Eine Auflistung von Ehrenmitgliedern und Ehrenvorsitzenden sind weitere Schwerpunkte dieses Artikels.

### Einleitung

Abschnitte der Geschichte dieses Vereines wurden aus Anlaß des 25- und 40jährigen Vereinsjubiläums in Form von Vorträgen behandelt, schriftliche Aufzeichnungen dieser Vorträge existieren nicht. Schriftliche Abrisse der Geschichte des Vereines sind in den beiden Ausgaben des “Mineralogischen Taschenbuches” (LOEHR et al., 1911; HIBSCH et al., 1928) und in einer Festschrift aus dem Jahre 1951 (MICHEL, 1951) wiedergegeben.

Zum 25jährigen Bestehen des Vereines wurde am 26. März 1926 im Hörsaal des Geologischen Institutes der Universität Wien im Rahmen einer Festversammlung von Friedrich Johann Karl Becke über die Gründungsgeschichte und Entwicklung des Vereines berichtet. Ansprachen von Vertretern diverser an der Mineralogie interessierter Organisationen sowie die Verlesung von Glückwunschschriften rundeten die Feier ab (MARCHET, 1926).

Das 40. Vereinsjahr fällt in die Zeit des Zweiten Weltkrieges. In der Haupt- und Monatsversammlung vom 15. Dezember 1941 kündigt Hermann Wilhelm Michel eine Festschrift "Die Entwicklung der Mineralogie im Gebiete des alten Österreich und die Wiener Mineralogische Gesellschaft" an (MEIXNER, 1942). Jedoch erst im Jahre 1951 wird diese Schrift unter ähnlichem Titel im Rahmen einer Festaussgabe der Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft von diesem Autor veröffentlicht (MICHEL, 1951). Darin wird neben der Entwicklung der Mineralogie in den Ländern der Österreichisch-Ungarischen Monarchie auch kurz auf die Geschichte der Wiener Mineralogischen Gesellschaft eingegangen, sowie über die Probleme, mit denen Lehre und Forschung der Erdwissenschaften in den Zeiten seit dem Zerfall der Österreichisch-Ungarischen Monarchie bis hin zum Jahre 1946 konfrontiert waren, berichtet. Hier sei noch auf einen ausführlichen Artikel über die Entwicklung der Mineralogie in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts hingewiesen, in dem jedoch auf das Wirken des Vereines nicht eingegangen wird (MACHATSCHKI, 1953).

Seit seiner Gründung dokumentiert der Verein seine Tätigkeiten in Form von Mitteilungen, in denen neben Vereinsnachrichten auch Kurzfassungen von Vorträgen, Exkursions- und Tagungsberichte sowie Originalarbeiten gedruckt werden. Diese Mitteilungen wurden der periodischen Zeitschrift "Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen" beigeheftet. Eine Zusammenstellung all dieser Veröffentlichungen im weitesten Sinne (Autoren-, Sach- und Ortsverzeichnis) wird aus Anlaß des 50jährigen Vereinsjubiläums in den Vereinsmitteilungen präsentiert (SCHIENER, 1951).

Die Geschichte des Vereines, von der konstituierenden Versammlung am 27. März 1901 bis zur Umbenennung in den Verein "Österreichische Mineralogische Gesellschaft" in der Generalversammlung am 24. November 1947, wird anhand dieser Mitteilungen sowie anhand unveröffentlichter Protokolle vorgestellt. Dabei wird sowohl auf die Verdienste jener Personen hingewiesen, die durch ihre Tätigkeit im Vorstand maßgebend am Aufbau und Fortbestand des Vereines mitgewirkt haben, aber auch auf die wissenschaftlichen Aktivitäten aller Mitglieder im Rahmen der Vereinsziele. Eine Liste der vom Verein geehrten Personen sind weitere Teile dieses Artikels.

## **Historisches**

Sondierende Gespräche von Friedrich Martin Berwerth, seit 1897 Leiter der "Mineralogisch-Petrographischen Abtheilung am k.k. Naturhistorischen Hofmuseum", mit einem an der Mineralogie interessierten Personenkreis bestärkten diesen in seinem Vorhaben, auf vereinsrechtlicher Basis eine Gesellschaft zur Pflege der Mineralogie ins Leben zu rufen. Aus diesem Grund lud Berwerth Personen dieses Kreises zu Beginn des Jahres 1901 in die Räumlichkeiten des Mineralogisch-Petrographischen Universitätsinstitutes zu einer informellen Besprechung ein. Nach BECKE (1901 a) bzw. STEINDACHNER (1902) hat diese erste Sitzung am 21. Jänner 1901 stattgefunden. Neben Berwerth waren anwesend:

Friedrich Johann Karl **Becke**  
Adolf **Friedrich**  
Felix **Karrer**  
Eduard **Klepsch von Roden**

August Ritter **von Loehr**  
Franz **Perlep**  
Gustav **Tschermak**  
Isidor **Weinberger**

Diesem vorbereitenden "Comité" legte von Loehr eine Geschäftsordnung als Grundlage zur Gründung eines Vereines mit der Bezeichnung "Wiener Mineralogische Gesellschaft" vor. In den darauffolgenden zwei Monaten waren vor allem Berwerth, Becke und Tschermak die Initiatoren zur Gründung dieses Vereines. Tschermak war es auch, der die konstituierende Versammlung am 27. März 1901 um 18 Uhr im Stiftersaal des Wissenschaftlichen Klubs im Hause des heutigen Österreichischen Ingenieur- und Architektenvereines (Wien 1, Eschenbachgasse 9) eröffnete (cf. WURZBACH, 1926). An dieser Versammlung nahmen 23 Herren teil, die Präsenzliste aus dem Protokoll ist in Abb. 1 wiedergegeben (BECKE, 1901 b).

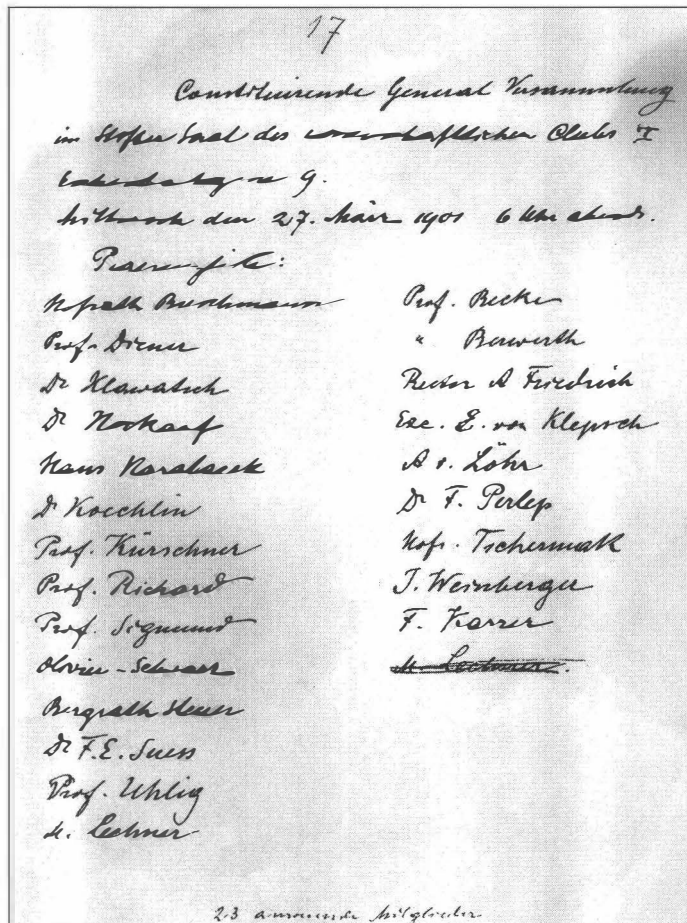


Abb. 1

"Präsenzliste" der konstituierenden Generalversammlung vom 27. März 1901 aus dem ersten Protokollbuch des Vereines.

Auf Antrag von Josef Hockauf, Assistent am Mineralogischen Museum der Universität Wien (EISENBERG, 1893) wurde der Personenkreis der informellen Besprechung "per Acclamation" zum Vorstand des gegründeten Vereines "Wiener Mineralogische Gesellschaft" gewählt (BECKE, 1901 a). In diesem Vorstand fungierte Tschermak als Präsident, von Loehr als Vizepräsident, Becke als Schriftführer und Karrer als Kassier. Wie Becke berichten konnte, hatten zu diesem Zeitpunkt bereits 32 Herren in Wien und 17 Herren außerhalb Wiens einen Beitrittswunsch zu dem neugegründeten Verein angemeldet.

In der ersten ordentlichen Generalversammlung am 13. Jänner 1902 legt der Schriftführer Becke die erste vollständige Mitgliederliste vor und erwähnt, daß von den 119 Mitgliedern 45 ordentliche und 7 außerordentliche in Wien, 67 außerhalb von Wien beheimatet sind (wobei bei letzteren keine Differenzierung, ob ordentlich oder außerordentlich, angegeben ist) (BECKE, 1902 b). Als außerordentliche Mitglieder wurden zum Zwecke der Förderung des wissenschaftlichen Nachwuchses vor allem Studierende der Naturwissenschaften aufgenommen, deren finanzieller Beitrag sehr gering gehalten und in manchen Fällen sogar erlassen wurde.

Die Statuten (LOEHR et al., 1911) bzw. Satzungen (HIBSCH et al., 1928) der Wiener Mineralogischen Gesellschaft sind in den zwei Auflagen des Mineralogischen Taschenbuches aus den Jahren 1911 und 1928 mit gleichem Wortlaut abgedruckt.

Einen Höhepunkt in der Vereinsgeschichte vor dem Ersten Weltkrieg stellt die sechste Tagung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft (DMG) in den Tagen um den 21. September 1913 gemeinsam mit der 85. Versammlung der Gesellschaft Deutscher Naturforscher und Ärzte in Wien dar (SCHEUMANN, 1959). Aus diesem Anlaß verfaßte Becke, zu dieser Zeit auch Vorsitzender der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, gemeinsam mit den Mitgliedern der Wiener Mineralogischen Gesellschaft einen ausführlichen petrographisch-geologischen Führer durch das niederösterreichische Waldviertel (BECKE et al., 1914).

Die Zeit während und nach dem ersten Weltkrieg, gezeichnet von Not und Entbehrung, führte zu einem wissenschaftlichen Niedergang des Vereines. Sein Fortbestand war vor allem dem Wirken von Josef Emanuel Hibschi zu verdanken, der neben seiner Lehrverpflichtung als Professor für Geognosie an der Hochschule für Bodenkultur (nominell im Wintersemester 1920/21 mit der Vorlesung betraut) in den Jahren 1919 und 1920 als Vorsitzender den Verein leitete.

Die wirtschaftliche Situation in Österreich in den Jahren zwischen 1918 und 1938 spiegelt sich auch sehr deutlich in den Aktivitäten des Vereines wieder. Während vor dem Ersten Weltkrieg internationale Kontakte zu den Nachbarländern in Form von Exkursionen und Tagungen üblich waren, beschränkte sich das Vereinsleben danach auf Vorträge und Ausstellungen, bestenfalls auf Besichtigungen von wissenschaftlichen Einrichtungen verschiedener staatlicher Institutionen in Wien. Exkursionen wie nach Deutsch Altenburg - Hainburg (7. Juni 1928), in die Veitsch/Steiermark (6. und 7. Juni 1931) oder in die Umgebung von Persenbeug (30. April und 1. Mai 1933) stellten bereits Höhepunkte im Vereinsleben dar. Hier sei erwähnt, daß sich diese Situation auch in den Jahren bis zur Umbenennung des Vereines im Jahre 1947 nicht geändert hat.

In der Jahresversammlung vom 19. März 1934 werden die Vereinssatzungen geändert (KÖHLER, 1934). Diese sollen (laut Protokoll) nach Genehmigung durch den Magistrat der Stadt Wien (erfolgte im Mai dieses Jahres) allen Mitgliedern zur Kenntnis gebracht werden.



In der Hauptversammlung der Wiener Mineralogischen Gesellschaft vom 17. Jänner 1938 wird, den damals gültigen Statuten entsprechend, in demokratischer Abstimmung ein Vorstand, bestehend aus 12 Herren, gewählt (MEIXNER, 1939). Ohne Formalakt wird der zu Beginn des Jahres 1938 gewählte Vorstand von den seit März 1938 regierenden Machthabern abgelöst und als "Kommissarischer Leiter" Hermann Julius Tertsch bestimmt. In der Hauptversammlung am 26. Juni 1939 wird, den neuen vereinsrechtlichen Bestimmungen entsprechend, Arthur Marchet zum Vorsitzenden gewählt, dem das alleinige Recht zur Ernennung von Vorstandsmitgliedern eingeräumt wird (MEIXNER, 1940). Hier ist zu erwähnen, daß in den Mitteilungen der Wiener Mineralogischen Gesellschaft die oben erwähnten neuen vereinsrechtlichen Bestimmungen nicht abgedruckt wurden.

Marchet beruft folgende Herren in den Vorstand:

Alexander *Köhler*

Heinrich Hermann *Meixner*

Max *Sedlacek*

Hermann Julius *Tertsch*

Anläßlich der Hauptversammlungen in den Jahren 1940 und 1941 finden keine Neuwahlen des Vorsitzenden bzw. des Vorstandes statt. Auf Vorschlag des scheidenden Vorsitzenden Marchet wird in der Hauptversammlung vom 9. März 1942 Michel zum neuen Vorsitzenden des Vereines gewählt und im Protokoll ausdrücklich erwähnt, daß eine Bestätigung dieser Wahl durch die Gauleitung erfolgt ist (WOLETZ, 1943).

Die vom scheidenden Vorsitzenden Marchet mit Vereinsfunktionen betraut gewesenen Personen werden von Michel in ihrer Funktion bestätigt. Lediglich für den zum Wehrdienst bei der Luftwaffe einberufenen und ab 1942 als Wehrgeologe beim Bau von Flugplätzen in Norwegen tätigen Schriftführer Meixner, sowie für den 1942 als Ordinarius für Mineralogie und Petrographie an die neu errichtete Reichsuniversität Posen berufenen Köhler werden Gerda Woletz und Franz Raaz, etwa mit Beginn des Jahres 1943, mit der Fortführung von deren Agenden betraut. Nach den vorliegenden Protokollen ist dies (9. März 1942) die letzte Hauptversammlung vor dem Ende des Zweiten Weltkrieges. Am 20. November 1944 und 4. Dezember 1944 fanden die letzten Monatsversammlungen vor Kriegsende im Hörsaal des Mineralogischen Institutes der Universität Wien statt. Ein kurzer Bericht über die Zeit der letzten Kriegstage wird von Felix Karl Ludwig Machatschki gegeben und ausdrücklich auf den Verlust von Unterlagen und Protokollen des Vereines durch die Kriegseinwirkungen hingewiesen (MACHATSCHKI, 1950).

Nach der bedingungslosen Kapitulation des Großdeutschen Reiches im Mai 1945 bestand nur bei wenigen Vereinsmitgliedern Interesse an einer Weiterführung des Vereines. Trotz widriger Zeitereignisse und einer sich abzeichnenden Zerteilung der Stadt Wien (Zonen Ost-West) konnte auf Betreiben einer Gruppe von Mineralogen aus dem Kreis der Mitarbeiter des Naturhistorischen Museums Wien, der Technischen Hochschule Wien und der Universität Wien eine "Neueröffnungsversammlung" am 11. November 1946 im Hörsaal des Mineralogisch-petrographischen Institutes der Universität Wien stattfinden (HABERLANDT, 1950). In dem Protokoll über diese Versammlung wird allerdings der Neuregelung der Universitätsstruktur etwas vorgegriffen, da die offizielle Zuteilung von Räumlichkeiten an der Universität Wien an die einzelnen Institute erst im Laufe des Jahres 1947, weitestgehend ohne Formalakt, geregelt wird (siehe Vorlesungs-Verzeichnis 1947/48). In dieser Versammlung wurde in geheimer Wahl sowohl ein Vorstand gewählt als auch die am 19. März 1934 beschlossenen Vereinsstatuten als wieder verbindlich erklärt.

Die Generalversammlung vom 24. November 1947 beschloß auf Antrag des am 11. November 1946 gewählten Vorstandes, den Namen des Vereines zu ändern und die Eintragung im Vereinsregister als "Österreichische Mineralogische Gesellschaft" zu beantragen. Der Vorschlag zu dieser Umbenennung wurde bereits in der Vorstandssitzung vom 8. Mai 1947 durch Machatschki eingebracht. Somit hat die "Wiener Mineralogische Gesellschaft" als juristische Person im Sinne des Vereinsrechtes mit diesem Datum zu bestehen aufgehört.

## **Pflege und Förderung der Mineralogie**

### **a) Allgemeines**

In regelmäßigen Monatsversammlungen, ausgenommen während der an der Universität und den Hochschulen vorlesungsfreien Zeit, wurde, meist in den Räumlichkeiten des Mineralogisch-petrographischen Institutes der Universität Wien, das Vereinsleben in Form von Vorträgen, Demonstrationen und Vorstellen von aufgesammelten oder erworbenen Mineralstufen gepflegt. In der Zeit vor 1914 fanden Exkursionen nach Budapest (1902) und Graz (1903) statt, die in ausführlichen Berichten kommentiert wurden (BECKE, 1902 a; 1903). Sammlerexkursionen führten in die nähere und weitere Umgebung Wiens, ab 1908 teils gemeinsam mit der Geologischen Gesellschaft, die sich am 7. Dezember 1907 in Wien konstituierte (ANONYMUS, 1908). Die Themata der Vorträge im Rahmen der Monatsversammlungen waren vor allem durch das persönliche Interesse der Vorsitzenden, aber auch der im Verein tätigen Institutsvorstände geprägt. Vor allem die großen Veränderungen in der Mineralogie durch die Erschließung der Atom-anordnungen in kristallinen Verbindungen (ab etwa 1913) sowie das in der Zeit nach dem Ersten Weltkrieg beginnende Interesse am Experiment, mit einer teilweisen Abkehr von der reinen Beobachtung und Beschreibung, wirkten sich auf die Vortragsthemen aus. Dazu sei ein Beispiel herausgegriffen, welches bereits in einer kleinen Notiz behandelt wurde, nämlich die Berufung Cornelio Doelters an das Institut für Mineralogie der Universität Wien im Jahre 1907. Durch Doelter wurden vor allem die Methoden der klassischen beschreibenden und analysierenden Erdwissenschaften durch die Einführung physikalisch-chemischer Experimente bereichert (DINTERER & PERTLIK, 1999).

### **b) Volksbildung**

In der Zeit vor dem Ersten Weltkrieg ist auch die Mitarbeit der Vereinsmitglieder an der Volksbildung hervorzuheben. Neben Becke, der im Jahre 1901 Gründungsobmann des Volksheimes Ottakring war (FILLA, 1993), ist das Mitwirken der Herren Emil Dittler, Cornelius Doelter, Josef Hibs, Alfred Himmelbauer, Alexander Köhler, Michael Stark und Hermann Tertsch im Rahmen dieser Volksbildung zu erwähnen. (Eine ausführliche Zusammenstellung der angekündigten Vortragsreihen von den obgenannten Personen ist von den Autoren in Zusammenarbeit mit dem "Verband Österreichischer Volkshochschulen" in Planung.)

### **c) Mineralogisches Taschenbuch**

Erwähnenswert sind auch die beiden Auflagen des "Mineralogischen Taschenbuches", die ausschließlich von Vereinsmitgliedern verfaßt und zusammengestellt wurden (LOEHR et al., 1911; HIBSCH et al., 1928).

Die in diesen Werken enthaltene tabellarische Übersicht der Mineralien mit Name, Chemismus, Kristallsystem und acht physikalischen Parametern war eines der umfangreichsten Nachschlagwerke dieser Zeit. Wörtlich zitiert nach Rudolf Koechlin, der diese Tabellen zusammenstellte (in HIBSCH et al. 1928).

*“Die Angaben in der ersten Auflage dieser Zusammenstellungen waren hauptsächlich dem Werke ‘A System of Mineralogy’ von Dana entnommen. In manchen Fällen waren auch die Hand- und Lehrbücher von Bauer, Hintze, Naumann-Zirkel und Tschermak-Becke sowie Chesters Dictionary of the Names of Minerals u. a. m. zu Rate gezogen worden. Dazu kamen jetzt die Mineralogischen Tabellen von Groth und Mieleitner (1921), das Lehrbuch der Mineralogie von Klockmann (1922) und der ‘Third Appendix’ zu Danas System (1915).*

*Fehler in der ersten Auflage dieser Zusammenstellungen sind, soweit sie mir bekannt wurden, richtiggestellt worden. Zahlreiche Änderungen waren durch den Fortschritt der Forschung und Erkenntnis notwendig geworden.*

*Die Angaben über neubeschriebene Mineralien aus den Jahren 1911 bis 1927 wurden den Originalarbeiten entnommen, soweit diese zugänglich waren; vielfach konnten allerdings nur Referate benützt werden.*

#### d) Die Gesteinsnormen

Basierend auf seiner langjährigen Erfahrung als ordentlicher Professor an der “Deutschen Königlich Böhmisches Akademie Tetschen-Liebwerd”, war der spätere Ehrenvorsitzende Hibsich einer der verantwortlichen Mitarbeiter am “Normblatt für natürliche Gesteine” (HIBSCH, 1925; vgl. auch MÜLLER & WATZNAUER, 1940), welches zu Ende des Jahres 1927 aufgelegt wurde. Dieses Blatt bildet die heute zwar modifizierte, aber im Prinzip immer noch gültige Basis für die vom “Österreichischen Normungsinstitut” herausgegebenen Normen für natürliche Gesteine (PERTLIK, 2000).

#### e) Unterricht an Höheren Schulen

In der Monatsversammlung vom 9. März 1942 berichtet der Vorsitzende Michel über Initiativen der Wiener Mineralogischen Gesellschaft, gemeinsam mit der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, zur Wiedereinführung der Fächer “Mineralogie und Geologie” an Höheren Schulen (Realschulen, Gymnasien etc.). Diese Fächer sollten etwa ein Drittel des Unterrichtsfaches “Naturgeschichte” abdecken. Gestützt auf die schon im Jahre 1941 erfolgten dringenden Eingaben der beiden Gesellschaften hatten die Hochschullehrer der Mineralogie im damaligen Deutschen Reich eine Kommission unter Führung von Marchet mit der Ausarbeitung eines begründeten Antrages betraut, Mineralogie und Geologie in die Lehrpläne dieser Schulen aufzunehmen (WOLETZ, 1943). Bedauerlicherweise wurde die Wiedereinführung dieses Faches weder im Deutschen Reich noch bisher in der Bundesrepublik Deutschland realisiert (WEDEPOHL, 1998).

#### f) Mineraliensammler und deren Sammlungen

Von den im Mineralogischen Taschenbuch (LOEHR et al., 1911) angeführten zwanzig bedeutenden Mineraliensammlern in Wien waren siebzehn Mitglieder des Vereines (HUBER & HUBER, 1982). Durch den Zerfall der Österreichisch-Ungarischen Monarchie und der daraus resultierenden Wirtschaftskrise reduzierten sich die bekannten Wiener Privatsammlungen, vor

allem durch Verkäufe ins Ausland, im Jahre 1928 auf acht. Sieben ihrer Besitzer waren Mitglieder des Vereines (HIBSCH et al., 1928). Die Zusammenarbeit der Sammler mit dem an den Universitäten und Museen tätigen Personenkreis gemeinsam in einem Verein stellte eine Symbiose dar, von der beide Gruppen gleichermaßen profitierten. Bedauerlicherweise ist diese Zusammenarbeit durch die Kriegswirren 1939 bis 1945 zum Erliegen gekommen und erst in den Fünfzigerjahren des 20. Jahrhunderts in dem Rechtsnachfolger des Vereines "Österreichische Mineralogische Gesellschaft" durch Hans von Karabacek wieder aktiviert worden (NIEDER-MAYR & PERTLIK, 2000).

### Ehrenmitglieder und Ehrenvorsitzende

Personen, die sich Verdienste um die Pflege der Erdwissenschaften im allgemeinen oder Verdienste um den Verein im speziellen erworben haben, wurden zu Ehrenmitgliedern oder Ehrenvorsitzenden (Ehrenpräsidenten) gewählt. Eine Mitgliedschaft war für diese Auszeichnung keine Notwendigkeit. In Tabelle 1 sind die durch die jeweilige Generalversammlung aufgrund eines Vorschlages des Vorstandes geehrten Personen sowie der Tag ihrer Ehrung aufgelistet. In den Satzungen des Vereines (cf. LOEHR et al., 1911) ist in § 13f die Möglichkeit der Ernennung von Ehrenmitgliedern und korrespondierenden Mitgliedern durch die Generalversammlung geregelt. Im Zeitraum von der Gründung der Vereines bis zu seiner Umbenennung wurde kein korrespondierendes Mitglied gewählt. Über eine mögliche Ernennung zum Ehrenvorsitzenden findet sich erst in den Satzungen vom 17. Mai 1934 eine entsprechende Bestimmung, sehr wohl wurden jedoch drei Personen mit diesem Titel ausgezeichnet (vgl. Tab. 1).

	(A)	(B)
<b>Becke</b> , Friedrich Johann Karl	11.1.1926	19.1.1931
<b>Goldschmidt</b> , Viktor Mordechai*	23.1. 1933	
<b>Hibsch</b> , Josef Emanuel	7.3.1932	14.3.1932
<b>Koehlin</b> , Rudolf Ignaz	7. 11. 1932	
<b>Tschermak</b> , Gustav	7.1. 1907	9.1.1911
<b>Weinberger</b> , Isidor	11.1. 1904	

\* Anmerkung: V. M. Goldschmidt (\* 10.2.1853 in Mainz, † 8.5.1933 in Salzburg) wurde anlässlich der Ausschußsitzung vom 20. März 1905 als Vereinsmitglied aufgenommen (cf. KÖHLER, 1933).

Tabelle 1

(A) Ehrenmitglieder und (B) Ehrenvorsitzende mit dem Tag ihrer Ernennung (in alphabetischer Ordnung).

## Dank

Diese zusammenfassende Arbeit war nur durch die Mithilfe einer großen Anzahl von Personen, die in öffentlichen Dienststellen tätig sind, möglich. Die Autoren danken im speziellen: Barabara Rausch (Universität Graz), Luitgard Cargnel, Christiana Leitgeb (Technische Universität, Graz), Dr. Bernd Moser, Dr. Walter Postl (Landesmuseum Joanneum, Graz), Dr. Franz Brandstätter, Dr. Gerhard Niedermayr, Dr. Robert Seemann, Georg Sverak (Naturhistorisches Museum, Wien), Renate Keller, Mag. Evelyn Plattner (Universität für Bodenkultur, Wien), Dr. Karl Becherer, Dr. Friedrich Koller, Dr. Wolfram Richter, Dr. Erich Schroll, Dr. Josef Zemann, Ing. Wolfgang Zirbs (Universität Wien).

## Literatur

Die Protokolle der Haupt-, Jahres- und Monatsversammlungen ebenso wie die Mitgliederlisten wurden mit Sicherheit vom jeweils amtierenden Schriftführer verfaßt. Obwohl in den meisten Fällen kein Autor für diese Protokolle angegeben wird, sind in der Liste "Literatur" die einzelnen Zitate dem jeweiligen Schriftführer zugeordnet.

- ANONYMUS (1908): Konstituierende Versammlung der Geologischen Gesellschaft in Wien. - Mitt. Geol. Ges. Wien 1, 1-12.
- BECKE, F. (1901 a): Bericht über die constituierende Versammlung. - Tschermaks Min. Petr. Mitt. 20, 261-264 (Mitt. Wiener Miner. Ges. 1,1-4).
- BECKE, F. (1901 b): Wiener Mineralogische Gesellschaft. - Tschermaks Min. Petr. Mitt. 20, 180.
- BECKE, F. (1902 a): Excursion nach Budapest. - Tschermaks Min. Petr. Mitt. 21, 456-459 (Mitt. Wiener Miner. Ges. 8, 53-56).
- BECKE, F. (1902 b): Mitgliederverzeichnis der Wiener Mineralogischen Gesellschaft. - Mitt. Wiener Miner. Ges. 5, V-VIII.
- BECKE, F. (1903): Exkursion nach Graz. 27. - 30. Juni 1903. - Tschermaks Min. Petr. Mitt. 22, 494-496, (Mitt. Wiener Miner. Ges. 14, 46-48).
- BECKE, F., HIMMELBAUER, A., REINHOLD, F. & GÖRGEY, R. (1914): Das niederösterreichische Waldviertel. - Tschermaks Min. Petr. Mitt. 32, 185-246.
- DINTERER, F. & PERTLIK, F. (1999): Cornelio A. S. Doelter: Ein Wegbereiter für die "Physikalische Chemie" in der modernen Mineralogie. - Beitr. z. Eur. J. Mineral. Vol. 11, No 1, 59.
- EISENBERG, L. (1893): Das geistige Wien. Künstler- und Schriftstellerlexikon. - C. Daberkow's Verlag, Wien.
- FILLA, W. (1993): Weltbekannter Mineraloge und Volksbildner. Ein Kurzportrait Friedrich Beckes (1855-1931). Verein z. Gesch. d. Volkshochschulen, Mitt. 4, 17-23.
- HABERLANDT, H. (1950): Neueröffnungsversammlung. - Tschermaks Min. Petr. Mitt. III/1, 78.
- HIBSCH, J. E. (1925): ÖNORM B 3101: Natürliche Gesteine. Begriffe, Beschreibung. Herausgegeben am 1. Dezember 1927 durch: ÖNIG, Österreichischer Normenausschuß für Industrie und Gewerbe, Ges. gesch., Wien III, Lothringerstraße 12.
- HIBSCH, J. E., HIMMELBAUER, A., KOEHLIN, A., MARCHET, A., MICHEL, H. & ROTKY, O. (1928): Mineralogisches Taschenbuch der Wiener Mineralogischen Gesellschaft. Redigiert von J. E. HIBSCH. Zweite, vermehrte Auflage. Verlag von Julius Springer, Wien.
- HUBER, S. & HUBER, P. (1982): Zur Tradition des Mineraliensammelns im Raume Wien. - Mitt. Österr. Miner. Ges. 128, 77-86.

- KÖHLER, A. (1933): V Goldschmidt †. - *Tschermaks Min. Petr. Mitt.* 45, 97 (*Mitt. Wiener Miner. Ges.* 98, 97).
- KÖHLER, A. (1934): Jahres- und Monatsversammlung. - *Tschermaks Min. Petr. Mitt.* 45, 472.
- LOEHR, A. R. v., BECKE, F., KOEHLIN, A. & ROTKY, O. (1911): *Mineralogisches Taschenbuch der Wiener Mineralogischen Gesellschaft*. Redigiert von A.R. v. Loehr. - Im Eigenverlag, Wien I, Universität.
- MACHATSCHKI, F. (1950): Bericht. - *Tschermaks Min. Petr. Mitt.* III/1, 75-76.
- MACHATSCHKI, F. (1953): Die Entwicklung der Mineralogie in den letzten 50 Jahren. - *Mitt. Österr. Miner. Ges.* Sonderheft I, 1-10.
- MARCHET, A. (1926): Festversammlung. - *Mitt. Wiener Miner. Ges.* 88, 25-26.
- MEIXNER, H. (1939): Haupt- und Monatsversammlung. - *Tschermaks Min. Petr. Mitt.* 50, 88-89.
- MEIXNER, H. (1940): Hauptversammlung. - *Tschermaks Min. Petr. Mitt.* 51, 450-451.
- MEIXNER, H. (1942): Haupt- und Monatsversammlung. - *Tschermaks Min. Petr. Mitt.* 54, 190-191.
- MICHEL, H. (1951): Die Mineralogie in Österreich und die Mineralogische Gesellschaft in Wien. - *Mitt. Österr. Miner. Ges.* 112, 1-12.
- MÜLLER, B. & WATZNAUER, A. (1940): Prof. Dr. Josef Emanuel Hibsich. Sein Leben und sein Werk. Firgenwald 12, 193-221.
- NIEDERMAYR, G. & PERTLIK, F. (2000): Hans J. (Ritter von) Karabacek (\* 5.3.1878 † 9.6.1963). Ein später Nachruf. - *Mitt. Österr. Miner. Ges.* 145, 21-33.
- PERTLIK, F. (2000): Josef E. Hibsich (1852-1940): The standardization of natural stones. - *Applied Mineralogy*, Rammilmair et al. (eds). © Balkema Rotterdam. 1029-1030.
- SCHEUMANN, K.-H. (1959): Geschichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft. - *Fortschr. Miner.* 37, 13-20.
- SCHIENER, A. (1951): Autoren-, Sach- und Ortsverzeichnis zu den Mitteilungen 1 bis 111 (1901-1951) der Wiener (seit 1946 Österreichischen) Mineralogischen Gesellschaft. - *Tschermaks Min. Petr. Mitt.* III/2, 453-488 (*Mitt. Österr. Miner. Ges.* 113, 453-488).
- STEINDACHNER, F. (1902): "Notizen". Jahresbericht für 1901. - *Ann. k.k. naturhist. Hofmus.*, 17, 52-53.
- VORLESUNGS-VERZEICHNIS FÜR DAS WINTERSEMESTER 1947/48. Herausgeber: Rektorat der Universität Wien.
- WEDEPOHL, K. H. (1998): Ein Überblick über die Geschichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft von der Gründung bis zu ihrer 75. Jahrestagung. - *Ber. Deutsch. Miner. Ges. (Beih. z. Eur. Mineral. Vol.* 10, 1-11).
- WOLETZ, G. (1943): Haupt- und Monatsversammlung. - *Tschermaks Min. Petr. Mitt.* 55, 286-287.
- WURZBACH, W. (1926): Der Wissenschaftliche Klub 1876-1926. Festschrift zum fünfzigjährigen Jubiläum. Beilage zu Monatsbl. d. Wiss. Klubs i. Wien. Selbstverlag des Wissenschaftlichen Klubs.

bei der Redaktion eingegangen: 10. Januar 2001  
 Manuskript angenommen: 15. Februar 2001

**EHRENTITEL UND AUSZEICHNUNGEN, VERLIEHEN DURCH DEN VEREIN  
“ÖSTERREICHISCHE MINERALOGISCHE GESELLSCHAFT”**

von

**Vera M. F. Hammer<sup>1</sup> & Franz Pertlik<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Naturhistorisches Museum Wien  
Mineralogisch-Petrographische Abteilung, Burgring 7, A-1014 Wien  
<sup>2</sup>Institut für Mineralogie und Kristallographie  
Universität Wien, Geozentrum, Althanstrasse 14, A-1090 Wien

### **Summary**

*Honorary titles and awards of honour, conferred by the association  
“Österreichische Mineralogische Gesellschaft” (Austrian Mineralogical Society)*

This compilation of personal data should be a reminiscence of those scientists honoured by this association. The following titles and awards were conferred to date: honorary member, honorary chairman, the Friedrich-Becke-medal, and the Felix-Machatschki-award.

### **Zusammenfassung**

Diese Zusammenstellung persönlicher Daten soll eine Erinnerung an jene Wissenschaftler darstellen, die durch die Gesellschaft geehrt wurden. Folgende Titel und Zuerkennungen wurden bis heute ausgesprochen: Ehrenmitglied, Ehrenpräsident, die Friedrich-Becke-Medaille und der Felix-Machatschki-Preis.

### **Einleitung**

In den Satzungen des Vereines vom 18. Jänner 1999 [1] werden unter den Punkten 8 und 11 vier Auszeichnungen angeführt, durch die Personen, die sich um die Mineralogie im allgemeinen oder um den Verein im besonderen Verdienste erworben haben, geehrt werden können. Während die Wahl zum Ehrenmitglied bereits in den Gründungsstatuten des Vorgängervereines “Wiener Mineralogische Gesellschaft” verankert war und die Ehrenpräsidentschaft 1934 in die Statuten aufgenommen wurde, sind die Verleihung einer Friedrich-Becke-Medaille, im Jahre 1955 beschlossen, und der, vor allem für junge Wissenschaftler gedachte, Felix-Machatschki-Preis, im Jahre 1995 gestiftet, Ehrungen neueren Datums.

Ein Beschluß des Vorstandes vom 20. März 1970 befreite Ehrenmitglieder, Ehrenpräsidenten und Träger der Becke Medaille von der Zahlung des Mitgliedsbeitrages. In den vorliegenden Ehrentafeln ist das Datum jener Haupt- (General-, Voll-) versammlung angegeben, anlässlich welcher die Ehrung ausgesprochen wurde. Weiters sind die Lebensdaten der Geehrten, soweit sie zweifelsfrei erhebbar waren, angeführt. Eine Ehrentafel der vom Verein Wiener Mineralogische Gesellschaft geehrten Personen ist in einem geschichtlichen Überblick dieses Vereines zu finden [2].

Als Nachsatz eine Erklärung des in Tabelle 2 angeführten Begriffes "MinPet" (= Mineralogen-Petrographen-Treffen): Die Idee zur Abhaltung einer speziellen Tagung der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft welche alle 2 Jahre stattfinden soll, geht auf das Vereinsmitglied Georg Hoinkes zurück, der unter eben dieser Bezeichnung die "MinPet88" als erste derartige Tagung im Juli 1988 in Obergurgl/Tirol ausrichtete.

### **Ehrenmitglieder, Ehrenpräsidenten (= Ehrenvorsitzende)**

In Tabelle 1 sind die mit dieser Ehrung ausgezeichneten Personen mit dem Tag ihrer Ernennung sowie persönlichen Daten angeführt. Die rechtliche Grundlage für den Titel Ehrenpräsident wurde erstmals in den Satzungen der Wiener Mineralogischen Gesellschaft vom 17. Mai 1934 geschaffen. Der Titel wurde aber bereits vor diesem Zeitpunkt im Jahre 1911 an Gustav Tschermak [3-5], 1931 an Friedrich Becke [6-8] und 1932 an Josef Emanuel Hibschi [9, 10] verliehen. Zu Ehrenmitgliedern wurden in diesem Zeitabschnitt Viktor Mordechai Goldschmidt [11, 12], Rudolf Koechlin [13, 14] und Isidor Weinberger [15] ernannt.

### **Träger der Friedrich-Becke-Medaille**

In einer außerordentlichen Vorstandssitzung am 28. November 1955 wird vom Vorsitzenden Alfred Schiener an die anwesenden Herren des Vorstandes Herbert Eduard Haberlandt, Alexander Köhler, Karl Kontrus, Felix Karl Ludwig Machatschki, Franz Friedrich Raaz und Max Sedlacek der Vorschlag herangetragen, anlässlich des 100. Geburtstages von Friedrich Becke eine Festversammlung einzuberufen und in einer außerordentlichen Hauptversammlung am 5. Dezember 1955 die Stiftung einer Friedrich-Becke-Medaille zu beantragen.

Detail aus dem Protokoll (Schriftführer Sedlacek):

*"Außerordentliche Hauptversammlung am 5. Dez. 1955 im Hs. 16 der Wiener Universität*

*1.) Nach Feststellung der Beschlußfähigkeit um 17,45 h (anwesend 34 Mitglieder; berichtete der Vorsitzende Dir Dr. A. Schiener über die bisher getroffenen Maßnahmen zur Ehrung Prof. Fr. Beckes, dessen Geburtstag sich am 31.12. zum 100. Male jährt.*

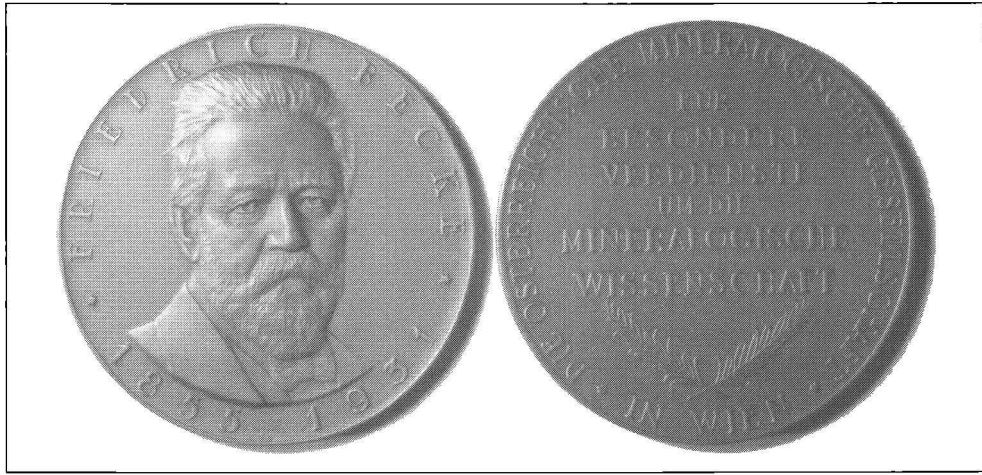
*2. Anschließend stellte er namens des Vorstandes den Antrag auf Stiftung einer Friedr.-Becke-Medaille, mit der in Hinkunft Persönlichkeiten ausgezeichnet werden sollen, die sich um die Gesellschaft oder um die mineralogische Wissenschaft besondere und hervorragende Verdienste erworben haben. Durch die Stiftung soll der Name des großen Forschers, der sich Zeit seines Lebens um die Wiener Mineralogische Gesellschaft in jeder nur möglichen Weise verdient gemacht hat, für immer mit der Gesellschaft verbunden bleiben.*

*Der Antrag wurde nach kurzer Wechselrede einstimmig angenommen."*



(Anmerkung: In diesem Protokoll wird richtig die bis zur Namensänderung 1947 offizielle Bezeichnung des Vereines "Wiener Mineralogische Gesellschaft" verwendet).

In Abb. 1 sind Vorder- und Rückseite der Friedrich-Becke-Medaille wiedergegeben. Die Medaille wurde vom akademischen Bildhauer und Medailleur Arnold Hartig gestaltet. Die Prägestempel sind seit 31.12.1958 der Stempelsammlung des Münzkabinetts des Kunsthistorischen Museums Wien zur Verwahrung überlassen. In Tabelle 2 sind die bis heute geehrten Personen in chronologischer Reihe, dem Datum des Beschlusses der Hauptversammlung entsprechend, angeführt.



*Abbildung 1*

*Vorder- und Rückseite der von der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft verliehenen Friedrich-Becke-Medaille (Bronze, wirkliche Größe: 71 mm Ø).*

### **Empfänger des Felix-Machatschki-Preises**

In der Vorstandssitzung vom 13. Juni 1994 wird vom Vorsitzenden Georg Hoinkes der Vorschlag eingebracht, für junge Wissenschaftler einen Preis für Arbeiten auf dem Gesamtgebiet der Mineralogie zu stiften. Diese Stiftung, mit zwanzig Jahresbeiträgen eines ordentlichen Mitgliedes dotiert, wird in die Statuten des Vereines in der Hauptversammlung vom 23. Jänner 1995 aufgenommen. Am 26.1.1998 wurde der Preis an Ronald Miletich (\*21.6.1967 in Wien), am 18.1.1999 an Rainer Abart (\*30.10.1963 in Mödling/NÖ) verliehen.

### **Dank**

Die Autoren dieses Artikels danken folgenden p.t. Personen für die Hilfe bei der Erhebung von Lebensdaten: Joseph A. Mandarino (Toronto, Kanada), William M. Roberts (Berkeley, USA), Nicolai V. Sobolev (Novosibirsk, Rußland), Brigitte Wildner und Otto Fitz (Wien), Armin Harald Kirfel (Universität Bonn), Richard Tessadri (Universität Innsbruck), Mikhail Marozov (Universität Salzburg), Wolfram Richter und Josef Zemann (Universität Wien).

Tabelle 1

Ehrenmitglieder und Ehrenpräsidenten (= Ehrenvorsitzende, EV) mit dem Datum ihrer Ernennung sowie persönlicher Daten, sofern zweifelsfrei erhebbar.  
Hinweise auf weiterführende biographische Artikel sind in eckigen Klammern angeführt

10.12.1951	Karabacek, Johann (auch Hans J.) Ritter von <sup>(1)</sup>	* 5.3.1878, Wien	† 9.6.1963, Wien	[16], [17]
	Lechner, Adolf <sup>(1)</sup>	* 11.9.1875, Wien	† 6.3.1952, Wien	[18]
	Quensel, Percy Dudgeon <sup>(1)</sup>	* 8.9.1881, Uppsala [19], Marstrand [20]	† 7.3.1966, Stockholm	[19], [20]
	Rotky, Otto <sup>(1)</sup>	* 29.3.1979, Tarvis, Italien	† 22.12.1951, Wien	[21], [22]
19.12.1969	Tertsch, Hermann Julius <sup>(1)</sup> EV	* 18.12.1880, Alt-Petrein, Bezirk Znaim	† 14.12.1962, Wien	[23 - 28]
16.3.1970	Kieslinger, Alois	* 1.2.1900, Wien	† 1.6.1975, Wien	[29 - 31]
14.1.1971	Kontrus, Karl	* 15.1.1899, Wörgl, Tirol	† 30.9.1975, Wien	[32], [33]
28.4.1971	Wieseneder, Hans <sup>(111)</sup> EV	* 24.11.1906, Wien	† 16.2.1993, Wien	[34], [35]
28.1.1974	Angel, Franz	* 1.1.1887, Urfahr bei Linz	† 4.5.1974, Graz	[36 - 38]
	Chudoba, Karl Franz Johann	* 10.9.1898, Wratzow (Vracov), Mähren	† 14.3.1976, Göttingen	[39]
	Clar, Eberhard	* 23.7.1904, Graz	† 7.12.1995, Bad Ischl	[40 - 43]
26.1.1976	Grigoriev (auch Grigoryev), Dimitry Pavlovich	* 29.10.1909, Perm, Rußland		[44]
	Vendel, Miklós	* 8.10.1896, Sopron, Ungarn	† 7.2.1977, Sopron, Ungarn	[45], [46]
25.1.1977	Laves, Fritz-Henning Emil Paul	* 27.2.1906, Hannover	† 12.8.1978, Küsnacht, Kanton Zürich	[47 - 49]
	Niggli, Ernst Heinrich	* 29.9.1917, Wald, Kanton Zürich		
23.1.1978	Heritsch, Haymo	* 27.1.1911, Graz		
	Meixner, Heinrich Hermann (Heinz)	* 4.11.1908, Graz	† 19.12.1981, Salzburg	[50 - 54]
	Schumann, Hilmar Hermann Richard	* 8.11.1902, Potsdam		
19.1.1981	Sobolev, Vladimir Stephanovich <sup>(1v)</sup>	* 30.5.1908, Ingarusk, Rußland	† 1.9.1982, Moskau	
	Strunz, Karl Hugo <sup>(1v)</sup>	* 24.2.1910, Weiden, Bayern		[55]
	Zemann, Josef <sup>(1v)</sup>	* 25.5.1923, Wien		
2.1.1985	Gasser, Georg	* 7.1.1925, Aldein bei Bozen, Italien	† 13.3.1990, Wien	
20.1.1986	Petraschek, Walther Emil	* 11.3.1906, Wien	† 30.10.1991, Wien	[56], [57]
19.1.1987	Jäger, Emilie	* 4.1.1926, Atzelsdorf, Oberösterreich		
22.1.1990	Preisinger, Anton	* 15.2.1925, Wien		
22.1.2001	Niedermayr, Gerhard <sup>(1v)</sup>	* 16.6.1941, Wien		
	Stumpfl, Eugen Friedrich <sup>(1v)</sup>	* 27.11.1931, München		

<sup>(1)</sup> Ernennungen anlässlich des 50. Gründungsfestes des Vereines.

<sup>(11)</sup> Ernennung anlässlich des 80. Geburtstages

<sup>(111)</sup> Ernennung anlässlich des 65. Geburtstages

<sup>(1v)</sup> Ernennungen anlässlich der 59. Jahrestagung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft und Tagung der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft vom 24. August bis 5. September 1981 in Wien [58].

<sup>(1v)</sup> Ernennung anlässlich der „MinPet2001“, in Wien

Tabelle 2

## Träger der Friedrich-Becke Medaille.

5.3.1956	Backlund, Helge Götrik	* 3.9.1878, Dorpat (Tartu), Estland	† 29.1.1958	[59]
	Sander, Bruno	* 23.2.1884, Innsbruck	† 5.9.1979, Innsbruck	[60 - 63]
	Tertsch, Hermann Julius	vgl. Tab.1	vgl. Tab.1	
24.3.1958	Eskola, Pentti Eelis	* 8.1.1883, Honkilahti, Finnland	† 6.12.1964, Helsinki	[64 - 67]
	Frondel, Clifford	* 8.1.1907, New York City		[68], [69]
16.1.1961	Ramdohr, Paul Georg Karl	* 1.1.1890, Überlingen am Bodensee	† 8.3.1985, Hohensachsen bei Heidelberg	[70 - 73]
12.6.1963	Correns, Carl Wilhelm Erich <sup>(i)</sup>	* 19.5.1893, Tübingen	† 29.8.1980, Göttingen	[74 - 77]
	Schaller, Waldemar Theodore <sup>(ii)</sup>	* 3.8.1882, Oakland, Kalifornien	† 28.9.1967, Washington, D. C., USA	[78 - 82]
	Scheumann, Karl Hermann <sup>(ii)</sup>	* 25.2.1881, Metz, Lothringen	† 28.4.1964, Bad Hersfeld	[83], [84]
24.9.1965	Machatschki, Felix Karl Ludwig <sup>(iii)</sup>	* 22.9.1895, Arnfels, Steiermark	† 17.2.1970, Wien	[85 - 88]
16.3.1970	Taylor, William Hodge	* 25.9.1904	† 14.5.1984	[89 - 91]
28.1.1974	Pabst, Adolf	* 30.11.1899, Chicago, USA	† 3.4.1990, Berkeley, USA	[92], [93]
26.1.1976	Fleischer, Michael	* 27.2.1908, Bridgeport, Connecticut	† 5.9.1998, Washington, D. C., USA	[94 - 96]
19.1.1981	Jagodzinski, Heinz Ernst <sup>(iii)</sup>	* 20.4.1916, Aschersleben, Deutschland		
	Winkler, Helmut Gustav Franz <sup>(iii)</sup>	* 3.4.1915, Kiel	† 10.11.1980, Göttingen	[97 - 99]
21.1.1885	Engelhardt, Wolf Jürgen Freiherr von	* 9.2.1910, Dorpat (Tartu), Estland		
19.1.1987	Wondratschek, Hans	* 7.3.1925, Bonn		
23.1.1989	Schreyer, Werner	* 4.11.1930, Nürnberg		
21.1.1991	Wänke, Heinrich <sup>(iv)</sup>	* 5.9.1928, Linz, Oberösterreich		
17.1.1994	Cerny, Petr <sup>(v)</sup>	* 8.1.1934, Brünn, Mähren		
22.1.1996	Trommsdorff, Volkmar <sup>(vi)</sup>	* 17.9.1936, Darmstadt		
18.1.1999	Langer, Klaus <sup>(vii)</sup>	* 25.4.1936, Stettin		
	Seifert, Friedrich Alfred <sup>(vii)</sup>	* 8.5.1941, Dresden		

<sup>(i)</sup> Verleihungen anlässlich der 41. Jahrestagung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft gemeinsam mit der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft vom 2. bis 10. September 1963 in Wien [100].

<sup>(ii)</sup> Verleihung anlässlich des 70. Geburtstages.

<sup>(iii)</sup> Verleihungen anlässlich der 59. Jahrestagung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft gemeinsam mit der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft vom 24. August bis 5. September 1981 in Wien [58]. In diesem Bericht wird die Verleihung der Medaille an H. Jagodzinski nicht erwähnt, da diese erst im Rahmen eines Symposiums am 19.10.1981 überreicht wurde.

<sup>(iv)</sup> Verleihung anlässlich der 69. Jahrestagung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft gemeinsam mit der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft vom 5. bis 15. September 1991 in Salzburg [101].

<sup>(v)</sup> Verleihung anlässlich der „MinPet94“ in Eggenburg, Niederösterreich

<sup>(vi)</sup> Verleihung anlässlich der „MinPet96“ in Schwaz, Tirol

<sup>(vii)</sup> Verleihungen anlässlich der 77. Jahrestagung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft gemeinsam mit der Magyarhoni Földtani Társulat (MFT) und der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft vom 28. August bis 1. September 1999 in Wien („MinWien1999“).

## Literatur

- [1] N. N. (1999): Satzungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft ÖMG. - Mitt. Österr. Miner. Ges. 144, 147-153.
- [2] HAMMER, V. M. F. & PERTLIK, F. (2001): Ein Beitrag zur Geschichte des Vereines "Wiener Mineralogische Gesellschaft" (27. März 1901 - 24. November 1947). - Mitt. Österr. Miner. Ges. 146, (im Druck).
- [3] SCHAFFER, F. X. & DREGER, J. (1917): Geburtstag des Herrn Hofrates Professor Gustav von Tschermak. - Mitt. Geol. Ges. Wien 9, 110-111.
- [4] HIMMELBAUER, A. (1927): † Gustav Tschermak. - Verh. Geol. B.-A., 7, 149-151.
- [5] N.N. (1928): Trauerfeier der Universität anlässlich des Todes von Gustav Tschermak am 25. 11. 1927. - Mitt. Wiener Miner. Ges. 91, 20.
- [6] HIMMELBAUER, A. (1933): Friedrich Becke. - Almanach Akad. Wiss. Wien 82, 290-295.
- [7] TERTSCH, H. (1956): Erinnerungen an Friedrich Becke. - Mitt. Österr. Miner. Ges., Sonderheft 4, 1-32.
- [8] WIESENER, H. (1982): Friedrich Becke und sein Lebenswerk. - Fortschr. Miner. 60, 45-55.
- [9] HIMMELBAUER, A. (1942): J. E. Hibsich. - Almanach Akad. Wiss. Wien 91, 208-210.
- [10] MÜLLER, B. & WATZNAUER, A. (1940): Prof. Dr. Josef Emanuel Hibsich. - Sein Leben und sein Werk. - Firgenwald 12, 193-221.
- [11] HIMMEL, H. (1933): Victor Goldschmidt zum Gedächtnis. - Centralbl. Miner. Geol. u. Paläont., Abt. A. 11, 391-398.
- [12] PALACHE, C. (1934): Memorial of Victor Goldschmidt. - Amer. Min. 19, 106-111.
- [13] HIMMELBAUER, A. (1940): Rudolf Koechlin. - Almanach Akad. Wiss. Wien 91, 208-210.
- [14] TERTSCH, H. (1939): Zur Erinnerung an unser Ehrenmitglied Rudolf Koechlin. - Mitt. Wiener Miner. Ges. 105, 427-428.
- [15] BERWERTH, F. (1914): Isidor Weinberger †. - Tschermaks Min. Petr. Mitt. 33, 520-522.
- [16] NIEDERMAYR, G. & FRANCIS, C. (2000): Die Karabacek-Sammlung im Harvard Mineralogical Museum bei Boston, USA. - Mineralienwelt 11/5, 32-43.
- [17] NIEDERMAYR, G. & PERTLIK, F. (2000): Hans J. (Ritter von) Karabacek (\* 5.3.1878 † 9.6.1963), ein späterer Nachruf. - Mitt. Österr. Miner. Ges. 145, 15-20.
- [18] SMITH, B. (1991): The Mineral Collection of Moritz and Adolf Lechner, Vienna. - Min. Record 22, 433-438.
- [19] RAMDOHR, P. (1967): P. Quensel † 7.3.66. - Fortschr. Miner. 44, 1-3.
- [20] MASON, B. (1968): Memorial of Percy Dudgeon Quensel. - Amer. Min. 53, 590-596.
- [21] N. N. (1950): O. Rotky 80 Jahre. - Berg- und Hüttenm. Monatsh. 95, 107.
- [22] KIESLINGER, A. (1953): Otto Rotky †. - Mitt. Geol. Ges. Wien 44, 281-284.
- [23] KÖHLER, A. (1952): Hermann Tertsch, der Senior der österreichischen Mineralogen. - Karinthin 18, 125-127.
- [24] RAAZ, F. (1962): Hermann Tertsch. - Mitt. Geol. Ges. Wien 55, 255-264.
- [25] RAAZ, F. (1964): Dem Andenken von Hermann Tertsch, Ehrenmitglied der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft. - Fortschr. Miner. 41, 5-8.
- [26] MEIXNER, H. (1965): Abschied von Hermann Tertsch (1880-1962). - Tschermaks Min. Petr. Mitt. 9, 191-194.
- [27] MACHATSCHKI, F. (1965): Hermann Tertsch. - Almanach Österr. Akad. Wiss. 114, 355-360.
- [28] WIESENER, H. (1960): Zum 80. Geburtstag Hermann Tertsch. - Österr. Hochschulzeitung 5, 2.
- [29] EPPENSTEINER, W. (1975): Alois Kieslinger 1.2.1900-1.6.1975. - Mitt. Österr. Geol. Ges. 68, 189-192.
- [30] HORNINGER, G. (1975): Alois Kieslinger. - Verh. Geol. B.-A., Jg. 1975, 201-211.
- [31] CLAR, E. (1977): Alois Kieslinger. - Almanach Österr. Akad. Wiss. 126, 493-500.
- [32] FITZ, O. (1977): In Erinnerung an einen vorbildlichen Sammler. Karl Kontrus, 15.1.1899 - 30.9.1975. - Aufschluß 28, 161-163.

- [33] NIEDERMAYR, G. (1978): In memoriam Karl Konrus. - Ann. Naturhistor. Mus. Wien 81, 657-660.
- [34] ZEMANN, J. (1993): Hans Wieseneder. - Almanach Österr. Akad. Wiss. 143, 381-385.
- [35] RICHTER, W. (1993): Hans Wieseneder 24.11.1906 - 16.2.1993. - Mitt. Österr. Miner. Ges. 138, 257-263.
- [36] MEIXNER, H. (1957): Zum 70. Geburtstag von Univ. Prof. i. R. Dr. Franz Angel. - Karinthin 34, 184-186.
- [37] HERITSCH, H. (1975): Franz Angel zum Gedenken. - Mitt. naturw. Verein Steiermark 105, 7-10.
- [38] HERITSCH, H. (1975b): Franz Angel. - Almanach Österr. Akad. Wiss. 124, 463-475.
- [39] MACKOWSKY, M.-Th. (9177): Karl F. Chudoba. - Fortschr. Miner. 54, 134-140.
- [40] PISTOTNIK, J. (1996): Univ. Prof. Dr. Dr. h.c. mult. Eberhard Clar, 23. Juli 1904 - 7. Dezember 1995. - Jahrb. Geol. B.-A. 132, 145-150.
- [41] DEMMER, W., FRANK, W. & SCHLAGER, W. (1994): Eberhard Clar, 23.7.1904 - 7.12.1995. - Mitt. Österr. Geol. Ges. 87, 121-130.
- [42] KIRCHNER, E. Ch. (1996): Nachruf Eberhard Clar, 1904-1995. - Mitt. Österr. Miner. Ges. 141, 369-376.
- [43] ZÖTL, J. (1996): Eberhard Clar. - Almanach Österr. Akad. Wiss. 146, 435-441.
- [44] GRIGORJEW, T.A. (1999): Grigorjew Dimitri Pawlowitsch. - Materialien zur Biographie von Gelehrten. Ruß. Miner. Ges. (ed.), St. Petersburg (in Russisch).
- [45] WIESENER, H. (1976): Miklós Vendel, 8. 10. 1896-7. 2. 1977. - Mitt. Österr. Geol. Ges. 69, 361-363.
- [46] BOROVIČZÉNY, F. (1977): Prof. Dr. Dr. h. c. Miklós Vendel. - Verh. Geol. B.-A., Wien, 219-224.
- [47] GOLDSMITH, J. R. (1970): Presentation of the Roebling Medal of the Mineralogical Society of America for 1969 to Fritz Laves. - Amer. Min. 55, 541-544.
- [48] LAVES, F. (1970): Acceptance of the Roebling Medal of the Mineralogical Society of America for 1969. - Amer. Min. 55, 545-546.
- [49] JAGODZINSKI, H. (1979): Fritz Henning Laves †. - Fortschr. Miner. 57, 1-6.
- [50] NIEDERMAYR, G. (1982): Heinz Meixner und seine Bedeutung für die mineraltopographische Forschung in Österreich. - Mitt. Österr. Miner. Ges. 128, 7-9.
- [51] WIESENER, H. (1982): Heinz Meixner 1908-1981. - Carinthia II, 172/92., 7-30 (mit einem Verzeichnis der Veröffentlichungen von J. Mörtl).
- [52] TENNYSON, CH. (1983): Heinz Meixner † (1908-1981). - Fortschr. Miner. 61, 7-8.
- [53] PFAFFL, F.A. (1986): Memorial of Heinz Meixner, November 4, 1908 - December 19, 1981. - Amer. Min. 71, 1051-1052.
- [54] WENINGER, H. (1982) Univ. Prof. Dr. Heinz Meixner. - Die Eisenblüte 3/5, 4-5.
- [55] N. N. (2000): Hugo Strunz zum 90. Geburtstag am 24. Februar 2000. - Lapis 25/2, 5-6.
- [56] METZ, K. (1977): Walther Emil Petraschek. - Zum siebzigsten Geburtstag. - Berg- u. Hüttenm. Monatsh., 122/2a, 1-4.
- [57] POHL, W. (1992): Walther Emil Petraschek, 11.3.1906 - 30. 10. 1991. - Mitt. Österr. Geol. Ges. 85, 241-248.
- [58] WIMMENAUER, W. & PHILIPSBORN, H. v. (1982): Bericht über die 59. Jahrestagung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft und Tagung der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft vom 24. August bis 5. September 1981 in Wien. - Fortschr. Miner. 60, 13-20.
- [59] LUNDEGÅRDH, P. H. (1958): Helge G. Backlund. - Geol. Fören. i Stockholm Förhand. 80, 488-491.
- [60] WIESENER, H. (1980): Bruno Sander, 32.2.1884 - 5.9.1979. - Mitt. Österr. Geol. Ges. 73, 261-265.
- [61] KLEBELSBERG, R. v. (1954): Prof. Dr. Bruno Sander und die Universität Innsbruck. - Tschermaks Min. Petr. Mitt. 4, 1-6.
- [62] WIESENER, H. (1981): Bruno Sander. - Almanach Österr. Akad. Wiss. 130, 315-319.
- [63] GOLLER, P. & OBERKOFER, G. (1990): Mineralogie und Geologie an der Leopold-Franzens-Universität Innsbruck (1867 - 1945). - Innsbrucker Hist. Stud. 12/13, 227-286.
- [64] CORRENS, C. W. (1966): Pentti Eskola, 8.1.1883 - 6.12.1964. - Fortschr. Miner. 43, 7-9.

- [65] BARTH, T. W. F. (1965): Professor Pentti Eskola. - Norsk Geol. Tidsskift 45, 297-302.
- [66] MIKKOLA, T. (1989): Memorial of Pentti Eskola. - Amer. Min. 53, 544-548.
- [67] MARMO, V & OKKO, M. (1965): Pentti Eskola 1883-1964. - Bull. Comm. Geol. Finlande 218, XIX-LIII.
- [68] BUERGER, M. J. (1965): Presentation of the Roebling Medal to Clifford Frondel. - Amer. Min. 50, 530-532.
- [69] FRONDEL, C. (1965): Acceptance of the Roebling Medal of the Mineralogical Society of America. - Amer. Min. 50, 533.
- [70] FISHER, D. J. (1962): Presentation of the Roebling Medal to Paul Ramdohr. - Amer. Min. 47, 427-430.
- [71] RAMDOHR, P. (1962): Acceptance of the Roebling Medal. - Amer. Min. 47, 430-433.
- [72] ZEMANN, J. (1986): Paul Ramdohr. - Almanach Österr. Akad. Wiss. 135, 353-356.
- [73] SCHREYER, W. (1986): Memorial of Paul Ramdohr, January 1, 1890 - March 8, 1985. - Amer. Min. 71, 839-840.
- [74] ARRHENIUS, G. (1977): Presentation of the Roebling Medal of the Mineralogical Society of America for 1976 to Carl W. Correns. - Amer. Min. 62, 603-604.
- [75] CORRENS, C. W. (1977): Acceptance of the Roebling Medal of the Mineralogical Society of America for 1976. - Amer. Min. 62, 604-605.
- [76] HOEFS, J. (1982): Memorial of Carl Wilhelm Correns, May 19, 1893 - August 29, 1980. - Amer. Min. 67, 399-400.
- [77] ENGELHARDT, W. v. (1981): Carl Wilhelm Correns †. - Fortschr. Miner. 59, 1-12.
- [78] LARSEN, E. S. (1939): Presentation of the second Roebling Medal of the Mineralogical Society of America to Waldemar T. Schaller. - Amer. Min. 24, 53-58.
- [79] HOOKER, M. (1953): Bibliography of Waldemar Theodore Schaller (through 1953). - Amer. Min. 38, 1276-1283.
- [80] HOOKER, M. (1963): Ten-year supplement to the bibliographies of Clarence S. Ross and Waldemar T. Schaller. - Amer. Min. 48, 1410-1412.
- [81] FAHEY, J. J. (1953): Waldemar T. Schaller. - Amer. Min. 38, 881-882.
- [82] FAHEY, J. J. (1969): Memorial of Waldemar Theodore Schaller August 3, 1882 - September 28, 1967. - Amer. Min. 54, 638-642.
- [83] EIGENFELD, R. (1963): Karl Hermann Scheumann zum 80. Geburtstag. - Tschermaks Min. Petr. Mitt. 8, 1-12.
- [84] HENTSCHEL, H. (1966): Karl Hermann Scheumann †. - Fortschr. Miner. 42, 189-196.
- [85] HERITSCH, H. (1970): Felix Machatschki. (Nachruf mit Schriftenverzeichnis). - Almanach Österr. Akad. Wiss. 120, 330-344.
- [86] ZEMANN, J. (1971): Memorial of Felix Karl Ludwig Machatschki (1895-1970). - Amer. Min. 56, 698-706.
- [87] ZEMANN, J. (1971): Felix Karl Ludwig Machatschki †. - Tschermaks Min. Petr. Mitt. 15, 1-13.
- [88] PERTLIK, F. (200): Zum Gedenken an Karl Ludwig Felix Machatschki. - Joanea Min. 1, 87-89.
- [89] SMITH, J. V. (1980): Presentation of the Roebling Medal of the Mineralogical Society of America for 1979 to W. H. Taylor. - Amer. Min. 65, 578-579.
- [90] TAYLOR, W. H. (1980): Acceptance of the Roebling Medal of the Mineralogical Society of America for 1979. - Amer. Min. 65, 579-581.
- [91] N. N. (1984): Dr. W. H. Taylor. - BCA-Crystallography News 8, 6-7.
- [92] CAMPBELL, I. (1966): Presentation of the Roebling Medal to Adolf Pabst. - Amer. Min. 51, 548-552.
- [93] PAPST, A. (1966): Acceptance of the Roebling Medal of the Mineralogical Society of America. - Amer. Min. 51, 552-554.
- [94] INGERSON, E. (1976): Presentation of the Roebling Medal of the Mineralogical Society of America for 1975 to Michael Fleischer. - Amer. Min. 61, 508-510.
- [95] FLEISCHER, M. (1976): Acceptance of the Roebling Medal of the Mineralogical Society of America for 1975. - Amer. Min. 61, 510-512.
- [96] MANDARINO, J. A. (1999): Memorial: Michael Fleischer 1908-1998. - Min. Rec. 30, 3-4.

- [97] BREHLER, B. (1981): Helmut G.F. Winkler †. - Fortschr. Miner. 59, 13-21.
- [98] NITSCH, K.-H. (1982): Memorial of Helmut G. F. Winkler, April 3, 1915 - November 10, 1980. - Amer. Min. 67, 410-412.
- [99] ZEMANN, J. (1983): Helmut Gustav Franz Winkler. - Almanach Österr. Akad. Wiss. 132, 321-325.
- [100] NN. (1964): Bericht über die 41. Jahrestagung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft vom 2. 10. September 1963 in Wien. - Fortschr. Miner. 41, 137-142.
- [101] FRIEDRICH, G. & KROLL, H. (1992): Bericht über die Gemeinschaftstagung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft (69. Jahrestagung) und der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft vom 5. bis 15. September 1991 an der Paris Lodron Universität Salzburg. Ber. Deutsch. Min. Ges. (Beih. z. Eur. J. Mineral. 4), III-X.

bei der Redaktion eingegangen: 1. Mai 2001  
Manuskript angenommen: 5. Juni 2001





**DIE BEDEUTUNG PRIVATER SAMMLER IN DER  
ÖSTERREICHISCHEN MINERALOGISCHEN GESELLSCHAFT  
(FRÜHER WIENER MINERALOGISCHE GESELLSCHAFT)**

von

**Gerhard Niedermayr**

Naturhistorisches Museum Wien

Mineralogisch-Petrographische Abteilung, Burgring 7, A-1010 Wien

Schon traditionell stellen mineralogisch interessierte Laien und Sammler einen wesentlichen Teil der Mitglieder der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft (früher Wiener Mineralogische Gesellschaft). Das was früher üblich war ist im Laufe der Jahre zu einer Herausforderung besonderer Art des Vereinslebens geworden. Die Österreichische Mineralogische Gesellschaft versteht sich heute als wissenschaftliche Fachgesellschaft. Doch diesem Selbstverständnis zum Trotz stellen auch heute noch private Sammler und an der Mineralogie interessierte Laien einen großen Teil der Mitglieder dieser Gesellschaft. Solche Leute mögen mehr oder weniger erwünschte und verlässliche Beitragszahler sein, aber sind sie nicht auch ein wichtiger Bestandteil eines die Interessen der Mineralogie fördernden Vereinsgeschehens ?

Es gibt bis heute wenige Sammler, die auch Mitglieder der Gesellschaft waren, die aus den verschiedensten Gründen Eingang in das mineralogische Fachschrifttum gefunden haben. Ein glücklicher Zufall hat es ermöglicht, dass erst kürzlich durch NIEDERMAYR & PERTLIK (2000) der vermutlich bedeutendste Wiener Sammler, Hans Karabacek, in einer Schrift entsprechend gewürdigt werden konnte. Karabacek (1878–1963) war Gründungsmitglied der Gesellschaft und er hat sich, soweit es seine beruflichen Verpflichtungen erlaubten, am Vereinsleben aktiv beteiligt. So manche Vereinsmitteilung legt davon Zeugnis ab. Seine bedeutende Sammlung gelangte in der Zwischenkriegszeit an die Universität Harvard und stellt hier auch heute noch einen nicht unwesentlichen Teil der öffentlich zugänglichen Schausammlung dar (NIEDERMAYR & FRANCIS, 2000). Karabacek war nicht nur mit vielen Fachleuten, Museumskuratoren und Universitätsangehörigen sowie Mineralienhändlern und anderen Sammlern des In- und Auslandes in Kontakt, sondern er bekleidete in der Wiener Mineralogischen Gesellschaft auch verschiedene Vorstandsfunktionen, war 2. Vorsitzender (für die Vereinsjahre 1935 und 1936) sowie 1. Vorsitzender im Vereinsjahr 1937 und seit 1951 auch Ehrenmitglied der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft. Mit dem sehr bedeutenden deutschen Sammler Richard Baldauf (1848–1931) in Dresden stand er im Wettstreit bei der Erwerbung so mancher Mineralstufe, was dem einen oder anderen Händler mitunter in arge Bedrängnis brachte, da jeder der Beiden die besten Stücke eines neuen Fundes für sich reklamierte (freundl. briefl. Mitteilung Dr. Klaus Thalheim, Dresden).

Karabacek hat im Laufe der Zeit, hauptsächlich aber offenbar erst nach dem 1. Weltkrieg, so nach und nach Teile bedeutender österreichischer Sammlungen erworben, wie z.B. von Weinberger, Gentoich, Miller von Aichholz und anderen.

Auch Isidor Weinberger war, wie Karabacek, Gründungsmitglied der Wiener Mineralogischen Gesellschaft und neben Klepsch von Roden, August von Loehr, Franz Perlep u. a. Vertreter der Sammler in der "constituierenden Generalversammlung" der Gesellschaft am 27. März 1901 (frdl. Mitt. Prof. Dr. F. Pertlik, Wien). Weinberger (1838–1915) war zunächst Beamter der Domänenverwaltung der ungarischen Werke der Staatseisenbahn-Gesellschaft und arbeitete in dieser Gesellschaft in frühen Jahren in Dognaczka im Banat. Sein Interesse für die Mineralvorkommen des Banat war Anlaß zur Anlage einer Sammlung, die er dann später wieder in Wien ständig erweiterte. Um die Jahrhundertwende galt seine Sammlung als die beste Privatsammlung der Monarchie. Der Kustos an der Mineralogisch-Petrographischen Abteilung des k.k. Hofmuseums in Wien, Rudolf Koechlin, betreute die Sammlung Weinbergers ab 1902. Das Museum verdankte Weinberger eine Reihe von großzügigen Spenden. So etwa eine mehrere hundert Kilogramm schwere Amethyst-Stufe aus der Serra do Mar in Brasilien und eine größere Zahl von Meteoriten. Auch die Universität wurde von ihm mit einer namhaften Spende bedacht. Die Gesellschaft ernannte ihn 1904 zu ihrem Ehrenmitglied, bis 1909 war er im Vorstand der Gesellschaft. Seine Sammlung wurde um 1925 vom Mineralienhändler Elias Gabriel um S 100.000,- (das entspräche heute einem Wert von ca. 3.000.000,- ATS) angekauft und zersplittert (BURGHARDT, 1949).

August Ritter von Loehr (1847–1917) ist ein weiterer Vertreter aus dem Kreis der Sammler, der schon im Proponenten-Komitee zur Gründung der Wiener Mineralogischen Gesellschaft aufscheint, ja sogar "Vizepräsident der vorbereitenden Geschäftsführung bei der Constituierung der Gesellschaft" ist. Er wird auch immer wieder neben dem Direktor der Mineralogisch-Petrographischen Abteilung am Hofmuseum, Friedrich Berwerth, als eigentlicher Urheber der Gründung der Gesellschaft genannt. Loehr war Architekt und angesehener Fachmann des Eisenbahnwesens, beschäftigte sich in seiner Freizeit u.a. aber auch sehr intensiv mit Edelsteinen, deren Vorkommen, Imitationen und Fälschungen. Insbesondere in den Jahren nach der Gründung der Gesellschaft hielt er eine große Zahl von Vorträgen über verschiedene Mineralvorkommen und über sein Spezialgebiet, die Edelsteinkunde. So berichtet er etwa bereits in der ersten Vortragsveranstaltung nach der Gründung der Gesellschaft, am 6. Mai 1901, über "Korund als Edelstein". Seine große Edelstein- und Schmucksteinsammlung wird dann später vom Wiener Museum erworben und bildet hier bis zu einem gewissen Grad auch heute noch den Grundstock der Edelstein-Lehrsammlung. Auf Initiative von Loehr wurde 1911 auch das "Mineralogische Taschenbuch" von der Gesellschaft herausgegeben – eine Fundgrube von Informationen zur Mineralogie, insbesondere Österreichs, über historische Zusammenhänge und über Sammlungen und Mineralienhandlungen der damaligen Zeit. Loehr ist von 1901 bis zu seinem Tod 1917 im Vorstand der Gesellschaft, deren Präsident er in den Vereinsjahren 1903 und 1904 war.

Mit Feldmarschall-Leutnant und k.u.k. wirklichen Geheimen Rat Eduard Klepsch von Roden (1835–1909) und Rechtsanwalt Dr. Franz Perlep (1842–1924) sind zwei weitere Vertreter der Sammler im ersten Vorstand der Wiener Mineralogischen Gesellschaft zu nennen. Beide traten im Gegensatz zu Loehr nicht als Vortragende in Erscheinung, stellten aber bei Vorträgen

bereitwillig Anschauungsmaterial aus ihren Sammlungen zur Verfügung. Sie folgten dabei dem Aufruf Loehr's, der schon in der Gründungsversammlung die Besitzer privater Mineraliensammlungen auffordert, diese den an der Mineralogie interessierten Mitgliedern zugänglich zu machen. Und in der Tat, blättert man die Vereinsnachrichten in den Mitteilungen der Wiener Mineralogischen Gesellschaft aufmerksam durch, so besticht das aktive Engagement der privaten Sammler am Vereinsgeschehen. Vor allem an den im Zuge eines Fachvortrages früher so beliebten Ausstellungen haben sich private Sammler immer wieder mit Beispielen aus ihren Kollektionen beteiligt; neben den Universitätsinstituten und dem k.k. Naturhistorischen Hofmuseum finden wir hier Namen wie Buschmann, Klepsch, Kürschner, Lechner, Loehr, Perlep, Schwarz und Sigmund. Auch Weinberger und Karabacek sind in den entsprechenden Mitteilungen immer wieder genannt. Ausstellungen im Zuge von Vortragsveranstaltungen werden auch in späterer Zeit, nach dem 2. Weltkrieg, noch von verschiedenen Mitgliedern beschickt. Vor allem Dipl.Ing. Karl Kontrus, Dipl. Ing. Robert Metzger und Prof. Dr. Hermann Sigmund sind in diesem Zusammenhang zu nennen.

Einer, der sich besonders aktiv bei den Ausstellungen beteiligt, ist Regierungsrat Prof. Dr. Konrad Kürschner (1845–1924), der, zunächst Gründungsmitglied, ab 1905 im Vorstand aufscheint und hier bis zu seinem Tod 1924 der Gesellschaft mit Rat und Tat zur Verfügung steht. Er ist Angehöriger des Lehrerstandes, Gymnasialprofessor und klassischer Philologe. Die Mineralogie ist für ihn gewissermaßen ein Ausgleich zu seiner beruflichen Verpflichtung.

Auch Ottokar Freiherr von Buschmann (1854–1921) war einige Jahre im Vorstand der Wiener Mineralogischen Gesellschaft und in den Vereinsjahren 1907 und 1908 2. Vizepräsident. In seiner Eigenschaft als Beamter der Abteilung für Salinenwesen im Finanzministerium war es vermutlich er, der den Sammlungen des Hofmuseums und der Universität die prächtigen Steinsalzstufen aus dem Salzbergbau von Wieliczka (heute Polen) vermittelte.

Ein weiterer sehr aktiver Vertreter der Sammler im Vorstand der Wiener Mineralogischen Gesellschaft war Dr. Friedrich Freiherr von Distler, der – seit 1905 Mitglied der Gesellschaft – ab 1927 bis zu seinem Tod im Jahr 1932 die Interessen der privaten Mineraliensammler in diesem Gremium wahrnimmt. In den Vereinsjahren 1931 und 1932 ist er sogar Präsident der Gesellschaft. Distler war Ministerialrat im Bundesministerium für Finanzen und sammelte vorwiegend Mineralien Niederösterreichs und Granate verschiedenster Vorkommen. Er hielt engen Kontakt mit den Kustoden an der Mineralogisch-Petrographischen Abteilung des Naturhistorischen Museums in Wien und war auch Korrespondent dieser Institution. Seine Sammlung gelangte inklusive des schönen Sammlungskastens als "Dr. Friedrich (Freiherr von) Distler-Vermächtnis" an das Naturhistorische Museum, wurde hier allerdings gegen seinen letzten Willen nicht geschlossen verwahrt sondern in die allgemeine systematische Schau- und Ladensammlung integriert. Der Kasten selbst ist noch heute in Verwendung.

Eine Sonderstellung in unserer Betrachtung nimmt Dipl.-Ing. Dr. Otto Rotky (1870–1951), Sektionschef und Leiter der obersten Bergbehörde Österreichs nach dem 1. Weltkrieg, ein. Er absolvierte zunächst das Studium der Rechte in Wien und schloß dieses mit allen drei Staatsprüfungen ab. Nebenbei besuchte er aber auch naturwissenschaftliche Vorlesungen, insbesondere auf dem Gebiet der Botanik und Mineralogie.

Nach seinen Studien an der Wiener Universität absolvierte er die Bergakademie in Leoben, die er als Bergingenieur verließ. Bereits 1895 trat er in den staatlichen Bergdienst ein. Seiner Vielseitigkeit Rechnung tragend wurde er schon 1904 an die oberste Bergbehörde nach Wien berufen. Rotky ist zweifellos nicht als Sammler zu bezeichnen, doch hielten ihn seine beruflichen Verpflichtungen als allseits anerkannten und geschätzten Montanbeamten der österreichisch-ungarischen Monarchie in engem Kontakt zu den Erdwissenschaften. So ist er Gründungsmitglied der Wiener Geologischen Gesellschaft (1907) und scheint bereits im Vereinsjahr 1910 auch im Vorstand der Wiener Mineralogischen Gesellschaft auf. In den Jahren 1927 und 1928 ist er 1. Vizepräsident und in den Vereinsjahren 1929 und 1930 sogar Präsident der Gesellschaft. Rotky ist auch wesentlich an der 1928 erfolgten Neuauflage des damals schon lange vergriffenen Mineralogischen Taschenbuches beteiligt; er zeichnet dabei verantwortlich für eine Zusammenstellung der Bergbaue Österreichs. Rotky ist bis Anfang 1938 im Vorstand, der aber im März 1938 aufgrund der geänderten politischen Verhältnisse aufgelöst und durch ein vierköpfiges Gremium unter der kommissarischen Leitung von H. Tertsch neu konstituiert wird. Trotzdem ist es wieder Otto Rotky, der zusammen mit dem uns schon bestens bekannten Sammler Hans Karabacek einen weiteren unermüdlichen Förderer der Mineralogie Österreichs, Herrn Hofrat Dr. Adolf Lechner, bei der Organisation der am 10. Oktober 1946 einberufenen provisorischen Vorstandssitzung der Wiener Mineralogischen Gesellschaft unterstützt. An dieser Sitzung, die der Erstellung eines neuen Vorstandes dient, nehmen außer den Genannten auch die Fachwissenschaftler Dr. Herbert Haberlandt, Prof. Dr. Felix Machatschki, Dr. Alfred Schiener, Dr. Max Sedlacek und Dr. Josef Zemann teil. Aufgrund ihrer Verdienste um die Mineralogie Österreichs im allgemeinen und um die Wiener bzw. Österreichische Mineralogische Gesellschaft bei der Neukonstituierung werden Sektionschef Rotky und Hofrat Lechner im Jubiläumsjahr 1951 zu Ehrenmitgliedern der Gesellschaft ernannt.

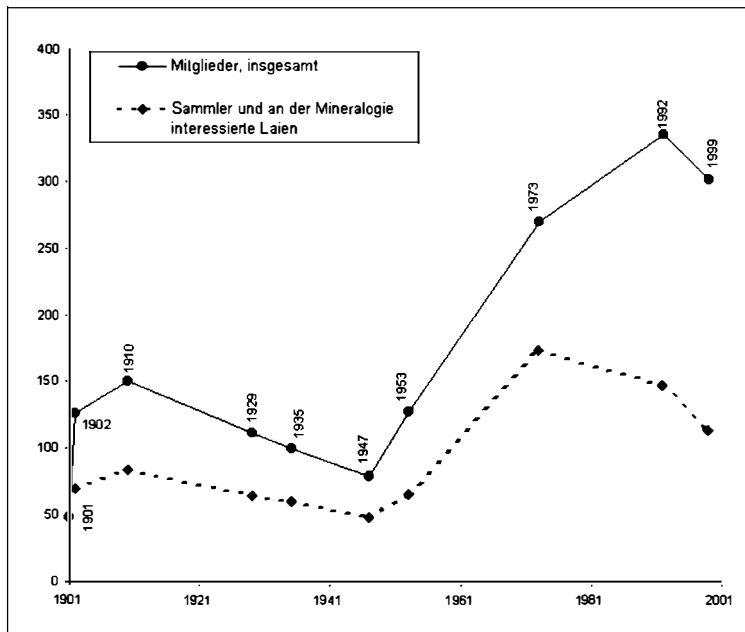


Abb. 1  
Entwicklung der Mitgliederbewegung von 1901 bis 1999, aufgeschlüsselt nach Gesamt-Mitgliederzahl und Anteil der Sammler und interessierten Laien auf Basis verfügbarer Mitgliederlisten.

Das Verhältnis von privaten Sammlern und Fachwissenschaftlern hat sich auch nach dem 2. Weltkrieg zunächst nur unmerklich zu Gunsten der wissenschaftlich arbeitenden Mitglieder verschoben. Die Ausweitung der Tätigkeit der Gesellschaft auf das gesamte Bundesgebiet trägt 1947 die Umbenennung in Österreichische Mineralogische Gesellschaft Rechnung, wenn auch vorerst Vortragsveranstaltungen nur in Wien abgehalten werden. Erst ab den 80er-Jahren werden auch die anderen Universitätsstädte in das Vortragsprogramm stärker eingebunden und damit auch eine gewisse Schwerpunktverlagerung auf rein wissenschaftliche Zielsetzungen vollzogen. Schon einige Jahre vorher sind im gesamten Bundesgebiet Mineraliensammler-Vereine gegründet worden, die unabhängig von der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft ihre eigenen Veranstaltungsprogramme organisieren. Damit nimmt der Einfluß der privaten Sammler, die Jahrzehnte hindurch das Vereinsleben mehr oder minder nachhaltig geprägt haben, auf das Vortrags- und Exkursionsangebot der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft kontinuierlich ab (Abb. 1). Eine gewisse Kluft zwischen privater Laienbildung und Wissenschaft tut sich auf, die eigentlich nicht im Sinne eines in der Öffentlichkeit stark verankerten Verständnisses für erdwissenschaftlich relevante Notwendigkeiten ist. Ein bedauerlicher Zustand, an dem sich aber wohl auch in Zukunft nur wenig ändern dürfte. Wohl werden von der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft heute "Sammlerabende" mit auch für Laien interessanten Vorträgen und – selten – auch entsprechende Exkursionen angeboten, die Absatzbewegung der privaten Sammler und der an der Mineralogie interessierten Laien scheint aber ungebrochen.

Auch nach dem 2. Weltkrieg dominieren zunächst noch private Sammler und an der Mineralogie interessierte Laien den Mitgliederstand der Gesellschaft. Dipl. Ing. Karl Kontrus ist einer unter ihnen. Er ist einer der profiliertesten privaten Sammler Österreichs. Kontrus (1899–1975) hat auch im Laufe der Zeit – wie vor ihm etwa Weinberger, Karabacek und andere – eine bedeutende Mineraliensammlung zusammengetragen, die in Teilen auch heute noch im Besitz der Familie ist. Kontrus hat seine Sammlung nicht nur für die Lösung wissenschaftlicher Fragestellungen gerne zur Verfügung gestellt, sondern auch Berichte über interessante Funde in Fachjournalen und auch in den Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft verfasst. Seine Vorträge im Rahmen der Veranstaltungen der Gesellschaft waren immer gut besucht. Viele Jahre hindurch war er auch im Vorstand der Gesellschaft als Vertreter der Sammler tätig (1952–1975). Kontrus wird 1971 die Ehrenmitgliedschaft verliehen. Aufgrund seines fördernden Interesses für die mineralogische Sammlung des Naturhistorischen Museums in Wien wird er 1972 auch zum Korrespondenten dieser Institution ernannt.

Anlässlich der 50-Jahr Feier der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft stellen einige Sammler eine kleine Schau ausgewählter Mineralstufen zusammen. "Am Abend des 14. Juni hielt der Vizepräsident Univ.-Prof. Dr. F. Machatschki im überfüllten Festsale des Naturhistorischen Museums, in dem auch eine kleine Schau ausgewählter, von verschiedenen Sammlern zur Verfügung gestellter Minerale eingerichtet war, einen Vortrag über "Die Entwicklung der Mineralogie im Laufe der letzten 50 Jahre" – nicht besser könnte diese vom damaligen Schriftführer Hubert Scholler formulierte Mitteilung über die Festveranstaltung zur 50-Jahr Feier der Gesellschaft die Bedeutung der privaten Sammler in der Gesellschaft verdeutlichen. Die Verleihung der Ehrenmitgliedschaft an den schon vorhin mehrfach genannten Dipl. Ing. Dr. Hans Karabacek sowie an Sektionschef Dipl. Ing. Otto Rotky und Hofrat Dr. Adolf Lechner 1951 ist ein weiteres Zeichen der Wertschätzung privaten Engagements für die mineralogische Wissenschaft.

Einer der wohl ungewöhnlichsten Mitglieder der Gesellschaft aus dem Kreis der privaten Sammler nach dem 2. Weltkrieg war wohl Kanonikus Msgr. Josef Lahnsteiner. Pfarrer Josef Lahnsteiner trat der Gesellschaft im Jubiläumsjahr 1951 bei. Er war nicht nur ein Seelsorger und Pfarrer mit Leib und Seele sondern auch ein begeisterter Heimatforscher und Mineraliensammler. Bis zu einem gewissen Grad Vorbild für ihn mögen da Abbé Franz Xaver Wulfen und Andreas Stütz gewesen sein, die durch ihr Wirken im 18. Jahrhundert aus der mineralogischen Wissenschaftsgeschichte Österreichs nicht wegzudenken sind. Pfarrer Lahnsteiner durchwanderte auf seinen mineralogischen Sammeltouren vor allem seine engere Heimat, den Oberpinzgau. Er war da insbesondere ein ausgezeichnete Kenner der Fluoritmineralisation auf der Achsel Alm im Hollersbachtal, hat aber auch die Epidotfundstelle in der Knappenwand/Untersulzbachtal, das Smaragdorkommen im Habachtal und andere Lokalitäten besucht. Seine mineralogischen Beobachtungen hat er teilweise auch schriftlich festgehalten. Diese Aufzeichnungen werden im Heimatmuseum in Mittersill aufbewahrt, an dessen Gründung er aktiv mitgewirkt hat. Die Mineraliensammlung vermachte er noch zu seinen Lebzeiten dem Borromäum in Salzburg.

Das Spektrum der Mitglieder umfaßte und umfaßt auch heute noch viele Berufssparten, von Arbeitern über Angestellte und selbständig Erwerbstätige aus den verschiedensten Berufszweigen und mit unterschiedlichem Bildungsniveau. Im Gegensatz zu früher ist aber heute auf dem Sektor Sammler und interessierte Laien eine deutliche Verschiebung in der Altersstruktur der Mitglieder festzustellen; es überwiegen hier vor allem ältere Menschen, für die die Beschäftigung mit den Erdwissenschaften und das Sammeln von Mineralien Ausgleich zum beruflichen Alltagsstreß bzw. eine interessante Abwechslung im Alltagstrott des Ruhestandes bringt. Es ist dies eine Entwicklung, wie sie auch bei den verschiedenen Sammlervereinigungen zu beobachten ist. Manche Vereine und auch Museen forcieren zwar heute die Jugendarbeit in eigenen Jugendgruppen, mit einem Programmangebot von speziellen Vorträgen, entsprechenden Spielen und Exkursionen für Kinder und Jugendliche. Die Österreichische Mineralogische Gesellschaft hat auf diesem Sektor allerdings auch in der Vergangenheit keine Aktivitäten gesetzt. Die Veranstaltung von sogenannten "Sammlerabenden" mit einem auf diese Mitgliedergruppe speziell ausgerichtetem Vortragsangebot und gelegentlich entsprechende Exkursionen sind heute die einzigen Zugeständnisse an diesen Personenkreis, wobei die Bedürfnisse und Interessen jugendlicher Sammler kaum berücksichtigt werden.

Naturgemäß waren und sind auch heute noch unter den Mitgliedern der Gesellschaft viele Personen aus dem Lehrberuf. Sie erwarten sich bei Vorträgen und Exkursionen in erster Linie Weiterbildung in erdwissenschaftlichen Fragestellungen und Beratung bei selbst getätigten oder von Schülern vorgelegten Funden. Einer von ihnen, Bürgerschullehrer Olivier Schwarz (1851–1915), war – so wie der schon früher genannte Gymnasialprofessor Konrad Kürschner – Gründungsmitglied der Wiener Mineralogischen Gesellschaft und galt als "eifriger und verständiger Mineraliensammler", der bereitwilligst Studienmaterial aus seiner privaten Sammlung für die Vortragsabende zur Verfügung stellte, wie man den Mitteilungen der Gesellschaft entnehmen kann. In den ersten Jahren nach der Gründung der Gesellschaft bis etwa zum Ende der Monarchie ist der Anteil an Angehörigen aus dem Lehrerstand sehr hoch. Mit dem Ende der Monarchie nimmt diese Personengruppe unter den Mitgliedern deutlich ab. Eine Entwicklung, die sehr bedauerlich ist, sind es doch gerade die Lehrer, die das Verständnis der Jugend für erdwissenschaftliche Fragestellungen fördern sollten.

Natürlich finden sich unter den Mitgliedern auch eine Reihe von Mineralienhändlern, die in den Vorträgen eine gute Chance zur mineralogischen Weiterbildung sahen und sicher auch vorhandene Kontakte zu Wissenschaftlern und Sammlern zu nützen wussten. Dazu gehörten in Wien etwa Julius Böhm, die Lehrmittelhandlung Grete Jäger, Walter Knobloch und Anton Berger in Mödling. Heute sind im Mitgliederstand der Gesellschaft die Mineralienhandlungen Wilhelm Niemetz und Roman Pekarsky verzeichnet. Für die Vortragstätigkeit der Gesellschaft spielen sie natürlich keine Rolle, aber das inländische und internationale Angebot an Mineralien, die solcherart in den Umlauf kommen, ist für die Lösung wissenschaftlicher Fragestellungen mitunter von großer Bedeutung. So manches Stück fand und findet darüber hinaus auch seinen Weg in die musealen Sammlungen in Wien und Graz. Ein gutes Beispiel dafür ist Anton Berger (1870–1956) in Mödling, der sich schon in jungen Jahren sehr intensiv mit Mineralien beschäftigte, besonders gefördert von seinem Naturgeschichtsprofessor Dr. Carl Weiser an der Realschule in Krems. Berger war Landesbeamter. Nach seiner Pensionierung im Jahr 1928 widmete er sich dem Mineralienhandel. Er hatte auch einige Jahre die Schurfrechte an der berühmten Epidotfundstelle der Knappenwand im Untersulzbachtal. Berger erwarb u. a. Teile bekannter österreichischer Privatsammlungen, wie etwa der Wiener Sammlungen "Weinberger", "Lechner", "Karabacek", "Miller von Aichholz", und anderen. Auch die Sammlungen "Saxlehner" (Budapest) und "Bergrat Prager" (Celle) gingen durch seine Hände. Besonders gute Kontakte pflegte Berger zu deutschen Bergleuten im ehemaligen Deutsch-Südwestafrika. Viele der hervorragenden Tsumeb-Stufen in der Privatsammlung "Karabacek" (nun im Harvard Mineralogical Museum) und in anderen Wiener Sammlungen, aber auch im Naturhistorischen Museum in Wien gehen auf Berger's Einkaufsreisen zurück. Das Museum in Wien hat von ihm direkt oder aufgrund seiner Vermittlungen mehrere Tausend Mineralstufen im Laufe der Zeit erworben und seine Verdienste für diese Institution mit der 1927 erfolgten Ernennung zum Korrespondenten entsprechend gewürdigt.

Bis zum Ende der Monarchie war das Verhältnis von Sammlern zu Wissenschaftlern im Vorstand der Wiener Mineralogischen Gesellschaft etwa 1:1. In der Zwischenkriegszeit schrumpfte der Anteil der Vertreter der Sammler in diesem Gremium auf unter 30%. Ab den frühen 50er Jahren nahm nur mehr jeweils ein Vertreter der Sammler die Interessen der Laien im Vorstand und damit auch bei der Programmgestaltung wahr (Dipl.Ing. Karl Kontrus 1952–1975, Mag. Peter A. Huber 1976–1982, Dr. Friedrich Jelinek 1983–1985, Karl Fechner 1985–1995 und Dipl.Ing. Otto Fitz 1972–1982 und 1996–2001). Betrachten wir kurz die derzeitige Situation, so ist es nun nur mehr Dipl. Ing. Otto Fitz, der im Vorstand der Gesellschaft nach dem Ausscheiden von Karl Fechner aus diesem Gremium die Interessen der Sammler vertritt. Das ist zum Teil gar nicht so leicht. Die Gesellschaft ist nun deutlich wissenschaftlich ausgerichtet, die Betreuung der Sammler erfolgt im Zuge der Vereinsaktivitäten, auch in den Bundesländern, eher mehr marginal und wird teils von anderen Institutionen, wie den Museen in Graz, Innsbruck und Wien, wahrgenommen. Trotzdem sind immerhin noch fast 40 % der Mitglieder Sammler und an der Mineralogie interessierte Laien (Stand 1999). Diese halten auch weiterhin der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft die Treue. Und das sollte eigentlich auch so bleiben. Immerhin ist es jener Personenkreis, der immer wieder für wissenschaftliche Fragestellungen Referenzmaterial unentgeltlich zur Verfügung stellt und damit heute an einer aktiven Bestandsaufnahme und Erforschung der Mineraltopographie des Bundesgebietes genau so wesentlich beteiligt ist, wie es vor 100 Jahren den Proponenten des Gründungskomitees der Wiener Mineralogischen

Gesellschaft vorschwebte. Sammler waren nie "nur" Beitragszahler und sollten das auch in Zukunft nicht sein. Sie sind ein integrierender Bestandteil einer prosperierenden mineralogischen Forschung in Österreich !

### **Dank**

Herrn Prof. Dr. Franz Pertlik, Institut für Mineralogie und Kristallographie der Universität Wien (Geozentrum), und Frau Dr. Vera M. F. Hammer, Mineralogisch-Petrographische Abteilung, NHM Wien, bin ich für verschiedene Angaben zum vorliegenden Thema sehr zu Dank verbunden.

### **Literatur**

- NIEDERMAYR, G. & FRANCIS, C. (2000): Die Karabacek-Sammlung im Harvard Mineralogical Museum bei Boston, USA. - MINERALIEN-Welt 11, 5: 32-43
- NIEDERMAYR, G. & PERTLIK, F. (2000): Hans J. (Ritter von) Karabacek (\* 5.3.1878 † 9.6.1963). Ein später Nachruf. - Mitt. Österr. Miner. Ges. 145: 15-20.
- BURGHARDT, L. (1949): Von Agricola bis Van der Nüll. Österreichische Mineraliensammler vergangener Jahrhunderte. Ein mineralogisch-historischer Rückblick. - Mitt. Österr. Miner. Ges. 11, Jg. 1948-1949: 146-151.

bei der Redaktion eingegangen: 29. Mai 2001  
Manuskript angenommen: 14. Juni 2001



**HERBERT EDUARD HABERLANDT: EIN PIONIER DER GEOCHEMIE IN ÖSTERREICH**  
**(\* 3.6.1904 MÖDLING † 9.6.1970 WIEN)**  
**(EINE BIOGRAPHIE MIT SCHRIFTENVERZEICHNIS)**

von

**Erich Schroll & Franz Pertlik**

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

**Lebenslauf**

Herbert Eduard Haberlandt kam als Sohn des Michael Haberlandt (\*29.9.1860 in Ungarisch-Altenburg, †14.6.1940 in Wien, Universitätsprofessor für Volkskunde, Direktor des gleichnamigen Museums in Wien) und dessen Gattin Carola (auch Carlotta bzw. Lola, \*22.6.1865 in Triest, Tochter des Wiener Lithographen und Fabrikanten Joseph Malovich, auch Mallovits) in Mödling, Feldgasse 72, zur Welt. Die Konfession beider Elternteile war evangelisch A.B., im Taufbuch des evangelischen Pfarramtes A.B. in Mödling scheint der 29.6.1904 als Tag der Taufe auf. Der Großvater väterlicherseits, Friedrich Haberlandt (\*21.2.1826 in Preßburg, †1.5.1878 in Wien), war Hochschulprofessor in Preßburg.

Nach Absolvierung des humanistischen Gymnasiums in Wien-Döbling studierte Haberlandt an der Universität Wien im Hauptfach Mineralogie und Petrographie, in den Nebenfächern Geologie, Chemie und Physik. Er gehörte zu den Schülern des international bekannten Mineralogen und Petrographen Friedrich Johann Karl Becke und war bereits während seines Studiums als Demonstrator am Mineralogisch-Petrographischen Institut Beckes tätig. Seine Promotion zum Dr. phil. erfolgte am 19.7.1928 an der Universität Wien nach Vorlegung einer Dissertation mit dem Thema: "Petrographische Studien am Tiefengesteinskern von Marienbad". Diese Dissertation fand 1929 ihren Niederschlag in einer Publikation, die im Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt veröffentlicht worden ist.

Haberlandt heiratete am 29.7.1928 Margarete, geb. Zahel (\*22.5.1901 in Königsfeld bei Brünn). Nach Wissen der Verfasser hatte das Ehepaar Haberlandt eine Tochter mit Namen Ilse.

Die Universitätslaufbahn, die Haberlandt eingeschlagen hatte, stand in der Zeit des Ständestaates und der nachfolgenden nationalsozialistischen Herrschaft unter keinem guten Stern. Von 1930 bis 1933 war er an der Technischen Hochschule Wien, am Institut für Mineralogie und Baustoffkunde II (Vorstand Roman Grengg), als wissenschaftliche Hilfskraft tätig, danach zwischendurch "arbeitslos" bzw. untersuchte als freier wissenschaftlicher Mitarbeiter am Wiener Institut für Radiumforschung Lumineszenzerscheinungen von Mineralen. Mit 1.11.1936 wurde er als wissenschaftliche Hilfskraft, mit 1.10.1940 als vollbeschäftigter wissenschaftlicher Assistent am Mineralogischen Institut der Universität Wien angestellt.

Im Laufe des Jahres 1942 reichte Haberlandt um die "Venia legendi" für Mineralogie ein. Er erhielt zwar vom Dozentenbundsleiter an der Universität Wien Arthur Marchet (Vorstand des Mineralogischen Institutes, Dekan der Philosophischen Fakultät im Studienjahr 1943/44) die politische Unbedenklichkeit mit dem Vermerk testiert, dass er "politisch desinteressiert ohne kämpferischen Einsatzwillen" sei, sodaß ihm zwar ein Diplom Dr. phil. habil. nach einem ordnungsgemäßen Habilitationsverfahren überreicht, später jedoch, offenbar aus politischen Gründen, die Weiterführung des Verfahrens blockiert wurde. Es kam zu keinem Probenvortrag und keiner Erteilung der "Venia legendi" Haberlandt hatte als weltoffener Österreicher liberaler Gesinnung aus seiner negativen Einstellung zur nationalsozialistischen Weltanschauung kein Hehl gemacht. Nach Ende des Krieges wurde ihm im Rahmen der Wiedergutmachung auf Antrag des Professorenkollegiums der Philosophischen Fakultät vom "Staatsamt für Volksaufklärung, für Unterricht und Erziehung und für Kultusangelegenheiten" am 6.8.1945 die Lehrbefugnis für Mineralogie erteilt. Diese Wiedergutmachung hatte er vor allem seinem Förderer, dem als Nachfolger von Alfred Himmelbauer 1944 berufenen Professor Felix Karl Ludwig Machatschki, zu verdanken. Machatschki hatte sich als Mineraloge und Kristallograph bereits in den Dreißigerjahren bei einem der bedeutendsten Geochemikern seiner Zeit, Victor Moritz Goldschmidt, in Göttingen mit diesem Fach vertraut gemacht.

Haberlandt hat ab dem Wintersemester 1945/46 als Universitätsdozent (anfangs noch unter der Bezeichnung Privat-Dozent) Lehrveranstaltungen, u. a. Einführungen in die Lagerstättenkunde, Geochemie und Erzmikroskopie, abgehalten. Mit Entschließung des Bundespräsidenten vom 15.4.1948 wurde ihm der Titel eines außerordentlichen Universitätsprofessors verliehen. In einem Antrag vom 4.12.1958 an das Bundesministerium für Unterricht bittet Haberlandt um die Versetzung in den dauernden Ruhestand mit folgender Begründung (wörtlich):

*"Infolge Überarbeitung und großer familiärer Sorgen (Krankheit in der Familie) leide ich an schweren Erschöpfungszuständen und bin daher nicht in der Lage, meinen Dienstpflichten nachzukommen."*

Der Abgang Haberlandts aus der wissenschaftlichen Tätigkeit entbehrt nicht einer gewissen Tragik. Eine schleichende Erkrankung an Schizophrenie war lange nicht als solche von seiner Umgebung erkannt worden. Die bergwirtschaftlich völlig unbedeutenden Funde von sekundären Uranmineralen in den alten Bergwerksstollen des Radhausberges (heute "Heilstollen") und Spuren von Uranpecherz in einem Erzaufschluß hinter dem Kurkasino (Hotel Austria) in Badgastein und deren Analysen sollten in seiner Lebensgeschichte tragische Folgen haben. Die Angst, auf Grund der wissenschaftlichen Arbeiten über diese Uranminerale von der russischen Besatzungsmacht verschleppt zu werden, sah man eher als Gelehrtenschulle an. Er vermied auch die Aufnahme einer diesbezüglichen Veröffentlichung (1950) in der Auflistung seiner wissenschaftlichen Arbeiten, welche 1958 in J.C. Poggendorfs biographisch-literarischem Handwörterbuch der exakten Naturwissenschaften, Akademie-Verlag, Berlin erschienen ist. Auch bei seiner letzten Publikation: "Die hydrothermalen Minerale im Thermalstollen", die gemeinsam mit Ferdinand Ottokar Scheminzky und Alfred Schiener (1965) viel später zustande gekommen war, ergaben sich bei der endgültigen Fassung dementsprechende Schwierigkeiten. Aufgrund seiner psychischen Erkrankung fühlte er sich auch mitschuldig am Abwurf der Atombomben über Japan im Zweiten Weltkrieg.

Haberlandt wandte sich immer mehr der Parapsychologie zu, und aus dieser Zeit sollen, nach Aussage von Zeitzeugen, von ihm auch einige einschlägige Publikationen, eine davon über das Buch des Job (auch Hiob, Altes Testament) existieren. Das Leiden eines Gerechten, in Form einer Rahmenerzählung wiedergegeben, wurde zum eigenen Leben in Beziehung gebracht. Sämtliche dieser esoterischen Schriften sind, da nicht dokumentiert, heute verschollen.

1961 erfolgte seine stationäre Aufnahme in das Psychiatrische Krankenhaus auf der Baumgartner Höhe in Wien. Haberlandt verstarb, bereits verwitwet, am 9.6.1970 im Psychiatrischen Krankenhaus, Wien 14, Baumgartner Höhe.

### **Das wissenschaftliche Werk**

Haberlandt hat ein ansehnliches Opus von 92 wissenschaftlichen Arbeiten aufzuweisen, wobei, wie erwähnt, seine Dissertation als Erstlingswerk ihren Niederschlag in einer Publikation im Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt fand.

Aus der Zeit seiner wissenschaftlichen Tätigkeit an der Technischen Hochschule Wien stammt eine Reihe von Veröffentlichungen, die Themen der technischen Gesteinskunde betreffen, wie Sonnenbrenneigenschaften von Basalten (1930), Kennzeichnung von Gesteinsoberflächen, Verwitterungsstudien am Wiener Stephansdom und an Marmorverkleidungen, eine Studie über die Anwendung von UV-Lampen zur Untersuchung von Marmoren (1931), Beobachtungen an Bausteinmaterialien von Brückenpfeilern und Travertin als Verkleidungsstein von Bauten (1932). Ein Bautenschutzthema, das die Verfärbung von Kalkstein und Marmor zum Gegenstand hatte (1933), und als Ausklang dieses Forschungsbereiches zwei Arbeiten über die Verfärbung von Marmor im Joddampf (1933, 1934) sind weiters zu erwähnen. Der Kontakt mit der technischen Gesteinskunde blieb eine Episode seiner wissenschaftlichen Aktivitäten. An der angewandten Gesteinskunde scheint Haberlandt wenig Interesse gefunden zu haben. Wie er erzählte, waren die Arbeitsbedingungen nicht so, wie er es sich gewünscht hätte, es oblag ihm lediglich, die am Dach des Gebäudes der Technischen Hochschule zur Verwitterungsprüfung aufgestellten Natursteine Tag und Nacht zu überwachen. In dieser Zeit wandte er sich auch bereits der Auflichtmikroskopie zu, wie durch die Untersuchung eines "Morogoroerzes" zur Feststellung von Mineralverwachsungen einer Pechblende dokumentiert ist (1932). Hier sei erwähnt, daß an dieser Pechblende der in Wien tätige Chemiker Friedrich Hecht eine der ersten absoluten Altersbestimmungen nach der Uran-Blei-Methode auf chemischem Wege durchführte.

Das besondere Interesse Haberlandts an der Fluoreszenzanalyse geht auf den bedeutenden Mineralogen Max Robert Haitinger zurück, durch den er 1932 aufgrund seiner mineralogischen Kenntnisse Anschluss an eine Forschergruppe des Wiener Institutes für Radiumforschung (Leitung Karl Przibram) fand. Diese Gruppe war bahnbrechend mit dem physikalischen Phänomen der Lumineszenz am Objekt des natürlichen Kalziumfluorids befaßt, dessen Mineralname Fluorit bereits auf ein, durch Erwärmen anregbares und im Dunklen sichtbares, Leuchten (Thermolumineszenz) hinweist. Der Erforschung dieses Minerals hat Haberlandt über mehr als zwei Jahrzehnte in zahlreichen, teils selbständigen, teils mit Karl Przibram, Berta Karlik und Alfred Schiener gemeinsam durchgeführten Arbeiten und einschlägigen Veröffentlichungen (1932–1938, 1941, 1949 und 1954) seine spezielle wissenschaftliche Aufmerksamkeit zugewandt.

Analytisch und synthetisch wurden von ihm die beiden Seltenerd-Elemente Europium und Ytterbium in ihrem zweiwertigen Zustand als Aktivatorelemente erkannt; das Europium als Ursache für die blaue Ultraviolett-Lumineszenz bei normaler Temperatur und das Ytterbium für eine grüne bei Tieftemperatur. Die minerogenetische Dreiteilung der Fluorite auf der Grundlage der Lumineszenzbeobachtungen in

a) *Fluorite aus Pegmatiten und hochhydrothermalen Paragenesen mit Yttererdenvormacht*

b) *Fluorite mittlerer hydrothermalen Bildungstemperaturen mit Certerdenvormacht und einer positiven Europiumanomalie*

c) *seltenerdarme Fluorite sedimentär-hydrothermalen Genese, deren weißlich-gelbliche Lumineszenz auf Einlagerungen organischer Substanzen beruht,*

hat den späteren analytisch-chemischen Überprüfungen standgehalten. Haberlandt wurde für diese Arbeiten 1938 mit dem Haitinger-Preis der Akademie der Wissenschaften in Wien ausgezeichnet. Dieser Preis geht auf eine Stiftung (Statut 9.12.1904) von Ludwig Camillo Haitinger (\*1860 †1945, Direktor der Gasglühlicht- und Elektrizitätsgesellschaft in Atzgersdorf bei Wien) zurück, der ihn zum Gedächtnis seines Vaters aussetzte. Letztmalig wurde der Preis 1954 verliehen.

Darüber hinaus hat Haberlandt weitere bedeutende Beiträge zur Erforschung der Lumineszenzeigenschaften von Mineralen erbracht, wie von Apatit und diversen Phosphaten, Zirkon, Topas, Mineralen der Skapolith-, Feldspat- und Sodalith-Reihe, Steinsalz, Scheelit, Wulfenit, Sphalerit, sowie Sulfaten und Karbonaten und letztendlich auch von uranhaltigen Mineralen und organischen Verbindungen. Besondere Beachtung fand zur Zeit der Anfänge der organischen Geochemie der Nachweis lumineszierender Kohlenwasserstoffe in sedimentär-hydrothermalen Paragenesen, vor allem von lumineszierenden Porphyrinkomplexen in rotgefärbten Kalkspäten von Deutsch-Altenburg und anderen vergleichbaren Provinzen (1940, 1944).

Seine Hinweise auf die praktische Anwendung der Lumineszenzanalyse in der Lagerstättenforschung und Prospektion (1939, 1942, 1947, 1949) fanden zunächst wenig Widerhall, vielleicht auch weil tragbare, im Gelände einsatzfähige UV-Lampen damals noch nicht verfügbar waren. Ein Forschungsprojekt, das während des Zweiten Weltkrieges die Prospektion auf das lumineszierende Mineral Scheelit, ein Erz des Stahlveredlers Wolfram, in den Ostalpen zum Gegenstand hatte, blieb erfolglos. Es fehlte auch an geeigneten analytisch-chemischen Methoden, um dieser Problemstellung gerecht werden zu können. Haberlandt war in dieses Forschungsprojekt aus politischen Gründen nicht einbezogen worden.

Thermo-, später auch Kathodolumineszenz und UV-Lumineszenz waren die Grundlagen seiner Arbeitsmethodik. Das nach Kriegsende zur Verfügung stehende Instrumentarium war bescheiden: Einige übliche Durchlichtmikroskope, ein aus dem Erbe Alfred Himmelbauers erworbenes Auflichtmikroskop, ein Leitzsches Handspektroskop und ein UV-Mikroskop der Firma Reichardt repräsentierten das gesamte Inventar. Für Studien mit der Kathodolumineszenz ließ sich Haberlandt eine Vakuumapparatur vom Glasbläser anfertigen.

Die vom Gehalt an "Spurenelementen" abhängige Lumineszenz der Minerale und deren Beziehung zur Mineralparagenese öffnete das Tor zur Geochemie. Die damals in der geochemischen Spurenanalyse bevorzugte Methode der optischen Emissionsspektrometrie war nur extern im Gerichtsmedizinischen Institut der Universität Wien (Vorstand Franz Xaver Mayer) oder an der Specula Vaticana/Castel Gandolfo (Leitung Alois Gatterer, S. J.) zugänglich. Die anorganisch-chemische Analytik, im speziellen auch die in Wien gepflegte und hochentwickelte Mikroanalytik, bewegt sich noch in den klassischen Bahnen naßanalytischer Methodik.

Haberlandt hat, angeregt durch die Vorstellungen Victor Moritz Goldschmidts von den "geochemischen Leitelementen", in seinen Publikationen wiederholt auf die "gesetzmäßige Differentiation der Spurenelemente" und deren Bedeutung für die geochemische Forschung aufmerksam gemacht (1947, 1951 und 1953 gemeinsam mit einem der Verfasser dieses Artikels E. S.). Die zuletzt zitierte Arbeit, die auf die zukünftige Bedeutung der Spurenanalyse für die geochemische Charakterisierung von Mineralen, Gesteinen und Lagerstätten hinwies, stieß vorerst bei vielen Petrographen auf heftigen Widerspruch. Heute ist es aber eine erwiesene Tatsache, daß gerade die geochemische Charakterisierung für die Petrogenese ein ausgereiftes und unentbehrliches Werkzeug darstellt.

Seine letzte Arbeit (1956) als Alleinautor befaßte sich mit der Fluoreszenzanalyse der Scheelite und deren Unterschieden im Seltenerd-Bestand. Es gelang, eine größenordnungsmäßige Quantifizierung vorzunehmen. Eine gemeinsam mit Alfred Schiener angekündigte ausführlichere Veröffentlichung kam nicht mehr zustande.

Ferner sind Beiträge zur Mineralogie Niederösterreichs (1937, 1940) und Salzburgs im Gebiet von Badgastein/Hohe Tauern (1948, 1950, 1953, 1956) anzuführen. Über ein Jahrzehnt war Haberlandt in die Aktivitäten des Forschungsinstitutes Gastein (Leiter Ferdinand Ottokar Scheminzky) in Badgastein eingebunden, wo ihm im Rahmen seiner Sommerurlaube Geländearbeit ermöglicht worden war. Ein Versuch, im wesentlichen gestützt auf Fluoreszenzspektren, im Gasteiner Gebiet neue Uranminerale zu identifizieren, brachte jedoch nicht das erwartete Ergebnis (1950).

Auf einen privaten Sommerurlaub in Rettenegg (Oststeiermark) geht auch die erste Studie eines seltenen Metamorphoseproduktes in Form eines Korund-Spinell-Chloritoid-Gesteines zurück (1951). Abschließend ist noch ein Beitrag (gemeinsam mit Alexander Köhler) zu erwähnen, der die Verwendbarkeit von Polarisationsfiltern als Ersatz für die bewährten Nicolschen Prismen zum Gegenstand hat (1950).

Haberlandt war an der Einführung des Fachgebietes Geochemie in Österreich maßgeblich beteiligt. Seine wissenschaftliche Arbeit steht an der Wende von der experimentellen Mineralchemie, mit deren Hilfe Cornelio Severus Doelter und Emil Dittler die Bildung der Minerale zu erklären suchten, hin zur umfassenden chemischen und physikalischen Analyse der Mineralparagenese und den fundamentalen Erkenntnissen der Geochemie. Rege internationale Kontakte aus dieser Zeit zu Fachkollegen wie Carl W. Correns (Göttingen), Michael Fleischer (Washington), Alfred Treibs (München) und zu dem bereits erwähnten V. M. Goldschmidt sind Zeugen der Anerkennung des Wissenschaftlers Haberlandt. Seine richtungsweisenden Arbeiten in der Anwendung der Lumineszenz in der Mineralogie und Geochemie fanden dementsprechend auch eine zweite Anerkennung: 1951 wurde ihm der Fritz-Feigl-Preis der Österreichischen Gesellschaft für Mikrochemie (heute: Austrian Society for Analytical Chemistry – ASAC) zuerkannt.

### **Administration und Lehre**

Neben seinen umfangreichen wissenschaftlichen Arbeiten war Haberlandt auch als Kustos der Mineraliensammlung am Institut für Mineralogie der Universität Wien erfolgreich tätig. Ausgerüstet mit einem umfangreichen Fachwissen reorganisierte und erweiterte er die Institutsammlung, die vor allem unter den Wirren der letzten Kriegstage gelitten hatte. Da er bereits seit 1936 am Institut tätig war, machte er sich in dieser Zeit mit dem Umfang der Sammlung

vertraut und konnte daher neben der Hilfe bei der Neuaufstellung auch auf fehlende oder verlorengegangene Mineralstufen hinweisen. Aufgrund seiner Anregungen wurden derartige, in der systematischen Sammlung fehlende Stufen von Fachkollegen, Sammlern, aber auch Händlern erworben. Über die Exaktheit seiner Inventarisierung soll Abb. 1 informieren: Der kurze wiedergegebene Ausschnitt aus dem Inventarbuch des Institutes sei stellvertretend für die über zehn Jahre geführten Aufzeichnungen.

Inventar-Nr.	Menge	Mineral	Ort	Preis	Erworben von
A 11029	1	Uzbekit	Berg Kara Tschagin, Ferghana, <sup>Uzбекиstan</sup>	32	A. Berger
A 11030	1	Monimolite	xx, Enderbion England	38	
A 11031	1	Jodargyrit mit Kalkspat	Chamaville Maich	8	A. Berger
A 11033	1	Magnetit	Vesuv Italien	7	
A 11032	1	Kieserit (Wagnerit)	Bamble Norwegen	7	Mödling
A 11034	1	Katapleit auf Feldspat	Langesundfjord	8	
A 11035	1	Sitrophilit	Brandeville U.S.A.	7	A. Berger
A 11036	1	Sulom xx	Mc Comma, Vesuv Italien	12	
✓ 11037	1	Kaliophyllit	"	10	Mödling
11038	1	Fayalith (Nesobyssit)	Vesuv	12	
1946.					
✓ 11039	1	Fopasolith (xx)	Musaalpe Piemont	14	A. Berger
✓ 11040	1	Demanitoid	Val Malenco, Oberitalien	10	
✓ 11041	1	Thomsonit in Kalzit	Tungstut	12	Mödling
11042	1	Mohantit (Gemeinsch. von Potaschilith und Domyalit)	in Potaschilith, Michigan U.S.A.	10	
✓ 11043	1	Dussorit	Djebel Debar Algerien	10	A. Berger
11044	1	Nasarsukit mit Aegirin	Grönland	16	
✓ 11045	1	Wulfenit Kristallgruppe	Mies Schwarzwald, <sup>Deutschl.</sup> Sachsen	15	H. Haberlandt
✓ 11046	1	Kolophonit xx	Urundal Norwegen	15	
✓ 11047	1	Copiapit	Sierxa Gorda, Chile	12	A. Berger
11048	1	Atellit xx auf Kawa	Vesuv	16	
✓ 11049	1	Cuprit	auf Quarz, Pederuth England	16	Mödling
✓ 11050	1	Zirkon im Zirkonsyngnit	von Breveik, Norwegen	5	
✓ 11051	2	Thorlanit 2 Gläschen	Ceylon	5	Aus dem Nachhab
11052	2	Stufen Endlobatt		4	
✓ 11053	1	Uranocker ab Anflug	Loachimetal	4	von L. Hartinger
✓ 11054	1	Wulfenit (Stephanie Bees)	Bleiberg	5	
✓ 11055	2	Godolinit	Jherby Stockholm	5	A. Berger
✓ 11056	2	Uranocker mit Uranglimmer von ?		6	

Abb. 1  
Ausschnitt aus dem Inventarbuch des Institutes für Mineralogie der Universität Wien.  
Diese Seite wurde im Laufe des Jahres 1947 von Haberlandt angelegt.

Aufgrund seines politischen Desinteresses und dementsprechender "Unzuverlässigkeit" konnte Haberlandt bis 1945 nominell keine Lehrveranstaltungen ankündigen. Erst mit der offiziellen Verleihung der "Venia legendi" für Mineralogie (6.8.1945) wurden von ihm eigenständige Lehrveranstaltungen abgehalten. Über das breite Spektrum derselben gibt Tabelle 1 einen Überblick. Bemerkenswert ist, daß von ihm elf unterschiedliche Lehrveranstaltungen angeboten wurden, die in Summe 33 Unterrichtsstunden entsprechen.

<p><b>A Einführung in die Lagerstättenkunde; 2 st.</b>  <b>B Geochemie der Minerallagerstätten; 2 st.</b>  <b>C Erzmikroskopisches Praktikum; 2 st.</b>  <b>D Spezielle Lagerstättenlehre; 2 st.</b>  <b>E Übungen im Mineralbestimmen nach äußeren Kennzeichen; 2 st.</b>  <b>F Erzmikroskopie mit Demonstrationen; 4 st.</b>  <b>G Einführung in die Lagerstättenlehre; 4 st.</b>  <b>H Kristallographisch-optisches Praktikum; 3 st.</b>  <b>I Lötrohrübungen; 2 st.</b>  <b>J Einführung in die Lagerstättenkunde und Geochemie; 4 st.</b>  <b>K Übungen für Vorgeschrittelte; 6 st.</b></p>						
WS 45/46	SS 46	WS 46/47	SS 47	WS 47/48	SS 48	WS 48/49
A	B	A	B	A	B	A
H	C	D	C	D	C	D
	I		E		E	
SS 49	WS 49/50	SS 50	WS 50/51	SS 51	WS 51/52	SS 52
B	A	B	A	B	A	B
C	D	C	D	C	D	C
E						
WS 52/53	SS 53	WS 53/54	SS 54	WS 54/55	SS 55	WS 55/56
A	B	A	B	A	B	J
D	C	D	C	D	C	K
SS 56	WS 56/57	SS 57	WS 57/58	SS 58	WS 58/59	SS 59
F	G	F	G	F	G	F
	K					

*Tabelle 1*

*Titel der Lehrveranstaltungen und deren Stundenrahmen, die von H. E. Haberlandt an der Universität Wien angekündigt wurden: Ab dem Wintersemester 1945/46 als Universitätsdozent (teilweise noch unter der Bezeichnung "Privat-Dozent"), ab dem Wintersemester 1948/49 als Universitätsdozent mit dem Titel eines Außerordentlichen Universitätsprofessors. Lehrveranstaltungen, in denen nur auf die Mitarbeit von Haberlandt hingewiesen wird, sind nicht aufgenommen.*

Haberlandt hatte nur einen Dissertanten Erich Schroll, der in der Folge die Arbeitsrichtung seines Lehrers mit Betonung der Vorgaben der analytischen Geochemie weiterentwickelt hat.

Zuletzt sei noch auf das Wirken Haberlandts in der Wiener (ab 1947 Österreichischen) Mineralogischen Gesellschaft hingewiesen. Bereits als Student zeigte er reges Interesse an den Aktivitäten dieses Vereines. Aus dem Protokoll der Vorstandssitzung vom 11.1.1926 geht hervor, daß Haberlandt an diesem Tag ballotiert wurde. Wörtlich:

*“Als neue Mitglieder werden ballotiert: Prof. Dr. Josef Stiny, Wien, IV. Technische Hochschule, Geolog. Institut und phil. Herbert Haberlandt, Wien XVIII, Gymnasiumstraße 56.“*

In den Vereinsjahren von 1946 bis 1948 bekleidete er das Amt des Schriftführers und war des weiteren bis 1960 im Vorstand des Vereines aktiv tätig.

## **Dank**

Die Erfassung der Lebensdaten und des Lebenswerks von H. E. Haberlandt war nur durch die Hilfe einer Reihe von Institutionen und Einzelpersonen möglich. Im speziellen danken die Autoren den Mitarbeitern des Evangelischen Pfarramtes A. B., Mödling, den Mitarbeitern der Archive der Technischen Universität Wien, der Universität Wien sowie folgenden Professoren der Universität Wien: Dr. Herbert Ballczo († am 1.1.2001), Dr. Wolfgang Kiesel, Dr. Gerhard Sontag und Dr. Josef Zemann.

## **Schriftenverzeichnis von Herbert Eduard Haberlandt**

### **1928**

Petrographische Studien am Tiefengesteinskern von Marienbad. - Dissertation Universität Wien. PN 9925 von 1928.

### **1929**

Petrographische Studien am Tiefengesteinskern von Marienbad. - Jahrbuch der Geol. Bundes. Anst. 79, 257-306.

### **1930**

Sonnenbrenner. - "Die Stein-Industrie", Jg.1931, 368.

### **1931**

- & KATHREIN, B.: Zur Kennzeichnung der Beschaffenheit von Gesteinsoberflächen. - "Die Stein-Industrie", Jg. 1931, 80-82.

Über eine neue Anwendung der Analysen-Quarzlampe zur Untersuchung von Handelsmarmoren. - "Die Stein-Industrie", Jg. 1931, 106-108.

Verwitterungsstudien an Epitaphien des St. Stephans-Domes in Wien. - "Die Denkmalpflege" 38, 99-104.

Verwitterungserscheinungen an Wiener Marmorverkleidungen. - Österreichische Bauzeitung 7, 411-413.

### **1932**

Lumineszenzuntersuchungen an Fluoriten. - Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl., Abt. IIa, 141, 441-447.

Mikroskopische Untersuchung eines Morogoroerzes im auffallenden Licht. - Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl., Abt. IIa, 141, 529-531.



Travertin, der moderne Verkleidungsstein . - Österreichische Bauzeitung 8, 180-181.

Beobachtungen am Bausteinmaterial der Wiener Donaubrückerpfeiler. - Österreichische Bauzeitung 8, 234-235 und 373-374.

### 1933

Lumineszenzuntersuchungen an Fluoriten, II. - Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl., Abt. IIa, 142, 29-33.

- & PRZIBRAM, K.: Zur Fluoreszenz des Fluorits. - Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl., Abt. IIa, 142, 234-239.

- & BEUTEL, E. & KUTZELNIGG, A.: Über die Färbung des Marmors im Joddampf und über die Natur der Politurschichte. - Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl., Abt. IIa, 142, 707-714.

Über die additive Färbung von Fluorit mittels Calciumdampfes. - Akad. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl., Anzeiger 70, 170- 171.

- & BEUTEL, E. & KUTZELNIGG, A.: Über die Färbung des Marmors im Joddampf und über die Natur der Politurschichte. - Akad. d. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl., Anzeiger 70, 290.

- & KARLIK, B. & PRZIBRAM, K.: Synthese der blauen Fluoritfluoreszenz. - Akad. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl., Anzeiger 70, 301-302.

- & KÖHLER, A.: Über die Lumineszenz von Apatit und anderen Phosphaten. - Akad. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl., Anzeiger 70, 302.

Über die Verfärbung von bituminösem Kalkstein und Marmor. - "Der Bautenschutz" 4, 62-64.

### 1934

Fluoreszenzanalyse von Mineralien. - Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl., Abt. IIa, 143, 11-13.

- & KARLIK, B. & PRZIBRAM, K.: Zur Fluoreszenz des Fluorits, II. - Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl. Abt. IIa , 143, 151-161.

Lumineszenzuntersuchungen an Fluoriten und anderen Mineralien. Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl., Abt. IIa, 143, 591-596.

- & KARLIK, B. & PRZIBRAM, K. Synthese der grünen Tieftemperaturfluoreszenz des Fluorits. - Akad. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl., Anzeiger 71, 1-2.

Fluoreszenzanalyse von Mineralien. - Akad. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl., Anzeiger 71, 21.

- & KARLIK, B. & PRZIBRAM, K.: Zur Fluoreszenz des Fluorits, II. - Akad. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl., Anzeiger 71, 105.

- & PRZIBRAM, K.: Über eine labile Färbung des Fluorits. - Akad. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl., Anzeiger 71, 313- 314.

Lumineszenzuntersuchungen an Fluoriten und anderen Mineralien. - Akad. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl., Anzeiger 71, 325-326.

- & KARLIK, B & PRZIBRAM, K.: Artificial production of the blue fluorescence of fluorite. - Nature 133, 99.

- & BEUTEL, E. & KUTZELNIGG, A.: Über die Färbung des Marmors im Joddampf und über die Natur der Politurschichte. - Mh. Chemie 64, 53-60.

- & KÖHLER, A.: Lumineszenzanalyse von Apatit, Pyromorphit und einigen anderen Phosphaten. - Chemie der Erde 9, 88-99.

& KÖHLER, A.: Fluoreszenzanalyse von Skapolithen. - Chemie der Erde 9, 139-144.

### 1935

- & KARLIK, B. & PRZIBRAM, K.: Zur Fluoreszenz des Fluorits, III. Das Linienfluoreszenzspektrum. - Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl. Abt. IIa, 144, 77- 83.

- & KARLIK, B. & PRZIBRAM, K.: Zur Fluoreszenz des Fluorits, IV Über einen Urannachweis in Fluoriten und über die Tieftemperaturfluoreszenz. - Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl. Abt. IIa, 144, 135-140.  
Lumineszenzuntersuchungen an Fluoriten und anderen Mineralien, II. - Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, Math. - naturw. Kl., Abt. IIa, 144, 663-666.

- & KARLIK, B. & PRZIBRAM, K.: Zur Fluoreszenz des Fluorits, III. Das Linienfluoreszenzspektrum. - Akad. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl., Anzeiger 72, 53.

- & KARLIK, B. & PRZIBRAM, K.: Zur Fluoreszenz des Fluorits IV. Über einen Urannachweis in Fluoriten und über die Tieftemperaturfluoreszenz. - Akad. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl., Anzeiger 72, 56.  
Lumineszenzuntersuchungen an Fluoriten und anderen Mineralien, II. - Akad. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl., Anzeiger 72, 273.

- & SCHIENER, A.: Über Farbverteilungen beim Fluorit in ihrem Zusammenhang mit dem Kristallbau. - Z. Krist. 90, 193-214.

### 1936

Radioaktive Höfe im Fluorit von Striegau. - Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl., Abt. IIa 145, 341-345.

Radioaktive Höfe im Fluorit von Striegau. - Akad. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl., Anzeiger 73, 93.

Einige interessante Mineralfunde aus den Hohen Tauern. - Tschermaks Min. Petr. Mitt. 47, 393- 397. (Mitt. Wiener Miner. Ges. 100, 393-397).

### 1937

Lumineszenzuntersuchungen an Fluoriten und anderen Mineralien, III. - Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, Math.- naturw. Kl., Abt. IIa, 146, 1-10.

Lumineszenzuntersuchungen an Fluoriten und anderen Mineralien (III). - Akad. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl., Anzeiger 74, 15.

Niederösterreichische Mineralvorkommen. - Tschermaks Min. Petr. Mitt. 49, 93-95. (Mitt. Wiener Miner. Ges. 102, 93-95).

### 1938

Spektralanalytische Untersuchungen und Lumineszenzbeobachtungen an Fluoriten und Apatiten. - Sitzungsber. Akad. Wiss., Wien, Math.-naturw.Kl., Abt. IIa, 147, 137-150.

Über die sogenannten Radiobaryte von Teplitz und Karlsbad. - Sitzungsber. Akad. Wiss., Wien, Math.-naturw.Kl., Abt. IIa, 147, 415-420.

Spektralanalytische Untersuchungen und Lumineszenzbeobachtungen an Fluoriten und Apatiten. - Akad. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl., Anzeiger 75, 41-42.

Über die sogenannten Radiobaryte von Teplitz und Karlsbad. - Akad. d. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl., Anzeiger 75, 133.

Mineralogisches und Lagerstättenkundliches aus Niederdonau. - Verh. Geol. Bundesanst. Jg 1938, 196-201.

### 1939

- & KÖHLER, A.: Über die blaue Fluoreszenz von natürlichen Silikaten im ultravioletten Licht und über synthetische Versuche an Silikatschmelzen mit eingebautem zweiwertigen Europium. - Naturwissenschaften 27, 275.

Ueber den Nachweis von Porphyrin und anderen organischen Substanzen in Kalkspat und Aragonit. - Naturwissenschaften 27, 613-614.

Lumineszenz und Minerogenese. - Fortschritte der Mineralogie, Kristallographie und Petrographie 23,73-74.

**1940**

Mineralogisches aus Niederdonau. - Tschermaks Min. Petr. Mitt. 51, 433-434. (Mitt. Wiener Miner. Ges. 105, 433-434).

Die Mineralien des Hererolandes, Deutsch-Südwestafrika. - Tschermaks Min. Petr. Mitt. 51, 445-447. (Mitt. Wiener Miner. Ges. 109, 445-447).

Neue Ergebnisse der Lumineszenzanalyse an Mineralien mit organischen Beimengungen in ihrer geochemischen Bedeutung. - Chemie der Erde 13, 212-230.

& KÖHLER, A.: Lumineszenzuntersuchungen an Feldspäten und anderen Mineralien mit Seltenen Erden. - Chemie der Erde 13, 363-386.

**1941**

Neue Ergebnisse der Lumineszenzanalyse an Karbonaten und Fluoriten mit organischen Beimengungen. - Tschermaks Min. Petr. Mitt. 52, 277-278. (Mitt. Wiener Miner. Ges. 106, 277-278).

Die Erscheinung der Lumineszenz, insbesondere Fluoreszenz im Zusammenhang mit der Wirkung von Arzneifarbstoffen in großer Verdünnung. - "Hippokrates" 12, 1028-1031.

**1942**

Über den fluoreszenzanalytisch nachgewiesenen Gehalt von seltenen Erdmetallen und Uran in bestimmten Scheelitvorkommen und seine geochemische Bedeutung für die Bildungsweise. - Chemie der Erde 14, 107-130.

Lumineszenzanalyse und Lagerstättenforschung. - Z. prakt. Geol. 50, 99-104.

**1943**

Die Bedeutung der Lumineszenz für Mineralogie und Bergbau. - Tschermaks Min. Petr. Mitt. 55, 300-304. (Mitt. Wiener Miner. Ges. 109, 300-303).

**1944**

Über die Anreicherung seltener Elemente in mineralchemischen Bildungen durch Beimengungen organischer Herkunft. - Forschungen und Fortschritte 20, Nr. 19/20/21, 154-155.

Porphyriinkomplexverbindungen als färbende Einlagerungen in hydrothermalen Kalkspatkristallbildungen. - Wiener Chemiker Zeitung 47, 80-88.

**1945**

Auffindung und Bedeutung der Spurenelemente in der unbelebten und belebten Natur. - Chemiker Zeitung (Köthen) 69, 1-3.

**1946**

Die Bedeutung der Spurenelemente in der geochemischen Forschung. - Mh. Chemie 77, 293-323.

Die Thermalquellen von Badgastein und die Goldbergbaue der Hohen Tauern. - Badgasteiner Badeblatt 33, 3-7.

- & HERNEGGER, F.: Uranbestimmung an Glasopalen und anderen Mineralien mit Hilfe der Fluoreszenzanalyse. - Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl. Abt IIa, 155, 259-370.

**1947**

Die Bedeutung der Spurenelemente in der geochemischen Forschung. - Mh. Chemie 77, 293-323.

#### 1948

Die Thermalquellen von Bad Gastein und die Goldbergbaue der Hohen Tauern. - Badgasteiner Badeblatt 33, 3-7.

#### 1949

Neue Lumineszenzuntersuchungen an Fluoriten und anderen Mineralien IV. - Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., Math.- naturw.Kl, Abt. I, 158, 609-646.

Neue Lumineszenz-Untersuchungen an Fluoriten und anderen Mineralien. - Österr. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., Anzeiger 86, 297-299.

- & KÖHLER, A.: Bedeutung der Fluoreszenz in der Mineralogie und Petrographie. - In "Mikroskopie", 1.Sonderband: Beiträge zur Fluoreszenz-Mikroskopie. (Herausgeb.: F. BRÄUTIGAM & A.GRABNER), 102-118.

#### 1950

Neue geochemische Forschungen des Auslandes. - Tschermaks Min. Petr. Mitt. III/1, 92-97. (Mitt. Wiener Miner. Ges. 110, 92-97).

Dem Andenken Emil Dittlers. - Tschermaks Min. Petr. Mitt. III/1, 101-106.

- & SCHROLL, E.: Färbung und Fluoreszenz des Wulfenits im Zusammenhang mit dem Gehalt an Chrom und anderen Spurenelementen. - Experientia 6, 89- 91.

- & SCHROLL, E.: Lumineszierende Anwachszonen in der Zinkblende von Bleiberg-Kreuth (Kärnten, Österreich). - Experientia 6, 91- 92.

Über die gesetzmäßige Differentiation von Spurenelementen in Mineralien. - Tschermaks Min. Petr. Mitt. III/1, 134-149.

- & KÖHLER, A.: Über die praktische Verwendbarkeit von Polarisationsfiltern an Stelle Nicolscher Prismen. - Mikroskopie 5, 36-38.

- & HERNEGGER, H. & SCHEMINZKY F.: Die Fluoreszenzspektren von Uranmineralien im filtrierten ultravioletten Licht. - Spectrochim. Acta 4, 21- 35.

#### 1951

Über neue Korund - Spinell - und Chloritoid - Felse aus der Oststeiermark (Umgebung von Rettenegg und Ratten). - Österr. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., Anzeiger 88, 57-60.

Spurensuche seltener Elemente mit Hilfe der Lumineszenzanalyse. - Mikrochimica Acta 36/37, 1075-1082.

- & SCHIENER, A.: Die Mineral- und Elementvergesellschaftung des Zentralgneisgebietes von Badgastein (Hohe Tauern). - Tschermaks Min. Petr. Mitt. III/2, 294-354. (Mitt. Österr. Miner. Ges. 112, 48-110).

#### 1952

Systematische Grundlage und der Fortschritt in der Erforschung der Spurenelemente als geochemische Leitelemente in Mineralien und Erzen. - Fortschritte der Mineralogie 31, 76-89.

Neue geochemische Untersuchungen im Gebiet von Bad-Gastein. - Mikrochimica Acta 39, 92-100.

Neue fluoreszenzmikroskopische Beobachtungen bei Mineralien. - Mikroskopie 7, 75-84.

#### 1953

- & SCHEMINZKY, F.: Mikrophysikalische Nachweismethoden für Spurenstoffe in Heilwässern. - "Die Medizinische" 19,1-24, Schallauer Verlag, Stuttgart.

Über die Genesis der alpinen Kluftmineralien. - Tschermaks Min. Petr. Mitt. III/3, 72-74 (Mitt. Öster. Miner. Ges. 114, 72-74).

Minerogenese und Geochemie des Gasteiner Tales. - Tschermaks Min. Petr. Mitt. III/3, 87-88 (Mitt. Öster. Miner. Ges. 114, 87-88).

**1954**

Lumineszenzuntersuchungen an Fluoriten und anderen Mineralien V. - Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl. Abt. I. 163, 375-399.

Lumineszenzuntersuchungen an Fluoriten und anderen Mineralien. - Österr. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., Anzeiger 91, 93.

**1956**

- & SCHROLL, E.: Über den Wert oder Unwert der Spurenelement-Analyse für die Lagerstättenforschung, Mineralogenese und Petrogenese. - Tschermaks Min. Petr. Mitt. III/5, 110-122.

Neues vom Scheelit. - Tschermaks Min. Petr. Mitt. III/5, 408-411. (Mitt. Österr. Miner. Ges. 116, 408-411)

**1965**

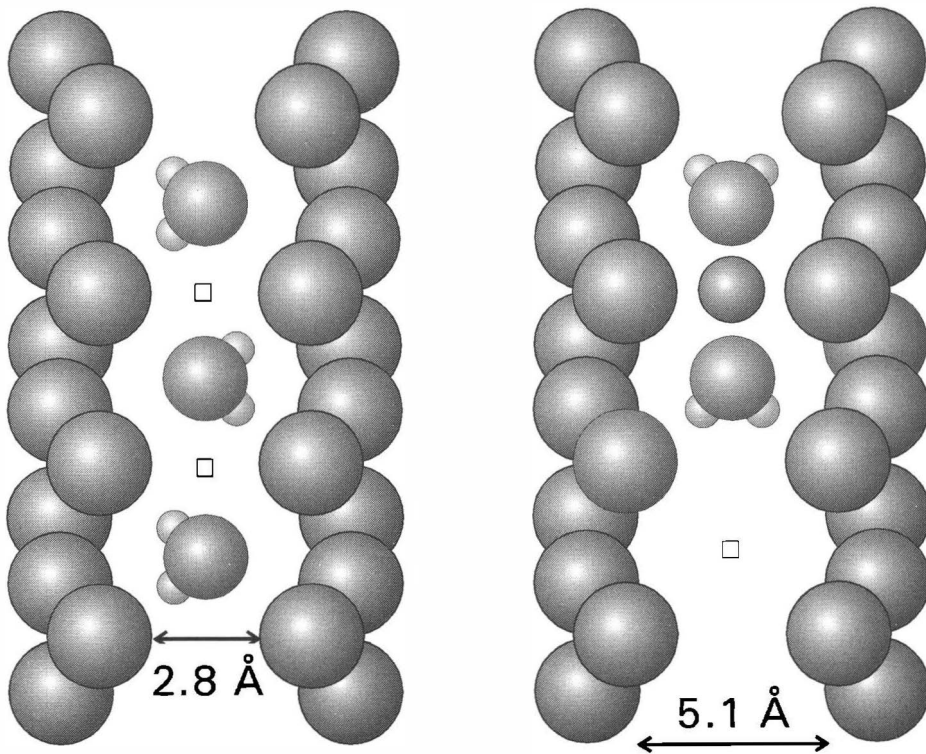
-& SCHEMINZKY, F. & SCHIENER, A.: Die hydrothermalen Minerale im Thermalstollen.- In: Der Thermalstollen von Badgastein- Bockstein, seine Geschichte, Erforschung und Heilkraft (Herausgeber: F.SCHEMINZKY). Verlagsanstalt Tyrolia Ges.m.b.H., Innsbruck.

bei der Redaktion eingegangen: 14. Januar 2001

Manuskript angenommen: 26. Februar 2001



# VORTRÄGE







**KARL LUDWIG GIESECKE:  
HIS LIFE, PERFORMANCE AND ACHIEVEMENTS**

by

**Alfred Whittaker**

British Geological Survey, Kingsley Dunham Centre  
Keyworth, Nottingham NG12 5GG, United Kingdom

Lecture to the Austrian Mineralogical Society  
9<sup>th</sup> October in Vienna and 10<sup>th</sup> October in Graz

**Abstract**

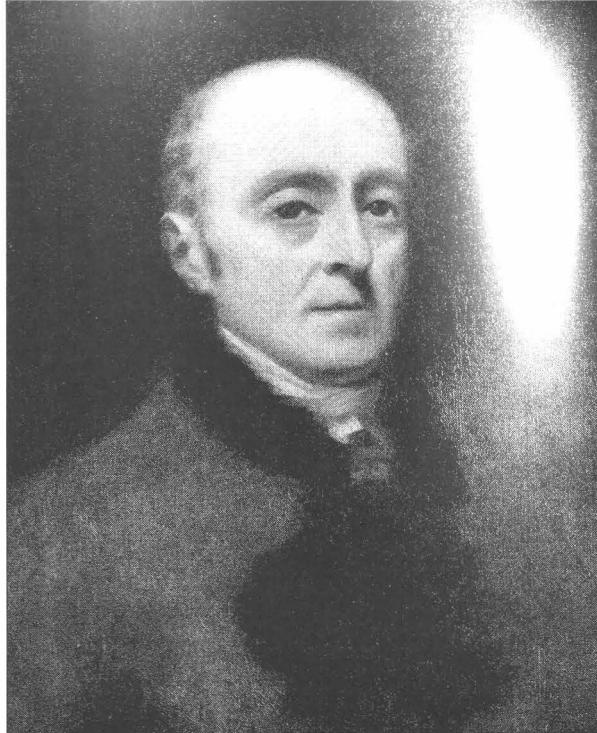
Karl Ludwig GIESECKE (1761–1833), later known as Sir Charles Lewis GIESECKE the Dublin-based Professor of Mineralogy, was a pioneer geological explorer of Greenland in the years 1806–1813. After an early career in the late 18th Century centred around the Viennese theatre he eventually became a mineral dealer, and travelled extensively in Germany and Scandinavia. He obtained approval from the Danish king to explore the geology of the Faeroe Islands and Greenland. It was in Greenland that he became effectively stranded for seven years partly as a result of the Napoleonic wars.

In Greenland he explored and assessed the mineral resources, in particular cryolite, and located and collected many new mineral species. Although principally a mineralogist he interpreted Greenland geology using Wernerian principles. He later distributed his minerals around various important European mineral collections, especially those in Dublin, Copenhagen, Vienna and Graz. Studies of his scientific activities and of his early field work in Greenland are important and supportive of his reported claim made in Vienna in 1818 that he contributed significantly to the text or libretto of MOZART's celebrated opera, 'The Magic Flute'.

**Introduction**

The illustration presented in figure 1 is of Sir Charles Lewis GIESECKE (1761–1833) painted by the famous Scottish portraitist Sir Henry RAEBURN in late 1813 or early 1814 immediately after his arrival in the British Isles. It is a picture of a distinguished and highly respected academic professor of mineralogy who at the time of the painting was approaching the peak of his scientific work and achievements. From the evidence of the portrait alone, however, it is difficult to envisage why there have been some commentators in the past (non-scientists it must be said) who have given GIESECKE at best a 'mixed press', and one in particular who on occasion described him as a liar and a swindler.

Partly this is because GIESECKE had two careers, firstly as an actor and writer for the stage until his mid-thirties (in the late 1790s), and secondly as a mineral dealer and mineralogist until his death at the age of 71. Detailed information on the quality of the achievements from his first career is not always easily available, although many points of past disputation have been subsequently clarified by discoveries of letters, newspaper reviews, articles, and comments from other parties.



*Figure 1*  
*Portrait of Sir Charles Lewis Giesecke*  
*by the Scottish painter Raeburn.*

The man who eventually became known as Karl Ludwig GIESECKE was born as Johann Georg METZLER in Augsburg on the 6 April 1761. He was the second son an Augsburg protestant master tailor named Johann Georg METZLER, and his wife Sibylla Magdalena GOETZ. The precise identification of GIESECKE's family origins only became known with certainty in 1910 with the publication of biographical details by the Danish geologist STEENSTRUP (1910). In fact it was the chance discovery of a letter from GIESECKE's sister to the Danish authorities written in 1810 and enquiring about the welfare of her brother whom she knew to be in Greenland, that GIESECKE's relationship with the Augsburg METZLERS was firmly established. Before the publication of the 1910 account there had been much confusion about his precise origins and identification for several reasons; (1) his early adoption of a pseudonym, (2) his travels and frequent change of location, and (3) because of his adoption of two totally unrelated careers. The confusion was compounded by GIESECKE's apparent reluctance ever to discuss his earlier career on the stage after he became established as the professor of mineralogy to the Royal Dublin Society. The attitude of contemporary academic scientists to the stage is encapsulated by the remarks of Ignaz von BORN on hearing that his scientific protégé Friedrich KEPPNER (1745–1820) had done the reverse of GIESECKE by leaving a very promising scientific career for the theatre. BORN's comments are paraphrased as follows '*Mr Keppner has sacrificed all for the theatre. A theatrical poet will surely not provide a permanent living for an honest man*' (RIEDL-DORN, 1987, 1991).

Although little is known of his early life it is clear that the young METZLER was a bright and intelligent schoolboy. This is apparent from the comments of his schoolmaster at the St Anna Gymnasium Augsburg, Hieronymus Andreas MERTENS, who gave him an excellent commendation before he went to Goettingen University in 1781. This laudation was copied by the young GIESECKE into his autograph album (Stammbuch) which is one of two such books now preserved in the National Library of Ireland in Dublin. At Goettingen University GIESECKE studied law in the years 1781–83. It was while he was a student at Goettingen that GIESECKE took an early interest in mineralogy by attending some of the lectures of the famous German naturalist BLUMENBACH; this we learn from GIESECKE's application for the Dublin professorship in 1813. Reverting to the two albums, we also know that the young METZLER had adopted his pseudonym (both first names as well as surname) as early as September 1781 because the introductory page to the album gives his name in Latin as Carolus Ludovicus METZLER cognomine GIESECKE. After his appointment to the Dublin professorship and his becoming a Member of the Danish Order of the Dannebrog in 1814 (later raised to Commander in 1817), he occasionally called himself Karl Ludwig METZLER von GIESECKE.

It is not known why GIESECKE chose these pseudonyms. Before the STEENSTRUP account it was commonly believed that he had adopted his mother's maiden name, but this obviously was not the case. Despite some later views that he may have had a patron named GIESECKE who might have provided some funding for his university education, it seems more likely that, given his subsequent first career and as an artistically-inclined young man, he may well have been an admirer of the Klopstockian poet and writer Nicolaus Dietrich GIESECKE. This is partly supported by some of the early entries in his album from his stays in Bremen which definitely have a Klopstockian, sentimental flavour to them (see WATERHOUSE, 1936).

GIESECKE's autograph albums provide the main source of information about his subsequent movements. One of the albums (Album 3) was purchased in 1909, while the other (Album 5) was donated by the Misses HUTTON of London in the same year. From the albums we can follow GIESECKE's travels reasonably well from the spring of 1781 to the spring of 1783, but there are only three entries for 1784, one for 1785, and one for 1786. Then follows the first great gap until the spring of 1793, when a single entry shows that GIESECKE was in Dresden. The second great gap begins here and continues until October 1799, when a Swede and two Danes (all medical men) wrote their names in Album 3 in Vienna. From September 1800 the autographs are numerous and we can follow GIESECKE virtually from day to day, and certainly from week to week (WATERHOUSE, 1936). Because of the numbering of the two preserved albums, WATERHOUSE (1936, 1970) commented on the possibility that there was originally a total of five albums. WATERHOUSE also surmised that Albums 1 and 2, if they ever existed, were confined entirely to GIESECKE's schooldays, but that Album 4 may have covered the two great gaps mentioned above. If so, it is likely to have recorded his career as an actor, librettist and writer, together with the signatures and comments of MOZART, SCHIKANEDER, SCHACK, GERL and other well-known personalities of the time he spent in Vienna.

In connection with Album 4, WATERHOUSE (1970) had contact with Professor G. RADDATZ of Berlin and Herr Gerd IBBLER of Augsburg who reported a record of proceedings against GIESECKE for non-payment of rent in the municipal archives of Vienna.

It is known that GIESECKE left SCHIKANEDER's company in August 1800, but it now seems that he left clandestinely. RADDATZ and IBLER reported to WATERHOUSE (1970) that the Viennese records show that in 1801 distraint was levied on such effects as GIESECKE had left behind for non-payment of a year's rent. Professor RADDATZ found a catalogue of the books and papers sold, amongst them '*An album with some pictures...*' (*Ein Stammbuch mit einigen Gemälden...*). It seems possible therefore that Album 4 may still exist forgotten in some attic, or in some private or public library in Vienna or elsewhere.

### **GIESECKE and the theatre**

The earliest entries in Album 5 date from March, May and July 1781 in Bremen and it is not entirely certain that these entries are those of GIESECKE or of some other previous owner of the book (see WATERHOUSE 1936). Nevertheless, it is clear that he left the St Anna Gymnasium, Augsburg at Michaelmas 1781. Album 3 was started in September 1781 when GIESECKE obtained numerous entries from his schoolteachers and other Augsburg dignitaries. After the date of his first Christmas vacation from Goettingen spent in Augsburg, there are ten entries in Album 5 made in Bremen, dating from January and February 1782, and prompting the question as to why GIESECKE was in Bremen and not at his university in Goettingen. CASTLE (1946) stated categorically that GIESECKE was at this time fascinated by the beautiful actress Felizitas ABT, wife of the actor-manager Karl Friedrich ABT, and followed her to Bremen at Michaelmas 1783. Although CASTLE (1946) gives no source for this statement it is correct to note that various well-documented circumstances of the ABT company in Bremen at this time do fit with what is known of GIESECKE's situation.

Karl Friederich ABT and his wife Felizitas ABT (1741–1783) first took their theatrical company to Bremen in May of 1780. They were particularly interested in musical drama and also in the works of SHAKESPEARE (interestingly ABT was likened to the famous English actor David GARRICK by at least one of his contemporaries, although it was Felizitas who achieved fame playing the role of Hamlet from 1779 onwards) (RUEPPEL, 1996). The ABT company played in Bremen in the autumn months of September to December in 1780, 1781, 1782–83 and also had a close association with Goettingen and its university from the middle of the year 1781. Felizitas ABT was apparently very unhappily married according to all accounts and made her final stage appearance in Goettingen as Henriette in GROSSMANN's play entitled '*Henriette, oder: Sie ist schon verheyratet*' (Henrietta, or: she is already married) in June 1783. Only a few months later she died in Goettingen on 12 September 1783 to be followed only two months later by her husband, who died in Bremen on 20 November of that same year.

GIESECKE was in Bremen for much of 1782 and the early part of 1783 while the ABT company was in residence there. The albums are consistent with GIESECKE having had some affiliation with the ABT company during this period. As well as having many works by GROSSMANN in its repertoire, and whose company GIESECKE joined by the end of 1783, it is worth noting also that the ABT company performed MEISSNER's comic operetta '*Der Alchymist, oder der Goldmacher*' (The alchemist, or the goldmaker') in Bremen on 12 December 1781.

An important entry from Bremen by Johann Fr. BEKENN in Album 5 (WATERHOUSE, 1936) and dated 6 July 1782, shows GIESECKE not only to have had relatives in that town, but it also has a tone suggesting that the comments are directed at a young man in despair over something or other. It is also worth noting that the ABTs had two sons named Karl Friederich Kasimir ABT and Ludwig Friederich Martin ABT; both first names were taken as pseudonyms by GIESECKE, although this may only be coincidence.

By July 1783 GIESECKE was to be found in Gustav Friederich Wilhelm GROSSMANN's theatre company in Frankfurt where he made his September debut playing the part of Phillip, a servant in '*Der argwoehnische Liebhaber*' (The suspicious lover) by C.F. BRETZNER. With the GROSSMANN company GIESECKE also played other secondary roles and carried out behind-the-scenes activities through the early and middle part of 1784. By December of that year, however, GIESECKE apparently slipped away quietly and secretly from the GROSSMANN company (BLUEMML, 1923). Why he did this is not known. According to BLUEMML's (1923) account GIESECKE made his way to Regensburg and from 1784–86 was a member of the BOCK company as a writer and actor there. During this period he also wrote and edited a 'theatre journal' which reviewed events at the Regensburg theatre. Following this he moved to his home town of Augsburg where he added playwriting to his list of skills.

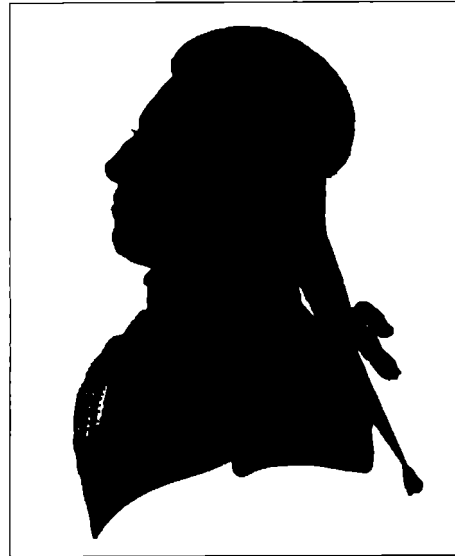
The entries in GIESECKE's albums at this date show their first great gap. Apart from a single entry in 1793, the years 1787 to 1799 are not recorded. By 1787 he was in Salzburg, however, where on 20 February he produced his first piece of writing for the stage, '*Das Muttersoehnen auf der Galeere*' (The mother's boy of the galley) a comedy in three acts based on the Italian play (*Il Padre di famiglia*) by GOLDONI. It is interesting to note that this work was dedicated by GIESECKE to his patron Siegmund HAFNER Edler von Imbachhausen (1756–87), to whom MOZART dedicated the Haffner symphony (K385) only five years earlier on the occasion of HAFNER's ennoblement in 1782.

Later in 1787 GIESECKE left Salzburg for Esterhazy in Hungary after he had joined the Johann Baptist LASSER company. Subsequent to this in 1787 he went to Linz with part of the same company and worked under the direction of the impresario BORCHERS. By 1788 GIESECKE had moved to Graz where he presented his second published work '*Die glueckliche Reisende*' (*The lucky traveller*) ('*Ein Singspiel in zwei Aufzugen, fuer die Buehne bearbeitet von Johann Georg Karl GIESECKE, Mitglied der hiesigen Schauspielergesellschaft, Graetz, 1788*' [BLUEMML, 1923]). This singspiel was a reworking or adaptation of Pasquale ANFOSSI's '*I viaggatori felici*', with original libretto by Fillipo LIVIGNIS. Professor WATERHOUSE in his notes pointed out the use of some of GIESECKE's proper birth forenames in this 1788 reference.

### **GIESECKE in Vienna**

By 1789 GIESECKE was in Vienna where he joined Johann FRIEDEL's Theater auf der Wieden (the Freihaus Theater), and where as early as 5 January he appeared in a comedy '*Die Erbschaft*' (The inheritance) by Grafen BRUEHL. Later the same year the Freihaus Theater was taken over by Emanuel SCHIKANEDER with whose company GIESECKE remained for many years. With the company he worked as an actor (playing small character roles mainly), as a singer, and as the company's playwright (Fig. 2).

Lists of some of the roles played by GIESECKE during his involvement with the SCHIKANEDER company are given by BLUEMML (1923) and DEUTSCH (1952). Worthy of special mention perhaps is GIESECKE's first opera libretto for the Freihaus company which was an adaptation of WIELAND's story 'Oberon', with music by Paul WRANITZSKY (and in which GIESECKE also played the minor role of Osmin). The opera, first performed on 7 November 1789, was a great success with many subsequent performances.



*Figure 2*  
*Karl Ludwig Giesecke.*

GIESECKE's contribution to this opera has caused much dispute because apparently it is very similar to a slightly earlier existing opera text of 'Oberon' written by Friederiche Sophie SEYLER. Although this has given rise to accusations of plagiarism against GIESECKE by many commentators, it is true to say that plagiarism was not uncommon in those days and that there may well have been good reasons for taking maximum advantage of existing material. Given the date of GIESECKE's arrival in Vienna (probably late 1788) and the fact that FRIEDEL was in charge of the theatre until 31 March 1789 so that SCHIKANEDER's direction of the Freihaus Theater did not enjoy its premiere until July 12 1789, there was clearly little enough time to prepare and rehearse a programme for the coming autumn season. Like all such enterprises the main concern of the Freihaus Theater was to attract audiences big enough to earn income, and thus it was imperative for the individuals concerned to be acutely aware of the urgency and discipline of meeting production and performance deadlines. It seems reasonable to assume that SCHIKANEDER as Director had full confidence in GIESECKE's ability to produce a useable script efficiently and quickly so as to provide the theatre company with fresh material. This would be essential, especially in the launch of SCHIKANEDER's first season at the Freihaus. Indeed the fact that GIESECKE worked for eleven years or so in a very responsible position with the SCHIKANEDER company suggests complete mutual respect between the impresario and his librettist. It also seems likely that WRANITZSKY would not wish to risk his growing reputation as a composer by working with a librettist who was not up to scratch (especially bearing in mind that it was WRANITZSKY who was later to be selected as a composer by no less a figure than GOETHE when he was considering a sequel to MOZART's 'The Magic Flute').

Paul WRANITZSKY the composer was a freemason who had been a member of the Crowned Hope masonic lodge (Zur gekroenten Hoffnung) since the year 1784 (WAGNER, 1996). His close association with GIESECKE during the composition of 'Oberon' coincides approximately with the time (late 1788) when GIESECKE is first mentioned as a freemason and a member of the lodge Crowned Hope in Vienna (BRADLEY, 1913).

His name also appears (as 26. GIESEGE [sic] Karl Ludwig) in a list of members of the Crowned Hope lodge in 1790 together with that of MOZART (ROBBINS LANDON, 1982). GIESECKE is described in this document as an actor (Schauspieler) belonging to the First Degree (Entered Apprentice) of the masonic system. Many of GIESECKE's subsequent contacts and activities were greatly facilitated by his association with freemasonry. Of special interest in this context is his awareness of, and possible association with, Ignaz von BORN, one of the leading Viennese freemasons of the 1780s and the doyen of central European science in the fields of mineralogy, chemistry and metallurgy.

BORN's position in the Enlightenment of central Europe and his leadership of the masonic lodge True Harmony (zur wahren Eintracht) is particularly relevant because he was first and foremost a mineralogist who was likely to have greatly inspired GIESECKE. BORN was also responsible for the scientific journal known as the *Physicalische Arbeiten der Eintraechtigen Freunde in Wien* (PAEF) of which three volumes were published between 1783 and 1785. Each volume contained some 300 pages of articles on mathematics, astronomy, physics, and importantly, mineralogy and geology. Numerous leading mineralogists were associated with the lodge during its prime. One of the most distinguished of these was the Swedish mineralogist and protogeologist Torbern BERGMAN (1735–84) who was extremely influential in European scientific circles and greatly influenced BORN and Abraham Gottlob WERNER of the Freiberg Mining Academy. BERGMAN was a correspondent of BORN between 1778 and 1781 when they exchanged notes and ideas on various aspects of mineralogy, geology and chemistry. Other Earth scientists who published work and results in the PAEF, which would be known to GIESECKE, were Peter PALLAS (geology of Russia and Siberia, 1783), Joseph RAAB (geological survey of Galicia [1782] and its minerals, published 1784), Karl HAIDINGER (accompanied RAAB to Galicia in 1782 and published an account in PAEF in 1785), Andreas STUETZ (mineral surveys of Austria 1783), Johann B. RUPRECHT (metals and minerals in Hungary, chemist of the Schemnitz Academy, 1784) and Johann MUELLER (mineral surveys in Transylvania, experiments on antimony and bismuth, 1785)(WEISBERGER, 1993).

Bearing in mind GIESECKE'S earlier interest in mineralogy from his days at Goettingen, it is easy to see how the prevailing cultural and especially the scientific atmosphere in Vienna in the late 1780s may well have reawakened his latent interest in the natural sciences, which apparently came into full flower in 1794. It is also important to emphasise that the 1780s and 1790s in science saw the transition from types of alchemical protoscience (manifest as the phlogiston theory at this time) into modern chemistry with the publication of LAVOISIER's work in 1783 (WHITTAKER, 1998). Various parts of alchemical lore and hermetic philosophy, as well as providing some of the philosophical infrastructure for freemasonry, have always been a rich source of material for stories, fairytales and stage performances (which were extremely popular in Vienna at this time). Indeed, GIESECKE as writer, stage performer, apprentice scientist and freemason was almost uniquely placed to exploit this fusion of esoteric ingredients and elements given his interests in Vienna during the last decade or so of the 1700s.

In the meantime he continued his work with the SCHIKANEDER company and in 1791 appeared in the non-singing role of the First Slave in MOZART's celebrated opera 'The Magic Flute' Other plays and performances in which GIESECKE appeared, often in minor roles, are listed by BLUEMML (1923).

GIESECKE's play *'Es giebt doch noch treue Weiber! Ein Schauspiel in drey Akten nach einer wahren Geschichte bearbeitet'* (There are still faithful wives after all! A play in three acts adapted from a true story) was produced in Vienna in 1790. It is of special interest here because of its possible autobiographical input by GIESECKE. In the play is a character, law Licentiate Metzler, who is the university friend of the chief actor Freyberg. Metzler is a quiet person, upright and caring who is involved in an unhappy love affair and hence slightly misogynist. The play provides some reverberations with GIESECKE's surmised relationship with the beautiful Felizitas as well as providing some possible links (via misogyny) with 'The Magic Flute' Parts of the text according to IRMEN (1991, 1996) are further resonant of famous quotes from 'The Magic Flute', for example Freyberg's cry 'for me there is no help but death and despair', and reference to 'roses flower among the thorns'

In addition to 'Oberon' he also wrote another opera libretto 'The noble peasant maiden' (*Das adelige Bauernmaedchen*) after Saverio ZINI's 'La Pastorella Nobile', with music by Pietro GUGLIELMI, performed in Bruenn at the end of 1791. He was raised to the Third Degree of Master Mason in the Crowned Hope lodge on 21 March 1793 and signed the document, which was written in French, as Charles Louis METZLER, nommé GIESECKE. It is clear from the list of parts that he took in the remainder of the 18th Century that he did not specialise in any particular type of role as far as his acting career was concerned, a view confirmed by Ignaz CASTELLI who in 1861 wrote *'Mr GIESECKE had no actual speciality, and played precisely what he had to'* (*Herr GIESECKE hatte kein eigentliches Fach und spielte, was er eben musste*). However, he was also a man of many other parts in addition to acting on the stage. He worked as an author, adaptor or translator of 18 operas, including the first translations into German from the original Italian for the Vienna stage of MOZART's 'Figaro' (*Die Hochzeit des Figaro*, 28 December 1792) and 'Cosi fan Tutti' (*Die Schule der Liebe oder So machen sie's alle*, 14 August 1794). In addition he wrote five chivalric plays (*Ritterstuecke*) and four travesties in *Knittelversen*, in total turning out more than 30 works for the theatre. In 1796 he was appointed as official playwright of the *Freihaus Theater* and in 1795–6 apparently actually lived in the *Freihaus tenement block* (Court 5, Stair 24, First Floor)(BLUEMML, 1923).

Apart from the one entry from Dresden on 19 February 1793, there is a gap in the albums until the three Vienna entries of 6, 15 and 26 of October 1799 provided by one Swedish and two Danish medical men with whom GIESECKE may well have discussed Scandinavian and possibly even Greenlandic mineralogical matters. However, it seems certain that GIESECKE was actively pursuing his mineralogical interests from 1794 onwards. Perhaps this was the time when he travelled in Hungary, Transylvania, Bohemia, Carinthia, Styria and Italy as recorded in his professorship application for the Dublin post. By 1799, however, SCHIKANEDER and Bartholomaeus ZITTERBARTH had begun to merge their two companies and to build a new theatre (*Theater an der Wien*). The *Freihaus Theater* eventually closed on the 12 June 1801, and the *Theater an der Wien* opened the day after. Whether this forthcoming change unsettled GIESECKE so that he saw the opening of the new theatre as a possible threat, or perhaps saw the arrival at the *Freihaus* of the playwright Joachim PERINET from the rival *Leopoldstadt Company* in 1798 as a challenge, is not known. Or perhaps GIESECKE simply wanted to devote all his energies to his rediscovered interests in mineralogy. However, in April 1800 he applied to the Vienna Magistrate to become an official mineral dealer, for which he registered on 6 May 1800.



One aspect of GIESECKE from his writing which has not been commented on thus far is his love of comedy and sense of fun. These traits of character are very apparent not only from his obvious enjoyment of stage comedy and his playwriting, but also from his travel diary. It is also exemplified briefly by his entry into the autograph album of Herr Otto HATWIG, when he signed his name and wrote beneath it 'k.k.priv.Mineralhaendler'! (Otto HATWIG was a former pupil of MOZART who was possibly present at MOZART's funeral service in 1791 together with another MOZART pupil FREYSTAEDTLER and possibly with ALBRECHTSBERGER the musician.)

Ironically, one of GIESECKE's last works (13 August 1799) for the Freihaus stage '*Der traverstirte Aeneas*' a comedy in rhyming verse and first given at a benefit performance for the writer himself, was the work which brought most money into the box office after 1800 (HONOLKA, 1990). By August 1800 GIESECKE had clearly left Vienna behind for a new life, witnessed by his non-payment of rent for one year noted above.

### **GIESECKE and mineralogy**

Although GIESECKE's professional life from now on was dominated by scientific activities he maintained a close interest in, and contact with, many of his artistic friends and colleagues. In late August and early September 1800 GIESECKE was in Salzburg, where he collected seven signatures including C.B.M.SCHROLL and Herr HARTLEBEN (both court advisers), Herr AUER (Master of the Mint) and Joseph Bernard HAIM (Mining Adviser/Bergrat). For much of September 1800 he was in Neuoeetting and met Georg DENGLER (a theatrical impresario), Michael KISTLER (singer and member of the SCHIKANEDER company who played the role of the second priest in MOZART's *Zauberfloete*) and Georg TRAUER an actor. Both of the last two entries state '*Geschrieben in Hauptquartier*' and have led to the suggestion that Neuoeetting may have been the location of Archduke Johann's army defending the River Inn before the defeat at nearby Hohenlinden on 3 December 1800.

By late September 1800, however, GIESECKE was in his home town of Augsburg where, rather touchingly, in October he collected a small leaf from his mother's grave (she died in 1794) and pasted it in the album. He remained in Augsburg until early November but then moved on to Erlangen. On 13 November he met with Nanette SCHIKANEDER (the niece of Emanuel SCHIKANEDER who played the part of the First Genie in MOZART's *Zauberfloete*); she wrote in the album '*the instant of meeting again compensates the separation of anxious hours*'. It was also possibly about this time that the GIESECKE album entry (unfortunately with no date or place) of Joseph Grafen zu SALM was obtained with a quote from '*The Magic Flute*' (Act 1 Scene 17).

*Nur der Freundschaft Harmonie  
Mildert die Beschwerden,  
Ohne diese Simpathie  
Gibt's [sic] kein Glueck auf Erden*

The autograph is that of Joseph Altgraf zu SALM-REIFFERSCHIED-DYCK (1773–1861) a well-known botanist and member of the Viennese lodge Crowned Hope. Perhaps SALM gave the above quotation because it combined GIESECKE's close association with 'The Magic Flute' (representing his previous life) and the miner's departing wish '*Glueck auf Erden*' (representing his new life).

In Erlangen and Wunsiedel GIESECKE met with Friederich HILDEBRANDT (Court Adviser and Professor of Physics and Chemistry), Ernst Wilhelm MARTIUS (Court and University Apothecary), H.SIEVERT (Mining Engineer), and D.SCHMIDT (Stadt und Landphysicus). From here he moved on to Wurzburg, Bamberg, Bayreuth and Jena where he met numerous scientific professors and high ranking government officials, including, in Jena (25 January 1801), Friederich Wilhelm VOIGT (1752-1821). VOIGT had been sent by GOETHE as a student (under the tutelage of the celebrated WERNER) to the Freiberg Mining Academy in 1776 and by 1801 was a Mining Advisor (Bergrat) in Weimar and a leading vulcanist of the time. On the same day GIESECKE met Professor Johann Georg LENZ of Jena University who held a number of important positions in the mining service, and who had adopted Wernerian principles. LENZ also wrote a well-known contemporary book entitled '*Mineralogisches Handbuch durch weitere Ausfuehrung des Wernerschen Systems*' (1791).

At the end of January 1801 in Leipzig and en route to Berlin GIESECKE met Franz Anton HOFFMEISTER (Austrian music publisher, composer and kapellmeister) the first publisher of a considerable amount of MOZART's music, and his co-publisher Ambrose KUEHNEL. HOFFMEISTER wrote several singspiels, the most successful of which was '*Der Koenigsson aus Ithaka*' to a libretto by SCHIKANEDER first produced at the Freihaus Theater on 27 June 1795 but later given in Budapest, Prague and Warsaw. GIESECKE knew HOFFMEISTER as a result of their collaboration over the heroic-comic opera '*Die Belagerung von Cythere oder: Die Macht der Liebe*' (The Siege of Cythere, or The Power of Love) with libretto adapted from the French by GIESECKE to the original score of GLUCK, with new musical sections by HOFFMEISTER, first performed at the Freihaus Theater on 19 January 1796 (BLUEMML 1923). MOZART also wrote variations on a theme by HOFFMEISTER (song, '*An die Natur*') and was a subscriber to a monthly publication of piano works launched by the publisher. HOFFMEISTER also published works by ALBRECHTSBERGER, BEETHOVEN, DITTERSDORF, HAYDN and PLEYEL.

With his arrival in Berlin in February 1801 it is clear that GIESECKE's journey after he left Vienna was not a haphazard wandering but a carefully planned route for meeting the necessary influential people, for furthering his education, and for additional collecting and negotiating of mineral sales. GIESECKE arrived in Berlin in February 1801 (see HOPPE 1990, 1991) where his albums show him to have met 15 people, many of them potentially influential to his interests. Between his arrival in early February and his departure in June 1801 he met with the following: Professor SIMON on 2 February (Mining Inspector, Professor at the Berlin Mining Academy), Martin Heinrich KLAPROTH on 20 February (Berlin Academy, mineral analyst, mineral collector and famous chemist), Friedrich Wilhelm SIEGFRIED on 3 March (wealthy mineral collector), Dietrich Ludwig Gustav KARSTENS on 5 March (Senior Mining Adviser, mineral collector), and Professor Johann Georg Ludwig MANTHEY on 27 April (Professor of Chemistry in Copenhagen).

While in Berlin it is likely that GIESECKE attended some of KARSTEN's lectures on mineralogy and helped the latter by organising and cataloguing his mineral collections. He also met Joseph Michael BOEHEIM, an actor in the Berlin National Theatre on 15 May 1801.

It is also apparent that GIESECKE, described in the Berlin Natural History Society's diary as a 'mineral dealer from Augsburg', sought unsuccessfully to become a member of that Society, even though he had presented it with gifts of minerals and a book. GIESECKE clearly got on well with KARSTEN, who may well have advised GIESECKE to visit WERNER in Freiberg before extending his scientific activities. GIESECKE's stay in Berlin was also of fundamental importance for his future career because it was while in Berlin that he collected minerals for the Royal Prussian mineral collection and began to use the title K.Pr. Bergcommissar und Mineral. Haendl. auf Reisen ('Royal Prussian Mining Commissary and Journeying Mineral Dealer'). This title changed in due course to K.Pr. Bergrath ('Royal Prussian Mining Adviser') and was notably senior to the previously-mentioned one. It was a title that GIESECKE used a great deal from then onwards and one which greatly facilitated his new career. The matter is discussed in detail by HOPPE (1991) who comments that the title certainly seems to have been accepted by all his professional contacts from then on, despite the present day absence of documentation in the Berlin archives to confirm the award of the title. Before moving on to Freiberg, GIESECKE apparently visited Brunswick where he met Prince Dimitri of Gallitzin, the President of the Jena Mineralogical Society.

## **GIESECKE and WERNER**

By late June and early July 1801 GIESECKE was in Freiberg where he met the famous mineralogist and geognosist Abraham Gottlob WERNER (1749–1817), who wrote in the album '*Das Studium der Natur ist bildend fuer Hertz und Geist, und unerschöpflich*' (The Study of Nature is Instructive for Heart and Spirit, and inexhaustible). Presumably GIESECKE had lengthy discussions with WERNER at this time and doubtless attended some of WERNER's celebrated lectures at the Freiberg Mining Academy. GIESECKE's sojourn in Freiberg and the Erzgebirge region is particularly important in demonstrating how his Greenland scientific work and results managed to be fully up to date within the prevailing geological paradigm, not only in terms of WERNER's mineral system but also with the developing Wernerian ideas on geognosy and geological sequence.

WERNER in addition to introducing his successful 'Mineral System' or taxonomic classification of minerals, was also strongly influenced in his wider geological work by Torbern BERGMAN the celebrated Swedish mineralogist. WERNER in 1777 had produced the beginnings of a stratigraphical approach to the Earth sciences with his 'Short classification and description of the various rock types' ('*Kurze Klassifikation und Beschreibung der verschiedenen Gebirgsarten*') (not published in outline until 1786).

This system recognised a sequence of four main divisions of rock types, in downward sequence as follows:

1. Aufgeschwemmte Gebirge (Alluvium, in places with fossils),
2. Vulkanische Gebirge (Ashes, pumice etc with occasional fossils),
3. Floetz Gebirge (Limestone, sandstone etc - the term means 'stratified and low-dipping rocks' – often holds fossils), and
4. Uranfangliche Gebirge (basically, 'basement' rocks of various types (including basalt) and containing no fossils).

WERNER stated that it is not always possible to separate these four divisions from each other as they seem to show transition phases. Later, WERNER in his lectures brought in a second scheme or system, with the introduction of the Uebergangsgebirge or transitional rocks, placed between the Uranfangliche Gebirge and the Floetz Gebirge. This second, later scheme included five main divisions of the sequence of rock types subdivided further into 'formations' (based upon a concept of the mode and time of formation of the rocks). This second scheme or system was shown with the oldest rocks at the top of the list and becoming younger downwards, as follows:

- I. Urgebirge ('basement' rock 'formations' – fossils are absent),
- II. Uebergangsgebirge (Devonian and Carboniferous limestones plus grauwacke),
- III. Floetzgebirge (with various 'formations' recognised and importantly hinting at the beginnings of recognition of the Permian, Triassic, Jurassic, Cretaceous and Tertiary sequences),
- IV. Aufgeschwemmte Gebirge ('alluvium', gravel etc),
- V. Volcanic rocks (comprising 2 divisions).

In addition, and importantly in the present context, WERNER had relocated some basalt occurrences in the construction of this later (second) scheme or system by moving them out of the Urgebirge ('basement' rocks) into the Floetzgebirge (stratified rocks). These basalts, and sub-jacent sandstones, 'wacke', and brown coals were incorporated in his second scheme and known as the Floetztrappgebirge ('Formation' Number 11 of the Floetzgebirge); they had been examined at the Scheibenberg locality by WERNER and assigned to a better, or more realistic, position in Werner's sequence of rock formations, but still believed by Werner to be deposits of aqueous origin. These rock formations are nowadays classified with the Tertiary and Cretaceous systems, that is they are relatively young in a geological sense and certainly not associated with basement rocks as WERNER had thought hitherto.

While in the Freiberg region in 1801 GIESECKE also met many famous and subsequently well-known mineralogists, geognosists and mining engineers. Amongst these were C.A. HOFFMANN, Mining Inspector and author of the 'Handbuch der Mineralogie', the only authorised version of WERNER's Mineral Systematik. From Freiberg in early October GIESECKE travelled southwest to the Erzgebirge, to Chemnitz, then Loessnitz to Eibenstock and Schneeberg in which area he stayed for the month of October. Judging by the route he took it seems certain that he not only went mineral collecting but also went to see and familiarise himself with WERNER's famous locality of Scheibenberg, the place where WERNER first recognised that the columnar basalts were not of similar age to his primitive rocks (Urgebirge), but part of his Floetz division thereafter named the Floetztrappgebirge.

Subsequently, in late 1801 GIESECKE made his way south westwards via Bayreuth, Bamberg and Wuerzburg until he eventually arrived in Frankfurt in 1802. After a few months there he moved on again to Marburg, Kassel, Brunswick, Hamburg and Bremen. The signatories in his albums from these locations are mainly professors of mineralogy or chemistry, or mining advisors and engineers but with occasional singers and actors. The Bremen entries contain two individuals by the name of OLBERS, an intellectual family actively promoting the theatre in Bremen and including the well-known Bremen astronomer Heinrich Wilhelm Matthias OLBERS who had been a student at Goettingen University and a member of the Oldenburg masonic lodge Golden Hart (RUEPPEL, 1996).

From Bremen GIESECKE travelled on to Hamburg and Luebeck where a man named DE VILLIERS in January 1803 made an early intimation of 'a long geological voyage' yet to come for GIESECKE (although there is a reference to 'a great journey' to be undertaken as early as May 1802). References in the albums to a long geological voyage increase as GIESECKE travelled along the north German coast from Rostock, Stralsund, Greifswald, and back to Hamburg in 1803, with mention of an 'Appalachian' visit, and an American journey. These references to America rather than to Greenland clearly puzzled WATERHOUSE (1936) considerably but are simply reflecting the poor state of knowledge of the geography of these Arctic regions in the early 19th Century when people were uncertain as to whether Greenland was part of the American continent or separate from it.

### **GIESECKE in Greenland**

GIESECKE then travelled in Denmark, Sweden, the Faeroe Islands and Norway collecting and selling minerals, but also applying his scientific expertise to the curation and description of other people's mineral and rock collections as well as his own. His first stay in Copenhagen (October 1803) had echoes of his visit to Berlin in that he met some very influential people including THORKELIN (the Keeper of the Royal Privy Archive), NEPPERSCHMIDT (Royal Prussian Mining Advisor), D. Friedrich MUENTER and Gregorius WAD (Professor of Zoology and Mineralogy).

Of particular interest amongst this group is Friederich MUENTER (1761–1830) who was a prominent German freemason (since the age of 19), historian and antiquary based in St Petri's Church in Copenhagen which served as a German cultural enclave and meeting point for visiting German intellectuals. He eventually became Professor of Theology in Copenhagen and Bishop of Seeland, was the same age as GIESECKE, and also shared an interest in KLOPSTOCK. In 1781 MUENTER travelled extensively in Europe as part of his university studies, became a member of the Illuminati (in 1783), and resided in Goettingen (another strong Illuminati centre) while at the university there in October 1781. Perhaps this is where MUENTER first met GIESECKE, because the latter left all his books and mineral collections in St. Petri's Church Copenhagen while carrying out his Greenland research and exploration. MUENTER also apparently had some interest in Rosicrucian aspects of freemasonry which GIESECKE may also have shared. However, it was through the Illuminati connection that MUENTER became very friendly with Ignaz von BORN and his daughter Maria ('Mimi') during his visit to Vienna in 1784.

BORN's house became a second home for MÜENTER who was also very interested in science and in archaeology. He reported that the two best masonic lodges in Vienna were BORN's True Harmony lodge and GEMMINGEN's Beneficence (Wohltätigkeit) lodge. He also described BORN's True Harmony lodge in his diary in the following terms '*the whole BORN lodge is a kind of academy of science*', and made reference to BORN's scientific and technical work with the comment '*The Brothers of every lodge stay exactly together, it is as if between them were a kind of Amalation [sic](?Amalgamation)*' (ROSENSTRAUCH-KOENIGSBERG, 1984).

In late 1803 until mid-1804, GIESECKE travelled to Gothenburg, Stockholm, Upsala and Falun where he met more professors of mineralogy, chemistry, mining engineering and botany. In Upsala he met Axel FERSEN, Chancellor of the University who thanked him for curating the royal mineral collection, and described him as 'one of Germany's mineralogical collectors and a particularly knowledgeable man' On 28 April 1804 GIESECKE was made a member of the Royal Academy of Sciences in Upsala together with the famous French anatomist Georges CUVIER. GIESECKE also presented the Upsala Academy with more minerals for its collection, together with books for the reference library. He returned to Copenhagen in September 1804 and renewed the friendship established in Berlin with Professor MANTHEY (chemist and mineralogist) in October of that year. Details of the arrangements made by the Greenland and Faeroes Trade Commission for GIESECKE to conduct mineralogical surveys are given in STEENSTRUP (1910) and it is interesting to note that Professor MANTHEY's comments and work figured prominently in a bid by the Trade Commission for financial support from the Danish crown dated 7 May 1805. In this bid for supportive funding, which was eventually unsuccessful, we find GIESECKE described formally as Royal Prussian Mining Advisor (K.Pr. Bergrat), and are made aware that GIESECKE had curated and catalogued MANTHEY's mineral collection. Nevertheless, the crown gave permission for GIESECKE to visit Greenland and the Faeroes at his own cost. Accordingly, GIESECKE visited the Faeroe Islands during August and September 1805 (see JØRGENSEN 1996), followed by visits to the Norwegian mining districts of Christiansand, Arendal and Kongsberg in late 1805.

It seems likely that GIESECKE's proposal to explore Greenland may have had its roots in various reports of potentially important mineral occurrences in Greenland that were filtering into Europe via Copenhagen, the Danish capital city. Sometimes these reports came from native Eskimo or Inuit people as well as from Danish settlers in Greenland. In particular, specimens of the mineral 'copper glance' (a valuable and rich copper-bearing ore, later to be named bornite by HÄIDINGER in 1845), and cryolite (an early source of carbonate of soda and later of aluminium), had been discovered and brought to Europe but not yet located in situ in Greenland by Europeans. The natural resources of colonial territories were of great concern to European powers at this time because of their importance to national economies and to developing industrial processes.

By January 1806 GIESECKE was back in Copenhagen where he met again various members of the MÜENTER family in whose church of St. Petri he left most of his belongings and specimens, hopefully secure before his departure for Greenland. In mid-April 1806 GIESECKE set sail on the six week sea journey from Copenhagen to Greenland and after two severe storms en route arrived safely at Friederichshaab on 31 May 1806. He didn't know of course that this projected visit of a year or two would last for seven years because of the Napoleonic wars.

Giesecke in fact was effectively marooned or stranded in Greenland for this length of time and eventually suffered great hardship, living and travelling in very difficult, even at times terrible and very dangerous, circumstances.

Much of his longer distance travelling in Greenland had to be done by boat. He clearly describes his journeys by umiak (Fig. 3), an Inuit open boat rowed by several (usually six) Inuit women, but of course he also frequently had to travel by sledge or on foot (Fig. 4). Most of GIESECKE's mineralogical and geological exploratory work was carried out along the west Greenland coast although he also visited south east Greenland too. He soon discovered the bornite locality (on 15/8/1806) and after initial observation recorded that the deposit was not large and therefore probably not economic.

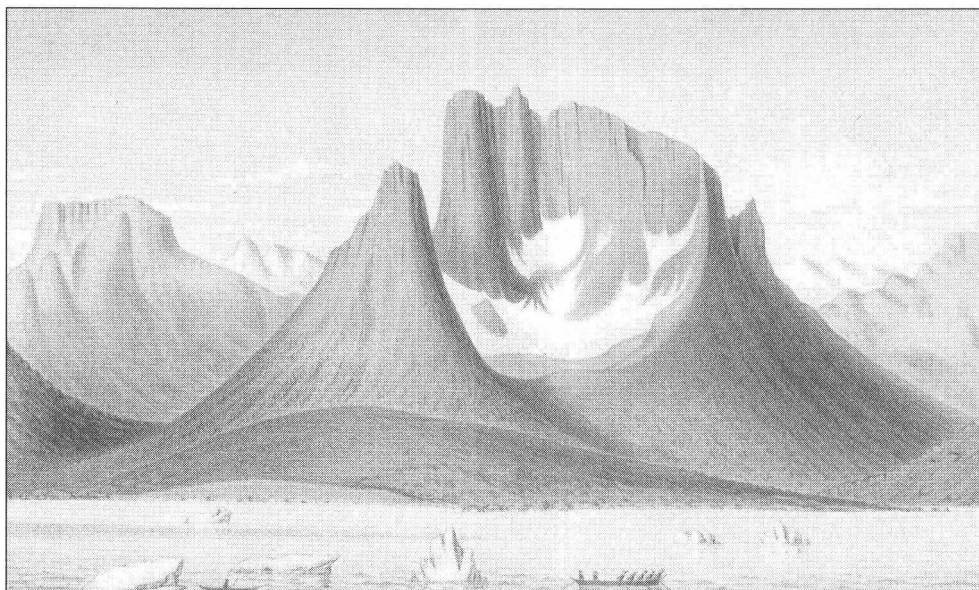


Figure 3

Mount Suikarsuak in Tasermiuk fjord showing an Inuit umiak (with kayak escort) illustrated against dramatic Greenland scenery by Kornerup (in Steenstrup and Kornerup 1881).

As early as 25 May 1807 in a letter to Friederich MÜENTER he wrote *'I have already lived through one winter in this great stony, frozen theatre and play comedy in the morning with gusto with which tomorrow morning I go to sea.....I am now busy doing field work where I hew and slog from morning till night. Stone collecting and distributing has its moment says wise Solomon our protective patron.....I come with luck to Copenhagen so as to disperse over the whole world'*

He visited all parts of the west Greenland coast from Cape Farewell in the south (at 69 degrees north latitude), as far as 76 degrees north. He collected large quantities of minerals and shipped them to Copenhagen. During the Napoleonic wars, which included Britain being in conflict with Denmark, one of these shipments was captured by a British frigate and a large collection of his minerals finished up in Leith, the port near Edinburgh. As a further result of the war, his stay in Greenland lengthened because of the consequential communication difficulties.



Figure 4

*Some of the hazards of the inland ice of Greenland illustrated by Kornerup (1879).*

The ultimate nadir of his time in Greenland was the news that his existing collections, books, records and belongings at the St. Petri's Church vicarage in Copenhagen had been destroyed during the British bombardment of the Danish capital city (2–5 September 1807).

This experience acted as a spur to GIESECKE because he began collecting again with renewed vigour to replace at least part of the lost collections. His activities in connection with this later phase of collecting, however, were not helped by the particularly bad weather and climatic conditions suffered during the later part of his sojourn in Greenland. Sometimes there is a touch of despair from his travel diary, although conversely there are times when the splendid sights of the aurora borealis and other atmospheric phenomena of the arctic gave him much pleasure and some inspiration. Behind much of his writing, whether in the diary or in his letters and papers, there is invariably a persistent literary or even poetic flavour, and frequent reference to the stage. One example is provided by his observations at 9 pm on the evening of 17 December 1811 when he saw a comet he had been watching for several days disappear and then – *'at the same time, extending across the whole horizon from south east to north west were very beautiful, arched bows of Northern Light with the brightest rainbow colours. Over these bows blazed beautiful, single, fire-red perpendicular beams like rockets. It was to me the most beautiful, incomparable firework of Nature which no art could approach. I had the good fortune for over one hour to feast my eyes on this majestic spectacle'* (Zu gleicher Zeit zeigte sich ein sehr schoenes bogenfoermiges Nordlicht mit den brennendsten Regenbogenfarben, welches sich ueber den ganzen Horizont von Suedost nach Nordwest erstreckte. Ueber dem Bogen flammten schoene einzelne feuerrothe Strahlen lothrecht, wie Rakketen auf. Es war das schoenste unvergleichlichste Feuerwerk der Natur, welches keine Kunst nachzustuempem vermag. Ich hatte das Glueck mich an diesem majestaetischen Schauspiele ueber eine Stunde laben zu koennen).

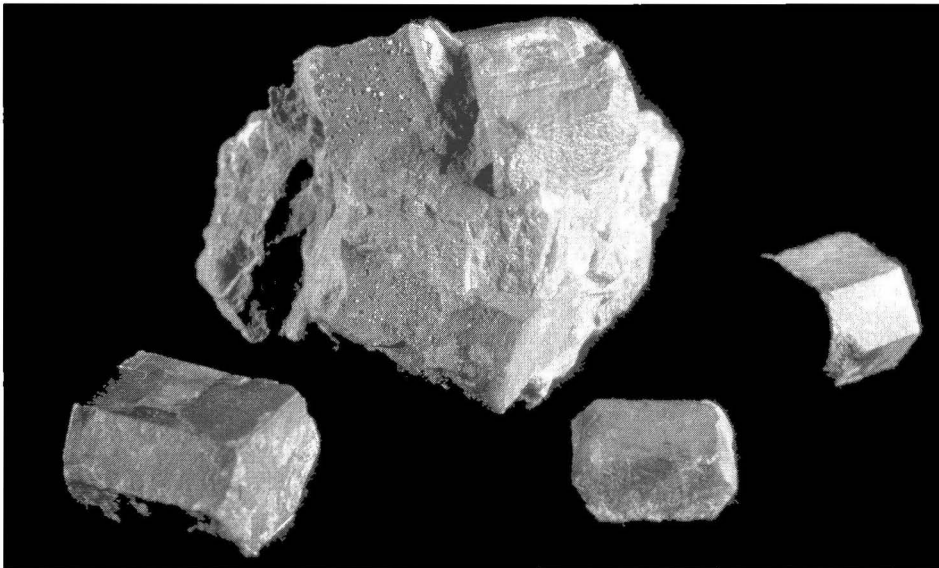


## GIESECKE's mineralogical and geological achievements in Greenland

It would seem on the face of it that GIESECKE regarded himself first and foremost as a mineralogist rather than a geologist. However, the matter is not as simple and straightforward as it may seem because it can be clearly demonstrated that he had a full understanding of Wernerian geognosy or geology (which at that time was effectively the mainstream geological paradigm). Before that, however, a brief note of some of his mineralogical achievements.

GIESECKE, as well as being a dedicated collector and an acute and fully scientific observer (for his time), was also a reliable and extremely accurate recorder of mineralogical and, indeed, geological data. In addition to his vast 'routine' collection of general Greenland minerals from a very wide area and under extremely difficult circumstances, he discovered and collected many new species of minerals during his stay in Greenland. GIESECKE was also the first geologist to visit the famous tourmaline occurrence at Ameralik Fiord in 1808, a locality now well known for the size of the tourmaline crystals.

Amongst the new minerals discovered by GIESECKE were sapphirine, a manganese aluminium silicate (discovered 5/9/1809 and formally described by STROMEYER in 1819); sodalite, a sodium aluminium silicate with chlorine (discovered 28/8/1806 and formally described by THOMSON in 1811); arfvedsonite, a complex multimetallic silicate (discovered 7/7/1806 and formally described by LAUBE in 1873). Also discovered were allanite, a complex multimetallic silicate (discovered 1/8/1806); eudialyte, a complex sodium, calcium, iron, zirconium silicate (discovered 28/8/1806); anthophyllite-gedrite (an iridescent orthoamphibole sometimes marketed as the gem material 'nuummite'), a magnesium iron silicate (discovered 1/6/1810 and described by BØGGILD in 1953). Noteworthy too is the mineral giesseckite (Fig. 5), a pseudomorph of mica or nepheline consisting of sodium/potassium aluminium silicate (discovered 30/7/1809 and described by SOWERBY in 1817 [Fig. 6]).



*Figure 5*

*A specimen of the mineral giesseckite presented by Giesecke to Archduke Johann in 1818 in the collections of the Joanneum Museum, Graz.*

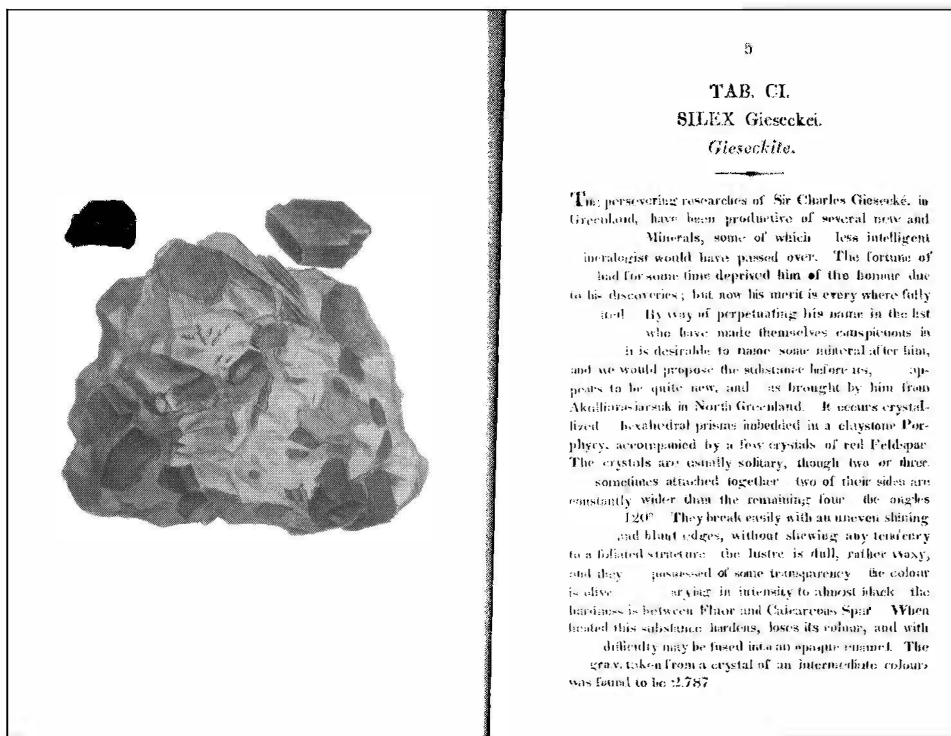


Figure 6  
 First formal description of gieseckite by James Sowerby (1817).

## GIESECKE and the Ivigtut cryolite

The mineral species cryolite ( $\text{Na}_3\text{AlF}_6$ ) deserves particularly special mention. This very rare mineral was traded as early as the beginning of the 18th Century amongst the native people of the western coast of Greenland. They used the cryolite as sinkers or weights for their fishing lines and nets because the mineral is very soft, easy to shape and to drill into. It was also apparently ground up as an additive to snuff. The first samples were brought to Europe via Copenhagen as curiosities by Danish missionaries in the middle part of the 18th Century. A regimental surgeon and assistant professor in mineralogy at a private natural science society by the name of C.F. SCHUMACHER in 1795 and in 1798 described some of the physical properties of the above-mentioned specimens. He concluded, unfortunately wrongly as it turned out, that the mineral was barytes.

P.C. ABILDGAARD the Danish veterinary scientist was the next person to look at cryolite. He had a great interest in mineralogical science and at the suggestion of the Brazilian-Portuguese mineralogist J.B. D'ANDRADA, with whom he was in contact, ABILDGAARD succeeded in demonstrating the presence in the mineral of aluminium and fluorine but did not manage to carry out quantitative chemical analyses.

In his 1799 paper ABILDGAARD at the suggestion of D'ANDRADA used the name cryolite (with Danish spelling 'Kriolit') for the first time. The name is very apt because it is derived from the Greek words for 'ice' and 'stone' which refer to the visual appearance of this mineral and, indirectly, to its low melting point. It was analysed chemically and established as a mineral species by KLAPROTH of Berlin in 1800.

According to his travel diary GIESECKE (1910) first mentioned cryolite (a few small pieces) briefly on 9 September 1806, and his diary finishes for that year on the following day (10/9/1806). From the diary it seems that GIESECKE did not find the major deposit of cryolite at Ivigtut until 10 August 1809 on which occasion he gave a full and detailed description of the occurrence. However, in his account entitled 'On Cryolite; a Fragment of a Journal' published in 1822 in the Edinburgh Philosophical Journal, he describes how towards the end of September 1806 he visited the famous Ivigtut locality and investigated the place thoroughly in September 1806. Since his diary is usually extraordinarily reliable, a view which is held by all subsequent scientists and investigators, it seems possible that he may have made a simple transcription error of 1806 for 1809 when preparing the Edinburgh Philosophical Journal account for publication in the early 1820s some fifteen years later. In the 1822 account he states quite categorically *'that we owe the first discovery of cryolite to the Greenlanders'*, and that *'It was of course incorrectly stated in some periodical papers, that the cryolite was discovered by me; I only found its geological situation, and I dare say by a mere accident'*

The first mining in Ivigtut was not for cryolite but for argentiferous galena in 1854, found in the contact between the cryolite body and the surrounding granite. These mining activities were organised by JW TAYLER a British mining engineer who after only six months realised that the amount of galena was too low to sustain extraction economically. Apart from this 'false start' as it were, the history of mining at Ivigtut is connected mainly with the use of cryolite. Between 1849 and 1852 the Danish industrial chemist Julian THOMSEN discovered a process by which cryolite (sodium aluminium fluoride) could be converted into soda, aluminium and other things. Originally, the cryolite was used chiefly as a source for sodium carbonate but that market gradually declined and ceased in 1894.

Aluminium production from cryolite began in Copenhagen in 1859 after which mining at Ivigtut accelerated. Initially, the quarried mineral was hand-sorted because the ore shipped had to contain more than 85% cryolite. In 1864 the whole area was taken over by one (Danish) company ('Kriolit Mine og Handels Selskabet') which kept production going until the major breakthrough in the use of cryolite occurred in 1886-1887. At this time the Hall-Heroult process was discovered through which aluminium metal is obtained by electrolysis of alumina from solution in molten cryolite. This remains the process by which aluminium is obtained at the present time. For the first 30 years or so of production from Ivigtut, that is until the end of the first decade of the 20th Century, about 20 thousand tons of crude cryolite were produced per year. In 1962, after about 3.5 million tons had been produced, it was decided to cease mining operations, although for the following 20 years about 500 thousand tons of cryolite were shipped out using material which had been used for local Greenland purposes of coastal protection and road construction. The Ivigtut location is still a great attraction to professional and amateur mineral collectors alike, principally because of the fluoride mineral group, represented at Ivigtut by about 16 different mineral species.

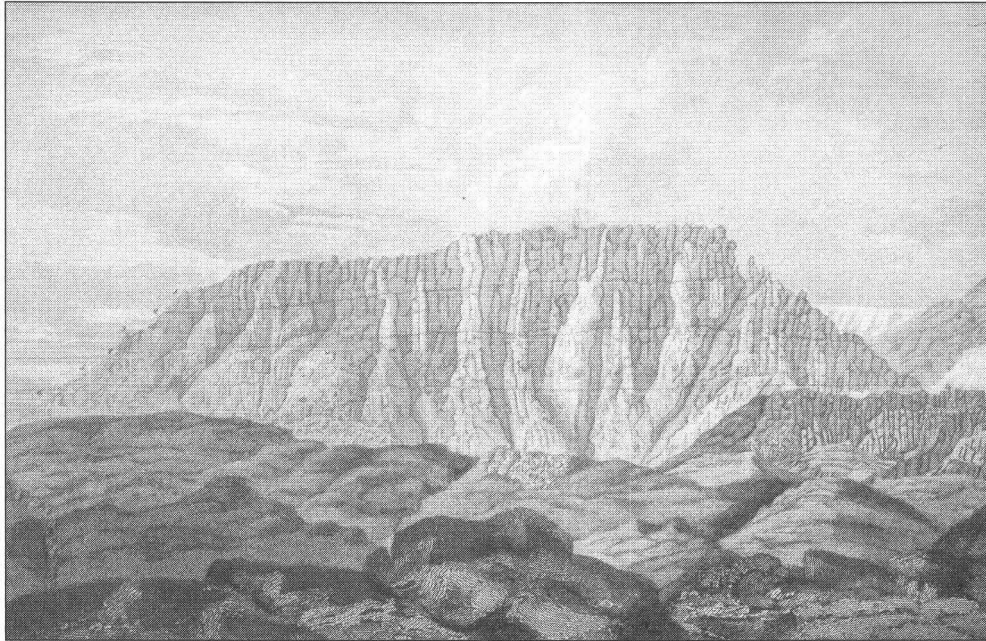
## **GIESECKE's field geology in Greenland**

During this early 19th Century period of transition of the geosciences, from early mineralogy to geognosy and eventually to geology, GIESECKE's writings and published work show him to have been thoroughly conversant and fluent with contemporary Wernerian geognosy and geology, and therefore fully abreast of the principles of what was then the mainstream geological paradigm. GIESECKE as far as is known did not produce a geological map of any part of Greenland. This is not surprising given that although he had a rather crude and inaccurate small-scale map of part of the region, he would not wish to despoil any rare, invaluable, and indeed potentially life-supporting document such as this by making notes on it or similarly 'misusing' it. This is especially true given that writing-paper, or indeed paper of any sort, would always be in extremely short supply in Greenland at that time, or simply not available at all in his difficult later years there.

Firstly, it should be pointed out to the non-specialist or non-geologist that Greenland geology is extremely complex. This is because most of the rocks exposed there are very ancient (in fact the oldest rocks in the world are present in, and dated from, west Greenland) and they are very complicated in terms of their composition, sequence and particularly their geological structure. These oldest rocks have an age greater than 3,800 million years, and much of the ice-free area comprises crystalline rocks of what geologists call the Greenland 'Precambrian Shield'. This shield has acted as a stable block on which deposits accumulated at various times during the Precambrian; all of these deposits were later deformed structurally and metamorphosed under conditions of high temperature and pressure. In north and east Greenland some sedimentary deposition continued into Palaeozoic and Mesozoic times and some of these younger rocks (together with some of the basement Precambrian rocks) were subjected to tectonic and metamorphic events during these later times. Later still in geological time (in the early Tertiary) there was considerable volcanic activity in both west and east Greenland.

From his travel diary it is clear that GIESECKE (1910), in addition to identifying or describing accurately the mineral species present at the many localities he visited, also recognised many of the major rock types present despite the geologically complicated terrain and the presence of some rather exotic or unusual rock types from place to place. Using Wernerian principles he thus recognised and produced precise descriptions of granite, syenite and gneiss 'formations' (used in the Wernerian sense) and recognised in his writings the major Wernerian divisions of the Urgebirge, the Uebergangsgebirge and the Floetzgebirge. He also very clearly describes the types of terrain present and their underlying geology using WERNER's system.

His work on the Disko Island region shows that he had a clear understanding of stratigraphical sequence and of correlation. In fact the word 'stratification' is actually used by GIESECKE in his 1823 account. The apparent mineralogical emphasis of the title of his 1823 paper 'On the Mineralogy of Disko Island' published in the Transactions of the Royal Society of Edinburgh, belies the fact that the account actually describes the Wernerian formations present and thus the geology of this region as well as the mineralogy. In this account and in his diary he describes the Disko Island 'floetztrap formation' or the 'floetztrappegebirge' and its sequence in detail. He also recognises several divisions of the Disko Island basalt, separated by ferruginous clays, and resting upon granite with gneiss basement at Ounartosoak, near Godhavn. The 1823 paper presents a fine drawing of the basalt sequence here and its numbered divisions as elucidated by GIESECKE (1823)(Fig. 7).



*Figure 7*

*Annotated drawing by Giesecke of the Floetztrappgebirge basalts (Tertiary) overlying the Urgebirge basement gneiss (Precambrian) at Mount Ounartorsoak near Godhavn.*

He also describes and illustrates, by means of a drawing, the region of the Waygat, a seaway separating Disko Island from nearby Umanak. Hereabouts he recognised and described the basalt's subjacent strata of coarse-grained sandstones and thick brown-coal seams. In addition to the local correlation of this Wernerian 'formation' (that is the Floetztrappgebirge) wherever it occurs on the coast of western Greenland, GIESECKE by use of the name also demonstrated the long-range correlation (c. 4000 kilometres) of this 'formation' from central Europe to western Greenland. This is the first long-range correlation of these previously unknown rocks, achieved by GIESECKE using the gebirgsformation classification of the Wernerian system by the year 1807.

Given the contemporary knowledge of geoscience, GIESECKE provided first class descriptions, and he clearly had an excellent understanding of Greenland's mineralogy and geology. His detailed and accurate descriptions of the landscape and geology are such that maps produced much later (beginning with those made in the 1870s by HAMMER and STEENSTRUP in 1878–1880 (see JOHNSTRUP (1883), through to the latest, modern maps of the Greenland Geological Survey (ESCHER and PULVERTAFT 1995)) allow clear and straightforward recognition of the geology of Giesecke's locations described in his 1806–1813 travel diaries. Thus GIESECKE's accuracy of observation and understanding are amply confirmed by much later (including modern) work. Comparison of his geological descriptions with modern maps also makes it apparent that GIESECKE could have produced a workmanlike geological map of the Greenland terrain if he had the necessary resources at his disposal.

Before leaving GIESECKE's involvement with Greenland it is essential to note that his work there was also extremely productive in the fields of zoology, botany, meteorology, geography, ethnography and linguistics, some of which is amply demonstrated by the varied collections he brought back to Europe. One of his keen interests that is not so obvious except to those who read his papers and travel diaries in detail is his reportage of Eskimo or Inuit customs, religion and folklore. From this and related general comments of his it is clear that GIESECKE had a considerable knowledge of, and great interest in, folklore and mythology from ancient as well as contemporary times.

### **GIESECKE in Ireland and his later visits to the continent**

GIESECKE left Godhavn on 16 August 1813 and arrived on the 19 September 1813 in Leith near Edinburgh. Once again, as in Berlin and Copenhagen, he very soon established contact with influential people. The first signature in his album dated 8 October 1813 was that of Sir George MACKENZIE (1780–1848) one of the leading figures in Edinburgh who was a baronet and freemason as well as a renowned scientist noted for proving that diamonds are composed of carbon. On 19 October GIESECKE then met Robert JAMESON (1774–1854) Professor of Natural History at Edinburgh University, founder of the Wernerian Natural History Society in Edinburgh, and a former student of WERNER from September 1800 to February 1801. Apparently, it was MACKENZIE who took Thomas ALLAN to meet GIESECKE in Leith (ANON 1834). ALLAN became GIESECKE's host during his stay in Edinburgh and was the man who some years earlier had benefited from GIESECKE's misfortune when the latter's specimens were captured by a British ship as booty. ALLAN had recognised the presence of the rare mineral cryolite when the material was dumped and offered for sale by the navy in Leith, and was anxious to meet the collector. From then on, rather like a fairytale, GIESECKE's fortunes changed dramatically. Within weeks of landing in the British Isles he applied for, and was subsequently appointed to (2 December 1813), the newly-established professorship of mineralogy at the Royal Dublin Society at a salary of £300 per annum and began preparations for his lectures, and for the curation of the famous Leskean mineral cabinet. This was despite being able to speak no English at this stage. It was during this brief Edinburgh stay that GIESECKE, at the suggestion and cost of MACKENZIE, sat for the portrait painted by RAEBURN.

In 1814 shortly after his Dublin appointment he travelled to Denmark to wind up his affairs there and was made a member of the Danish Order of the Dannebrog. Subsequently he used the courtesy title of 'Sir' Charles Lewis GIESECKE. His lectures on mineralogy commenced in April 1815 during which time GIESECKE was still in close contact with Copenhagen, Vienna and Graz because of his projected European visit. In fact by March of 1816 he had already been in touch with Karl von SCHREIBERS (1775–1852) the Director of the Austrian Imperial Museum by sending him a portion of the Irish meteorite which had fallen on Tipperary in August 1810. In Ireland, the removal and arrangement of the Dublin mineral collection comprising the Leskean, the new Systematic, and the Greenland cabinets, occupied much of GIESECKE's efforts over this period but the tasks were completed by June 1816.

All these specimens and other illustrative material were exhibited at GIESECKE's first course of lectures in July, August and September of 1816, at about which time a second collection of his Greenland material arrived in Copenhagen (he had brought the first back to Dublin from his 1814 visit to Copenhagen). Following this he devised a course on 'Economical Mineralogy' which began in December 1816.

By May 1817 it was decided by the Dublin Society's authorities to allocate £300 for the purchase of the '*most deficient species of simple minerals, which according to the list and index handed to us by your Professor, amount to 129 species and sub-species*'. Accordingly, GIESECKE was given leave of absence to proceed on his proposed tour and purchase the specimens required. Soon thereafter (12 June 1817), he was awarded a gold medal by the Dublin Society (Fig.8) and at the same gathering (to mark this occasion to honour GIESECKE) Sir George MACKENZIE sent the RAEBURN portrait (Fig.1) as a gift to the Society. It was also in this year that SOWERBY (1817) published the formal description of the mineral gieseckite.



Figure 8  
The gold medal awarded to Giesecke by the Dublin Society in 1817.

GIESECKE left Dublin in late July 1817 to make his journey to the continent. En route he spent some time in London (where he met Joseph BANKS President of the Royal Society on August 15) to examine a mineral collection at the Geological Society of London; but by September he was aboard the vessel 'Johanna' bound for Copenhagen, which he reached later that month and where he remained until June of 1818. Then he travelled south via Hamburg and Goettingen where he met (July 24 1818) Friederich STROMEYER (famous professor of chemistry who analysed sapphirine) and then on to Vienna to present his collections to the Imperial Museum. The collections were transported from Copenhagen to Kiel, Hamburg, Lueneburg and Leipzig to Regensburg and thence via the River Danube to Vienna, the freight costs being borne by the Emperor. Delivered to the museum in Vienna were the following categories of specimens: (1) 215 ethnographic items (valued at 100 ducats), (2) 41 skeletal parts of sea lions (200 ducats), (3) 43 pelts of sea lions, foxes and birds (100 ducats), (4) zoological specimens in preservative, several shells and 200+ specimens of dried plants, algae, lichens and some valuable Transactions of the Royal Irish Academy (100 ducats), and (5) mineral specimens divided into three sections; 325 specimens from south Greenland; 145 specimens from north Greenland; and 402 specimens from Greenland, Iceland, and part from England, Scotland and Ireland plus some from North America (1000 ducats). In total 832 specimens were presented to the Emperor valued at 1500 ducats (that is 6-7000 gulden or 650 English pounds). The Emperor gave GIESECKE 1000 ducats (450 English pounds) to cover expenses and a splendid golden snuff box set with diamonds.

Of course Vienna was the location where the famous meeting took place in 1818 between GIESECKE and various well-known Viennese theatrical personalities including CORNET. It was CORNET (1849) some thirty years later who reported a claim by GIESECKE at this meeting that it was he (GIESECKE that is) who was responsible for important parts of the libretto of 'The Magic Flute', a claim which has given rise to seemingly endless dispute as to its veracity ever since. Background and comments to this event can be found in BRANSCOMBE (1991), ECKELMEYER (1991), HONOLKA (1990), IRMEN (1991, 1996), KOMORZYNSKI (1948), KIRCHMAYER (1995, 2001) and WHITTAKER (1998). The present work finds no incompatibility with the suggestion that GIESECKE may well have contributed portions of the libretto. In fact the greater the quantity of detailed data which emerge about GIESECKE's work, interests and background, the more plausible such an input seems. The suggestion that 'The Magic Flute' is an alchemical, numerological and masonic allegory (WHITTAKER, 1998) fits extremely well with GIESECKE's knowledge, background and interests in science, mythology and the theatre as outlined in this account. New findings such as those of BUCH (1997) underscore the fact that the Freihaus Theater's output was often a team effort, led of course by SCHIKANEDER. Of particular interest and relevance are the conclusions reached by IRMEN (1991, 1996) and his co-worker WICKMANN that both SCHIKANEDER and GIESECKE may well have been involved in the writing of the libretto as demonstrated by computer analysis of author-specific language characteristics. The computer analysis was applied to 'The Magic Flute' text and to various libretti of both GIESECKE and SCHIKANEDER with the conclusion that SCHIKANEDER wrote the dialogue ('unbound text') with an apparent 91% probability, and that the authorship of the 'bound text (arias etc)' may stem from either author with an apparent 50% probability for each. They thus conclude that GIESECKE cannot be excluded as a co-author.

In October 1818 GIESECKE was escorted from Vienna to Graz by Archduke Johann's Adjutant (Joachim Freiherr von SCHELL) where he met Lorenz von VEYT (Professor of Botany and Chemistry at the Joanneum Museum). On this visit GIESECKE presented specimens personally to Archduke Johann and thus to the Mineralogy Department of the Joanneum – 471 specimens of minerals and rocks together with two lists of the specimens written by GIESECKE himself (MELL 1911). During his sojourn in Graz, GIESECKE, also met with Matthias Joseph ANKER Curator of Mineralogy at the Joanneum.

GIESECKE spent the winter of 1818 in Vienna where he met with Karl von SCHREIBERS (6 December 1818) Director of the Imperial Museum (and son-in-law of Joseph Franz JACQUIN), Joseph HAMMER-PURGSTALL (18 December 1818) the Orientalist, Joseph Franz JACQUIN (12 January 1819) Professor of Botany (son of Nikolaus Joseph JACQUIN and brother of Gottfried JACQUIN – MOZART's good friend and companion), E.F.F. CHLADNI (27 March 1819) physicist, acoustician and musician, and F. ZIMMERMANN (15 February 1819) Professor at the Joseph's Academy. Neither did he neglect his artistic acquaintances and contacts. On 18 May 1819 he met the STREICHER family, Andreas, Nannette, Baptist and Sophie. Nannette (Maria Anna) STREICHER (1769–1833) was the daughter of Johann Andreas STEIN the celebrated Augsburg organ and piano maker who MOZART met in 1763 and in 1777 and whose pianos were highly praised by him. Neither did GIESECKE lose touch with the wider Viennese artistic scene. While in the city he became a member of the well-known Viennese artists' club 'Ludlam's Cavern' (Ludlams Hoehle) where he was known as 'Harpoon, the seal GIESECKE' (Harpun, der Robbe GIESECKE), a reference to his Arctic experiences.



He left Vienna in late May 1819 and travelled via Munich (where he met SCHLICHTEGROLL Director of the Academy of Sciences and obituarist), Augsburg, Stuttgart, Strasbourg, Cologne and London to Dublin where he arrived in mid-December. It was from Strasbourg on this return journey that on 4 November 1819 GIESECKE wrote to GOETHE asking whether he had received the mineral specimens sent to GOETHE on 20 June 1819. GIESECKE's connection with GOETHE was facilitated by museum director SCHREIBERS, and his gift to GOETHE (of 63 specimens including a fragment of the Tipperary meteorite) started a correspondence between the two men which covered observations and discussions on meteorology rather than mineralogy. However, the contact provided the opportunity for many Irish travellers to visit GOETHE in subsequent years as well as providing GIESECKE with a membership diploma of the Jena Mineralogical Society. In a reciprocal fashion GOETHE was made an honorary member of the Royal Irish Academy in November 1825 (WATERHOUSE, 1933; CASTLE, 1946).

On his return to Dublin GIESECKE commenced the delivery of an annual course of lectures on 'economical mineralogy and metallurgy' for the next ten years. Also, in his sixties and seventies, GIESECKE carried out mineralogical excursions to various parts of Ireland and published accounts of his scientific findings and results. Lists of his scientific publications can be found in STEENSTRUP (1910), and GUGITZ & KIRCHMAYER (1964). The above-mentioned suggestion that he would have been perfectly capable of preparing geological maps is confirmed from a suggestion by relevant members of the Royal Dublin Society in 1827 that GIESECKE should be given the job of making a geological map of Ireland after the long-awaited results of Richard GRIFFITH's mapping project had failed to materialise.

It was not until very late in his life that GIESECKE felt unable to pursue his researches and field work. He never married. There are indications that he had long suffered some lameness, probably the result of an accident in Greenland. In addition there was a pulmonary problem first hinted at during his journey to the continent in 1817 and apparently known to GIESECKE as 'the arctic cough', described by his obituarist (ANON, 1834) as 'a suffusion of water on the chest'. He died suddenly amongst friends in Dublin on March 1833. The esteem in which GIESECKE was held in his adopted homeland is illustrated by the sentiments expressed on his memorial plaque in St George's Church, Dublin (Fig. 9):

*To the memory of*

**CHARLES L METZLER GIESECKE**

*Knight Commander of the Royal Danish Order of Danebrog*

*FRSE & GSL VPRIA HMRDS MWS MMBSLM RDAS*

*Member of the Royal Societies of Copenhagen*

*Upsala St Petersburg*

*Dresden Munich Jena Wetterau*

*Who devoted thirty six years to the sciences of mineralogy and geology in the pursuit of which he traversed a great part of Europe and passed seven years in Greenland amidst unnumbered obstacles & privations with an ardour unabated by the severity of inhospitable clime. He was distinguished by the favour of many of the crowned heads of Europe and was for nineteen years professor of mineralogy in the*  
**ROYAL DUBLIN SOCIETY.**

*He was beloved as a friend and sought as a companion by all who knew him.*

**BORN AT AUGSBURG    APRIL 6th 1761**  
**DIED AT DUBLIN    MARCH 4th [sic] 1833**



**Figure 9**  
*Giesecke's memorial plaque in St George's Church, Dublin.*

## Final Curtain

GIESECKE's original burial place (St George's Church) in Dublin has recently become a theatre, which in a sense is appropriate given his early love of the stage. Therefore perhaps we ought not to leave him on too serious a note. Below are two short pieces written in autograph albums by GIESECKE himself, the first in Otto HATWIG's Stammbuch, and written just before GIESECKE left Vienna. 'Friend Perinet' was the playwright Joachim PERINET (1765–1816) who was before 1798 a resident writer at the rival Leopoldstadt Theater but who in that year joined SCHIKANEDER's company at the Freihaus. GIESECKE wrote the following on the last page of HATWIG's album:

*"Freund Perinet steht in der Mitte,  
Drum kann ich nicht mehr dorten seyn:  
Ich schreib nach meiner Art und Sitte  
Mich auf dem letzten Blatte ein!  
Doch bleib ich nicht als Freund der letze,  
Ich schliesse mich an Ersten an,  
Und jeder Freund, der je Dich schaeetzte,  
Ist auch mir werth, ist auch mein Mann!  
Ich traeume oft von seelgen Tagen,  
Wenn ich so in mein Stammbuch seh:  
Wird dich um mich ein Freund einst fragen,  
So nenn mich Deinen*

*Giesecke  
k.k.Priv.Mineralhaendler*

*Wien 1800. 30 Junius."*

The second is in GIESECKE's album (5) and is an entry made a quarter of a century later in Ireland (?Donegal) by an unknown person with initials A.E.A and dated 18 September 1826. The final verse was added by GIESECKE himself.

*"Who in the mountain's caverned store,  
Whose keen research and Learned lore  
The polished marble did explore—  
Giesecke.*

*A:E:A"*

(Added by Giesecke)

*"Who such bad poetry doth write  
I must confess don't me delight  
Nay - makes me grind my teeth with spite  
And vex me!"*

## Acknowledgements

I am grateful to Professor Ekkehart Tillmanns, Mr John Meyer, and Dr Gero Kurat of Vienna for much help over several years in the preparation and presentation of this account, and to colleagues in the British Geological Survey for facilitating the work. The following friends and colleagues (in alphabetical order) have all provided invaluable discussion and information: Professor Gordon Herries Davies, Dublin; Professor Judith Eckelmeyer, Cleveland Ohio; Professor Gunter Hoppe, Berlin; Dr Gunni Jørgensen, Copenhagen; Professor Martin Kirchmayer, Heidelberg; Dr Elisabeth Lebensaft, Vienna; Mr Andrew Lux, Cleveland Ohio; Dr Bernd Moser, Graz; Dr Walter Postl, Graz; Mr Jan Reimer, Ringsted Denmark; Mag. Christa Riedl-Dorn, Vienna; Dr Karsten Secher, Copenhagen; the Staff of the National Library of Ireland, Dublin; and the Staff of the Royal Irish Academy.

The account is published with the approval of the Director, British Geological Survey (NERC).

## References

- ANON. (1834): Biographical sketch of Sir Charles Lewis Metzler von Giesecke. - *Dublin University Magazine*, 3, 161-757 & 296-306.
- BLUEMML, E. K. (1923): Aus Mozarts Freundes- und Familien Kreis. - *Wien*, 70-89.
- BØGGILD, O. B. (1953): The mineralogy of Greenland. - *Meddelelser om Grønland*, 149, No.3.
- BRADLEY, H. (1913): Brother Mozart and his Masonic Friends. - *Ars Quator Coronatorum*, 26, 241-270.
- BRANSCOMBE, P. (1991): W.A. Mozart: Die Zauberfloete. - *Cambridge Opera Handbooks*, Cambridge University Press.
- BUCH, D. J. (1997): Mozart and the Theater auf der Wieden: New attributions and perspectives. - *Cambridge Opera Journal*, 9, 3, 195-232.
- CASTLE, E. (1946): Aus Goethes mineralogischer Korrespondenz. Karl Ludwig Metzler von Giesecke. Der angebliche Dichter der "Zauberfloete" - *Chronik Wiener Goethe-Verein*, 48-50, 84-90.
- CORNET, J. (1849): Die Oper in Deutschland. - *Meissner und Schirges*, Hamburg.
- DEUTSCH, O. E. (1952): Der raetselhafte Giesecke. - *Die Musikforschung*, 5, 152-60.
- ECKELMEYER, J. A. (1991): The cultural context of Mozart's Magic Flute. - *Studies in the History and Interpretation of Music*, Vols 3A & 3B, Edwin Mellen Press.
- ESCHER, J. C. & PULVERTAFT, T. C. R. (1995): Geological map of Greenland, 1:2 500 000. - *Copenhagen: Geological Survey of Greenland*.
- GIESECKE, K. L. (1822): On Cryolite; a Fragment of a Journal. - *Edinburgh Philosophical Journal*, 6, 141-4.
- GIESECKE, K. L. (1823): On the mineralogy of Disco Island. - *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 9, 263-272.
- GIESECKE, K. L. (1910): Bericht einer mineralogischen Reise in Groenland. - *Meddelelser om Grønland*, 35, 1-478.
- GUGITZ, G. & KIRCHMAYER, M. (1964): Karl Ludwig Giesecke. - *Neue Deutsche Biographie*, 6, 383-4.
- HONOLKA, K. (1990): Papageno: Emanuel Schikaneder, Man of the Theater in Mozart's Time. - *Amadeus Press*, Portland, Oregon.
- HOPPE, G. (1990): Karl Ludwig Giesecke. Ein preussischer Bergrat (?) auf Groenland 1806–1813. - *Fundgrube*, 3, 109-14.
- HOPPE, G. (1991): Karl Ludwig Giesecke (1761–1833) und Berlin. - *Aufschluss*, 42, 53-63.
- IRMEN, H-J. (1991): Mozart: Mitglied geheimer Gesellschaften. - *Prisca*.
- IRMEN, H-J. (1996): Mozart's Masonry and the Magic Flute. - *Prisca*.
- JOHNSTRUP, M. F. (1883): Sur les recherches qui ont été entreprises dans les années 1878–80 sur la géologie et la géographie de la côte occidentale du Grønland. - *Meddelelser om Grønland*, 4, 259-289.

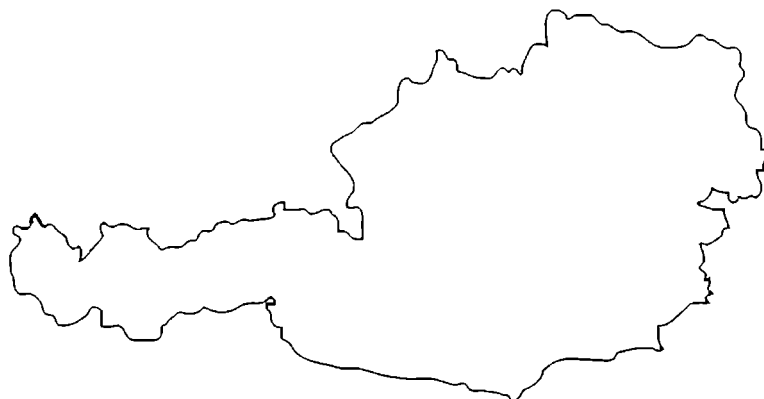
- JØRGENSEN, G. (1996): Charles Lewis Giesecke, professor of mineralogy in Dublin: a fascinating character in the geological history of the Faeroe Islands and Greenland. - *Irish Journal of Earth Sciences*, 15, 155-160.
- KIRCHMAYER, M. (1995): Ist der mineralogieprofessor Karl Ludwig Giesecke der Mitautor des Librettos von Mozarts Zauberfloete, wie Felix Karl Ludwig Machatschki im Jahr 1969 mir gegenueber meinte, oder nicht? - *Mitt. Oesterr. Min. Ges*, 140, 119-123.
- KIRCHMAYER, M. (2001): Ist Karl Ludwig Giesecke, geburtig aus Augsburg, Mitautor von Schikaneder's Libretto zu Mozarts "Zauberfloete"? Auslese: zum Jahreswechsel 2000/01. Frieling & Partner, Berlin, 197-204.
- KOMORZYNSKI, E. (1948): Der Vater der Zauberfloete Emanuel Schikaneder. - Paul Neff Verlag, Wien.
- KORNERUP, A. (1879): Geologiske Iagttagelser fra Vestkysten af Grønland. - *Meddelelser om Grønland*, 1, 77-139, Plate II.
- MELL, A. (1911): Das steiermaerkische Landesmuseum Joanneum und seine Sammlungen. - Ulrich Mosers Buchhandlung, Graz.
- RIEDL-DORN, C. (1987): Briefe von Ignaz von Born an Nikolaus Joseph von Jacquin im Archiv der Botanischen Abteilung des Naturhistorischen Museum in Wien. - *Jahrbuch des Vereins fuer Geschichte der Stadt Wien*, Sonderabdruck. Band 43, 35-73.
- RIEDL-DORN, C. (1991): Die Naturwissenschaften zur Zeit Mozarts. - In *Zaubertoene: Mozart in Wien 1781-1791*. Sonderausstellung des Historischen Museums der Stadt Wien, 139, 66-70.
- ROBBINS LANDON, HC. (1982): Mozart and the Masons: New light on the lodge 'Crowned Hope' - Thames and Hudson, London.
- ROSENSTRAUCH-KOENIGSBERG, E. (1984): Freimaurer, Illuminat, Weltburger: - Friederich Muenters Reisen und Briefen in euren europaeischen Bezuegen. Verlag Ulrich Camen, Berlin.
- RUEPPEL, M. (1996): "Nur zwei Jahre Theater, und alles ist zerruetet". - In JAEGER, H-W. & SAUTERMEISTER, G. Eds. *Bremen Theatergeschichte von den Anfaengen bis zum Ende des 18. Jahrhunderts*. Neue Bremer Beitrage, 9 Band. Universitaetsverlag C. Winter, Heidelberg.
- SOWERBY, J. (1817): *Exotic Mineralogy: or Coloured Figures of Foreign Minerals, as a Supplement to British Mineralogy*. - Vol.II, 5, Tab.CI.
- STEENSTRUP, K. J. V. (1910): Einleitung und biographische Mitteilungen ueber K.L. Giesecke. - *Meddelelser om Grønland*, 35, I-XXXVII.
- STEENSTRUP, K. J. V. & KORNERUP, A. (1881): Beretning om Expeditionen til Julianahaabs Distrikt i 1876. *Meddelelser om Grønland*, 2, 1-26, Plate IV.
- WAGNER, G. (1996): Bruder Mozart: Freimaurer im Wien des 18. Jahrhunderts. - Amalthea in der F.A. Herbig Verlagsbuchhandlung.
- WATERHOUSE, G. (1933): Goethe, Giesecke and Dublin. - *Proceedings of the Royal Irish Academy*, 41, 210-218.
- WATERHOUSE, G. (1936): Sir Charles Giesecke's Autograph Albums. - *Proceedings of the Royal Irish Academy*, 43, 291-306.
- WATERHOUSE, G. (1970): Sir Charles Giesecke's Autograph Albums. - *Proceedings of the Royal Irish Academy*, 70, 1-2.
- WEISBERGER, R. W. (1993): *Speculative Freemasonry and the Enlightenment: A Study of the Craft in London, Paris, Prague, and Vienna*. - East European Monographs, Boulder. Columbia University Press, New York.
- WHITTAKER, A. (1998): Mineralogy and Magic Flute. - *Mitt. Oesterr. Min. Ges*, 143, 107-134.

bei der Redaktion eingegangen: 10. März 2001

Manuskript angenommen: 22. März 2001



**DIPLOMARBEITEN UND DISSERTATIONEN  
ÖSTERREICHISCHER UNIVERSITÄTEN  
(AUSZÜGE)**







**THE PETROLOGY OF THE MAFIC-ULTRAMAFIC ROCKS AND THE SURROUNDING  
BASEMENT, WESTERN ETHIOPIA AND GENESIS OF PLATINUM-GROUP MINERALS  
RELATED TO AN ALASKAN-TYPE ULTRAMAFIC INTRUSION OF YUBDO AREA**

by

**Kebede Hailu Belete**

Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades an der  
Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Graz

Institut für Mineralogie und Petrologie  
Graz, September 2001

**Abstract**

The studied area is located in western Ethiopia, 520 km west of the capital Addis Ababa. The position of western Ethiopia is interesting in both in terms of tectonics and mineralization, as this area has low-grade rocks of Birbir domain, which is part of the Arabian-Nubian Shield (ANS) bounded in the east and west by high grade Mozambique belt (MB) rocks of Geba and Baro domains, respectively.

Representative samples from both the Birbir and Geba domains and from the meta-intrusives found intruding both domains were collected in two field seasons from western Ethiopia. Polished thin-sections prepared from these samples were investigated under microscope and analyzed by scanning electron microprobe. The Birbir domain shows low-grade metamorphic mineral assemblages of chlorite + albite + epidote + actinolite ± quartz ± calcite in the metavolcanic units, and quartz + muscovite + biotite ± albite ± chlorite in the metasedimentary and metagranite intrusives. These assemblages indicate greenschist to lower amphibolite facies and are consistent with the findings of similar rock units in the ANS in East Africa.

The high-grade orthogneisses of Geba domain from east of the studied area have amphibolite facies of metamorphic mineral assemblages with hornblende+andesine or garnet + biotite + andesine + quartz, together with retrograde assemblages of actinolite + epidote + oligoclase ± chlorite ± calcite ± muscovite ± titanite ± apatite. Temperature and pressure were calculated for peak metamorphic conditions. The Birbir domain has a medium temperature range between 552 - 574°C and a high-pressure range between 7.4 - 12.4 kbar. The Geba domain have a relatively high temperature range between 578 - 668°C and medium pressure range between 6.5 - 9.2 kbar. These P-T conditions are the first to be calculated from the studied area. Based on the petrological investigations, calculated P-T values and previous assumptions, two models are proposed to explain the nature of the present day outcrops in western Ethiopia.

Linear bodies of altered mafic-ultramafic rocks occur from Yubdo to the Tulu-Dimtu area in western Ethiopia. These ultramafic rocks were thought to be part of an ophiolite sequence by a number of workers, and recently considered to be Alaskan type intrusions. It is documented that the selective leaching of Mg and Fe from the olivine and diopside minerals in the ultramafic rocks by leaving  $\text{SiO}_2$  at the core, is the main process responsible for the formation of Birbirites. The different stages documented for the formation of birbirites by previous workers are the different types of alteration features of a hydrothermal process. The two bore holes selected for this study clearly show that there is an intense movement of fluids, changing the magmatic minerals into serpentine, amphiboles and carbonates.

The Yubdo mafic-ultramafic body is metamorphosed from greenschist to lower- amphibolite facies. The high temperature minerals like anthophyllite and Mg-cummingtonite are not part of the regional metamorphism, but rather they indicate contact effect of the ultramafic intrusion or movement of high temperature fluids.

Based on microscopic study and electron microprobe analysis primary platinum-group minerals (PGM) are documented for the first time in the chromites and the highly serpentinized zones of the borehole samples of Yubdo. The PGM in the chromites show  $\text{Pt}_2\text{Fe}$  compositions while the PGM in the serpentinized zones show isoferroplatinum and tulameenite compositions. A total of 130 samples were analyzed in a commercial laboratory for the platinum-group elements (PGE). These analyses show anomalous values of Pt reaching up to 806 ppb and Au reaching up to 780 ppb. The PGE distribution shows high ratios of  $(\text{Pt}+\text{Pd})/(\text{Os}+\text{Ir}+\text{Ru})$  and Pt/Pd, typical of Alaskan-type PGM mineralizations.

Polished sections on mounted placer nuggets of Alfe and Birbir rivers, which drain the Yubdo ultramafic rocks in western Ethiopia, were studied for their textures, the type of Pt-Fe alloys and PGM inclusions. The placer nuggets show very complex textures with convex-concave curves. The detailed textural study revealed that these nuggets are formed by aggregation of the minute magmatic PGM by hydrothermal fluids. The association of Pt and Au in both the primary and placer nugget formation indicate that the same fluid is responsible for the remobilization of precious metals in Yubdo.

The placer nuggets have isoferroplatinum and tulameenite composition similar to the PGM identified in the serpentinized section of the borehole. A total of 19 different PGM inclusions are identified from the placer nuggets. These inclusions are found as sulfides, arsenides, antimonides, bismutho-tellurides or as a combination of these. Most of the PGM inclusions have been reported previously, but Kashinite, Platarsite and 6 unidentified minerals are documented in this study for the first time.

The comparison of the analytical data and textures of the PGM in the placer nuggets, in chromites and the serpentinized zone of the borehole samples showed that the original PGMs are magmatic droplets collected by chromites, later released and recrystallized during the alteration of chromites by hydrothermal fluids.

Disseminated chrome-spinels of various compositions are associated with dunite, peridotite and hornblende-clinopyroxenite layers. In general  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  content of the chrome-spinels increase from the top hornblende-clinopyroxenite to the bottom dunite layer (between average 33 wt.% in hornblende-clinopyroxenite to 38.wt % in dunites). Dunites show in general a wide variation in chromite compositions ranging from 21.31 to 42.94 wt.%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ .

Three types of zoning patterns are identified in the Yubdo chromites based on chemical variation of core and rim analyses. Type 1 & 2 chromite zoning (normal zoning) are formed due to the exchange of elements of chrome-spinel with the surrounding silicates during either the magmatic intercumulus stage or metamorphic stage. Type 3 zoning (reverse zoning) is commonly found within the highly altered section of the ultramafic body and is metamorphic in origin. Different discriminating diagrams were employed using chromite chemistry to establish the tectonic position of the Yubdo mafic-ultramafic rocks. The chrome-spinel chemistry clearly shows similarity with an Alaskan type intrusion and with the layered mafic-ultramafic bodies of the Bushveld and Great Dyke complexes. A metamorphic temperature for the alteration of Yubdo chromites is established to be between 500 - 600°C indicating the low-temperature condition of re-equilibration.

Samples selected from two bore hole sections, drilled at the center of the Yubdo mafic-ultramafic body are analyzed for major, trace and rare-earth elements (REE). The major element compositions of these rocks show a slight enrichment in  $\text{SiO}_2$  related to the birbitization and silicification processes. The major element data are comparable to SE Alaskan type intrusives. Chondrite normalized plots of a combination of trace elements and REE indicate that the Yubdo mafic-ultramafic body is intrusive. The ultramafic units have a very similar chondrite normalized pattern to the average Crust and to the gabbro and diorite units encountered in the drill cores. The same samples are analyzed for the platinum-group elements (PGE). The chondrite normalized PGE plot of the Yubdo samples show a positive trend like the Stillwater and Bushveld complexes, contrary to what has been documented up to now as ophiolites.

GROSSMASSENBEWEGUNGEN IM GRENZBEREICH  
INNSBRUCKER QUARZPHYLLIT, KELLERJOCHGNEIS, WILDSCHÖNAUER SCHIEFER

von

**Beatrix Grasbon**

Diplomarbeit zur Erlangung des Magistergrades an der  
Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Innsbruck

Institut für Geologie und Paläontologie  
Institut für Mineralogie und Petrographie  
Innsbruck, Juni 2001

### **Zusammenfassung**

Das Untersuchungsgebiet liegt im Vorderen Zillertal auf der orographisch linken Seite des Finsinggrundes. Aufgebaut wird es von drei Großeinheiten: Dem unterostalpinen Innsbrucker Quarzphyllit im SW, der oberostalpinen Grauwackenzone (Wildschönauer Schiefer) im NE und dem "mittelostalpinen" Kellerjochgneis, der zwischen den ersten beiden Einheiten liegt.

Der Innsbrucker Quarzphyllit weist neben vereinzelt quarzitischer Partien auch Grünschiefer bzw. Amphibolitzüge auf, die über mehrere 100er Meter verfolgt werden können. Als tektonisch höhere Einheit folgt der als Augengneis ausgebildete Kellerjochgneis. Änderungen des Gefüges und des Mineralgehalts sind lediglich an den Überschiebungsbahnen zu finden. Die tektonisch höchste Einheit bildet die Grauwackenzone, die im Untersuchungsgebiet ausschließlich als Wildschönauer Schiefer vorliegt. Im Vergleich zum Innsbrucker Quarzphyllit kann eine etwas sandigere Ausprägung festgestellt werden, die jedoch ebenfalls lokale Varietäten aufweist.

Die gemessenen tektonischen Daten (Faltenachsen, Lineare, Scherbänder,...) der drei Einheiten entstammen der alpidischen Gebirgsbildung, die mit einer Top NW Richtung beginnt. Als zweites Ereignis konnte eine Top NE Bewegung ausgehalten werden, die, in einer dritten Deformationsphase, in eine N-S Einengung übergeht. Untersuchungen der Sprödtektonik ergaben insgesamt vier Hauptstörungsrichtungen, mit einem NW-SE, E-W, N-S (Zillertalparallel) und NE-SW (Inntalparallel) Streichen.

Die geomorphologische Kartierung zeigt die Ausbildung mehrerer Talzuschubsbereiche, die, in Anbetracht der Geologie und Tektonik, unterschiedliche Erscheinungsformen aufweisen. Aktuelle Bewegungen konnten anhand der Kartierung jedoch nicht festgestellt werden.

## MIGMATITE DES ÖTZTALKRISTALLINS – PETROLOGIE UND GEOCHRONOLOGIE

von

**Eva Klötzli-Chowanetz**

Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades an der  
Fakultät für Naturwissenschaften und Mathematik der Universität Wien

Institut für Petrologie  
Wien, Juni 2001

Im Ötztalkristallin, einer polymetamorphen Grundgebirgseinheit der Ostalpen, tritt wiederholt partielle Anatexis von Biotit-Plagioklas-Gneisen auf. Petrologische Untersuchungen im Winnebach Migmatit haben die Erarbeitung eines P-T Pfades für die Anatexis ermöglicht. Geochronologische Untersuchungen mittels Pb-Pb Einzelzirkon Evaporation, konventioneller U-Pb Zirkonanalytik und U-Th-Pb Ionensonden Datierung wurden an zwei Migmatitkörpern, dem Winnebach und dem Klopaier Migmatit und deren Rahmengesteinen durchgeführt. Ziel war die Erfassung der Migmatisationsalter und eine Rekonstruktion der präanatektischen Entwicklungsgeschichte der Paragneise.

### **Petrologie**

Winnebach Migmatit:

Feinkörnige Aggregate aus Plagioklas, resorbiertem Kalifeldspat und etwas Quarz stellen die tatsächliche Schmelze im Winnebach Migmatit dar. Der überwiegende Teil des ursprünglich in diesen Schmelztropfen vorhandenen Quarzes wurde an randlich gelegenen, nicht geschmolzenen Quarz-Körnern angelagert und bildete dadurch Quarz-Inseln. Biotit, der sich in Kontakt zu den Schmelztaschen befunden hat, wird teilweise in die Schmelzbildung einbezogen. Eine erste Disthen-Generation, die nur im Neosom auftritt, spricht für ein Überschreiten der Muskovit-Breakdown-Reaktion innerhalb des Stabilitätsbereiches von Disthen. Dafür sind Drucke über 8 kb erforderlich, wie sie z.B. bei Kontinent-Kontinent Kollisionen erreicht werden. Fe/(Fe+Mg) Verhältnisse in Granat unter 0.7 deuten auf Mindesttemperaturen von 750°C hin. Eine zweite Disthengeneration, die sowohl im Migmatit als auch in den Paragneisen auftritt, wird einem postanatektischen Ereignis zugeordnet. Diese, vermutlich variszische Überprägung hat Temperaturen von 500°C überschritten (reequibrierte Granate, Auftreten von Staurolith), die Erhaltung einzelner ordovizischer Hellglimmer-Rb-Sr Alter im Winnebachmigmatit spricht jedoch gegen eine Überschreitung von 550°C.

#### Klopaier Migmatit:

Die anatektischen P-T Bedingungen im Klopaier Migmatit sind denen aus dem Winnebach Gebiet vergleichbar: Die Schmelze bildete Tropfen, die heute als feinkörnige Plagioklas (+ Kalifeldspat ± Quarz) Haufen vorliegen. Biotit wurde in die Schmelzbildung einbezogen.

Ein Zusammenhang zwischen Disthen-Bildung und Muskovit-Breakdown Reaktion konnte jedoch nicht nachgewiesen werden. Ein P-T Pfad für die Anatexis im Klopaier Gebiet kann daher nicht erstellt werden.

### Geochronologie

#### Winnebach Migmatit:

Die Zirkon-Populationen des Migmatits wurden mit denen der angrenzenden Paragneise verglichen, um die Anatexis aus den anderen, prävariszischen Metamorphose-Ereignissen herauszufiltern. Bis auf einen Zirkon-Typ, zeigen alle Populationen ein mehrphasiges Kristallwachstum und treten in beiden Gesteinen auf. Die Einzelkorn-Evaporation dieser Zirkon-Populationen belegt drei metamorphe Ereignisse mit  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Altern von  $484 \pm 6$  Ma, ca. 560 Ma und ca. 635 Ma. Die Zuordnung der Anatexis zu einem bestimmten Alter ist aber nicht möglich.

Eine Population von kugeligen, klaren und farblosen Zirkonen tritt ausschließlich im Migmatit auf. Diese anatektisch gewachsenen Zirkone zeigen ein konkordantes U/Pb Alter von  $490 \pm 9$  Ma und belegen damit ein unterordovizisches Alter der Migmatisierung.

Zirkon-Kerne ergeben mit beiden Methoden ein Minimalalter von ca. 2440 Ma und dokumentieren damit die Aufarbeitung altproterozoischer bis archaischer Krustenanteile.

#### Gaislehn Granitgneis:

Ionensondenmessungen an Zirkonen belegen einen starken Bleiverlust. Ob dieser während der variszischen Überprägung oder rezent erfolgt ist, oder ob ein zweifacher Bleiverlust stattgefunden hat, kann nicht festgelegt werden. Ein minimales Intrusionsalter für den Gaislehn Granitgneis kann folglich nur näherungsweise mit  $475 \pm 19$  Ma angegeben werden.

#### Klopaier Migmatit und Tonalit:

Ionensondenmessungen an langprismatischen Zirkonen aus dem Migmatit belegen drei Metamorphoseereignisse um  $585 \pm 8$  Ma,  $531 \pm 11$  Ma und  $430 \pm 6$  Ma. Die kugeligen, während der Anatexis gewachsenen Zirkone fallen in die zweite Altersgruppe von 531 Ma.

Der Vergleich der Zirkon-Populationen aus Migmatit und Tonalit beweist die Assimilierung des anatektischen Metasedimentmaterials durch den Tonalit. Daraus ergibt sich zwingend, daß die Anatexis in den Paragneisen vor der Tonalitintrusion stattgefunden hat. Das steht im Einklang mit dem Pb-Pb Alter der magmatischen Zirkonpopulation des Tonalits, das eine ordovizische Intrusion um  $487 \pm 16$  Ma belegt.

**FORMATION OF MINERALS IN HYDRATED HIGH-CALCIUM LIGNITE FLY ASH  
INFLUENCED BY ELEVATED TEMPERATURES AND THEIR CONSEQUENCES FOR  
TECHNOLOGICAL PROPERTIES**

by

**Sören Lottner**

Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades an der  
Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Innsbruck

Institut für Mineralogie und Petrographie  
Institut für Baustoffe und Bauphysik  
Innsbruck, Februar 2001

**Abstract**

The combustion of fossile solid energy carriers results in generating a considerable, still growing amount of residual materials, which have to be disposed of or reused.

One way to combine both requirements is the large-scale packing and built-in of refined combustion residues of lignite-fired power plants for side slope stabilization in open pit mine areas intended for their reutilization.

These arrangements place advanced requirements on technological properties of the final product, e.g. strength, water permeability, leaching behaviour and durability, which presuppose a suitable chemico-mineralogical and physical composition of used materials.

High-calcium lignite fly ashes, dominated by CaO, SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and SO<sub>3</sub>, are known to have a hydraulic reactivity because of their distinctive free lime content. Like conventional binders they are able to react with water forming a solid-state product by hydration, similar to a hardened cement paste. The solidification is based on neoformation of a hydrate phase structure originated from the reaction of hydraulic and pozzolanic constituents. The technological properties of the solidified product are determined by their quality, amount and morphology.

Some of these hydrates are characterized by a wide range of chemical variability which enables a substitution of elements upon a different scale. These reservoir minerals are qualified for combining hazardous compounds in solid and liquid source materials and prevent their wash out due to access of water afterwards. On the understanding of these immobilization properties the application of highly saliferous process waste water from flue gas desulphurization (FGD-water) as mixing agent for stabilization of fly ash is used.

The conversion of reactive fly ash components into hydrate phases takes place in an exothermic process and cause a strong rise in temperature in large-sized bulky structures. Resulting from measurements in commercial solidified fly ash deposits over several years a long-time thermal stress in the range of 90°C to 100°C has taken into account.

To evaluate the effects of elevated temperatures on material properties and the mineralogical composition of stabilized products, testing samples consisting of high-calcium fly ash and tap water as well as FGD-water were produced and cured at 100% relative humidity and temperatures of 20°C, 90°C and 100°C. To reduce the high content of free lime the primary fly ash was prepared before by a slaking and conditioning process.

The result of mineralogical examinations indicates that thermal treatment causes the formation of a novel mixture of hydrate phases. This process is characterized by an extensive growth of hydrogarnet and calciumsilicatehydrates as well as the recrystallization of anhydrite. Phases like ettringite and monosulphate dominating under conditions of ambient temperatures are not in evidence otherwise will reduced completely during proceeding curing time. By using FGD-water these processes are increased, the crystallization of new mineral phases monochloride and monosulphatechloride takes place. These results are in accordance to examinations on large-scale bodies.

The change of mineralogical composition due to influence of elevated temperatures has consequences for technological behaviour of the solidified products. The thermal treatment of materials produce an accelerated solidification and an increase in structure porosity. Using FGD-water in mixture decreasing strength and higher porosity values can be obtained. There are no general relationships between the existence and amount of single hydrate phases and the technological parameters of stabilized product. On consideration of the whole mineralogical composition correlations for single systems and parameters can be derived in this matter approximately. Stability and durability of thermal treated products turned out to be endangered in the attached stage of storage in aqueous solutions when the level of temperature in course of their solidification is sufficient to the formation of low-water or anhydrous calciumsulphates like bassanite and anhydrite. Subsequent hydration processes results in secondary crystallization of wet calciumaluminatesulphates (monosulphate, ettringite) connected with extensive swelling phenomena that can lead to cracking and loss of mechanical strength.

The capability of thermal treated materials for incorporation of contaminants decreases considerably by modified amount of hydrate phases. Compounds with high combining capacity, like ettringite and monosulphate were replaced by phases with low chemical variability such as hydrogarnet and calciumsilicatehydrates. The mobilization of FGD-water ingredients within leaching processes afterwards were found to be much higher. Alkalis and chlorides are gone to be removed completely.

In case of CO<sub>2</sub>-resistance the influence of higher storage temperatures is proved to be advantageous: higher increase in strength and reduction of porosity were obtained. The effects on hydrate phases are characterized by total decomposition of all dominant crystalline binder phases portlandite, ettringite, monosulphate and hydrogarnet in favour of carbonates (vaterite, calcite) as well as gypsum. Thereby there is no impairment of material properties but the loss of reservoir minerals ettringite and monosulphate will intensify the release of substances by leaching processes leading to complete removal of chloride derived from FGD-water.

Present paper is aimed to be a contribution to a new look on long-time thermal behaviour of hydraulic solidified large-scale bodies like disposal dumps, dams, retaining walls, caused by in-situ generation of hydration heat with respect to their high thermal insulating properties. The effects on long-time stability and durability were discussed. Interrelationships and cause-effect-relations as well as conclusions for field-experienced behaviour were illustrated by the mean of comparative chemico-mineralogical and materials engineering thought.



## Kurzfassung

Die Verstromung fossiler Energieträger ist mit der Notwendigkeit verbunden, die entstehenden mengen-intensiven Reststoffe umweltgerecht zu entsorgen oder einer Verwertung zuzuführen. Eine Möglichkeit, beide Wege miteinander zu verbinden, ist der großflächige Versatz und Einbau aufbereiteter Kraftwerks-reststoffe zur Gewährleistung der Standsicherheit von setzungsfließgefährdeten Kippenböschungen in Tagebaurestlöchern mit dem Ziel ihrer künftigen Wiedernutzbarmachung. Maßnahmen dieser Art stellen erhöhte Anforderungen an die materialtechnologischen Eigenschaften des Endprodukts, wie Festigkeit, Permeabilität, Auslaugverhalten sowie Langzeitbeständigkeit und setzen daher eine geeignete chemisch-mineralogische und physikalische Charakteristik der verwendeten Materialien voraus.

CaO-reiche, kalkalumosilikatische Braunkohlenfilterasche (BFA) verfügt aufgrund ihres Freikalkgehaltes über ein hydraulisches Reaktionsvermögen, welches sie befähigt, in Verbindung mit Wasser, ähnlich einem Bindemittel, zu einem zementsteinähnlichen Festkörper (Stabilisat) auszuhärten. Die Verfestigung beruht auf der Ausbildung eines Hydratphasengefüges aus der Umsetzung der hydraulischen bzw. latent-hydraulischen Bestandteile der Asche. Qualität, Menge und Ausbildung dieser Phasenneubildungen bestimmen die materialtechnologischen Eigenschaften des Stabilisates.

Einige dieser Hydratphasen verfügen über eine große kristallchemische Variabilität, die den Einbau von Fremdelementen in unterschiedlichem Umfang ermöglichen. Diese sog. Speicheminerale sind dadurch in der Lage, über die festen und flüssigen Ausgangsmaterialien eingetragene Schadstoffe zu immobilisieren und dadurch einem Austrag bei späterem Wasserzutritt zu entziehen. Diese Eigenschaft ermöglicht den Einsatz von stark salzhaltigen Wässern aus der Rauchgasentschwefelung (REA-Wasser) als Anmachwasser für die Verfestigung der BFA.

Die Umsetzung der reaktiven Komponenten der BFA in die Hydratphasen verläuft exotherm und hat in massiven, großformatigen Körpern einen starken Temperaturanstieg zur Folge. Nach Messungen in mehrjährigen, großtechnisch angelegten Aschestabilisatkörpern ist von einer thermischen Langzeitbeanspruchung im Bereich von 90 bis 100°C auszugehen.

Um die Auswirkungen dieser Temperaturen auf die materialtechnologischen Eigenschaften und die mineralogische Konstitution der Stabilisate zu untersuchen, wurden Prüfkörper aus CaO-reicher, durch einen Ablösch- und Reifeprozess vorbehandelter (freikalkreduzierter) BFA unter Verwendung von Leitungswasser und REA-Wasser hergestellt und bei Temperaturen von 20°C, 90°C und 100°C unter Feuchtraumatmosphäre gelagert.

Die Ergebnisse der mineralogischen Untersuchungen zeigen, dass sich unter dem Einfluss einer erhöhten Temperaturbeanspruchung die Ausbildung eines neuartigen Hydratphasenbestandes vollzieht. Dieser ist gekennzeichnet durch umfangreiche Neubildungen von Hydrogranat und Calciumsilikathydraten bzw. Calciumaluminatsilikathydraten sowie die Rekrystallisation von Anhydrit. Die unter normalen Umgebungstemperaturen dominierenden Phasen Ettringit und Monosulfat treten entweder nicht in Erscheinung oder werden mit fortschreitender Reaktionszeit vollständig abgebaut. Bei Verwendung von REA-Wasser werden diese Entwicklungen zusätzlich verstärkt, hinzu kommt die Bildung neuer eigenständiger Verbindungen in Form von Monochlorid sowie Monosulfatchlorid. Diese Ergebnisse stehen in Übereinstimmung mit Untersuchungen an großtechnisch angelegten Stabilisatkörpern.

Der unter dem Temperatureinfluss qualitativ veränderte Mineralphasenbestand hat Konsequenzen für das materialtechnologische Verhalten der Stabilisate. Die thermische Beanspruchung der Materialien führt danach zu einer beschleunigten Verfestigung sowie zu einer Erhöhung der Gefügeporosität. Der Einsatz von REA-Wasser hat unter diesen Lagerungsbedingungen einen Abfall der Festigkeiten und einen Anstieg der Porositäten zur Folge. Allgemeingültige Zusammenhänge zwischen dem Auftreten und der Menge einzelner Hydratphasen und den materialtechnologischen Kennwerten der Stabilisate existieren nicht. Tendenzielle Beziehungen unter Berücksichtigung des gesamten Phasenbestandes können für einzelne Systeme und Kennwerte abgeleitet werden.

Es kann gezeigt werden, dass die Stabilität und Dauerhaftigkeit der thermisch beanspruchten Stabilisate bei anschließender Lagerung in wässrigen Medien gefährdet ist, wenn das Temperaturniveau im Verlauf ihrer Verfestigung die Bildung wasserarmer bzw. wasserfreier Calciumsulfate (Bassanit, Anhydrit) ermöglichte. Die nachfolgenden Hydratationsvorgänge führen dabei zur sekundären Bildung wasserreicher Calciumaluminatsulfate (Monosulfat, Ettringit) und sind mit umfangreichen Treiberscheinungen verbunden, die Rissbildungen und nachfolgend den vollständigen Verlust der Stabilisatfestigkeit zur Folge haben können.

Durch den veränderten Hydratphasenbestand sinkt in den thermisch behandelten Stabilisaten das Potential zur Bindung von Schadstoffen erheblich: Verbindungen mit hoher kristallchemischer Bindungskapazität, wie Ettringit und Monosulfat werden durch Phasen mit geringer chemischer Variabilität (Hydrogranat, Calciumsilikathydrate) ersetzt. Die Freisetzungen der REA-Wasser-Inhaltsstoffe bei anschließender Elution erfolgt in deutlich stärkerem Umfang und wird für die Alkalien sowie das Chlorid prognostisch zum Totalaustrag führen.

Im Hinblick auf die Widerstandsfähigkeit der Stabilisate gegenüber Karbonatisierungsvorgängen erweist sich der Einfluss erhöhter Lagerungstemperaturen als positiv: höhere Festigkeitszunahmen und stärkere Porositätsreduktionen können beobachtet werden. Die Auswirkungen auf den Hydratphasenbestand sind durch einen vollständigen Abbau sämtlicher kristalliner Hauptbindephasen Portlandit, Ettringit, Monosulfat und Hydrogranat zugunsten der Karbonate Vaterit und Calcit sowie Gips charakterisiert. Eine Beeinträchtigung der Materialeigenschaften erfolgt dadurch nicht, jedoch hat der Verlust der Speicherminerale Ettringit und Monosulfat eine Intensivierung der Stofffreisetzungen bei anschließender Elution zur Folge, die unter allen Versuchsbedingungen zu einem vollständigen Austrag des über das REA-Wasser in das System eingetragenen Chlorids führt.

Die Arbeit versteht sich als Beitrag zur Neubewertung von hydraulisch verfestigten Großkörpern (Deponien, Dämme, Stützkörper) unter dem Aspekt der Langzeiteinwirkung erhöhter Temperaturen durch in-situ-Hydratationswärmeentwicklung unter isothermen Bedingungen und deren Konsequenzen für die Langzeitstabilität und Dauerhaftigkeit dieser Systeme. Es wurde versucht, durch eine vergleichende chemisch-mineralogische und baustofftechnische Betrachtung Zusammenhänge und Ursache-Wirkung-Beziehungen zu verdeutlichen sowie Rückschlüsse zum Verhalten unter Praxisbedingungen aufzuzeigen.

**DISTRIBUTION OF TRACE METALS IN SEDIMENT PROFILE OF THE  
GUAJARA ESTUARY, NORTH BRAZIL**

by

**Fernanda Nascimento**

Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades an der  
Formal- und Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Wien

Institut für Petrologie  
Wien, November 2000

The Guajará Estuary is one of the most important Amazonian coastal ecosystems with significant economic importance for Belém, capital of the State of Pará, with about 1.8 million inhabitants. The Estuary undergoes important pollution impacts caused by a chaotic urban development, industrial and domestic discharges and sewage inputs from the Metropolitan Region of Belém.

The present study provides an image of the geochemical environment of the Guajará Estuary focusing distribution, pathway and availability of trace metals Ba, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Cd, Hg, Sn, Pb, As and Sb in different depths (samples from the first 5 cm, 25 cm and finally from the last 45 cm) during the rainy (March/97) and dry season (December/97).

The trace metals were analyzed using the water elution (S4-Method or Elution/ Atomic Absorption Spectrometry) and microwave digestion (inductively coupled plasma, ICP) methods in order to obtain the trace metal concentrations respectively of the available [ÖNORM/DIN 38414 1985]) and the solid contents of the sediments (European Standard 1999).

Generally, the distribution and transport of pollutants is influenced by the significant seasonal changes with the highest concentration of Ni, Cu, Cd, Sn, and As in the dry season, basically caused by the salt-induced coagulation of colloids in the sediment samples when the Estuary receives great masses of Atlantic waters (CORDEIRO, 1987; PINHEIRO, 1987). The salt-water inflow associated with oxidation processes, Fe-sulfide formation and anthropogenic emissions of metals, more strictly influence the accumulation of Ba, As, Cr, Ni, Cu and Zn in the upper and middle layers (FROHELICH et al., 1979; BRULAND, 1983; FÖRSTNER, 1987; HALLBERG, 1992; COFEY et al., 1997). However, for the Cd, Sn and Pd distribution different others specific parameters also influence their distribution with depth, such as grain-size fraction, mineralogical and ionic composition, and TOC content of the sediments. Specifically in the case of the Pb-accumulation in the lower layers might be basically due to their dominant clay composition (LIDE, 1997/1998).

On the other hand, the general tendency of Cd to accumulate in the upper sediment layers might be result of its preference to be bound to organic matter under oxic conditions and due to the higher chloride concentrations with which Cd forms its predominant complexes in estuaries (SALOMONS & FÖRSTNER, 1984; GOBEIL et al., 1987; STOEPLER, 1991, WALLMANN et al., 1996). In the case of Sn, the chloride concentrations play the main role on its distribution, because of tin tends mainly to combine with chlorides to form compounds such as  $\text{SnCl}_2\text{-H}_2\text{O}$  in aquatic environments (LIDE, 1997/1998).

Beside the input of the local geology drainage bay to the Guajará estuarine sediments, in some samples significant anthropogenic contributions could be identified for Ba, Cr, Ni, Cu, Zn, Cd, Sn, Pb and As, and their concentrations can be considered as “very high” compared with their mean values in all analyzed samples and with international guidelines (SALOMONS & FÖRSTNER, 1984; Environment Protection Agency-EPA, 1977/1984; IRVIN et al., 1988).

The results show that the climatic changes also produce major availability of Ba, Cr, and Zn during the rainy season and of Ni, Cd, Sn, Pb and As during the dry season. On the other hand, the availability rates of Cu are similar in both climatic periods, showing to be independent of climatic changes. The Estuary can be considered to be moderately contaminated mainly by Ni, Cu and Zn with mean availability rates of about 40 % for Ni, 18 % for Zn and 11 % for Cu, while the other metals have a very low mean availability rate of about 0.2 %. The general tendency of increasing availability is:  $\text{Ni} > \text{Zn} \cong \text{Cu} \gg \text{Ba} > \text{Pb} \cong \text{Cr} \gg \text{As} \gg \text{Cd} \cong \text{Sn}$ .

Even if the Cd availability rates are very low, its concentrations are in average fifty times higher than the natural concentrations usually pointed out for sediments. This characterizes a very dangerous Cd pollution since Cd is not biologically essential and all environmental considerations are aimed at reducing its occurrence and its availability.

In this environment, metals tend to move from the sediment to the water due to the low buffer capacity of the sediments and the nearly neutral pH of the estuarine waters. These conditions, combined with the input of anthropogenic discharges, cause a general instability of the chemical and physical characteristics of the aquatic system and turn out to be the major driving processes in the release of accumulated metals in the Estuary, leading to contamination of the environment.

## References

- BRULAND, K. W. (1983): Trace elements in sea-water. - *Chem. Oceanogr.*, 8: 198-200.
- COFFEY, M., DEHAIRS, F., COLLETTE, O., LUTHER, G., CHURCH, T. & JICKLLS, T. (1997): The behaviour of dissolved barium in estuaries. - *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 45: 113-121.
- CORDEIRO, C. A. (1987): Estudo da salinizao no esturio do rio Par no trecho Belém-Mosqueiro. - Belém, Universidade Federal do Par, Centro de Geociências. 109p. Tese (Mestrado em Geoqumica). Curso de Ps-Graduao em Geologia, Centro de Geociências, UFPA, 1987.
- EPA- United States Environmental Protecting Agency (1977/1984/1998/1999/2000): <http://epa.gov>.
- EUROPEAN STANDARD (1989): Characterisation of waste-microwave assisted digestion with hydrofluoric (HF), nitric ( $\text{HNO}_3$ ) and hydrochloric (HCl) acid mixture for subsequent determination of elements in waste, prEN 13656. 11 S.

- FÖRSTNER, U. (1987): Metal speciation in solid wastes, factors affecting mobility. - In: LANDNER, L.(eds.) (1978): Speciation of metals in water, sediment and soil systems. Lecture Notes in Earth Sciences. - Berlin, Springer-Verlag, 11: 13-35.
- FROELICH, P. N., KLINKHAMMER, G. P., BENDER, M. L., LUEDTKE, N. A., HEATH, G. R., CULLEN, D. & DAUPHIN, P. (1979): Early oxidation of organic matter in pelagic sediments of the eastern equatorial Atlantic: suboxic diagenesis. - *Geoch. Cosmochim. Acta*, 43: 1075-1090.
- GOBEIL, C., SILVERBERG, N., SNDBAY, B. & COSSA, D. (1987): Cadmium diagenesis in Laurentian Trough sediments. - *Geoch. Cosmochim. Acta*, 51: 589-596.
- HALLBERG, R. O. (1992): Sediments: Their interaction with biogeochemical cycles through formation and diagenesis. - In: BUTCHER, S. S., CHARLSON, R. J., ORIAN, G. H. & WOLFE, G. V. (eds.) (1992): Global biogeochemical cycles. - ISBN 0-12-147685-5. p. 155-173.
- IRWIN, J., VAN MOUWERIK, M., ATEVES, L., SEESE, M. D. & BASHAM, W. (eds.) (1988): Environmental contaminants encyclopedia. - International Joint Commission, IJC. <http://www1.nature.nps.gov/toxic/index.html>.
- LIDE, D. R. (1997-1998): Handbook of chemistry and physics. - 78th Ed. CRC Press. ISBN 0849304184.
- ÖNORM/DIN 38414 (1985): Deutsche Einheitsverfahren zur Wasser-, Abwasser- und Schlammuntersuchung. Schlamm und Sediment (Gruppe S). Bestimmung des Wassergehaltes und des Trockenrückstandes bzw. der Trockensubstanz (S2). - ÖNORM/DIN 38414 (Teil 2 und Teil 4). 17 S.
- PINHEIRO, R. V. L. (1987): Estudo hidrodinâmico e sedimentológico do estuário Guajará-Belém (PA). - Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências. 163 p. Tese (Mestrado em Geologia). Curso de Pós-Graduação em Geologia, Centro de Geociências, UFPA, 1987.
- SALOMONS, W. & FÖRSTNER, U. (1984): Metals in the hydrocycle. - Berlin, Springer-Verlag. 349 p.
- STOEPLER, M. (1991): Cadmium. - In: Merian, E. (ed.) (1991): Metals and their compounds in the environment: occurrence, analysis and biological relevance. - Weinheim, VCH Verlagsgesellschaft mbH. ISBN 3-527-26521-X. p. 803-853.
- WALLMANN, K., PETERSON, W., REINERS, C. & GRAMM, H. (1996): Trace elements diagenesis in polluted sediments of the River Elbe Estuary. - In: CALMANO, W. & FÖSTNER, U. (eds.) (1996): Sediments and toxic substances: environmental effects and toxicity. - Berlin, Springer-Verlag. p. 197-213.

MINERALOGY, CHEMICAL COMPOSITION AND DISTRIBUTION OF  
RARE EARTH ELEMENTS OF CLAY-RICH SEDIMENTS, CENTRAL UGANDA

by

**George William Atwoki Nyakairu**

Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades an der  
Formal- und Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Wien

Institut für Geochemie  
Wien, Februar 2001

**Abstract**

In Uganda, Precambrian rocks are extensively weathered to sediments, which are locally altered to form considerable clay deposits. Clay-rich sediment samples were collected from the Kajjansi, Kitiko, Kitetika, and Ntawo valleys (central Uganda), all of which are currently used for traditional brick, tile, and pottery manufacture. The mineralogical and chemical characteristics, and source rocks of these clay-rich sediments is not well understood. Thus, this study used modern analytical techniques, such as XRD, to obtain the bulk mineralogical composition, and XRF and INAA analyses for whole rock major and trace element abundances.

The results show that the sediments are dominated by kaolinite and quartz, and minor phases include smectite, chlorite, and illite/muscovite. Whole rock chemistry shows that sediment samples rich in SiO<sub>2</sub> have low Al, Fe, Sc and Cr contents. The high chemical index of alteration (CIA) values (87 to 96), chemical index of weathering (CIW) values around 98 and low contents of the alkali and alkali earth elements of the clay-rich sediments suggest a relatively more intense weathering source area. The clay-rich sediments as raw materials for industry were classified as silty clays from grain size analysis. The chemical and mineralogical composition results show that, taken as a whole, the clay-rich sediments possess characteristics satisfactory for brick production. The chondrite-normalized REE patterns of the clay-rich sediments show LREE enrichments and a negative Eu anomaly. The high chondrite-normalized La/Yb ratios, and Gd/Yb ratios lower than 2.0, confirm that the sediments are enriched in the LREEs. The mineralogical composition, REE contents, and elemental ratios in these sediments suggest a provenance from mainly felsic rocks, with only minor contributions from basic sources. The basic sediments were most likely derived from metasedimentary rocks, such as muscovite-biotite schists, which are characteristic of the Buganda-Toro System rocks, whereas the felsic sediments are derivatives of granitoid rocks of the basement. The most significant geochemical finding is that despite intense weathering, which has affected most elements, the REE, Th, and Sc remain immobile.

Analysis of the > 63, 32 - 63, and < 32  $\mu\text{m}$  grain-size fractions of clay-rich sediments from Kajjansi and Ntawo valleys for their mineral, chemical, and rare earth elements (REE), shows that the < 63  $\mu\text{m}$  fractions are dominated by kaolinite whereas the > 63  $\mu\text{m}$  are quartz rich. The whole-rock chemistry shows that the < 63  $\mu\text{m}$  fractions are enriched in the  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  and  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  compared to Upper Continental Crust (UCC) with the trace element content comparable to the bulk samples. The chondrite-normalized REE distribution patterns are remarkably similar for the grain size fractions, with a general enrichment of LREE and a depletion of Eu. The > 63  $\mu\text{m}$  fractions have the lowest REE abundances and show no LREE-HREE fractionation with a negative Eu-anomaly. The shape of the REE pattern of < 63  $\mu\text{m}$  fractions is similar to the bulk samples. Kaolin from the Buwambo deposit, located 27 km north of Kampala, has been analyzed for its mineralogical and chemical composition. The kaolin derived from weathering of a granite pegmatite of the basement is composed of kaolinite as the dominant mineral, with quartz and muscovite/illite as accessory minerals. Whole rock chemistry shows that the kaolin is composed mainly of  $\text{SiO}_2$  and  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , with the other oxides being present only in trace amounts. Depletion in oxides of Ti, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, and K not only shows the extent of kaolinization, but also gives the kaolin an almost white color. The kaolinization and weathering processes have enriched Ni and depleted other trace element contents in the Buwambo kaolin. The chondrite normalized REE patterns show LREE enrichment with a negative Ce anomaly. The enrichment and depletion of the different trace elements appear to be caused by differentiation processes during kaolinization and leaching with meteoric water. From its mineralogical and chemical composition, the kaolin is suitable for earthen and sanitary ware production.

## **Kurzfassung**

Präkambische Gesteine sind in Uganda bereichsweise tiefgründig von Verwitterungsvorgängen beeinflusst, welche lokal zu beträchtlichen Tonablagerungen führen. Tonreiche Sedimente aus den Kajjansi, Kitiko, Kiteka und Ntawo Tälern (Zentraluganda), welche dort für traditionelles Ziegel-, Fliesen- und Töpfereihandwerk verwendet werden, wurden im Rahmen dieser Arbeit untersucht. Die mineralogischen und chemischen Charakteristika, sowie die Liefergesteine dieser tonreichen Sedimente, sind noch nicht ausreichend geklärt. Diese Arbeit verwendet moderne analytische Methoden (XRD, XRF, INAA etc), die zu einer Klärung dieser Themenbereiche beitragen.

Die Ergebnisse zeigen, dass die Sedimente vorherrschend aus Kaolinit und Quarz zusammengesetzt sind, mit geringen Anteilen von Smektit, Chlorit und Illit/Muskovit. Die Gesamtgesteinschemie der  $\text{SiO}_2$ -reichen Sedimente zeigt niedrige Gehalte an Al, Fe, Sc und Cr. Hohe CIA (chemical index of alteration) Werte von 87 bis 96, CIW (chemical index of weathering) Werte um die 98, und niedrige Alkali- und Erdalkaliegehalte der tonreichen Sedimente, legen ein relativ intensiv verwittertes Liefergebiet nahe. Die tonreichen Sedimente als industrielles Rohmaterial werden nach Korngrößenanalysen als siltige Tone klassifiziert. Die Ergebnisse betreffend der chemischen und mineralogischen Zusammensetzung zeigen dass, insgesamt gesehen, die tonreichen Sedimente ausreichende Eigenschaften für die Ziegelherstellung besitzen. Chondritnormierte Seltenerd element (REE) Verteilungsmuster zeigen eine Anreicherung der leichten Seltenerdelemente und eine negative Europiumanomalie.

Die Anreicherung der LREE wird durch hohe chondritnormalisierte La/Yb Verhältnisse und Gd/Yb Verhältnisse kleiner als 2.0 untermauert. Aufgrund der mineralogischen Zusammensetzung, der Seltenerdelementgehalte, und den Elementverhältnissen in diesen Sedimenten, wird eine Herkunft von hauptsächlich felsischen Gesteinen, mit einem geringen Beitrag von basischen Quellen, angenommen. Die basischen Liefergesteine waren sehr wahrscheinlich metasedimentäre Gesteine, wie Muskowit-Biotit Schiefer, welche für das Buganda-Toro System charakteristisch sind. Die felsische Zusammensetzung stammt dahingegen von granitoiden Gesteinen des Grundgebirges. Das signifikanteste geochemische Ergebnis ist, dass trotz der intensiven Verwitterung, welche nahezu alle Elemente beeinträchtigte, die REE, Th und Sc immobil geblieben sind.

Untersuchungen der Korngrößenfraktionen  $> 63$ ,  $32 - 63$  und  $< 32$   $\mu\text{m}$  von Sedimenten der Kjjansi und Ntawo Täler betreffend deren Mineralogie, Chemie und Seltenerdelemente zeigen, dass die Fraktion  $< 63$   $\mu\text{m}$  von Kaolinit dominiert wird, während die Fraktion  $> 63$  sehr quarzreich ist. Die  $< 63$   $\mu\text{m}$  Fraktion zeigt, im Vergleich zu der Oberen Kontinentale Krustenzusammensetzung, eine Anreicherung der  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  und  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  Gehalte, vergleichbar mit den Gesamtgesteinsergebnissen. Die chondritnormalisierten REE Muster der Korngrößenfraktionen sind denen der Gesamtgesteinsergebnisse bemerkenswert ähnlich, mit einer generellen Anreicherung der LREE und einer Abreicherung des Eu. Die  $> 63$   $\mu\text{m}$  Fraktion hat die niedrigsten REE Häufigkeiten und zeigt keine LREE-HREE Fraktionierung mit einer Eu Abreicherung an. Das REE Muster der  $< 63$   $\mu\text{m}$  Fraktion ist dem der Gesamtgesteine ähnlich.

Weiters wurde Kaolin von der Buwambo Lagerstätte, 27 km nördlich von Kampala, auf die chemische und mineralogische Zusammensetzung hin untersucht. Der Kaolin, welcher von der Verwitterung eines Granitpegmatits des Grundgebirges herrührt, besteht aus dem dominierenden Kaolinit mit akzessorischen Quarz und Muskowit/Illit Mineralen. Nach der Gesamtgesteinschemie ist der Kaolin aus  $\text{SiO}_2$  und  $\text{Al}_2\text{O}_3$  zusammengesetzt, mit Spuren der übrigen Oxide. Die Abreicherung an Oxiden von Ti, Fe, Mn, Mg, Ca, Na und K zeigt den Kaolinisierungsgrad, und gibt dem Kaolin eine nahezu weisse Farbe. Im Buwambo-Kaolin haben Kaolinisierung und Verwitterungsprozesse zu Ni-Anreicherung und zur Verringerung anderer Spurenelementgehalte geführt. Chondritnormalisierte REE Muster zeigen eine LREE Anreicherung mit einer negativen Ce Anomalie. Die An- und Abreicherung der unterschiedlichen Spurenelemente scheint durch Differentiationsprozesse während der Kaolinisierung und der Auslaugung durch meteorisches Wasser verursacht zu sein. Nach der mineralogischen und chemischen Zusammensetzung ist der Kaolin für die irdene und sanitäre Warenherstellung geeignet.



**THE GEOLOGY, GEOCHEMISTRY AND GENESIS OF THE LEWIS AND MARIE  
COPPER SULPHIDE DEPOSITS, MUMBWA DISTRICT, CENTRAL ZAMBIA**

by

**Osbert N. Sikazwe**

Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades an der  
Formal- und Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Wien

Institut für Petrologie  
Wien, Jänner 2001

The Lewis and Marie copper sulphide deposits are located in an area bound by latitudes 14°59" and 15°15" S and longitudes 27°11" and 27°21" E, situated in the Mumbwa district, central Zambia. Lewis deposit is of vein type with minor bedded disseminated mineralization. Reserves for the Lewis deposit are unknown. Its grade, however, is about 3.6 % Cu. The Marie deposit is of vein type and its reserves are about 53,000 t averaging 3.3 % Cu. The mineralized veins are associated with shear zones.

The two deposits are hosted within the strongly deformed Lewis schists sequence belonging to the Transition Beds Group of the Neoproterozoic Katanga metasediments. The Lewis schists sequence, which constitutes the Lewis-Marie syncline, consists of banded dolomite phyllites intercalated with carbonaceous phyllites, magnesite phyllites and arenites. All these are metamorphosed to low-grade greenschist facies. Metamorphic cooling ages obtained from older schists by dating muscovite using the <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar method range from 544 to 522 Ma. Vein mineralization within the Neoproterozoic Lufilian belt is generally thought to have formed during or after peak metamorphism. The Lewis and Marie deposits are thus assumed to be younger than 544 - 522 Ma. If the deposits are related to magmatism, then they can be assumed to be younger than 570 - 530 Ma.

The host Lewis schists are carbonate-rich and argillaceous. These chemical features are indicated by their carbonate carbon, SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, and (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) contents whose ranges are 9.34 - 62.1, 34.6 - 47.6, 4.61 - 11.4, and 0.38 - 10.68 wt %, respectively. Major alterations recognized include dolomitization, albitization, magnesitization, sideritization, sericitization and chloritization. Negative correlations of MgO with FeO, MnO and of Sr/Ca ratio with Mn together with positive correlation between FeO and MnO all indicate meteoric alteration during burial diagenesis. The range of Cu content in rocks hosting vein mineralization is 0.6 to 3814 ppm and in the older paragneisses plus carbonates is 2.5 to 68.5 ppm. Thus, paragneisses and carbonates are thus less likely the source of Cu in the veins.

Host rocks are also characterized by chondrite-normalized REE patterns generally enriched in LREE ( $\text{La/Yb} = 1.75 - 15.7$ ), relatively flat HREE ( $\text{Gd/Lu} = 0.58 - 2.74$ ) and conspicuous negative Eu anomalies ( $\text{Eu/Eu}^* = 0.41 - 0.93$ ). These REE patterns are inherited from parental sediments sourced from a differentiated upper continental crust.  $\text{La/Sc}$  and  $\text{Th/Co}$  ratios averaging  $1.02 - 1.92$  and  $0.76 - 1.92$ , respectively, also indicate an upper continental crustal derivation. Veins, however, show reversed REE patterns in that they are characterized by depleted LREE ( $\text{La/Yb} = 0.32 - 0.52$ ), relatively enriched but flat HREE ( $\text{Gd/Lu} = 0.85 - 1.51$ ) and positive Eu anomalies ( $\text{Eu/Eu}^* = 1.25 - 1.43$ ). These REE patterns indicate that fluids were depleted in LREE, HREE were remobilized by complexing with  $\text{CO}_2$  and Eu was decoupled from the other REE possibly by reduction to  $\text{Eu}^{2+}$  and fixed in albite or Ca-carbonates, common vein phases.

Ore minerals include pyrite, arsenopyrite, pyrrhotite, chalcopyrite, bornite, chalcocite, digenite, covellite, (molybdenite), malachite and azurite. Mostly, ore textures are of replacement nature. Chalcopyrite and bornite are replaced by chalcocite, digenite and covellite. However, exsolution textures are also common (e.g. chalcopyrite and digenite exsolved in bornite). Exsolution textures indicate high formation temperatures (around  $300^\circ\text{C}$ ). The following ore succession has been found: pyrite + arsenopyrite + pyrrhotite  $\Rightarrow$  chalcopyrite + bornite + molybdenite  $\Rightarrow$  chalcocite + digenite  $\Rightarrow$  covellite  $\Rightarrow$  goethite  $\Rightarrow$  malachite + azurite. The presence of malachite and azurite indicate that the sulphide mineralization interacted with low-temperature supergene fluids and also the abundance of carbonates in the host rocks. The following vertical ore mineral zonation can be postulated: pyrite + chalcopyrite + bornite (primary ore zone at depth)  $\Rightarrow$  chalcocite + digenite + covellite (enrichment zone)  $\Rightarrow$  malachite + azurite (oxidation zone near surface). Major gangue minerals include dolomite, quartz, sericite, biotite/phlogopite, chlorite, magnesite and albite.  $\text{Co/Ni}$  ratios of pyrites range from 1.5 to 23.3 indicating that pyrites are hydrothermal ( $\text{Co/Ni} > 1$ ) rather than sedimentary ( $\text{Co/Ni} < 1$ ) in origin.

C isotopic composition indicate that host rocks ( $\delta^{13}\text{C} = -3.15$  to  $+2.39$  per mil) and the underlying carbonate rocks ( $\delta^{13}\text{C} = +4.27$  to  $+6.30$  per mil) are of marine origin. O isotopic composition of the host rocks ( $\delta^{18}\text{O} = +17.13$  to  $+22.38$  per mil) and the carbonates beneath ( $\delta^{18}\text{O} = 22.63$  to  $+29.87$  per mil) and lighter  $\delta^{13}\text{C}$  values for the host rocks suggest an interaction with isotopically lighter fluids. These were probably the mineralizing fluids. O isotopic composition of coexisting quartz and dolomite in the host rocks gave an average equilibration temperature of  $249^\circ\text{C}$ , which is broadly consistent with average temperatures derived from the chlorite geothermometer ( $261^\circ\text{C}$ ) and fluid inclusions ( $291^\circ\text{C}$ ). Fluid inclusion salinities range from 14 - 29 wt.% NaCl equivalent, suggesting that the mineralizing metamorphic-hydrothermal brines were high saline. The presence of magnesite in the host rocks indicates that highly saline brines operated in the study area. S isotope composition of pyrites average  $+8.62$  per mil indicating the derivation of sulphur from local bedded disseminated sulphide mineralization.

In view of the above data, a metamorphic-hydrothermal genetic model is proposed. In this model, vein mineralization is assumed to have been derived from pre-existing disseminated/bedded sulphide mineralization through remobilization. Cu and S were transported to the deposition site as Cl-ligands and as  $\text{H}_2\text{S}$  (and/or  $\text{HS}^-$ ), respectively.

## WEATHERING AND MOBILITY OF ARSENIC IN SOILS

by

**Dejene Ayele Tessema**

Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades an der  
Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Graz

Institut für Mineralogie und Petrologie  
Institut für Chemie  
Graz, März 2001

### **Abstract**

Arsenic occurs naturally in a wide range of minerals, which represent the major sources in the environment. Traces of arsenic are almost universal. It is a commonly occurring toxic metal in natural ecosystems. It is phyto- as well as zoo-toxic. Due to its toxicity to plants, animals, marine life, and humans, it is desirable to understand the behavior of As in the environment.

The toxicity of As compounds is not universal. Generally, the toxicity decreases according to the following order: arsenite > arsenate > methylarsonic acid ~ dimethylarsinic acid >> arsenobetaine ~ trimethylarsine oxide ~ tetramethylarsonium salts ~ arsenoriboses. Trivalent arsenicals exert their effects by reacting with the sulfhydryl groups in the enzyme systems essential for metabolism, which inhibits their action. Arsenates, on the other hand, are not inhibitory to enzyme systems due to lack of affinity to hydroxo and thiol groups; but ATP synthesis is inhibited by  $\text{AsO}_4^{3-}$  by uncoupling oxidative phosphorylation and replacing the stable phosphoryl group.

Arsenic undergoes oxidation, reduction, methylation, and demethylation reactions in soils. During oxidation, arsenite (AsIII) species are converted to arsenate (AsV), whereas the reverse occurs in reduction reactions. Methylation and volatilization of As can be affected by several biotic (such as type of organisms, ability of organism for methylation, etc.) and abiotic (soil pH, temperature, redox conditions, methyl donor, presence of other ions, etc.) factors. In the reduced environment such as flooded soils, arsenate is reduced to arsine and then methylated to form methylarsenic acid forms. The fully methylated,  $(\text{CH}_3)_3\text{As}$ , and the partially methylated,  $\text{CH}_3\text{AsH}_2$  and  $(\text{CH}_3)_2\text{AsH}$  compounds have boiling points below  $110^\circ\text{C}$ . and possess considerable vapor pressures at room temperature and are sufficiently stable toward atmospheric agents to appear in the gas phase around organisms with methylating capability.

Arsenic is a characteristic element in the Austrian soils. Even though typical amounts of arsenic in natural uncontaminated soils varied from 5 to 6 mg/kg, certain soils of the shallow parts of Austria contain elevated arsenic levels. Investigation of heavy metals in soils have shown that arsenic is one of the heavy metals with frequent values above the admissible, 20 ppm, limit. It is also reported that about 1.3 % of the Austrian soil contain arsenic concentration higher than 80 mg/kg. In Styria it is considered as one of the principal soil contaminants. Analysis of soil samples collected from 519 sampling sites showed that about 30 % of the samples have arsenic concentrations above the admissible level.

The overall objective of this work was to investigate the mobility of arsenic in one of the arsenic rich NE Styrian soil at Strassegg (Gasen).

A detailed study on the formation and volatilization of gaseous arsenic compounds in the soil has been carried out by using a self made gas purging and trapping set up. Nitrogen gas was used for purging the gaseous arsenic compounds and nitric acid for oxidative trapping the released compounds. The trend in the release of gaseous arsenic compounds from the soil was found to increase linearly with purging duration at a temperature of  $20 \pm 1^\circ\text{C}$  and a purging flow of  $10 \text{ mL min}^{-1}$ . These results enabled the analogical assumption that there is a constant upstreaming of volatile arsenicals from the underlying anoxic to the upper oxic zone with subsequent oxidation. Thus, microbial formation of volatile arsenicals in the reducing zone of Gasen and its surrounding soil followed by upstreaming and oxidation at the upper oxic zone is a good candidate as a factor for the local maximum in the area. Conducive temperatures for highest formation of the volatile arsenic compounds range between  $24 - 32^\circ\text{C}$ . Pulling together all the evidences obtained in the study brought us to the logical conclusion that the formation of volatile arsenic compounds in the soil studied is mediated by microorganisms. Moreover, the ability of microbes to enhance the leaching of arsenic into the soil water was confirmed.

Speciation results revealed that nearly all of the arsenic present ( $> 95\%$ ) was in the pentavalent inorganic state. The arsenic level in the soil water was low as compared to the total level in the soil. From sequential leach data, this was attributed to the association of the main proportion of arsenic to the recalcitrant fractions from which arsenic is not easily released.

In spite of the high arsenic level in the Gasen soil its phytoavailability remained to be relatively low. The level of arsenic determined in the mixture of grasses growing in the area is just slightly higher than the level described as the highest limit for terrestrial plants growing at uncontaminated sites ( $0.2 \text{ mg/kg}$ ). This inhibited phytoavailability is attributed to the extremely low level of the water soluble and exchangeable portions of arsenic which are generally considered to be mobile and phytoavailable.

Our studies on arsenic release in the presence of humic or low molecular weight polycarboxylic acids from the Gasen soil have shown that the release of arsenic can be increased by soil organic matter surface interaction. The results from the limited number of polycarboxylic acids considered in this study indicate that the low molecular weight polycarboxylic acids are more effective in releasing arsenic from soil than humic acid. The fact that arsenic is strongly bound to the soil may reasonably be attributed to the low level of low molecular weight polycarboxylic acids in the soil which are strong in releasing arsenic from soil. But, identification of the actual organic acid components of the soil and carry out a more direct investigation on the effect of the identified organic acids on the release of arsenic from the soil is vital to confirm this assumption.

Results obtained from the electrochemical and leach experiments indicate that, at Strassegg (Gasen) the release of arsenic from arsenopyrite seems to be highly influenced by the co-existence of the sulfide minerals with arsenopyrite. In many areas, the sulfide minerals at Strassegg are exposed to atmospheric air or covered by thin layer of soil which indicates that the minerals are under an oxic environment. The soil collected from the top 20 cm layer, is fairly oxic ( $E_h = 313$  mV) and acidic ( $\text{pH}(\text{CaCl}_2) = 4.3$ ). Cyclic voltammetric investigations of the minerals in the moderately acidic to moderately alkaline pH range and in the range of potentials usually encountered in soils revealed that arsenopyrite undergoes oxidation to form  $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$  or their hydroxides,  $\text{H}_2\text{AsO}_4^-$ ,  $\text{HAsO}_4^{2-}$  and  $\text{SO}_4^{2-}$ . Chalcopyrite produces  $\text{Cu}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{S}/\text{SO}_4^{2-}$  and various other oxidized forms of chalcopyrite. Pyrite on the other hand oxidizes to form  $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ , S, and  $\text{SO}_4^{2-}$ . The oxidation of the minerals takes place in order of chalcopyrite - arsenopyrite - pyrite. When sulfide minerals occur together, as the case is at Strassegg, high potential minerals frequently stimulate the oxidation and dissolution of low-potential minerals. Pyrite is the most noble sulfide mineral and can thus influence the oxidation of arsenopyrite and chalcopyrite through galvanic couplings while chalcopyrite undergoes oxidation easily to species that are substantially more soluble than the sulfide mineral itself. In these interactions pyrite will be the cathode and thus enhance oxidation of arsenopyrite and the other associated sulfide minerals. Leach experiments indicated that arsenopyrite is more soluble in the presence of chalcopyrite and pyrite. The higher dissolution of arsenopyrite in presence of pyrite and chalcopyrite could be an electrochemical corrosion process in which dissolved species such as  $\text{Fe}^{3+}$  and  $\text{Cu}^{2+}$  get reduced at the arsenopyrite surface behaving as an anode and arsenopyrite as the cathode. After the initial oxidation of chalcopyrite the earliest formed free sulfuric acid and sulfates such as  $\text{FeSO}_4$ ,  $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$  and  $\text{CuSO}_4$  exert more strong oxidizing effects on arsenopyrite and pyrite, thus accelerate their oxidation. During the reaction of sulfates formed by oxidation of sulfide minerals with such media as with rocks, salts like carbonates and silicates as well as oxides and hydroxides are further formed, which, in turn often interact with each other and cause metasomatic reactions.

The above results revealed that the release of arsenic into the soil from arsenopyrite takes place under the existing  $E_h$  and pH condition at Strassegg and this is further enhanced due to the occurrence of other sulfide minerals such as pyrite and chalcopyrite together with arsenopyrite. Once released from rocks and minerals the element can be transported by various physical processes and enrich the soil with arsenic.

THE PETROLOGY, GEOCHEMISTRY AND PETROGENESIS OF THE  
TORORO CARBONATITE COMPLEX, EASTERN UGANDA

by

**Tiberindwa John Vianney**

Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades an der  
Formal- und Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Wien

Institut für Petrologie  
Wien, December 2000

**Abstract**

This thesis reports the results and interpretations of a petrographic, geochemical, and isotopic study of the rocks of the Tororo carbonatite complex of eastern Uganda. At this complex, carbonatite intrudes in a number of episodes into ijolites and nepheline syenites which had themselves been previously intruded into the granites and granite gneisses of the surrounding basement. Contrary to the opinions of earlier researchers, petrographic observation shows that carbonatite was actually involved in the fenitisation of the country rocks even at this level. It would appear that the fenitisation was initiated by the silicate fluids, but was later enhanced by the intruding carbonatite which also feldspathised and phlogopitised the older rocks. Subsequent explosive escape of volatiles was responsible for the shattering of the rocks, and the granulation and recrystallisation of the feldspar prior to and during the fenitisation. These volatiles appear to have also carried the fragments of the ubiquitous agglomerate dykes. Major oxide analyses show low MgO, Na<sub>2</sub>O and K<sub>2</sub>O contents for the carbonatites, consistent with the loss of these phases from the carbonatite fluid to the country rocks during the fenitisation. Rare oolitic carbonatite from this complex has been taken as evidence of a volcanic episode during the later stages of formation of the complex.

Similar enrichments in LILE and the LREE, identical average stable (C and O) and initial Sr isotopic ratios for the calcite in the carbonatites and the associated silicate rocks are consistent with derivation of these rocks from the same parental magma. Nd-Sr isotope ratio plots show that both the carbonatites and the associated silicate rocks fall in the field interpreted to indicate derivation from a reservoir that was depleted in LILE relative to Bulk Earth. The high concentrations of incompatible trace element in these rocks point to derivation from a melt formed by small degrees (< 5 %) of partial melting of the mantle. Additional enrichment is thought to result from the normal fractionation process as well as repeated metasomatic exchanges with the upper mantle and the crust as the melts ascend.

The stable isotope compositions of both the carbonatites and the associated silicate rocks show  $^{18}\text{O}$  isotopic contents that are typical of primary mantle-derived melts but  $^{13}\text{C}$  isotopic contents that are enriched relative to the expected mantle values. Since most processes that would cause enrichment in  $^{13}\text{C}$  would result in even greater enrichments in the  $^{18}\text{O}$  contents, the enrichment in  $^{13}\text{C}$  without an accompanying enrichment in  $^{18}\text{O}$  has been interpreted as an intrinsic characteristic of the mantle source of the parental melts.

A model involving the immiscible separation of an ijolitic silicate melt and a conjugate carbonatitic fluid from a partly evolved parental melaneplinitic magma is proposed for the genesis of the two rock groups basing on the various geochemical similarities specified above.

## **Zusammenfassung**

Diese Dissertation ist das Ergebnis petrographischer, geochemischer und isotopegeochemischer Untersuchungen an den Gesteinen des Tororo Karbonatit Komplexes in E-Uganda. Der Komplex ist durch mehrere Episoden von Karbonatitintrusionen in Ijolithe und Nephelin-Syenite gekennzeichnet, die ihrerseits wieder in Granite und Gneise des umgebenden Grundgebirges eindrangen. Entgegen der Auffassung früherer Bearbeiter zeigen die hier vorgelegten Untersuchungen, dass die Karbonatite an der Fenitisierung der umgebenden Gesteine auch in diesem Aufschlussniveau beteiligt waren. Fenitisierung wurde durch Silikat-reiche Fluids eingeleitet und anschließend durch die intrudierenden Karbonatit Schmelzen verstärkt, die auch die Feldspatierung und Phlogopitierung der älteren Gesteine verursachten. Explosiver Verlust der fluiden Phase ist verantwortlich für die Zerrüttung der Gesteine und für die Granulierung und Rekristallisation der Feldspäte vor und während der Fenitisierung. Die fluide Phase dürfte auch für die häufig auftretenden fragmentierten Gänge verantwortlich sein. Analysen der Hauptelemente zeigen niedrige  $\text{MgO}$ -,  $\text{Na}_2\text{O}$ - und  $\text{K}_2\text{O}$ -Gehalte für die Karbonatite, was mit dem Verlust dieser Komponenten während der Fenitisierung in Zusammenhang steht. Das Auftreten von oolithischen Karbonatiten weist auf vulkanische Episoden während des Spätstadiums der Bildung des Komplexes hin.

Die Kalzitphasen der Karbonatite und die Silikatgesteine zeigen ähnliche Anreicherung der LILE und der LREE sowie idente durchschnittliche Verhältnisse der stabilen C- und O-Isotope und des initialen Sr-Isotopenverhältnisses. Dies ist ein Hinweis darauf, dass die Gesteine vom selben Stammagma abgeleitet werden können. Nd- und Sr-Isotopenverhältnisse zeigen ferner, dass sich sowohl die Karbonatite als auch die mit ihnen vergesellschafteten Silikatgesteine von einem Mantelreservoir ableiten lassen, das relativ zur Zusammensetzung der Gesamterde an LILE verarmt war. Die hohe Konzentration von inkompatiblen Spurenelementen weist auf geringe Schmelzraten (< 5 %) des verarmten Erdmantels hin. Fraktionierungsprozesse sowie wiederholte Austauschprozesse mit Gesteinen des obersten Erdmantels und der Kruste führten während des Aufstieges der Schmelzen zur weiteren Anreicherung an inkompatiblen Spurenelementen.

Während die Gehalte des Sauerstoffisotopes  $^{18}\text{O}$  typisch sind für Schmelzen, die aus dem Erdmantel abgeleitet werden, sind die Werte für  $^{13}\text{C}$  relativ zum Erdmantel angereichert. Da aber die meisten Prozesse, die zur Anreicherung von  $^{13}\text{C}$  führen, auch eine stärkere Anreicherung von  $^{18}\text{O}$  verursachen würden, kann die Anreicherung von  $^{13}\text{C}$  ohne Anreicherung von  $^{18}\text{O}$  als eine immanente Eigenschaft der Mantelquelle, aus der die Schmelzen abgeleitet werden, angesehen werden.

Auf der Basis der geochemischen Parameter wird ein Modell entwickelt, das die Trennung der ijolithischen Schmelzen von den Karbonatit-Schmelzen durch Entmischungsvorgänge aus einem melanephilitischen Stammagma erklärt.



## VEREINSMITTEILUNGEN

### TÄTIGKEITSBERICHT ÜBER DAS VEREINSJAHR 2000

#### 1. Im Vereinsjahr 2000 fanden folgende Vorträge und Veranstaltungen statt:

##### Veranstaltungsort: Wien

- 10.1.2000 L. Hecht (Technische Universität München)  
“Gesteinseinschlüsse als petrogenetische Indikatoren in herzynischen Graniten (Fichtelgebirge, Böhmisches Massiv)”
- 24.1.2000 T. Stachel (Universität Frankfurt)  
“Entstehung von Diamanten und ihre Einschlüsse”
- 20.3.2000 L. Nasdala (Universität Mainz)  
“Strahlenschäden in natürlichen Mineralien”
- 27.3.2000 P. Huber (Wiener Neustadt, Österreich)  
“Zur Geschichte des Mineraliensammelns in und um Wiener Neustadt”
- 10.4.2000 P. Masberg (Universität Marburg)  
“Migmatite und Magmatite des panafrikanischen Damara Orogens, Namibia”
- 8.5.2000 E. Böck (Herzogenburg, Österreich)  
“Mineralogie und Philatelie”
- 29.5.2000 U. Schaltegger (ETH-Zürich)  
“Rekonstruktion der variszischen Orogenese: Tektonik in Raum und Zeit”
- 5.6.2000 J. Lorenz (Mainz, Deutschland)  
“Der Spessart und seine Mineralien”
- 19.6.2000 G. Markl (Universität Tübingen)  
Fluidentwicklung und Kristallisationsverlauf von Alkalisyeniten der Ilimaussaq-Intrusion, Grönland: Wie entstehen die höchstfraktionierten Schmelzen unseres Planeten ?”
- 26.6.2000 S. Scott (Toronto, Canada)  
Vulkanische massive Sulfidlagerstätten (VMS): neue Forschungsergebnisse”

- 9.10.2000 A. Whittaker (British Geological Survey)  
Karl Ludwig Giesecke: his life, performance and scientific achievements”
- 16.10.2000 K. Schmetzer (Petershausen, Deutschland)  
“Diamantbehandlungen – Patente”
- 23.10.2000 H. Kroll (Universität Münster)  
“Kationenverteilung und thermische Geschichte”
- 30.10.2000 H.A. Hänni (Schweizerisches Gemmologisches Institut, Basel)  
“Granate: ein Überblick zum Durchblick”
- 13.11.2000 C. Manning (Department of Earth and Space Sciences, University of California)  
“In deep water: high pressure fluids in the deep crust and upper mantle”
- 22.11.2000 R. Ramdor (Weinheim, Deutschland)  
“Kleinbergbau auf Gold und Diamanten in Ghana, mit Betrachtung zur Geologie und Mineralogie neuer Vorkommen im Norden des Landes”
- 27.11.2000 M.I. Spalla (Univesità di Milano)  
“Contrasted Alpine P-T-d-t paths in the austroalpine domain”
- 4.12.2000 G. Granzer (Allhartsberg bei Waidhofen an der Ybbs, Österreich)  
“Mineraliensammeln in Nordspanien”

**Veranstaltungsort: Graz**

- 28.3.2000 S. Hoernes (Universität Bonn)  
“Vulkanoklastische Serien und ihre Bedeutung für die Rekonstruktion des Systemverhaltens metamorpher Serien”
- 4.4.2000 J. Konzett (Universität Innsbruck)  
“Timing and nature of metamorphism in the Kaapvaal craton lithosphere and its relation to kimberlite magmatism constraints from zircon-bearing mantle xenolithes”
- 9.5.2000 A. Proyer (Universität Graz)  
“Eklogite – retrograde Phänomene und Beziehung zum Nebengestein (Beispiele aus den Hohen Tauern und dem Dabie Shan, China)”
- 23.5.2000 T.E. Johnson (Universität Graz)  
“Partial melting in Dalradian pelitic migmatites – isogrades and the importance of water in cordierite-bearing granitoids”

- 6.6.2000 P. Eike (Gummern, Österreich)  
 “Faktoren der thick-skinned deformation im Adelaide Fold Belt, South Australia”
- 20.6.2000 G. Markl (Universität Tübingen)  
 Fluidentwicklung und Kristallisationsverlauf von Alkalisyeniten der Ilimaussaq-Intrusion, Grönland: Wie entstehen die höchstfraktionierten Schmelzen unseres Planeten ?”
- 10.10.2000 A. Whittaker (British Geological Survey)  
 Karl Ludwig Giesecke: his life, performance and scientific achievements”
- 24.10.2000 H. Kroll (Universität Münster)  
 “Kationenverteilung und thermische Geschichte”
- 14.11.2000 C. Manning (Department of Earth and Space Sciences, University of California)  
 “In deep water: high pressure fluids in the deep crust and upper mantle”
- 5.12.2000 G. Granzer (Allhartsberg bei Waidhofen an der Ybbs, Österreich)  
 “Mineraliensammeln in Nordspanien”

Die Vorträge wurden gemeinsam mit dem Naturwissenschaftlichen Verein für Steiermark und dem Joanneum-Verein veranstaltet.

**Veranstaltungsort: Leoben**

- 11.1.2000 L. Hecht (Technische Universität München)  
 “Mobilisierung von Uran in Liefergesteinen von diskordanz-gebundenen Uranlagerstätten (Athabasca Becken, Saskatchewan, Kanada)
- 25.1.2000 T. Stachel (Universität Frankfurt)  
 “Entstehung von Diamanten und ihre Einschlüsse”
- 21.3.2000 L. Nasdala (Universität Mainz)  
 “Strahlenschäden in natürlichen Mineralien”
- 27.6.2000 S. Scott (Toronto, Canada)  
 Vulkanische massive Sulfidlagerstätten (VMS): neue Forschungsergebnisse”
- 15.11.2000 C. Manning (Department of Earth and Space Sciences, University of California)  
 “The role of saline brines in metamorphism”
- 22.1.2001 H. Keppler (Universität Tübingen)  
 “Fluide, Magmen und Vulkaneruptionen: Implikationen für das Klima”

### **Veranstaltungsort: Salzburg**

- 22.3.2000 L. Nasdala (Universität Mainz)  
"Strahlenschäden in natürlichen Mineralien"
- 12.4.2000 P. Masberg (Universität Marburg)  
"Migmatite und Magmatite des panafrikanischen Damara Orogens, Namibia"
- 14.6.2000 S. Scott (Toronto, Canada)  
Vulkanische massive Sulfidlagerstätten (VMS): neue Forschungsergebnisse"

### **Veranstaltungsort: Innsbruck**

- 13.1.2000 H.-J. Gawlick (Institut für Geowissenschaften, Montan-Universität Leoben)  
"Zur thermischen Geschichte der Nördlichen Kalkalpen, speziell des Juvavikums – geodynamische Überlegungen im Zusammenhang mit der Sedimentationsgeschichte."
- 27.1.2000 P. Moeller (GeoForschungsZentrum Potsdam)  
"Elektrochemische Goldabscheidung auf Sulfiden: experimentelle Ergebnisse und Studien an Sulfid-Gold-Paragenesen´ "
- 2.3.2000 M.R. Reasoner (Institute of Arctic and Alpine Research/Boulder)  
"Resolving rapid paleoenvironmental response in alpine regions: the importance of geochronology"
- 9.3.2000 A. Proyer (Institut für Mineralogie & Petrologie/Universität Graz)  
"Eklogite – retrograde Phänomene und Beziehung zum Nebengestein: Beispiele aus den Hohen Tauern und dem Dabie Shan/China"
- 16.3.2000 R. Miletich (Laboratory for Crystallography/ETHZ Zürich)  
"Diamanten als Fenster zum tiefen Erdinneren – Hochdruckforschung im Megabar-Bereich"
- 23.3.2000 R. Scholger (Institut für Geophysik/Montan-Universität Leoben)  
"Rekonstruktion der geodynamischen Entwicklung der Nördlichen Kalkalpen aus paläomagnetischen Daten – Stand der Forschung"
- 30.3.2000 G. Partzsch (Mineralogisches Institut/Universität Heidelberg)  
Die Differentiation ferro-basaltischer Magmen in für Sauerstoff geschlossenen Systemen"
- 6.4.2000 B. Kolenprat (Institut für Geologie/Universität Wien)  
Tektonische Entwicklung der ostalpinen Einheiten im Brennergebiet"

- 13.4.2000 G. Furtmüller (Institut für Ingenieurgeologie/TU Wien)  
“Brauchen wir eine EDV-unterstützte Verarbeitung georelevanter Daten?”
- 11.5.2000 W. Schwarzacher (Queens University of Belfast/Ireland)  
“Loferer Steinberge: ungelöste Probleme”
- 12.10.2000 H-G. Linzer (Rohölaufsuchungsgesellschaft RAG/Wien)  
“3D-Visualisierung seismischer Daten – eine Schlüsseltechnologie bei der Öl- und Gasexploration in Oberösterreich”
- 19.10.2000 F. Ansellmetti (Institut für Geologie/ETH Zürich)  
“Mit seismischen Untersuchungen auf der Spur von Umweltveränderungen in Seen und im Meer”
- 9.11.2000 F. Kubel (Inst. für Mineralogie, Kristallographie & Strukturchemie/TU Wien)  
“Vom Mineral zum Material”
- 16.11.2000 C. Manning (Dep. of Earth & Space Sciences, Univ. California/Los Angeles)  
“The role of saline brines in metamorphism”
- 23.11.2000 H. Kerschner (Institut für Geographie/Universität Innsbruck)  
“Spätglaziale Gletscher als klimageschichtliche Informationsquellen in den Alpen”
- 30.11.2000 W. Kiessling (Museum für Naturkunde/Berlin)  
“Kontrollfaktoren phanerozoischer Riffentwicklung – Perspektiven einer Datenbank”
- 14.12.2000 W. Zacher (Lehrstuhl für Allg., Angew. & Ingenieur-Geologie/TU München)  
“Das jordanische Rift als Beispiel einer kontinentalen Seitenverschiebung”
- 11.1.2001 K.G. Nickel (Institut für Mineralogie/Universität Tübingen)  
“Wie heiß können wir noch werden ?  
Zu den oberen Temperaturgrenzen für den Einsatz von Materialien”
- 18.1.2001 W. Kurz (Institut für Geologie & Paläontologie/Universität Graz)  
“Mikrogefüge- und Texturentwicklung natürlich deformierter polyphaser Gesteine”
- 25.1.2001 H. Keppler (Mineralogisches Institut/Universität Tübingen)  
“Fluide, Magmen und Vulkaneruptionen: Implikationen für das Klima”

Alle Veranstaltungen wurden im Rahmen des jeweiligen Geokolloquiums gemeinsam mit der Österreichischen Geologischen Gesellschaft (ÖGG) und der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft (ÖMG) abgehalten.

**2. Im Vereinsjahr 1999 wurde keine ÖMG-Exkursionen durchgeführt.**

**3. Die Abwicklung der geschäftlichen Angelegenheiten erfolgte in zwei Vorstandssitzungen (26.6.1999 und 24.1.2000).**

**4. Der Band 145 der "Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft" wurde fertiggestellt und im September 1999 den Mitgliedern zugesandt.**

## **5. Mitgliederbewegung**

Mitgliederstand vom 31.12.2000: 309

Ehrenmitglieder: 8

Prof.Dr. H. Heritsch/Graz  
Prof.Dr. H. Höller/Graz  
Prof.Dr. E. Jäger/Schweiz  
Prof.Dr. E. Niggli/Bern  
Prof.Dr. A. Preisinger/Wien  
Prof.Dr. H. Schuhmann/Braunschweig  
Prof.Dr. Dr.h.c. H. Strunz/BRD  
Prof.Dr. J. Zemann/Wien

Träger der Friedrich Becke-Medaille: 11

Prof. Dr. P. Cerný/Winnipeg Canada  
Prof. Dr. W. v. Engelhardt/Tübingen  
Prof. Dr. C. Frondel/Belmont USA  
Prof.Dr. D. P. Grigoriew/Leningrad  
Prof. Dr. K. Langer/Berlin  
Prof. Dr. Dr.h.c. H. Jagodzinski/München  
Prof. Dr. W. Schreyer/Bochum  
Prof. Dr. F. Seifert/Bayreuth  
Prof. Dr. V. Trommsdorff/Zürich  
Prof. Dr. H. Waenke/Mainz  
Prof. Dr. H. Wondraschek/Karlsruhe

Felix Machatschki Preis: 2

Mag. Dr. R. Abart, Graz  
Mag.Dr. R. Miletich, Zürich

Mitglieder auf Lebenszeit: 2

W. Hollender/Wien  
Dr. F. Marsch/Wien

Neue Mitglieder: 3  
Walter Burgstaller, Hainzenberg  
Sebastian Hänsel, Graz  
Prof. Dr. Alfred Whittaker, Nottingham, United Kingdom

Schriftentausch:  
Bundesanstalt für Geowissenschaften & Rohstoffe, Bibliothek, Hannover  
Sächsisches Landesamt für Umwelt & Geologie, Bibliothek, Freiberg

Verstorbene Mitglieder: 2

Zahlungsunwillige und deshalb ausgeschlossene Mitglieder:

Unbekannt verzogene Mitglieder:

Ausgetretene Mitglieder: 4

Der Dank für Spenden ergeht an folgende Mitglieder:

Prof. Dr. A. Beran (Wien), Dr. K. Ettinger (Graz), Dr. M. Götzinger (Wien), Prof. Dr. E. Jäger (Meikirch, Schweiz), Doz. Dr. D. Matejka (Praha), Dkfm. Karl-Heinz Müller (Wien), Prof. Dr. F.W. Müller (Darmstadt), Prof. Dr. H. Palme (Mainz), Prof. Dr. K. Petrakakis (Wien), Dr. R. Tessadri (Innsbruck), Prof. Dr. E. Tillmanns (Wien), Prof. Dr. V. Trommsdorff (Zürich), E. Wassizek (Tulln), Prof. Dr. J. Zemann (Wien).

Wien, 23.1.2001

K. Petrakakis  
(Schriftführung)

**Liste der von der ÖMG nominierten Vertreter in internationalen,  
mineralogisch orientierten Vereinigungen  
(Stand 31.1.2001)**

International Mineralogical Association (IMA)

National Representative	<i>Tillmanns, Ekkehart</i>
Commission on Applied Mineralogy	<i>Göd, Richard</i>
Commission on Classification of Minerals	<i>Effenberger, Herta</i>
Commission on Crystal Growth of Minerals	
Commission on Electron Microscopy Applied to Minerals	
Commission on Gem Materials	<i>Hammer, Vera M.F.</i>
Commission on History and Teaching	<i>Pertlik, Franz</i>
Commission on Museums	<i>Niedermayr, Gerhard</i>
Commission on New Minerals and Mineral Names	<i>Pertlik, Franz</i>
Commission on Ore Mineralogy	<i>Stumpfl, Eugen F.</i>
Commission on Physics of Minerals	<i>Preisinger, Anton</i>
Working Group on Abstracts	<i>Bojar, Hans-Peter</i>
Working Group on Computer Applications and Mineral Data Bases	
Working Group on Cosmic Mineralogy	<i>Kurat, Gero</i>
Working Group on Inclusions in Minerals	<i>Götzinger, Michael A.</i>
Working Group on Mineral Equilibria	
Working Group on Organic Minerals	<i>Vávra, Norbert</i>

European Mineralogical Union (EMU)

Secretary of the Executive Committee of EMU	<i>Effenberger, Herta</i>
National Representative	<i>Mirwald, Peter</i>



Autorenhinweise für die

MITTEILUNGEN DER ÖSTERREICHISCHEN  
MINERALOGISCHEN GESELLSCHAFT

Manuskripte müssen in zweifacher Ausfertigung als Laserausdruck/DINA4-Format bei der Redaktion eingereicht werden. Abbildungen (S/W-Strichzeichnungen, Tabellen, Fotos) sind gesondert beizufügen (bitte zur Beachtung: Verkleinerung auf bis 50 % berücksichtigen, keine Farben, sondern Signaturen bei Diagrammen verwenden, nur sehr kontrastreiche Fotos verwenden).

Nach dem Review müssen angenommene Manuskripte auf Diskette, CD oder via E-mail (als attachments) übersandt werden. Texte, Abbildungen und Tabellen müssen dabei getrennt gespeichert sein (Texte ausschließlich als WORD.DOC oder im RTF-Format, einfache Formatierung (linksbündig/Flattersatz) genügt, bevorzugter Font: Times 12 Punkt, Abbildungen und Tabellen ausschließlich als hochaufgelöste JPG-, EPS-, oder TIFF-Dateien !!!!).

Manuskripte sollten möglichst nicht länger als zwanzig/dreiBig Seiten inklusive Abbildungen umfassen. Abstracts zu Tagungen und Diplomarbeiten/Dissertationen sollten nicht mehr als ein/zwei Seiten umfassen.

Zitierungen von Autoren im Text (Beispiel):

„.....(ALEKSANDROV et al., 1985).....“

Zitierungen von Autoren bei der Literaturzusammenstellung (Beispiel):

ALEKSANDROV, I. V., KRASOV, A. M. & KOCHNOVA, L. N. (1985): The effects of potassium, sodium and fluorine on rock-forming mineral assemblages and the formation of tantaloniobate mineralization in rare-metal granite pegmatites. - *Geochem. Int.*, 22, 85-94.

Abgabetermin für alle eingereichten Arbeiten ist Ende März des jeweiligen Jahres.

Bei eingereichten Arbeiten in den Kategorien Originalarbeiten - Vorträge - Exkursionen werden generell 50 Sonderdrucke kostenlos hergestellt. Andere oder zusätzliche Sonderdrucke von Arbeiten, sowie Abbildungen in Farbe sind explizit zu bestellen und werden in Rechnung gestellt.

Die Zeitschrift erscheint einmal jährlich mit Ausgabe September/Oktober.

Alle Einzelarbeiten in den Kategorien Originalarbeiten - Vorträge - Exkursionen sind ab Band 142 (1997) auch als PDFs veröffentlicht.

ÖMG-Homepage: <http://www.univie.ac.at/Mineralogie/Oemg.htm>

Zusendung von Manuskripten an: Friedrich Koller, Institut für Petrologie, Universität Wien, Geozentrum, Althanstrasse 14, A-1080 Wien (E-Mail Adresse: [Friedrich.Koller@univie.ac.at](mailto:Friedrich.Koller@univie.ac.at)).

Zusendung von angenommen Manuskripten via E-Mail an: [Richard.Tessadri@uibk.ac.at](mailto:Richard.Tessadri@uibk.ac.at)