41/1/2009
ISSN 0369 - 2086

Mineralia Slovaca

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava

Mineralia Slovaca

Časopis pre regionálnu a environmentálnu geológiu
a aktivity Slovenskej geologickej spoločnosti a geologických asociácií

Vedecký redaktor – Editor in Chief
ZOLTÁN NÉMETH
Štátny geologický ústav Dionýza Štúra
Regionálne centrum Košice
Jesenského 8, 040 01 Košice
zoltan.nemeth@geology.sk

REDAKČNÁ RADA – EDITORIAL BOARD

Predseda – Chairman
ĽUBOMÍR HRAŠKO
Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava

Vladimír Bezák, Štátny geologický ústav D. Štúra Bratislava
Miroslav Bielik, Geofyzikálny ústav SAV Bratislava
Dušan Bodiš, Štátny geologický ústav D. Štúra Bratislava
Igor Broska, Geologický ústav SAV Bratislava
Klement Fordinál, Štátny geologický ústav D. Štúra Bratislava
Peter Hanas, Ministerstvo životného prostredia SR Bratislava
Martin Chovan, Prírodovedecká fakulta UK Bratislava
Juraj Janočko, Fakulta BERG TU Košice
Milan Kohút, Štátny geologický ústav D. Štúra Bratislava
Patrik Konečný, Štátny geologický ústav D. Štúra Bratislava
Ľudovít Kucharič, Štátny geologický ústav D. Štúra Bratislava
Ján Madarás, Štátny geologický ústav D. Štúra Bratislava
Peter Malík, Štátny geologický ústav D. Štúra Bratislava
Jozef Michalík, Geologický ústav SAV Bratislava
Daniel Ozdín, Prírodovedecká fakulta UK Bratislava
Ľubomír Petro, Štátny geologický ústav D. Štúra Košice
Dušan Plašienka, Prírodovedecká fakulta UK Bratislava
Marián Putiš, Prírodovedecká fakulta UK Bratislava
Martin Radvanec, Štátny geologický ústav D. Štúra Sp. N. Ves
Ján Soták, Geologický ústav SAV Banská Bystrica
Ladislav Šimon, Slovenská geologická spoločnosť Bratislava
Pavel Uher, Prírodovedecká fakulta UK Bratislava
Miroslav Zachar, Ministerstvo životného prostredia SR Bratislava

Zostavovatelia čísla – Editors of the issue
Daniel Ozdín & Zoltán Németh

REDAKCIA – EDITORIAL STAFF

Vedúca redakcie – Managing editor
Gabriela Šipošová
gabriela.siposova@geology.sk

Technická redaktorka – Production editor
Alena Wolfová
alena.wolfova@geology.sk

Jazykoví redaktori – Lingual editors
Janka Hrtusová – Zoltán Németh
janka.hrtusova@geology.sk

Redaktorka – Editorial assistent
Mária Dryjová
maria.dryjova@geology.sk

Tlač – Printing
Ladislav Martinský
ladislav.martinsky@geology.sk

Mineralia Slovaca (ISSN 0369-2086), EČ 3534/09, vychádza štyrikrát ročne. Vydavateľ: Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava. Tlač: Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava
Predplatné v roku 2009 vrátane DPH a poštovného pre jednotlivcov 14,12 € (425,50 Sk), pre členov SGS a geologických asociácií 11,92 € (359,50 Sk), pre organizácie 16,86 € (508,- Sk). Cena jednotlivého čísla je 2,74 € (82,50 Sk) + poštovné, cena dvojčísla je 5,48 € (165,- Sk) + poštovné. Časopis možno objednať v redakcii a v knižnici regionálneho centra v Košiciach. Konverzný kurz: 1 € = 30,1260 Sk.
Adresa redakcie: Štátny geologický ústav D. Štúra – RC Košice (Mineralia Slovaca), Jesenského 8, 040 01 Košice. Telefón: 055/625 00 46, 055/625 00 43; fax: 055/625 00 44, e-mail: mineralia.slovaca@geology.sk, e-mail knižnica: secretary.ke@geology.sk

Mineralia Slovaca (ISSN 0369-2086) is published quarterly by the State Geological Institute of Dionýz Štúr Bratislava. Subscription for 2009 calendar year: 13,70 € plus postage. Price of one number is 2,74 € plus postage. Claims for nonreceipt of any issue will be filled gratis. Order send to address of Editorial office: Štátny geologický ústav D. Štúra – RC Košice (Library), Jesenského 8, 040 01 Košice, Slovakia. Phone: ++421/55/625 00 46, ++421/55/625 00 43; fax: ++421/55/625 00 44, e-mail: mineralia.slovaca@geology.sk, e-mail to library: secretary.ke@geology.sk.

© Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava

www.geology.sk/mineralia

Michálek, M. & Putiš, M.
P-T-d vývoj eklogitického metabazitu a neoproterozoickej ortoruly vo fundamente severného veporika centrálnych Západných Karpát
P-T-d evolution of eclogitic metabasite and Neoproterozoic orthogneiss in the North-Veporic basement of the central Western Carpathians 1

Dyda, M.
Reaction rate estimates based on muscovite dehydration and CSD of garnets in the Malé Karpaty Mts. metapelites
Odhad reakčných rýchlostí na základe dehydratácie muskovitu a distribúcie veľkostí kryštálov granátov v metapelitoch Malých Karpát 23

Ružička, P. & Vozárová, A.
Aplikácia kalcitovo-dolomitovej solvusovej geotermometrie na stanovenie stupňa metamorfnej rekryštalizácie tuhárskych mramorov
Application of the calcite-dolomite solvus geothermometry for determination of the metamorphic grade of Tuhár marbles 31

Majzlan, J.
Ore mineralization at the Rabenstein occurrence near Banská Hodruša, Slovakia
Rudná mineralizácia na výskyte Rabenstein pri Banskej Hodruši 45

Laurinc, D. & Vozárová, A.
Petrologické a geochemické štúdium pieskovcov štítnického súvrstvia: interpretácia proveniencie
Petrological and geochemical study of sandstone of the Štítnik Formation: Interpretation of the provenance 55

Šarinová, K. & Slemenský, O.
Jarositový cement vo fluviálnych pieskoch volkovského súvrstvia na lokalite Hlohovec-tehelňa (neogén, Nitrianska pahorkatina)
The jarosite cement in the fluvial sand of the Volkovce Fm. in the locality Hlohovec-brickyard (Neogene, Nitrianska pahorkatina Upland, Slovakia) 67

Števko, M., Ozdín, D. & Bačík, P.
Nové minerály schválené IMA a publikované v rokoch 2003 – 2004
New minerals published in 2003 – 2004 73

Ozdín, D., Bačík, P., Števko, M., Vančová, I. & Chovan, M.
Transkripcia anglických výrazov z problematiky sulfosolí do slovenského jazyka
Transcript of English vocable from sulfosalt systematics into Slovak language 83

OBÁLKA: Radiálne agregáty kermezitu (tmavočervený) s tabuľkovitými kryštálmi valentinitu (bieložltý) z lokality Chyžné – Herichová. Šírka záberu je 7 mm. Zbierka a foto M. Števko.

COVER: Radial aggregates of kermesite (dark red) with tabular crystals of valentinite (white-yellow) from the locality Chyžné – Herichová. Field of view is 7 mm. Collection and photo by M. Števko.

Chovan, M., Madejová, J. & Bačík, P.
SOLIPHA
Výskumno-vzdelávacie centrum excelentnosti pre výskum pevnej fázy so zameraním na nanomateriály, environmentálnu mineralógiu a materiálovú technológiu
Research-education Centre of Excelence for investigation of solid phase focussed on nanomaterials, environmental mineralogy and material technology 85

Štohl, J. & Kaličiak, M.
Existujú polymetalické ložiská porfýrového typu?
May we apply the term "Base metal porphyry deposits"? 87

Németh, Z.
SEMINÁR – SEMINARY
Nové výsledky geologického výskumu na východnom Slovensku
New results of geological investigation in Eastern Slovakia (Slovak Geological Society seminary) 89

RECENZIE – REVIEWS

Bizubová, M.
Kamene. Vydavateľstvo Dajama, 2008, 119 s.
Stones. Dajama Publishing, 2008, pp. 119 95

Petrík, I.
Pemza a bronz. Na pomedzí mytológie a histórie Egejského sveta
Pumice and bronze. At the boundary of mythology and history of Aegean world 95

KRONIKA – JUBILEE

Zlinská, A.
Zdravica k životnému jubileu RNDr. Viery Gašparikovej, CSc.
Congratulation to life jubilee of RNDr. Viera Gašpariková, CSc. 96

Elečko, M.
Prínos RNDr. Jozefa Határa, PhD., k rozvoju slovenskej geológie
Contribution of RNDr. Jozef Határ, PhD., to development of Slovak geology 97

Mineralia Slovaca, 41 (2009), 1 – 22
ISSN 0369-2086

P-T-d vývoj eklogitického metabazitu a neoproterozoickej ortoruly vo fundamente severného veporika centrálnych Západných Karpát

MARTIN MICHÁLEK a MARIÁN PUTIŠ

Katedra mineralógie a petrológie Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava; michalek@fns.uniba.sk

P-T-d evolution of eclogitic metabasite and Neoproterozoic orthogneiss in the North-Veporic basement of the central Western Carpathians

Lenses of eclogitic metabasites occur in Ky-Grt orthogneisses in the North-Veporic basement, Middle Slovakia. They are hosted by micaschists and gneisses. Metabasites preserve an eclogite facies Grt+Omp+Rt mineral assemblage. Am-Bt inclusions in Grt register the pre-eclogite, amphibolite facies. Cpx-Pl and Am-Pl symplectites have been formed during the exhumation. The temperatures of 645–725 °C of the D1 stage were calculated from a Cpx_1-Grt pair. The maximum Jd_{31} content in Omp indicates minimum pressures of 16 kbar. Temperatures of 706–748 °C and 10–14 kbar were estimated from Cpx-Pl symplectite of the D2 exhumation stage. Temperatures of 610–665 °C and 8.5–9.5 kbar of the D3 stage were estimated from Am-Pl symplectites around Grt. The hosting orthogneiss reflects the retrograde conditions of the D2 stage, however the Grt-Ky-Phg-Rt mineral assemblage could represent the D1 stage. Temperatures of 740–532 °C at 11–4 kbar characterize the pre-Alpine D2 exhumation stage of the orthogneisses. The greenschist facies retrogression represents an Alpine tectonometamorphic overprint.

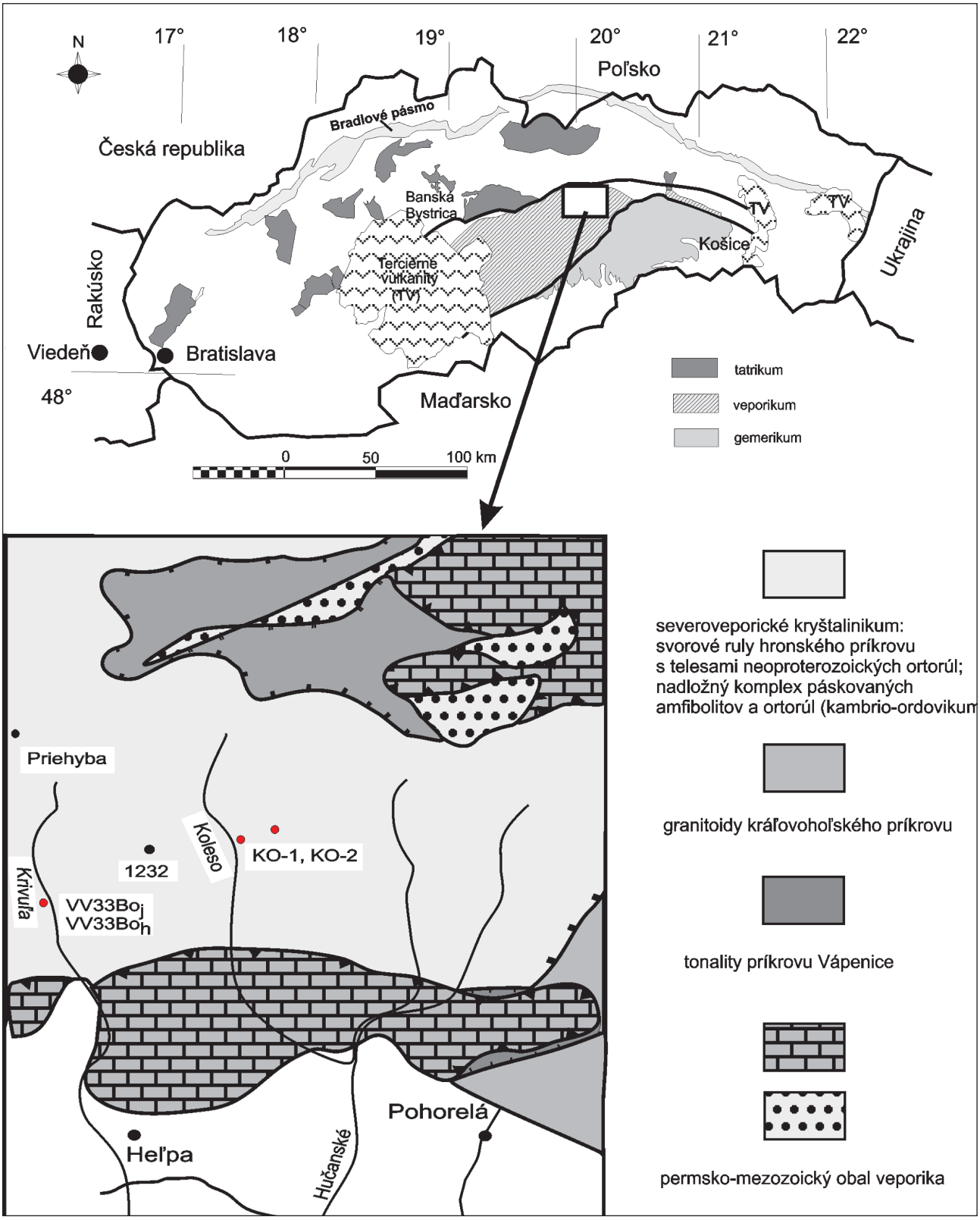
Key words: eclogitic metabasite, orthogneiss, geothermobarometry, P-T-d path, central Western Carpathians basement

Úvod – geologická situácia

V kryštaliniku Západných Karpát vystupujú metabazity najčastejšie vo forme rozličných typov amfibolitov a amfibolitických rúl. Štúdiu metabazitov sa vo fundamente veporika venovali viacerí autori (Hovorka, 1971, 1975; Cambel a Spišiak, 1979; Spišiak, 1981; Cambel a Kamenický, 1982; Krist et al., 1992). Výsledkom terénnych prác v oblasti východnej časti Nízkych Tatier (Ivanička a Šovšíková, 1984) bola okrem geologickej mapy aj petrografická charakteristika metabazitov nachádzajúcich sa v heľpianskom metabazitovom komplexe (Bajaník a Kantor, 1984) severne od obce Heľpa. Výskyt alumosilikátov v špecifických typoch rúl hronského komplexu v oblasti Heľpy uvádza Putiš (1989). Tieto poznatky sa zohľadnili na geologickej mape Nízkych Tatier (Biely et al., 1992). Ortoruly sa uvádzajú najmä zo západnej časti Nízkych Tatier, ľubietovského a kohútskeho kryštalinika (Maheľ, 1986).

Výskum na identifikáciu reliktov vysokotlakových minerálov v metamorfitoch tatrického, veporického a gemerického kryštalinika prebieha dlhodobo (Hovorka a Méres, 1989, 1990; Hovorka et al., 1992; Janák et al., 1996), ale až v posledných rokoch sa podarilo nájsť relikty minerálnych paragenéz vysokotlakovej metamorfózy v eklogitovej, prípadne okrajovej časti granulitovej fácie (Radvanec, 1999; Janák et al., 2003, 2007; Putiš et al., 2006a; Méres et al., 2008).

Tektonometamorfný vývoj študovanej oblasti s cieľom odlíšiť predalpínske a alpínske stavby sa analyzoval vo viacerých prácach (Putiš, 1989, 1991, 1992, 1994; Filová a Putiš, 2004; Hrouda et al., 2002; Putiš et al., 1996, 1997a, b, 1999, 2001). Vek protolitov páskovaných amfibolitov, ortorúl a špecifických alumosilikátových rúl, ako aj vek ich predalpínskych tektonometamorfných udalostí sa v severnom veporiku, ale aj iných oblastiach kryštalinika centrálnych Západných Karpát objasnil aj vďaka aplikácii *in situ* U-Pb datovania metódou SHRIMP (Putiš et al., 2006b, 2007, 2008a, b). Neskorovariská strednoteplotná exhumačná mylonitizácia páskovaných amfibolitov pri Závadke nad Hronom sa datovala na amfibole z mylonitickej mikrostavby metódou ^{40}Ar–^{39}Ar (Dallmeyer et al., 1993). Touto metódou sa ale datovali najmä prejavy alpínskej tektonometamorfózy na svetlých sľudách, prípadne amfiboloch (Dallmeyer et al., 1993, 1996; Maluski et al., 1993; Kováčik et al., 1996; Kráľ et al., 1996; Putiš et al., 2008c). Datovanie potvrdilo tektonostratigrafiu variských komplexov severného veporika zistenú mapovaním a štruktúrnou analýzou (Putiš, 1992), začlenených do juhovýchodovergentnej príkrovovej stavby fundamentu severného veporika: na báze hronský komplex svorových rúl (nazvaný Klincom, 1966) s novozistenými telesami neoproterozoických ortorúl so šošovkami eklogitických metabazitov, telesami ordovických ortorúl, serpentinitov, ako aj špecifických alumosilikátových rúl, ktorý je prekrytý



Obr. 1. Zjednodušená geologická mapa severnej časti veporika severne od obce Heľpa podľa Putiša (1989) s lokalizáciou študovaných vzoriek.

Fig. 1. Simplified geological map of northern part of the Veporic Unit north of Heľpa, showing locations of the samples (modified after Putiš, 1989).

komplexom páskovaných amfibolitov a ortorúl. Rozhrania variských príkrovov sú sčasti fylonitizované, resp. preťaté sinistrálnymi strižnými zónami vrchnokriedového veku.

Prvé zmienky o výskyte vysokotlakových reliktov minerálov eklogitovej fácie z lokality severne od obce Heľpa pochádzajú od kolektívu autorov Janák et al. (2003, 2007). V práci Janáka et al. (2007) je uvedená minerálna paragenéza eklogitovej fácie a jej retrogresívne prejavy. Eklogitovú minerálnu asociáciu tvorí omfacit, granát, fengit, rutil, zoisit, kremeň, ± amfibol. Aplikáciou geotermobarometrie stanovili podmienky metamorfózy s maximálnym tlakom 25 kbar a teplotou 700 °C.

Cieľom tohto príspevku je stanoviť P-T-d trend šošovky eklogitického metabazitu na základe mikroštruktúr, minerálnej asociácie a geotermobarometrie, porovnať ho s P-T-d trendom okolitých ortorúl počas jednotlivých deformačných (D-)štádií a objasniť vzťah týchto fragmentov umiestnených vo fylonitizovaných svoroch a svorových rulách hronského komplexu severného veporika (obr. 1).

Metodika

Metodický prístup zahŕňa terénny výskum a mikroskopické štúdium vzoriek z orientovaných výbrusov.

Chemické zloženie minerálov sa zistilo v Štátnom geologickom ústave Dionýza Štúra na prístroji CAMECA SX-100. Obrázky sa zhotovili pomocou BSE (naspäť rozptýlených elektrónov) pri urýchľovacom napätí 15 kV a prúde 20 nA s priemerom lúča 2–10 μm.

Mikro-Ramanovou spektroskopiou na univerzite v Grazi sa odlíšili polymorfné modifikácie alumosilikátov v rulách.

Na výpočet P-T podmienok vývoja šošovky metabazitu a okolitej ortoruly sa využili viaceré geotermobarometre:

Teplota v metabazitoch sa vypočítala pomocou Grt-Cpx (Ellis a Green, 1979; Powell, 1985; Krogh, 1988; Ravna, 2000), Grt-Am (Graham a Powel, 1984), Am-Pl (Holland a Blundy, 1994) a Grt-Bt (Kleeman a Reinhardt, 1994) pomocou geotermometra. Tlakové podmienky sa zistili pomocou viacerých geobarometrov. Minimálny tlak prográdneho štádia sa odhadol podľa maximálneho zisteného obsahu Jd v Cpx_1-Omp pri vypočítanej teplote štádia D1 podľa Grt-$Cpx_{(1)}$ geotermometra. Minerálna paragenéza Grt-$Cpx_{(2)}$-Pl-Qtz (Newton a Perkins, 1982; Eckert et al., 1991) poskytuje informáciu o tlaku počas štádia D2 rekryštalizácie. Na výpočet tlakových podmienok štádia D3 sa použila minerálna paragenéza Grt-Am-Pl-Qtz (Kohn a Spear, 1990).

V ortorulách sme využili niekoľko kalibrácií Grt-Bt geotermometra (Ferry a Spear, 1978; Hodges a Spear, 1982; Perchuk a Lavrentieva, 1983; Ganguly a Saxena, 1984; Indares a Martignole, 1985). Tlak sa zistil na základe Grt-Pl-Ky-Qtz geobarometra (GASP) (Newton a Haselton, 1981; Hodges a Spear, 1982; Ganguly a Saxena, 1984; Hodges a Crowley, 1985; Koziol a Newton, 1988).

V článku používame skratky minerálov podľa Siivolu a Schmida (2007): Ab – albite, Adr – andradite, Alm – almandine, Am – amphibole, An – anorthite, Ap – apatite, Bt – biotite, Cpx – clinopyroxene, Ed – edenite, En – enstatite, Fs – ferrosilite, Grs – grossular, Grt – garnet, Hbl – hornblende, Chl – chlorite, Ilm–ilmenite, Jd – jadeite, Kfs – K-feldspar, Ky – kyanite, Mc – microcline, Mrg – margarite, Ms – muscovite, Omp – omphacite, Phg – phengite, Pl – plagioclase, Prg – pargasite, Prp – pyrope, Py – pyrite, Qtz – quartz, Rt – rutile, Ser – sericite, Sil – sillimanite, Sps – spessartine, Ts – tschermakite, Ttn – titanite, Wo – wollastonite.

Petrografia

Šošovka eklogitického metabazitu

Na základe mikroštruktúry a vzájomných vzťahov medzi minerálmi sa rozpoznalo niekoľko štádií metamorfného vývoja metabazitu:

Prográdny vývoj a maximálne podmienky (D1)

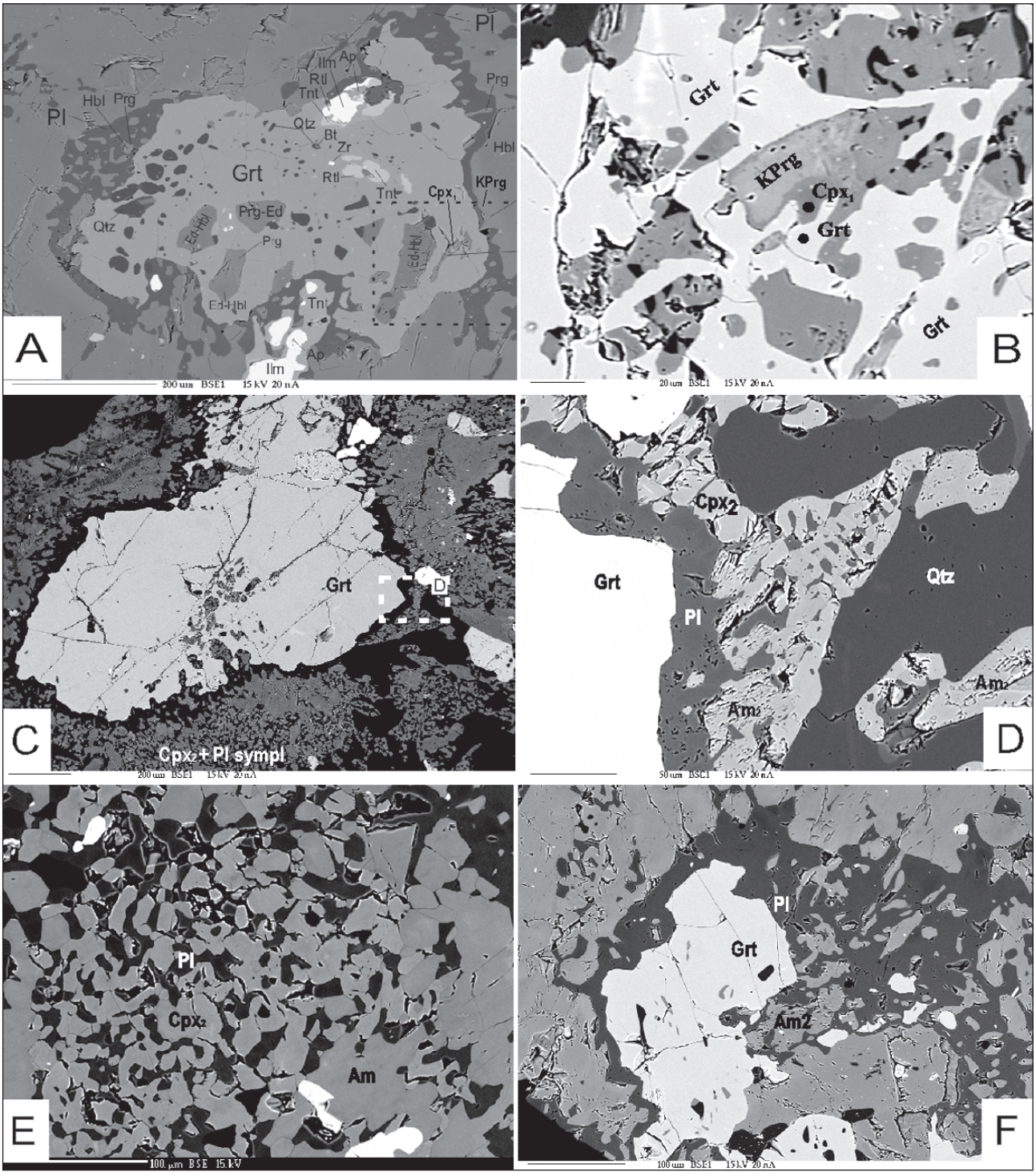
Prográdne štádium vývoja eklogitizovaného metabazitu D1 sa zachovalo v podobe inklúzií Bt_1, Am_1, ±Rt v porfyroblastoch granátu (obr. 2A). Distribúcia prvkov v porfyroblaste Grt naznačuje jeho polyštadiálny rast v prográdnych metamorfných podmienkach (obr. 3). Prográdny trend predstavuje koexistencia centrálnej časti Grt_1 s inklúziami Bt_1 a $Am_{1(Prg\text{-}Ed)}$ (obr. 3A – žltý kruh a oranžový kruh). Predokrajová časť Grt obsahuje inklúzie Cpx_1 a môže zodpovedať kulminačným, resp. ku kulminácii blízkym podmienkam metamorfózy štádia D1 (obr. 3A – modrý kruh) reprezentovanej typickou paragenézou Cpx_1(Omp) + Grt + Rt eklogitovej fácie štádia D1.

Klinopyroxén – plagioklasové symplektity a koróny (D2)

Štádium D2 predstavujú rozsiahlejšie domény symplektitu Cpx_2 a Pl. Menej časté a lokálne sú Cpx_2-Pl koróny okolo granátu, ktoré ale majú tiež charakter symplektitu. Preto tieto dve formy Cpx označujeme ako Cpx_2. Symplektit je výsledkom čiastočného až úplného rozpadu Cpx_1(Omp) na vzájomne sa prerastajúci agregát Cpx_2 a Pl (obr. 2E, 4F). Symplektitické prerastanie Cpx_2 a Pl okolo Grt na jeho styku s Qtz je zrejme výsledkom dekompresnej reakcie Grt + Qtz = Cpx + Pl (Putiš a Korikovsky, 1995; Putiš et al., 2000; Zhao et al., 2001; O´Brien a Rötzler, 2003) (obr. 2C, D). Symplektitické alebo koronárne stavby pozorované v mnohých eklogitových a granulitových terénoch sa považujú najmä za prejav dekompresie (Harley, 1989, 1992; Kumar a Chacko, 1991; Thost et al., 1991; Zhao et al., 2001; Engvik et al., 2007).

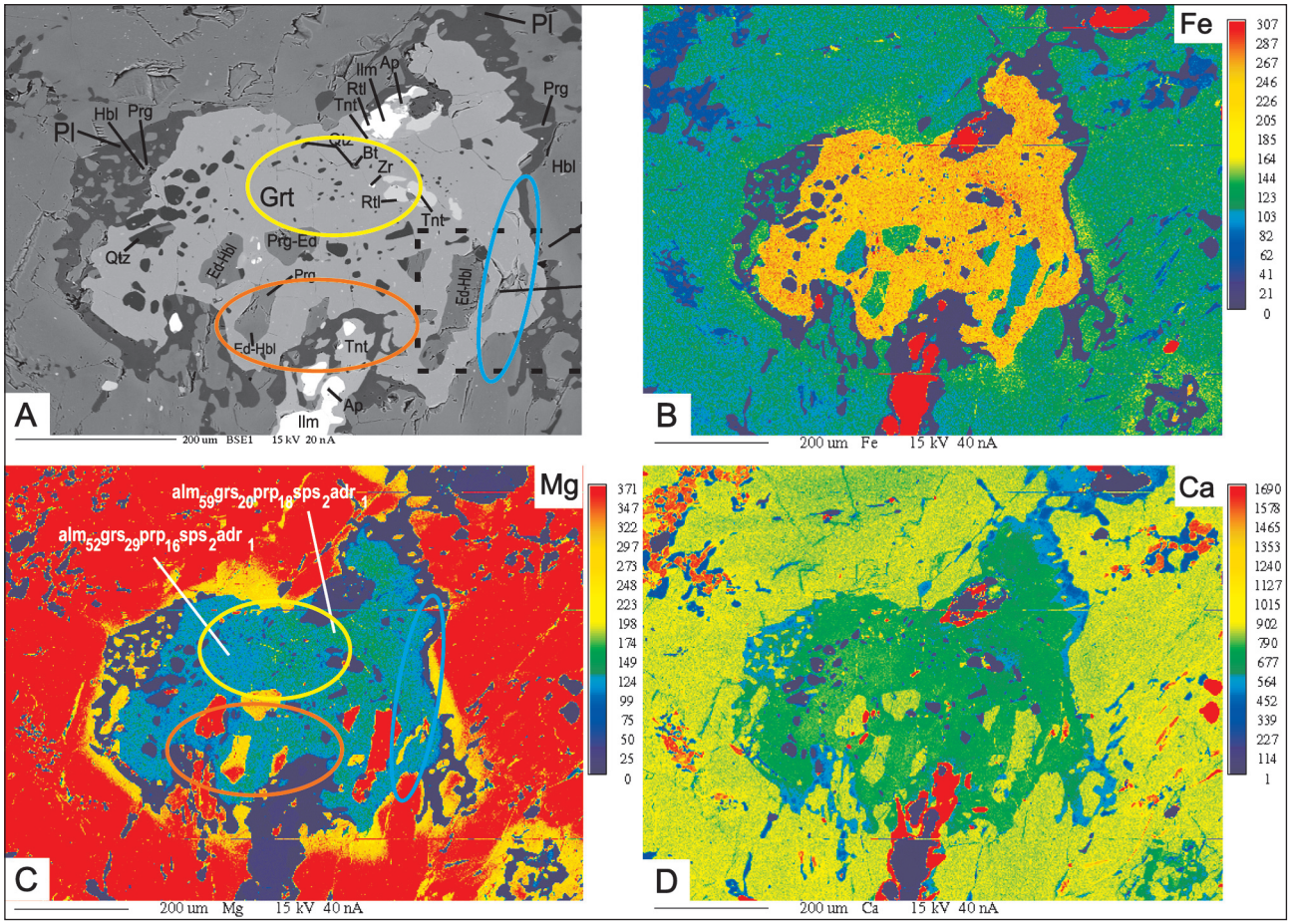
Amfibolovo-plagioklasové symplektity a koróny (D3)

Okolo granátu sa nachádzajú Am-Pl koróny štádia D3. Pl tvorí vnútornú a Am_2 vonkajšiu zónu koróny. Am_2-Pl symplektit predstavuje prechodnú (strednú) zónu koróny (obr. 4A–D). Am-Pl koróny a symplektity v okolí porfyroblastov granátu sú zrejme prejavom hydratačných reakcií v procese chladnutia metabazitu v podmienkach amfibolitovej fácie.



Obr. 2. Obrázky zo spätne rozptýlených elektrónov (BSE) šošovky metabazitu. **A** – Porfyroblast granátu s inklúziami biotitu, amfibolu a omfacitu. **B** – Inklúzia klinopyroxénu (1) v granáte s vyznačenými bodmi na geotermometriu štádia D1. **C**, **D** – Symplektitická koróna klinopyroxénu (2) a plagioklasu medzi granátom a kremeňom (D2). **E** – D2 symplektit klinopyroxénu (2) a plagioklasu po omfacite, uzatvorený v amfibole (3) metamorfného matrixu D3. **F** – Vnútorná plagioklasová, vonkajšia amfibolová a stredná symplektitová (Am_2 + Pl) časť koróny štádia D3 okolo granátu.

Fig. 2. Back scattered images (BSE) of the metabasite lens. **A** – Porphyroblast of garnet with inclusions of biotite, amphibole and omphacite. **B** – Inclusion of clinopyroxene (1) in garnet with marked points used in geothermometric calculations of the D1 phase. **C, D** – Symplectitic coronary texture of clinopyroxene (2) and plagioclase between garnet and quartz (D2). **E** – D2 phase – symplectitic intergrowth of clinopyroxene (2) and plagioclase after omphacite enclosed in D3 amphibole (3) matrix. **F** – Inner plagioclase and outer amphibole coronas around Grt, with the middle symplectitic intergrowth of amphibole (2) and plagioclase of the D3 phase.



Obr. 3. Plošná distribúcia prvkov Fe, Mg a Ca v porfyroblaste granátu v metabazite s vyznačenými doménami polyštadiálneho rastu s inklúziami (vysvetlenie v texte).

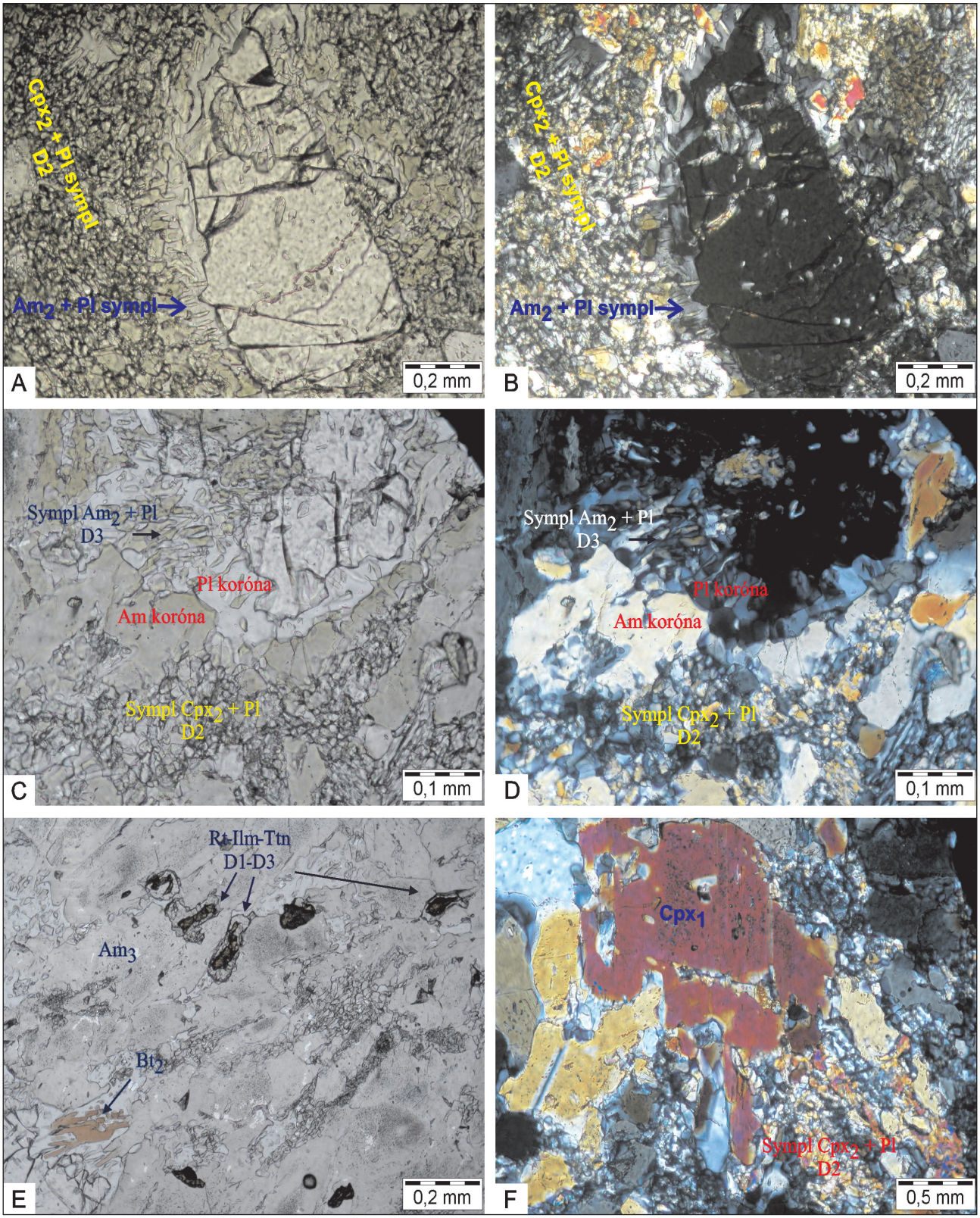
Fig. 3. X-ray maps of Fe, Mg and Ca distribution in Grt in metabasite with marked parts of polystadial growth of Grt with inclusions. Explanation in text.

Ortoruly

Okolím eklogitického metabazitu sú neoproterozoické ortoruly granitického až tonalitického zloženia (Putiš et al., 2006b, 2008a, b). Vzorka VV33Bo$_j$ je jemne laminovaná ortorula, čiastočne natavená do hrubozrnnej migmatitickej ortoruly VV33Bo$_h$ (obr. 5A). Usmernenú stavbu laminovanej ortoruly podmieňuje najmä usmernený rast metamorfného biotitu a živcov do foliácie S1 (obr. 6A, B). Granoblastickú stavbu podmieňuje Grt, Qtz, Mc a Pl (obr. 6A). Vzorka je takmer bez muskovitu. Grt často vystupuje v podobe izolovaných zŕn na kontakte s Bt (obr. 7A). Hrubozrnnú časť drobnozrnnej laminovanej ortoruly (VV33Bo$_h$), ktorá predstavuje výsledok dekompresného tavenia v čase exhumácie, reprezentuje minerálna asociácia Grt, Bt, Mc, Pl, Ms, Qtz, ±Ky (obr. 6C, D). Mc, Pl a Qtz sa stretávajú v trojnom bode (*triple point*) s výskytom myrmekitického prerastania. Časť porfyroblastov Bt uzavretého v Otz-Pl-Kfs agregáte má členitý okraj ako prejav magmatickej korózie (obr. 6D). Matrix pozostáva z muskovitu s inklúziami Ky a Bt (obr. 6E, F).

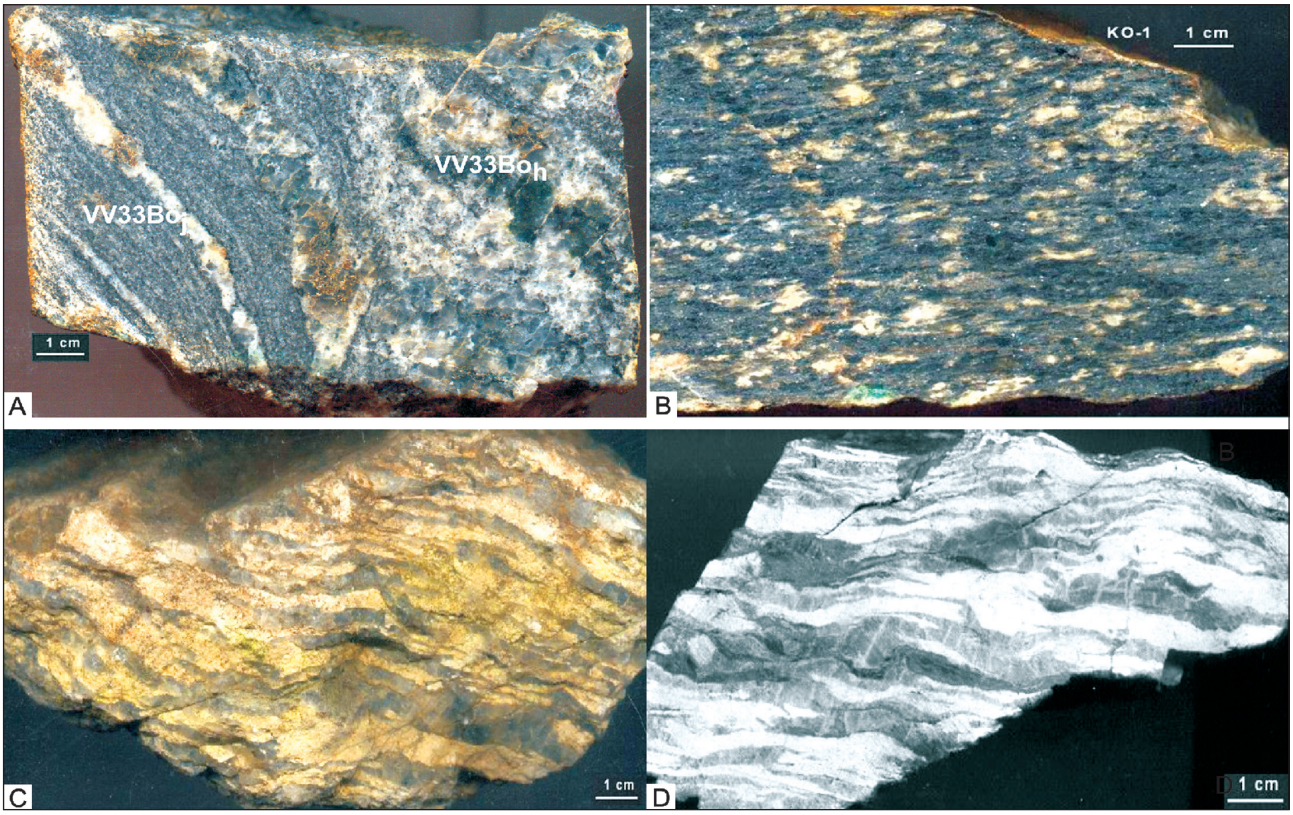
Vzorku Grt-Ky tonalitickej ortoruly (KO-1) s mylonitickou makrostavbou (obr. 5B) tvorí základná minerálna asociácia Bt, Grt, Ms, Pl, Kfs, Ky, Rt a Ilm (obr. 8). Sigmoidálne rotované porfyroblasty Grt$_{(1)}$ majú vonkajší lem s odlišným zložením, ktorý pokračuje drobnozrnným agregátom Grt$_{(2)}$ do mylonitickej foliácie (obr. 8C, D). Porfyroblasty Grt sú v priamom styku s Bt, ktorý sa zúčastnil na difúznych reakciách medzi Grt a Bt (obr. 8E, F). Porfyroblasty Ky na okrajoch nahrádza margarit a neskoršia generácia muskovitu (obr. 8A–B). Muskovit prerastá cez metamorfný matrix.

Vo vzorke iného telesa – kambricko-ordovickej ortoruly (KO-2) – je charakteristická mylonitická stavba (obr. 5C, D). Porfyroklasty živcov sú dynamicky rekryštalizované a tvoria „jadrovo-plášťové“ mikroštruktúry ako typický prejav plastickej deformácie dislokačným tokom (obr. 9). Hranice dynamicko-rekryštalizačného agregátu živcov v mylonitickej foliácii zvýrazňuje takisto drobnozrnný, syntektonicky usmernený muskovit. Aj strednoteplotné kremenné ribóny mylonitov sú sčasti dynamicky rekryštalizované.



Obr. 4. Mikroštruktúry v metabazite. **A–D** – Typické koronárne mikroštruktúry štádia D2 a D3. **E** – Dekompresná sukcesia Rt (D1) – Ilm –Ttn (D2–3) a Bt_2–Pl symplektit po Phg. **F** – Čiastočný rozpad Cpx_1(Omp) na symplektit Cpx_2 a Pl (D2).

Fig. 4. Microtexture in metabasite. **A–D** – Typical coronary textures of the D2 and D3 phases. **E** – Decomposition of Rt (D1) – Ilm –Ttn (D2–3) during decompression and Bt_2–Pl symplectite after Phg. **F** – Partial breakdown of Cpx_1(Omp) into symplectite of Cpx_2 and Pl (D2).



Obr. 5. Makrostavby ortorúl. **A** – Granitická, čiastočne natavená ortorula. **B** – Tonalitická ortorula. **C, D** – Ordovická ortorula (KO-2) s výraznou páskovanou mylonitickou stavbou.

Fig. 5. Mesostructures of orthogneisses. **A** – Granitic, partially melted orthogneiss. **B** – Tonalitic orthogneiss. **C, D** – Ordovician orthogneiss (KO-2) with mylonitic structure.

Chemické zloženie minerálov

Metabazit

Granát

Reprezentačné analýzy granátu sú uvedené v tab. 1. Granáty majú dominantne almandínové (52–59 mol. %) zloženie s podielom grosulárovej (18–28 mol. %) a pyropovej (13–19 mol. %) zložky a minimálnym podielom spessartínovej (0,7–3 mol. %) a andraditovej (0,5–4 mol. %) zložky. Porfyroblasty sú pomerne homogénne, s malým rozpätím X_{Fe} (0,75–0,82). Porfyroblast Grt s inklúziami minerálov javí nevýraznú zonálnosť na dve hlavné zóny (obr. 3). Vnútorná ($Alm_{54}Grs_{28}Prp_{14}Sps_3Adr_1$) zóna obsahuje inklúzie Bt, Am a Rt. Predokrajová zóna má zvýšený obsah Mg ($Alm_{58}Grs_{20}Prp_{18}Sps_2Adr_1$) a obsahuje inklúzie Cpx_1(Omp) (obr. 2A, B). Okraje porfyroblastov granátov sú tvorené koronárnymi štruktúrami, najmä plagioklasom a s ním asociovanými minerálmi ako produktmi rozpadových reakcií granátu.

Klinopyroxén

Cpx_1 sa vyskytuje väčšinou vo forme inklúzií v granáte a len ojedinele sú zachované porfyroblasty Cpx_1 s tenkými exsolučnými lamelami (Cpx?) ako prejav poklesu teploty a tlaku (obr. 4F). Chemické zloženie Cpx_1 je prevažne $En_{39–40}Fs_{13–20}Wo_{40–47}$ s obsahom Jd zložky prevažne od 12 do 31 mol. % a vyšším obsahom Al.

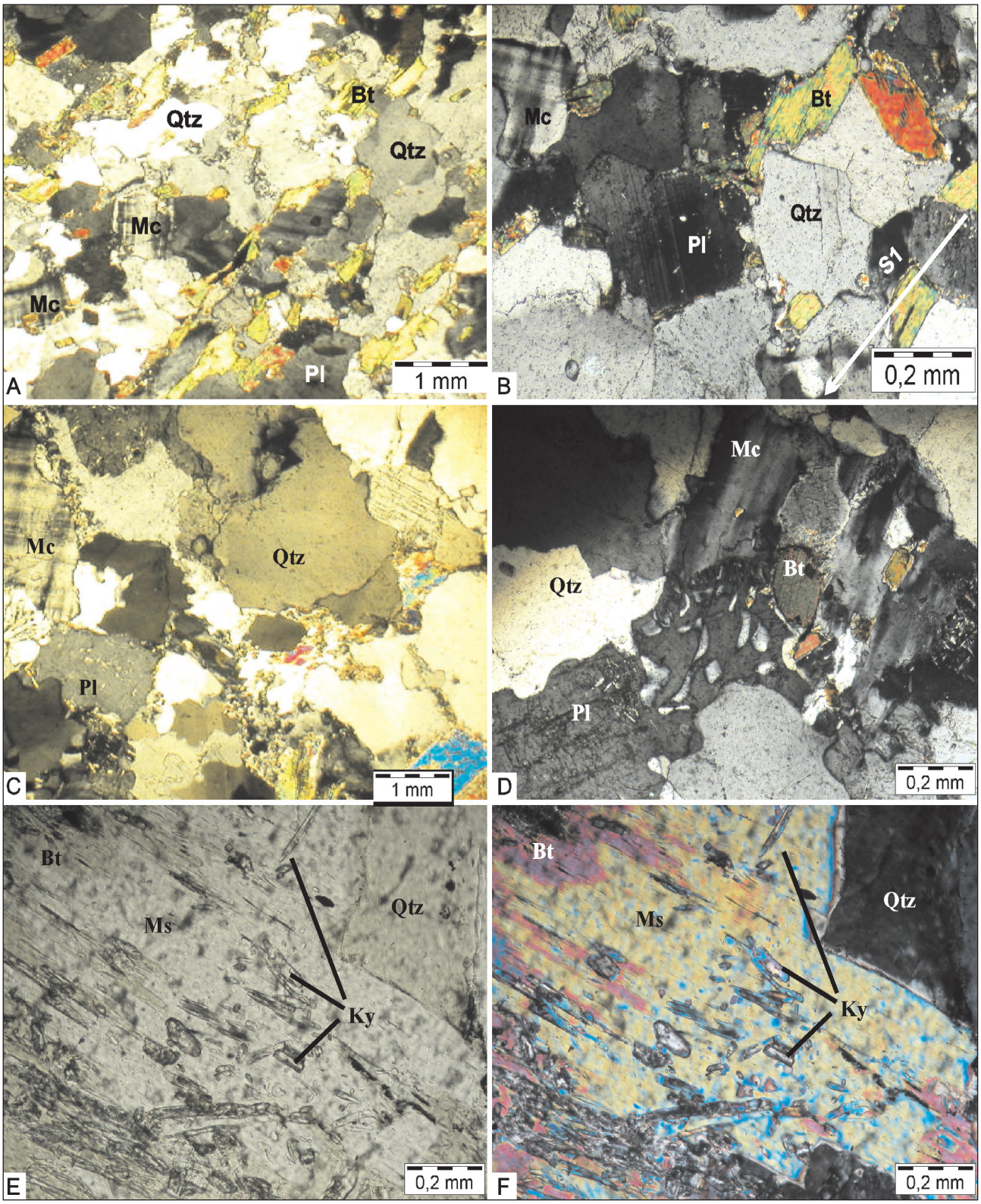
Cpx_1 sa čiastočne až úplne rozpadá na Cpx_2-Pl symplektit (obr. 2E), ktorý sa miestami vyskytuje aj v koronárnych štruktúrach v okolí granátu medzi Grt a Qtz (obr. 2C, D). Cpx_2 sa vyznačuje nižším obsahom Na a Al oproti pôvodnému Omp (tab. 2). Cpx_2 má $En_{30–40}Fs_{11–14}Wo_{47–48}$ zloženie s nižším obsahom $Jd_{3–11}$ zložky. Cpx_2 v koronárnych stavbách má relatívne najnižší obsah $Jd_{(3–4)}$ zložky.

Amfibol

Amfibol v študovanej vzorke metabazitu vystupuje v niekoľkých genetických typoch (tab. 3): Am_1, zachovaný v podobe inklúzií v granáte, má Ts-Prg zloženie. Am_2 v symplektitoch s Pl má zloženie prevažne Mg-Hbl a Prg. Matrix pozostáva z hrubozrnného agregátu s Am_3 Mg-Hbl zložením. Najvyšší obsah Al_2O_3 majú inklúzie Am_1, do 17 hm. % oproti Am_2, kde sa obsah Al_2O_3 pohybuje od 8 do 11 hm. %, resp. od 4 do 8 hm. % v Am_3.

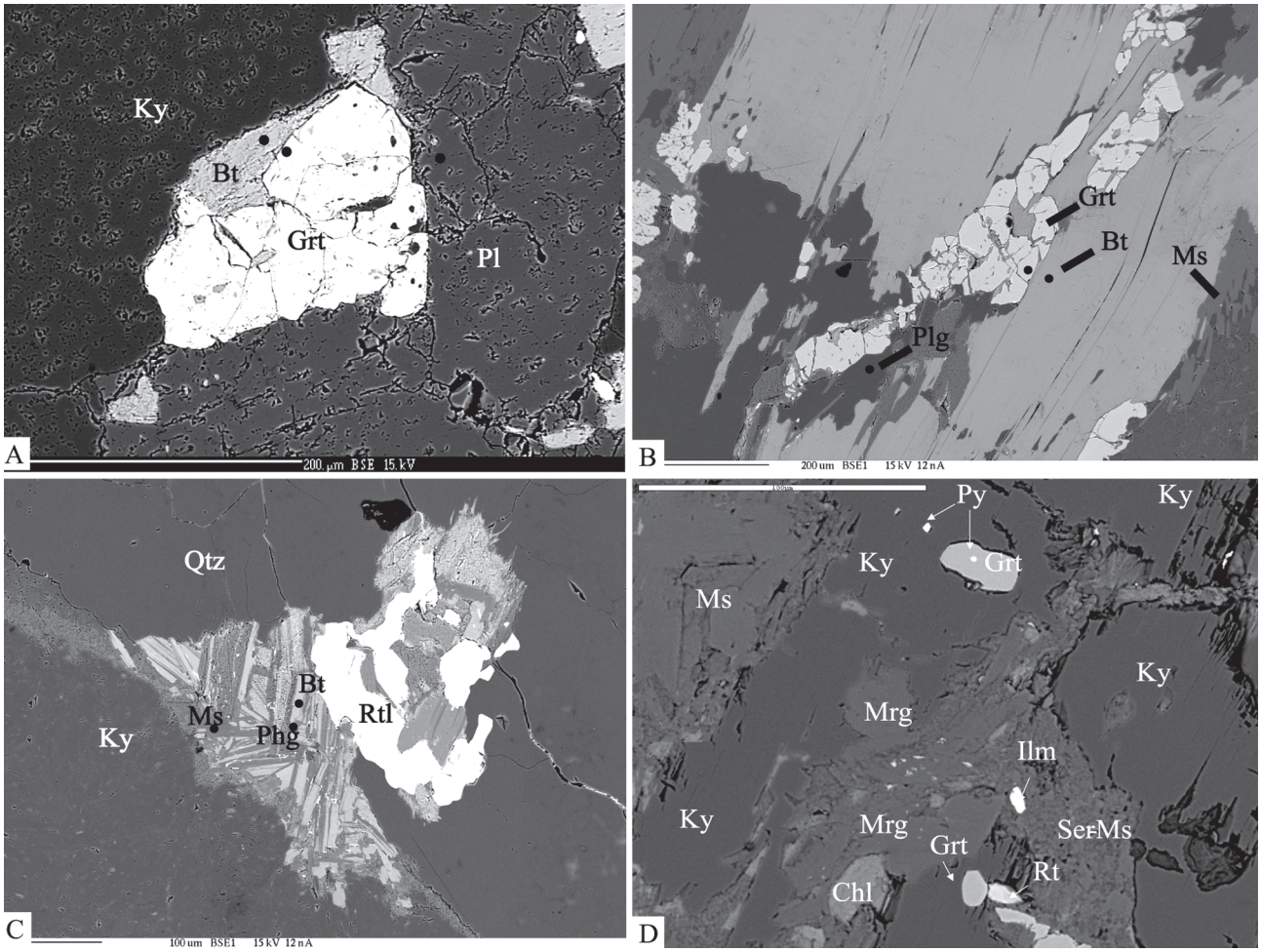
Plagioklas

Chemické zloženie Pl sa výraznejšie nemení (tab. 4). Na základe štruktúrneho vystupovania a chemického



Obr. 6. Mikrostavby Grt-Ky-Phg ortoruly (VV33Bo). **A, B** – Mikrostavba jemne laminovanej časti ortoruly (VV33Bo$_i$). **C, D** – Mikrostavby v čiastočne natavenej ortorule (VV33Bo$_h$) s myrmekitickým prerastaním kremeňa a plagioklasu (D). **E, F** – Uzavreniny kyanitu a biotitu v muskovite.

Fig. 6. Microtexture of Grt-Ky-Phg orthogneiss (VV33Bo). **A, B** – Fine-laminated part of the orthogneiss (VV33Bo$_i$). **C, D** – Partially melted orthogneiss (VV33Bo$_h$) with myrmekitic intergrowth of quartz and plagioclase (D). **E, F** – Inclusions of kyanite and biotite in muscovite.



Obr. 7. Obrázky zo spätne rozptýlených elektrónov (BSE) ortorúl. **A** – Pár Grt – Bt vzorky VV33Bo$_j$ s vyznačenými analyzovanými bodmi využitými v geotermobarometrii pre štádium D2. **B** – Grt, Bt a Pl vo vzorke VV33Bo$_h$ s vyznačenými analyzovanými bodmi na geotermobarometriu (D2). **C** – Reliktná paragenéza Ky + Phg + Rt štádia D1 vo vzorke VV33Bo$_h$. **D** – Kyanit s uzavreninou granátu a retrográdnym okrajom s margaritom a mladším muskovitom.

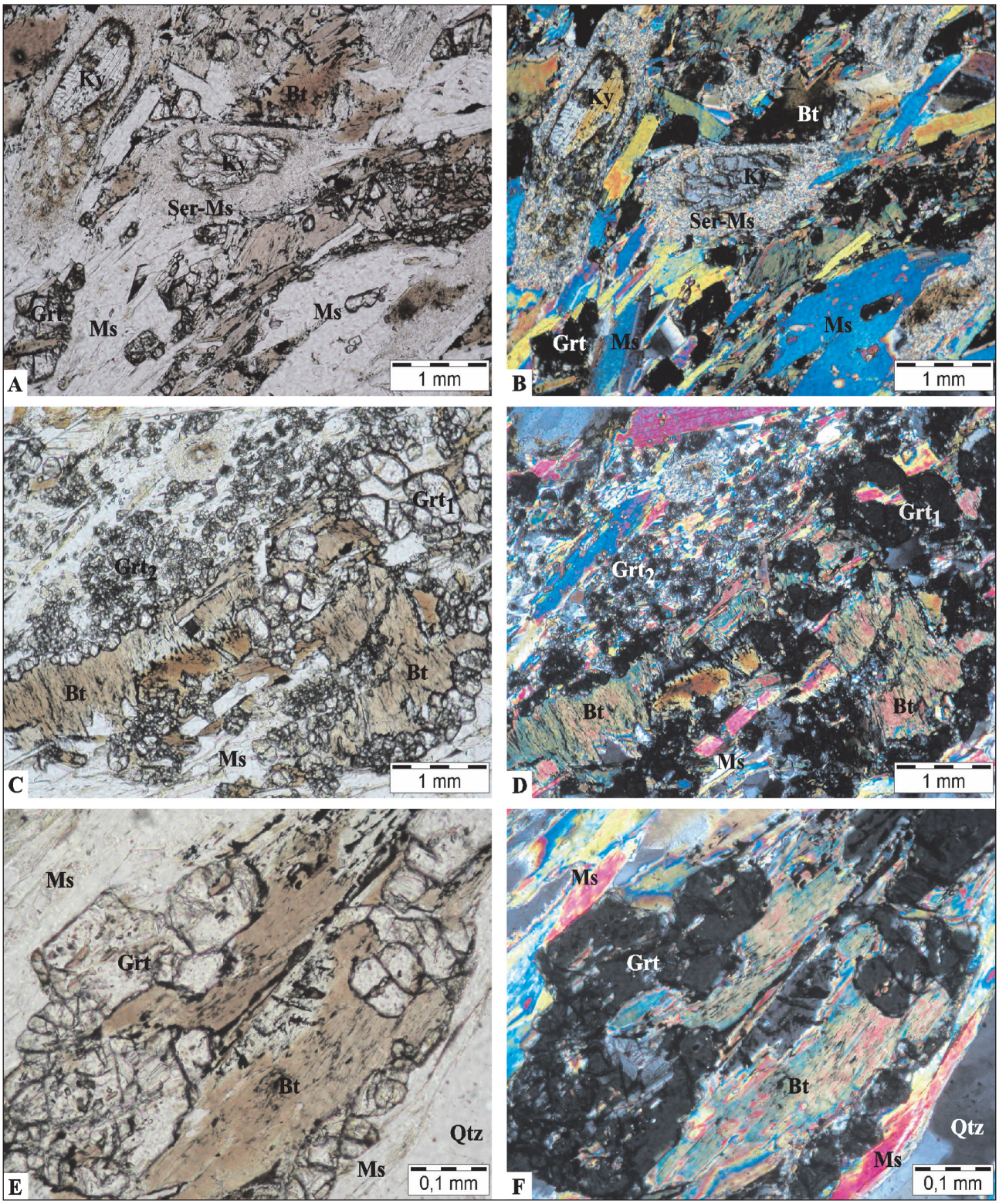
Fig. 7. Back-scattered images (BSE) of orthogneisses. **A** – Grt – Bt pair with marked analytical points used in geothermobarometry of D2 phase in the sample VV33Bo$_j$. **B** – Grt, Bt and Pl with marked analytical points used in geothermobarometry of the D2 phase in the sample VV33Bo$_h$. **C** – Relict paragenesis Ky + Phg + Rt of the phase D1 in sample VV33Bo$_h$. **D** – Kyanite with inclusion of garnet and retrograded rim composed by margarite and later muscovite.

zloženia možno rozlíšiť dva základne typy. Plagioklas v Cpx$_2$-Pl symplektitoch ako dôsledok rozpadu Omp má vyšší obsah albitovej zložky ($An_{21–23}Ab_{76–78}Or_1$) v porovnaní s Pl v Am-Pl symplektitoch ($An_{27–41}Ab_{73–59}Or_{0–1}$). Chemické zloženie Pl z koronárnych štruktúr medzi Grt a Cpx javí slabú chemickú zonálnosť, kde je An zložka v rozmedzí od 22 do 30 mol. %, pričom sa táto zložka zvyšuje od kontaktu s Cpx smerom ku Grt.

Ortoruly

Granát

Porfyroblasty Grt vo vzorke VV33Bo$_j$ nie sú zonálne. Majú najmä Alm-Prp-Sps zloženie. Podiel Alm zložky sa pohybuje od 74 do 78 mol. %, Prp od 10 do 11,8 mol. % a Sps okolo 6 mol. % (tab. 5). V hrubozrnnej migmatitickej ortorule (VV33Bo$_h$) sa zonálnosť nepotvrdila. Granáty podobne ako vo vzorke VV33Bo$_j$ majú Alm-Prp-Sps zloženie. Obsah Alm zložky je nižší (64,8–67,9 mol. %), ale obsah Prp (14,8–16 mol. %) a Sps (13,3–13,8 mol. %) zložky je v porovnaní so vzorkou VV33Bo$_j$ vyšší. Môže to byť aj dôsledok ich rekryštalizácie v procese čiastočného tavenia. Na základe distribúcie prvkov vo vzorke KO-1 sa zistila nevýrazná zonálnosť porfyroblastu Grt vrátane retrográdneho lemu (obr. 10). Obsah Alm (73,8–78,2 mol. %) a Prp (14,8–16 mol %) zložky sa mierne zvyšuje smerom k okraju Grt. Obsah spessartínovej zložky sa od stredu po okraj znižuje (10,4–4,3 mol. %). Pomer Fe/Fe + Mg sa výraznejšie nemení (0,83–0,85). Obsah grosulárovej zložky sa nevýrazne zvyšuje v okrajovej časti, ktorá predstavuje retrográdny lem (Grt$_2$) a svojím zložením zodpovedá drobnozrnnému agregátu granátu (Grt$_2$ od 1,4 do 4,2 mol. %) v mylonitickej foliácii.



Obr. 8. Mikrostavby v Grt-Ky (A–B) ortorule (KO-1) dokumentujú rast granátu (1) na úkor biotitu v štádiu D1. Relikty Bt sa zachovali aj v porfyroblastoch Grt1 (E–F). Drobnozrnný agregát granátu (2), zrejme ako produkt dynamickej rekryštalizácie Grt1, prerastený s muskovitom (C–D), je produktom mylonitickej rekryštalizácie pri exhumácii D2.

Fig. 8. Microtextures of Grt-Ky (A–B) orthogneiss (KO-1) indicating growth of garnet at the expense of biotite in D1 phase. Relicts of Bt preserved in porphyroblasts of Grt1 (E–F). Fine grained aggregate of garnet (2), probably as a product of the dynamic recrystallization of Grt1, overgrown by muscovite (C–D) as a product of the mylonitic recrystallization during D2 exhumation.

Tab. 1
Chemické analýzy a stechiometrické vzorce granátu na báze 12 kyslíkov, Fe^{3+} na základe nábojovej bilancie (vzorka VV33Bb)
Chemical composition and stoichiometric formula of garnet based on 12 oxygens. Fe^{3+} based on charge balance (sample VV33Bb)

VV33Bb Bod	Stred	Predokraj.	Predokraj.	Okraj	Okraj	Stred	Okraj	Stred	Ca zóna	Ca zóna	Mg zóna	Mg zóna
SiO_2	37,00	37,27	37,74	37,58	38,02	38,71	37,86	38,96	38,77	38,51	38,91	38,46
TiO_2	0,20	0,20	0,19	0,14	0,10	0,19	0,09	0,20	0,28	0,26	0,15	0,27
Al_2O_3	21,60	21,78	21,65	21,68	21,59	21,35	21,74	21,68	21,23	21,28	21,63	21,33
Cr_2O_3	0,03	0,01	0,00	0,04	0,05	0,06	0,06	0,13	0,02	0,05	0,01	0,11
FeO	25,67	25,88	25,78	25,35	25,10	25,89	24,99	23,80	25,88	25,23	26,29	27,71
MnO	0,62	0,64	0,59	0,49	0,34	0,85	0,38	0,72	1,33	0,95	0,89	1,10
MgO	4,07	4,12	4,15	4,14	4,58	4,33	4,51	4,08	3,43	3,68	4,84	4,98
CaO	10,50	10,49	10,49	10,80	10,27	9,92	10,50	10,39	10,57	10,78	8,60	7,58
Spolu	99,69	100,38	100,60	100,22	100,06	101,30	100,13	99,95	101,51	100,74	101,32	101,54
Si	2,90	2,90	2,93	2,93	2,96	2,99	2,95	3,02	3,00	3,00	3,00	2,97
Al^{IV}	0,10	0,10	0,07	0,07	0,04	0,01	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
Al^{VI}	1,90	1,90	1,92	1,92	1,94	1,94	1,94	1,99	1,94	1,95	1,97	1,91
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02
Fe^{2+}	1,60	1,60	1,61	1,58	1,59	1,62	1,58	1,58	1,64	1,61	1,67	1,73
Fe^{3+}	0,08	0,08	0,07	0,07	0,05	0,05	0,05	0,00	0,04	0,03	0,02	0,06
Mn	0,04	0,04	0,04	0,03	0,02	0,06	0,03	0,05	0,09	0,06	0,06	0,07
Mg	0,48	0,48	0,48	0,48	0,53	0,50	0,52	0,47	0,40	0,43	0,56	0,57
Ca	0,88	0,88	0,87	0,90	0,86	0,82	0,88	0,86	0,88	0,90	0,71	0,63
Spolu	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	7,98	8,00	8,00	8,00	8,00
Alm	53,34	53,46	53,51	52,82	52,94	54,14	52,53	53,29	54,62	53,70	55,81	57,56
Sps	1,36	1,40	1,30	1,08	0,75	1,85	0,84	1,59	2,91	2,09	1,94	2,40
Prp	15,87	15,96	16,05	16,04	17,74	16,63	17,43	15,93	13,21	14,24	18,56	19,12
Grs	25,21	25,03	25,58	26,66	26,23	24,92	26,68	28,81	27,09	28,40	22,50	17,74
X^{Fe}	0,78	0,78	0,78	0,77	0,75	0,77	0,76	0,77	0,81	0,79	0,75	0,76

Tab. 2
Chemické analýzy a stechiometrické vzorce klinopyroxénu na báze 6 kyslíkov, resp. 4 katióny Fe^{3+}, odhadované na základe nábojovej bilancie (vzorka VV33Bb)
Chemical composition and stoichiometric formula of clinopyroxene based on 6 oxygens, 4 cations. Fe^{3+} based on charge balance (sample VV33Bb)

Typ	Cpx_1	Cpx_1	Cpx_1	Cpx_1	Cpx_1	Cpx_2	Cpx_2	Cpx_2	Cpx_2
SiO_2	51,49	50,86	53,24	54,73	55,16	54,01	53,72	54,94	54,71
TiO_2	0,15	0,13	0,09	0,17	0,13	0,08	0,04	0,10	0,06
Al_2O_3	6,29	7,54	5,18	6,44	8,36	1,32	0,93	1,13	1,27
Cr_2O_3	0,10	0,10	0,09	0,25	0,21	0,01	0,05	0,07	0,06
FeO	9,79	9,69	7,11	5,60	5,59	7,67	8,55	6,44	6,89
MnO	0,13	0,22	0,11	0,03	0,06	0,08	0,11	0,04	0,00
MgO	11,88	11,22	11,94	11,19	10,12	13,52	13,24	14,22	14,18
CaO	18,58	18,80	20,37	19,71	17,37	22,98	23,36	23,26	23,15
Na_2O	1,43	1,39	1,93	2,82	4,22	0,83	0,40	0,69	0,67
K_2O	0,06	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
Spolu	99,90	99,96	100,07	100,94	101,23	100,51	100,39	100,90	101,01
Si	1,91	1,89	1,96	1,98	1,97	1,99	2,00	2,01	2,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al^{IV}	0,09	0,11	0,04	0,02	0,03	0,01	0,00	-0,01	0,00
Al^{VI}	0,19	0,22	0,18	0,25	0,32	0,05	0,04	0,06	0,06
Cr	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe^{3+}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Fe^{2+}	0,31	0,32	0,22	0,22	0,18	0,19	0,27	0,23	0,23
Mn	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,66	0,62	0,65	0,60	0,54	0,74	0,73	0,78	0,77
Ca	0,65	0,63	0,76	0,76	0,64	0,90	0,92	0,92	0,91
Na	0,10	0,10	0,14	0,20	0,29	0,06	0,03	0,05	0,05
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
QUAD	%	%	%	%	%	%	%	%	%
Wo	40,21	40,28	46,28	47,52	46,91	48,23	47,85	47,98	47,64
En	40,67	39,58	40,00	38,39	39,59	39,88	37,99	40,29	40,44
Fs	19,13	20,14	13,72	14,08	13,50	11,89	14,16	11,73	11,92
Jd	11,52	11,85	14,78	24,56	31,52	4,75	3,54	11,33	6,76

Tab. 3
Chemické analýzy a stechiometrické vzorce amfibolu na báze 13 e-CNK (vzorka VV33Bb)
Chemical composition and stoichiometric formula of amphibole based on 13 e-CNK (sample VV33Bb)

Typ	Am_1	Am_1	Am_1	Am_2	Am_2	Am_2	Am_2	Am_3	Am_3	Am_3
SiO_2	40,82	40,92	44,58	47,53	48,54	49,56	45,56	51,68	53,59	49,81
TiO_2	1,18	1,12	1,00	0,81	0,91	0,81	1,24	0,45	0,34	0,81
Al_2O_3	17,38	17,37	13,43	10,06	9,42	7,64	10,72	5,97	3,83	7,56
Cr_2O_3	0,09	0,11	0,07	0,19	0,11	0,35	0,58	0,07	0,05	0,09
MgO	9,58	9,60	11,57	13,32	13,68	13,86	11,36	15,24	16,58	14,40
CaO	11,94	11,95	12,02	12,20	12,00	12,22	11,93	11,81	13,02	12,13
MnO	0,07	0,07	0,09	0,08	0,04	0,09	0,04	0,09	0,02	0,12
FeO	13,54	13,40	12,61	11,65	11,54	12,54	13,67	11,62	10,24	12,05
Na_2O	1,89	1,91	1,64	1,15	1,24	1,08	1,42	0,90	0,41	1,12
K_2O	1,04	1,02	0,64	0,49	0,44	0,27	0,49	0,22	0,13	0,35
Cl	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Spolu	97,55	97,49	97,65	97,48	97,92	98,42	97,08	98,05	98,21	98,44
Si	6,04	6,05	6,51	6,88	6,97	7,11	6,73	7,33	7,60	7,11
Ti	0,13	0,12	0,11	0,09	0,10	0,09	0,14	0,05	0,04	0,09
Al^{IV}	1,96	1,95	1,49	1,12	1,03	0,89	1,27	0,67	0,40	0,89
Al^{VI}	1,06	1,08	0,82	0,60	0,57	0,40	0,60	0,33	0,24	0,38
Cr	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,04	0,07	0,01	0,01	0,01
Fe^{3+}	0,11	0,08	0,11	0,13	0,13	0,18	0,05	0,35	0,00	0,23
Fe^{2+}	1,57	1,58	1,43	1,28	1,26	1,32	1,64	1,02	1,22	1,20
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01
Mg	2,11	2,12	2,52	2,87	2,93	2,96	2,50	3,22	3,50	3,07
Ca	1,89	1,89	1,88	1,89	1,85	1,88	1,89	1,80	1,98	1,86
Na	0,54	0,55	0,46	0,32	0,35	0,30	0,41	0,25	0,11	0,31
K	0,20	0,19	0,12	0,09	0,08	0,05	0,09	0,04	0,02	0,06
Spolu	15,63	15,63	15,46	15,31	15,27	15,23	15,39	15,08	15,11	15,23

Tab. 4
Chemické analýzy a stechiometrické vzorce plagioklasu na báze 5 katiónov (vzorka VV33Bb)
Chemical composition and stoichiometric formula of plagioclase based on 5 cations (sample VV33Bb)

Bod	Pl v Cpx_2-Pl sympl.			Pl medzi Grt a Cpx_2				Pl v Am-Pl sympl.		
SiO_2	63,33	63,51	63,76	63,34	60,54	61,61	59,11	59,70	59,47	57,73
Al_2O_3	23,17	23,34	23,29	23,04	24,45	24,64	26,38	26,08	26,23	26,52
FeO	0,22	0,14	0,26	0,23	0,34	0,31	0,30	0,35	0,28	0,39
CaO	4,52	4,82	4,69	4,70	6,38	5,73	7,74	7,36	7,65	8,56
Na_2O	9,11	8,80	9,14	9,18	8,01	8,47	7,29	7,50	7,24	6,83
K_2O	0,17	0,11	0,11	0,07	0,05	0,07	0,07	0,09	0,09	0,09
Spolu	100,51	100,72	101,25	100,56	99,76	100,83	100,89	101,07	100,96	100,12
Si	2,79	2,80	2,79	2,79	2,70	2,71	2,62	2,64	2,63	2,58
Al	1,20	1,21	1,20	1,20	1,28	1,28	1,38	1,36	1,37	1,40
Fe^{2+}	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Ca	0,21	0,23	0,22	0,22	0,30	0,27	0,37	0,35	0,36	0,41
Na	0,78	0,75	0,77	0,78	0,69	0,72	0,63	0,64	0,62	0,59
K	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
Spolu	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
X_{Ab}	0,78	0,76	0,77	0,78	0,69	0,73	0,63	0,64	0,63	0,59
X_{An}	0,21	0,23	0,22	0,22	0,30	0,27	0,37	0,35	0,37	0,41
X_{Or}	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01

Tab. 5
Chemické analýzy a stechiometrické vzorce granátu na báze 12 kyslíkov, Fe^{3+} na základe nábojovej bilancie (vzorky $VV33Bo_j/_h$, KO-1)
Chemical composition and stoichiometric formula of garnet based on 12 oxygens. Fe^{3+} based on charge balance (sample $VV33Bo_j/_h$, KO-1)

Vzorka	$VV33Bo_j$	$VV33Bo_j$	$VV33Bo_h$	$VV33Bo_h$	KO-1	KO-1	KO-1	KO-1	KO-1	KO-1
Bod	Okraj	Stred	Okraj	Stred	Stred	Predokraj.	Okraj	Vonk. okraj	Agregát	Agregát
SiO_2	37,37	38,14	37,47	37,21	36,51	36,63	37,09	36,73	36,85	37,12
TiO_2	0,06	0,03	0,02	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01
Al_2O_3	20,69	20,87	21,71	21,51	21,67	21,50	21,90	21,63	21,69	21,35
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,02	0,03	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
FeO	34,58	32,50	31,92	31,84	34,39	34,94	36,47	34,97	36,56	37,68
MnO	3,03	2,80	6,26	6,10	4,65	3,75	1,93	1,75	1,67	2,17
MgO	2,48	2,95	3,94	3,88	3,39	3,65	3,91	3,65	3,55	2,79
CaO	1,77	2,69	1,31	1,36	0,85	0,84	0,78	1,58	1,05	1,29
Spolu	99,98	99,99	102,65	101,96	101,48	101,34	102,11	100,31	101,39	102,41
Si	3,02	3,05	2,94	2,94	2,92	2,92	2,93	2,95	2,94	2,95
Al^{IV}	0,00	0,00	0,06	0,06	0,08	0,08	0,07	0,05	0,06	0,05
Al^{VI}	1,97	1,97	1,95	1,95	1,96	1,95	1,97	1,99	1,97	1,95
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe^{2+}	2,33	2,19	2,05	2,06	2,26	2,29	2,39	2,34	2,41	2,45
Fe^{3+}	0,01	0,00	0,04	0,04	0,04	0,04	0,02	0,01	0,02	0,05
Mn	0,21	0,19	0,42	0,41	0,31	0,25	0,13	0,12	0,11	0,15
Mg	0,30	0,35	0,46	0,46	0,40	0,43	0,46	0,44	0,42	0,33
Ca	0,15	0,23	0,11	0,12	0,07	0,07	0,07	0,14	0,09	0,11
Spolu	7,99	7,97	8,04	8,04	8,05	8,05	8,04	8,03	8,04	8,04
Alm	77,74	73,82	66,42	66,65	72,89	74,01	77,61	76,56	78,73	80,10
Sps	7,00	6,43	14,15	13,89	10,79	8,66	4,41	4,04	3,84	4,96
Prp	10,08	11,93	15,69	15,54	13,83	14,86	15,72	14,80	14,36	11,21
Grs	4,88	7,82	1,65	1,69	0,66	0,30	1,02	4,23	1,93	1,37
Adr	0,30	0,00	2,09	2,23	1,82	2,17	1,24	0,37	1,14	2,36
X_{Fe}	0,89	0,86	0,82	0,82	0,85	0,84	0,84	0,84	0,85	0,88

Svetlá sľuda

Svetlá sľuda sa vyskytuje vo vzorkách $VV33Bo_h$ a KO-1 (tab. 6). V drobnozrnnej laminovanej ortorule ($VV33Bo_j$) takmer chýba. Podľa chemickej analýzy má zvýšený obsah TiO_2, pravdepodobne zdedený z pôvodného Bt. V tejto vzorke sa identifikovali veľmi ojedinelé relikty svetlej sľudy fengitického zloženia (obr. 7C), takisto so zvýšeným obsahom TiO_2. Zriedkavý výskyt Phg je aj dôsledkom retrográdnych dekompresných reakcií. Vo vzorke KO-1 je svetlou sľudou len muskovit so zvýšeným obsahom TiO_2, ktorý podobne ako vo vzorke $VV33Bo_h$ bol zdedený po Bt. Ako skorší prejav rozpadu kyanitu v dôsledku reakcie $Ky + An = Mrg + Qtz + H_2O$ (O´Brien, 1993) sa na jeho okraji objavuje margarit, člen skupiny krehkých sľúd (obr. 7D). Ky sa zachoval zrejme z pôvodne vyššietlakovej minerálnej paragenézy D1 (s Phg, Rt a Grt). Tenkoprizmatické kryštály Ky takto sčasti nahrádza svetlá sľuda – margarit, resp. mladší muskovit. Bt v matrixe má vyšší obsah Ti ako Bt vo fraktúrach porfyroblastov Grt. Ojedinele sa vyskytuje aj Chl, nahrádzajúci Bt a Grt.

Ostatné fázy

Bt sa v matrixe ortorúl vyskytuje na styku s Grt. Chemické zloženie Bt vo vzorkách $VV33Bo_j$ a $VV33Bo_h$ sa výrazne nemení (tab. 7). Vo vzorke KO-1 sa obsah Ti od stredu po okraj mierne znižuje. V novotvorenom Bt na styku s dynamicko-rekryštalizačným agregátom granátu (Grt_2) je obsah TiO_2 podobný ako v hrubozrnnejšom Bt na styku s okrajom porfyroblastu Grt. Pl má vo všetkých vzorkách zvýšený obsah Ab ($An_{13–23}$ mol. %; tab. 8).

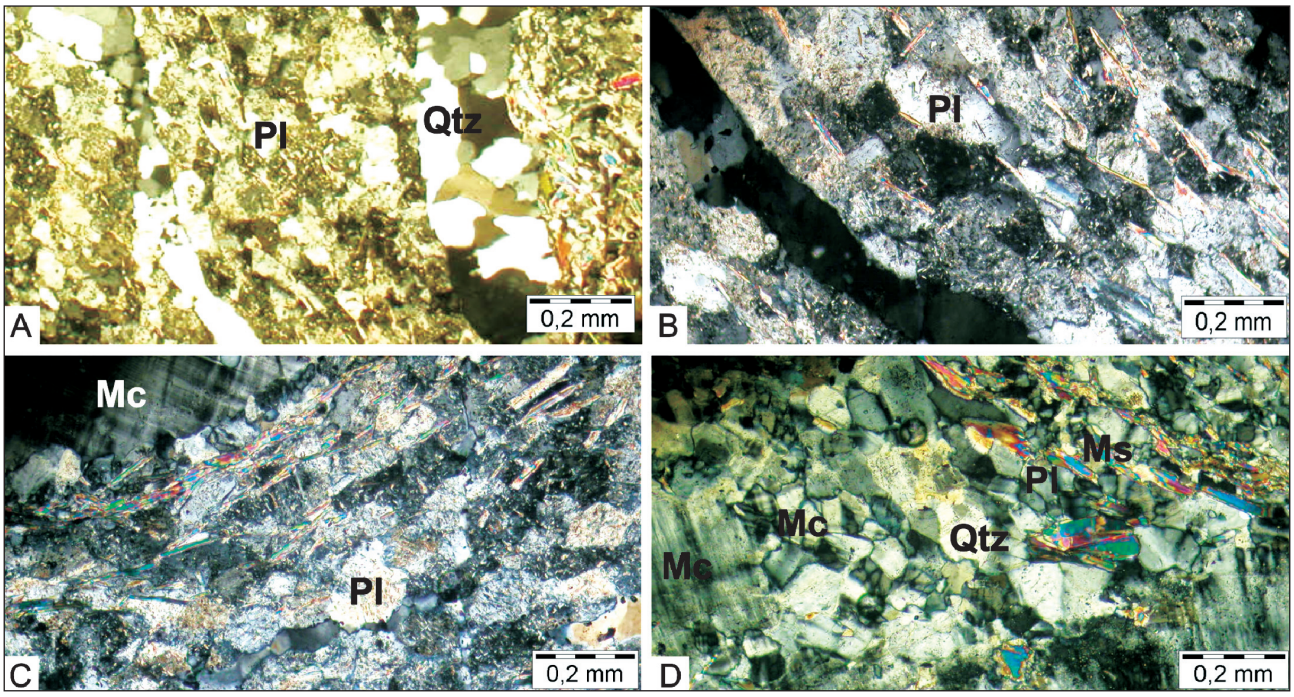
Mikro-Ramanova spektroskopia

Mikro-Ramanova spektroskopia sa použila na identifikáciu polymorf alumosilikátov vo vzorke $VV33Bo_h$, kde na základe mikroskopického štúdia, najmä podľa tenkoprizmatickej formy, sa predpokladal výskyt sillimanitu. Mikro-Ramanova spektroskopia ale potvrdila, že aj prizmatické kryštály predstavujú Ky či už v matrixe, alebo ako inklúzie v Ms (obr. 11A, B). Exhumácia prebehla v poli stability Ky, keďže sa nepotvrdila transformácia na sillimanit. Merania sa robili na 15 zrnách, z ktorých všetky majú spektrum typické pre Ky. Kvôli porovnaniu sa vykonali merania aj zo vzorky Grt-Ky ortoruly (KO-1). Aj tam sa Ky potvrdil (obr. 11C).

Geotermobarometria

Metabazit

Prográdne podmienky metamorfózy D1 sa dali zistiť z inklúzií biotitu a amfibolu v granáte. Teplota 545–585 °C



Obr. 9. Vyššieteplotné duktilné stavby v ortorule (KO-2) ako prejav strednoteplotnej etapy exhumácie D2. **A** – Dynamicko-rekryštalizačný agregát živcov (Pl + Kfs) s kremennými ribónmi. **B** – Detail dynamicko-rekryštalizačného agregátu živcov. **C** – Jadrovo-plášťové stavby mikroklínu s rekryštalizačným agregátom Pl a Kfs. **D** – Mikroklín s dynamicko-rekryštalizačným agregátom Pl a Kfs a novotvoreným muskovitom na ich hraniciach.

Fig. 9. Higher-temperature deformational textures in orthogneiss (KO-2) indicating middle grade phases of the D2 exhumation. **A** – Dynamic recrystallization aggregate of feldspars (Pl + Kfs) with quartz ribbons. **B** – Detail of dynamic recrystallization aggregate of feldspars. **C** – Core-mantled textures of microcline with recrystallizated aggregate of Pl and Kfs. **D** – Microcline with dynamic recrystallization aggregate of Pl and Kfs, with newly formed muscovite in their boundaries.

Tab. 6
Chemické analýzy a stechiometrické vzorce svetlej sľudy na báze 11 kyslíkov (vzorky VV33Bo$_{l/h}$, KO-1)
Chemical composition and stoichiometric formula of white mica based on 11 oxygens (sample VV33Bo$_{l/h}$, KO-1)

Vzorka	VV33Bo$_h$	VV33Bo$_h$	KO-1	KO-1	KO-1	KO-1	KO-1
Typ	Phg	Ms	Ms	Ms	Ms	Mrg	Mrg
SiO_2	50,32	47,08	47,55	45,40	46,36	30,08	29,72
TiO_2	3,28	1,38	0,95	0,96	1,07	0,00	0,00
Al_2O_3	28,28	35,03	35,78	34,52	34,61	54,12	53,35
Cr_2O_3	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
FeO	2,56	1,20	1,63	1,20	1,41	0,00	0,56
MnO	0,04	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,04
MgO	2,75	0,90	0,97	0,70	0,79	0,00	0,00
CaO	0,02	0,03	0,06	0,02	0,00	11,59	11,37
Na_2O	0,07	0,40	0,77	0,93	0,87	0,96	1,04
K_2O	9,41	10,12	9,30	9,72	9,52	0,03	0,03
Cl	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00
Spolu	96,75	96,13	97,03	93,49	94,78	96,78	96,11
Si	3,40	3,15	3,37	3,35	3,37	3,37	3,35
Ti	0,17	0,07	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05
Al^{IV}	0,60	0,85	0,63	0,65	0,63	2,99	3,00
Al^{VI}	1,65	1,90	2,36	2,36	2,34	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,08
Fe^{2+}	0,14	0,07	0,10	0,07	0,09	0,00	0,00
Mn^{2+}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,28	0,09	0,10	0,08	0,09	0,10	0,07
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,01	0,05	0,11	0,13	0,12	0,11	0,13
K	0,81	0,86	0,84	0,92	0,88	0,84	0,92
Spolu	7,06	7,05	7,56	7,61	7,58	7,56	7,61

Tab. 7
Chemické analýzy a stechiometrické vzorce biotitu na báze 22 kyslíkov (vzorky VV33Bo$_j$/$_h$, KO-1)
Chemical composition and stoichiometric formula of biotite based on 22 oxygens (sample VV33Bo$_j$/$_h$, KO-1)

Vzorka	VV33Bo$_h$	VV33Bo$_h$	VV33Bo$_j$	KO-1	KO-1	KO-1
Typ	Matrix	Matrix	Matrix	Bt stred	Bt	Bt okraj
SiO_2	35,87	36,73	36,52	35,37	34,88	33,88
TiO_2	2,80	3,52	2,34	2,25	1,59	1,59
Al_2O_3	18,54	19,03	18,53	18,15	18,78	18,89
MgO	10,17	10,12	8,75	8,70	9,93	9,77
CaO	0,03	0,02	0,02	0,01	0,09	0,04
MnO	0,09	0,12	0,10	0,00	0,05	0,04
FeO	17,96	17,88	18,98	21,35	21,23	22,37
Na_2O	0,14	0,03	0,08	0,09	0,14	0,07
K_2O	9,75	9,90	9,54	9,21	7,34	7,42
Cl	0,06	0,00	0,01	0,20	0,32	0,30
Spolu	95,44	97,39	94,86	95,33	94,28	94,43
Si	5,43	5,43	5,56	5,93	5,85	5,72
Al^{IV}	2,57	2,57	2,44	2,07	2,15	2,28
Al^{VI}	0,73	0,74	0,89	1,51	1,56	1,48
Ti	0,32	0,39	0,27	0,28	0,20	0,20
Fe^{2+}	2,27	2,21	2,42	2,99	2,98	3,16
Mn	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
Mg	2,29	2,23	1,99	2,17	2,48	2,46
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01
Na	0,04	0,01	0,02	0,03	0,05	0,02
K	1,88	1,87	1,85	1,97	1,57	1,60
Spolu	15,56	15,46	15,45	16,97	16,86	16,95

sa vypočítala z inklúzie Bt v Grt pri zvolenom tlaku 2–10 kbar. Teplota 621–667 °C sa vypočítala podľa Grt-Am$_{(1)}$ geotermometra. Teplota 642–725 °C na predpokladané tlakové minimum štádia D1 sa zistila z inklúzií Cpx$_1$ a Mg zóny v Grt pomocou Grt-Cpx$_{(1)}$ geotermometra. Odhadnutý minimálny tlak 14–16,3 kbar (Holland, 1980) sa pri uvedenej teplote štádia D1 odvodil na základe obsahu Jd$_{(0,25–0,31)}$ zložky v Cpx$_1$.

Štádium D2 reprezentujú symplektity Cpx$_2$ a Pl a koronárne štruktúry medzi Grt a Qtz zložené z Cpx$_2$ a Pl. Získané P-T podmienky štádia D2 zodpovedajú tlaku 10,2–13,9 kbar pri teplote 706–748 °C. Vypočítaný tlak štádia D2 sa veľmi neodlišuje od P_{min} štádia D1. Podľa toho sa dá predpokladať, že skutočný tlak štádia D1 mohol byť aj omnoho vyšší.

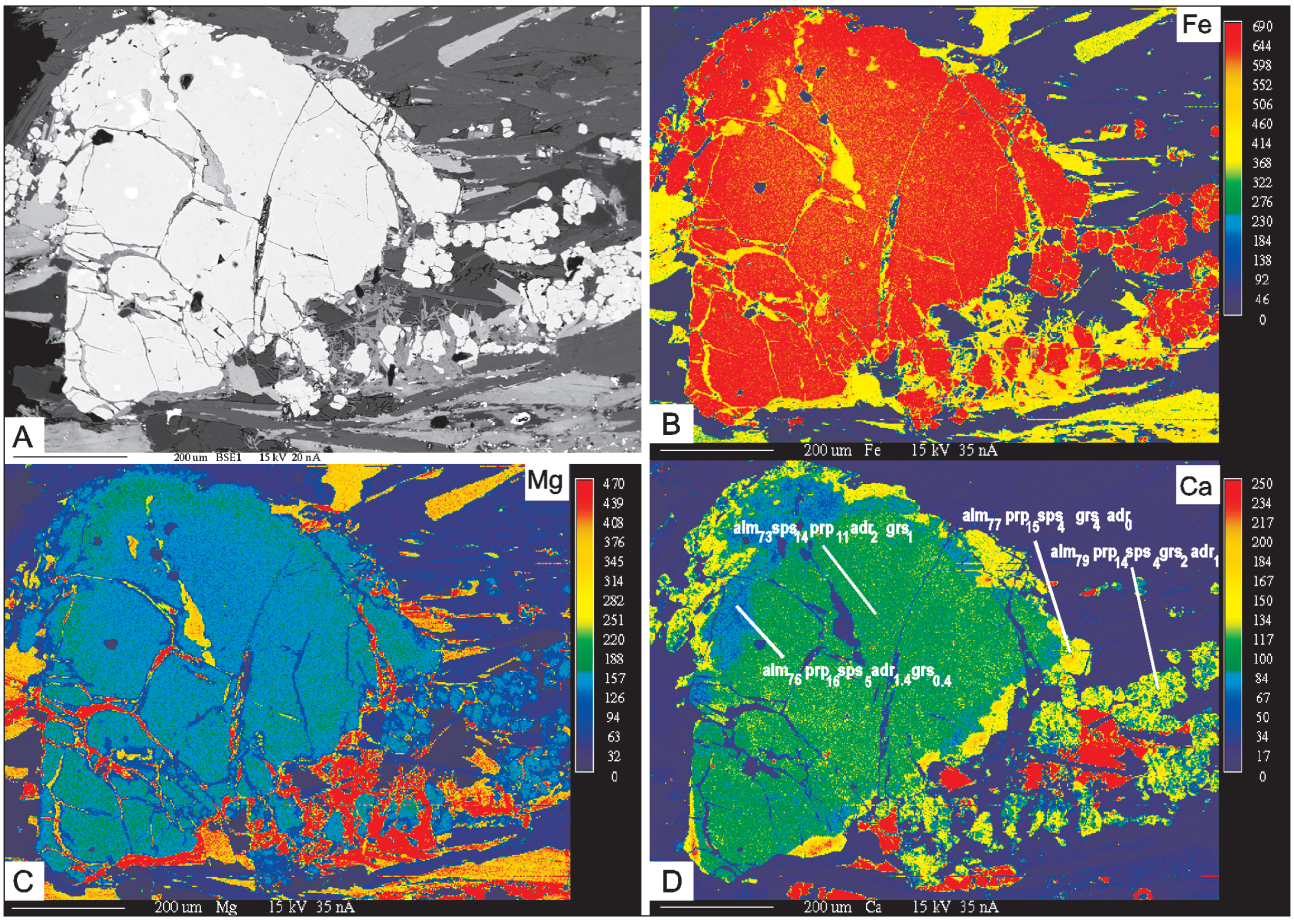
Štádium D3 reprezentuje minerálna asociácia Grt$_{okraj}$-Am$_2$-Pl-Qtz ako súčasť koronárnej štruktúry. Pl predstavuje vnútornú zónu, Am$_2$ vonkajšiu zónu a ich prerastanie do Am$_2$-Pl symplektitu strednú zónu koróny okolo Grt. Podľa Am$_{(2)}$-Pl geotermometra sa teplota pohybovala v intervale 610–665 °C pri tlaku 8,3–9,5 kbar (podľa Am$_{(2)}$-Pl-Qtz geobarometra).

Ortoruly

P-T podmienky vývoja neoproterozoických ortorúl, v ktorých sa šošovky metabazitu nachádzajú, sa zistili zo vzoriek VV33Bo$_j$, VV33Bo$_h$ a KO-1. P-T podmienky jemnozrnnej laminovanej ortoruly (VV33Bo$_j$) s minerálnou asociáciou Grt-Ky-Bt-Pl-Kfs-Qtz charakterizuje teplota 532–561 °C pri tlaku 4–5,8 kbar. Z čiastočne natavenej granitickej ortoruly (VV33Bo$_h$) s minerálnou asociáciou Grt-Bt-Ky-Pl-Kfs-Ms-Qtz sa zistila teplota 602–693 °C pri tlaku 5,6–8,8 kbar. Zo vzorky Grt-Ky ortoruly (KO-1) sa podmienky retrográdnej metamorfózy vzhľadom na nevýraznú zonálnosť Grt (obr. 10) vypočítali z vonkajšieho okraja porfyroblastu. Tam je zaregistrovaný mierny nárast grosulárovej zložky na kontakte s Bt a Pl. Zisťovali sa aj podmienky rekryštalizácie z agregátu Grt, Bt a Pl v koexistencii s Ky. Z minerálneho páru Grt$_{okraj}$ – Bt sa zistila teplota 645–740 °C pri tlaku 6,8–11,2 kbar. Predpokladané P-T podmienky z minerálnej paragenézy Grt$_{agregát}$-Bt-Pl-Ky-Qtz sú v rozsahu 542–572 °C a 4,7–6,5 kbar.

Tab. 8
Chemické analýzy a stechiometrické vzorce plagioklasu na báze 5 katiónov (vzorky VV33Bo$_j$/$_h$, KO-1)
Chemical composition and stoichiometric formula of plagioclase based on 5 cations (sample VV33Bo$_j$/$_h$, KO-1)

Vzorka	VV33Bo$_j$	VV33Bo$_h$	KO-1	KO-1	KO-1	KO-1	KO-1
SiO_2	65,50	63,15	64,70	64,95	66,25	62,80	64,99
Al_2O_3	23,46	23,17	23,01	22,02	21,76	21,85	22,23
FeO	0,27	0,11	0,33	0,33	0,28	2,84	0,05
CaO	3,78	4,67	3,38	3,36	2,73	3,08	3,40
Na_2O	9,75	8,74	9,95	9,80	10,29	9,25	9,79
K_2O	0,13	0,15	0,08	0,07	0,06	0,11	0,04
Spolu	102,89	99,97	101,45	100,52	101,37	99,93	100,50
X_{Ab}	0,82	0,77	0,84	0,84	0,87	0,84	0,84
X_{An}	0,18	0,23	0,16	0,16	0,13	0,15	0,16
X_{Or}	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Si	2,81	2,80	2,81	2,85	2,88	2,79	2,85
Al	1,19	1,21	1,18	1,14	1,11	1,14	1,15
Fe^{2+}	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,11	0,00
Ca	0,17	0,22	0,16	0,16	0,13	0,15	0,16
Na	0,81	0,75	0,84	0,83	0,87	0,80	0,83
K	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Spolu	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	4,98	5,00



Obr. 10. Plošná distribúcia prvkov Mg, Fe a Ca v porfyroblaste granátu v ortorule. Vzorka KO-1.

Fig. 10. X-ray maps of Fe, Mg and Ca distribution in Grt in orthogneiss. Sample KO-1.

P-T-d trend vývoja metabazitu a ortorúl

Metabazit

Na základe minerálnych asociácií, mikrostavby, chemickej zonálnosti Grt a geotermobarometrie (tab. 9) bolo možné zostaviť P-T-d dráhu zahŕňajúcu tri deformačno-rekryštalizačné štádiá (obr. 12) vývoja metabazitu. Štádium D1 predstavuje prográdne tlakové podmienky rekryštalizácie, teda ponárania. Štádiá D2 a D3 odrážajú postkulminačnú exhumačnú evolúciu eklogitizovaného metabazitu.

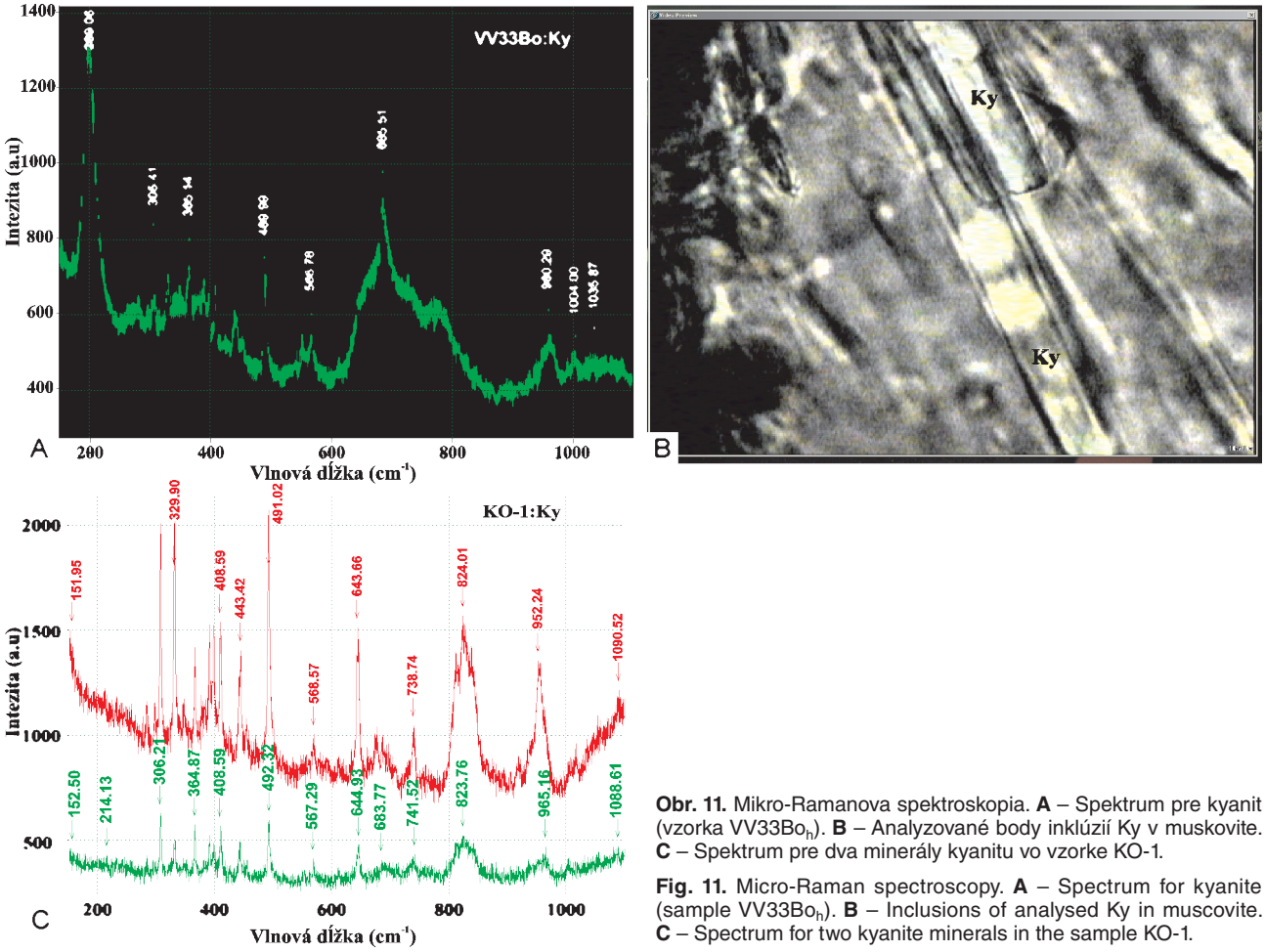
Štádium D1 reprezentuje minerálna asociácia Grt_1-Omp(Cpx_1)-Rt s inklúziami Bt_1 a Am_1 v Grt_1. Inklúzie Bt_1 a Am_1 predstavujú minerálnu asociáciu prográdnych podmienok vývoja metabazitu. Z minerálneho páru Grt-$Bt_{(1)}$ sa zistila teplota 545–585 °C pri zvolenom tlaku 2–10 kbar. Z inklúzií $Am_{(1)}$ v Grt to bola teplota 621–667 °C. Inklúzie sa v Grt zachytili počas jeho rastu v predeklogitovej, amfibolitovej fácii. Vzhľadom na zonálnosť granátu sa predokrajová zóna najbohatšia na Mg považuje za doménu reprezentujúcu maximálne tlakové podmienky štádia D1 pri danej teplote. Predpokladaný minimálny tlak 14–16,3 kbar sa stanovil na základe obsahu $Jd_{(0,25–0,31)}$ zložky v Cpx_1 pre vypočítanú teplotu štádia D1. Teplota 642–725 °C štádia D1 sa vypočítala z minerálneho páru $Grt_{Mg\ zóna}$ – Cpx_1.

Štádium D2 dokumentujú symplektity Cpx_2 a Pl po Omp, ako aj lokálne koróny na styku Grt a Qtz. P-T podmienky sa stanovili kombináciou $Grt_{(okraj)}$-$Cpx_{(2)}$ geotermometrov a $Grt_{(okraj)}$-$Cpx_{(2)}$-Pl-Qtz geobarometrov v rozsahu 706–748 °C pri tlaku 10,2–13,9 kbar.

Štádium D3 predstavuje vnútorná plagioklasová koróna okraja Grt, ktorá pokračuje symplektitom Pl a Am_2 a vonkajšou korónou Am_2. P-T podmienky štádia D3 zistené pomocou $Am_{(2)}$-Pl geotermometra v kombinácii s Grt_{okraj}-Am_2-Pl-Qtz geobarometrom sú 610–665 °C a 8,3–9,5 kbar. Teplota 619 °C z Grt_{okraj}-$Am_{(2)}$ geotermometra je v zhode s výsledkami z $Am_{(2)}$-Pl geotermometrie. Odhadované tlakové podmienky štádia D2 hraničia so spodným limitom tlaku štádia D1. To môže naznačovať, že tlak štádia D1 mohol byť aj značne vyšší.

Ortoruly

P-T podmienky pre vzorku $VV33Bo_j$ sa vypočítali z okraja Grt na styku s Bt a Pl v matrixe (obr. 10A), podobne ako pre vzorku $VV33Bo_h$ (obr. 7B) reprezentujúcu anatektickú



Obr. 11. Mikro-Ramanova spektroskopia. **A** – Spektrum pre kyanit (vzorka VV33Bo$_h$). **B** – Analyzované body inklúzií Ky v muskovite. **C** – Spektrum pre dva minerály kyanitu vo vzorke KO-1.

Fig. 11. Micro-Raman spectroscopy. **A** – Spectrum for kyanite (sample VV33Bo$_h$). **B** – Inclusions of analysed Ky in muscovite. **C** – Spectrum for two kyanite minerals in the sample KO-1.

doménu. Odhadované P-T podmienky jemnozrnnej laminovanej ortoruly (VV33Bo$_j$) zodpovedajú teplote 532–561 °C pri tlaku 4–5,8 kbar (obr. 12a, tab. 9). V čiastočne natavenej granitickej ortorule (VV33Bo$_h$) sa zistila teplota 602–693 °C a tlak 5,6–8,8 kbar. Oproti predchádzajúcim hodnotám sú to zvýšené hodnoty a čiastočne zasahujú aj do poľa tavenia ortoruly. Zo vzorky Grt-Ky ortoruly (KO-1) sa vypočítali podmienky retrográdnej metamorfózy. Vzhľadom na čiastočnú zonálnosť granátu (obr. 10) sa počítali z vonkajšieho okraja porfyroblastu, kde je zachytený slabý nárast grosulárovej zložky na kontakte s Bt a Pl.

Zisťovali sa aj podmienky rekryštalizácie z asociácie Grt, Bt, Pl a Ky. Teplotné podmienky metamorfózy počítané z minerálneho páru Grt$_{okraj}$ – Bt sú v rozsahu 645–740 °C pri tlaku 6,8–11,2 kbar. Odhadované P-T podmienky z minerálnej paragenézy Grt$_{agregát}$-Bt-Pl--Ky-Qtz sú v teplotnom rozsahu 542–572 °C pri tlaku 4,7–6,5 kbar. Skorší čiastočný rozpad Ky na Mrg počas retrográdnych podmienok indikuje tlak nižší ako 8–10 kbar v teplotnom rozsahu 500–700 °C (obr. 12, obr. 7D) (O´Brien, 1993). Exhumácia ortorúl prebiehala v poli stability Ky, pretože sa nepotvrdila transformácia Ky na Sil. Vzhľadom na možný výber minerálnych paragenéz pri geotermobarometrii ortorúl zachytávame skôr exhumačný trend D2, než ponárania D1. Exhumačný trend D2 ortorúl koreluje s exhumačným trendom D2 až D3 metabazitov. Naznačuje sčasti spoločný vývoj týchto dvoch fragmentov v čase exhumácie, presnejšie, od tektonického zachytenia metabazitu v ortorule.

Diskusia

Tlakové podmienky štádia D1 14–16 kbar predpokladáme na základe obsahu Jd zložky v Cpx$_1$. Považujú sa za minimálny dosiahnutý tlak pri danej vypočítanej teplote tohto štádia. Je ale veľmi pravdepodobné, že tlak v kulminačných podmienkach ponárania bol podstatne vyšší, a to aj vzhľadom na výsledky z výpočtov pre štádium D2. Metabazit študoval aj kolektív autorov Janák et al. (2007). Identifikovali Phg v metamorfnom matrixe a predpokladajú jeho rovnovážny vzťah s vysokotlakovou minerálnou asociáciou Grt$_1$-Cpx$_1$. Janák et al. (2007) určili maximálne podmienky metamorfózy na základe Grt-Cpx geotermometra a Grt-Cpx-Phg geobarometra na 684–725 °C pri tlaku 22,8 kbar. Nám sa nepodarilo zistiť Phg, hoci sme študovali len inú časť tej istej šošovky metabazitu v ortorule. Spomenutý geobarometer sme preto použili len pri alternatívnom výpočte podmienok za prítomnosti fengitu. Použili sme aj geotermometer podľa

Tab. 9
Výsledky geotermobarometrie
Summary of geothermobarometry

Ortoruly Vzorka	VV33Bo$_j$	VV33Bo$_h$	KO-1	
Geotermobarometria	Grt$_{okraj}$-Bt-Ky-Pl	Grt$_{okraj}$-Bt-Ky-Pl	Grt$_{okraj}$-Bt-Ky-Pl	Grt$_{agregátj}$-Bt-Ky-Pl
T_{max} (°C)	561 (P & L)*	693 (H & S)	740 (H & S)	572 (P & L)
P_{max} (kbar)	5,8 (K & N)	8,8 (K & N)	11 (K & N)	6,5 (K & N)
T_{min} (°C)	532 (F & S)	602 (G & S)	645 (I & M)	542 (G & S)
P_{min} (kbar)	4 (G & S)	5,6 (G & S)	6,8 (G & S)	4,7 (H & S)
Metabazit				
Deformačno-rekryštalizačné štádium	Prográdne štádium D1		Retrográdne štádium D2	D3
	Grt-Bt	Grt-Am 621 (G & P)		Grt-Am
T (°C)	545–585 (K & R)	667 (G & P)		619 (G & P)
	Grt-Cpx		Grt-Cpx-Pl-Qtz	Grt-Am-Pl-Qtz
T_{max} (°C)	725 (E & G)		748 (E & G)	665 (H & B)
P_{max} (kbar)	16,3 (Holland, 1980)		13,9 (Eckert et al., 1991)	9,5 (K & S)
T_{min} (°C)	642 (Krogh, 1988)		706 (Krogh, 1988)	610 (H & B)
P_{min} (kbar)	14 (Holland)		10,2 (N & P)	8,3 (K & S)

*Skratky: P & L – Perchuk a Lavrentieva (1983), K & N – Koziol a Newton (1988), F & S – Ferry a Spear (1978), G & S – Ganguly a Saxena (1984), H & S – Hodges a Spear (1982), I & M – Indares a Martignole (1985), K & R – Kleeman a Reinhardt (1994), G & P – Ggraham a Powell (1984), E & G – Ellis a Green (1979), N & P – Newton a Perkins (1982), H & B – Holland a Blundy (1994), K & S – Kohn a Spear (1990).

For abbreviations see Slovak explanation.

Ravnyho (2000) a geobarometer podľa Ravnyho a Terryho (2004), pričom chemické analýzy fengitu sme prebrali z práce Janáka et al. (2007). P-T podmienky stanovené kombináciou Grt-Cpx geotermometra a Grt-Cpx-Phg geobarometra na 621 °C a 21,6 kbar sú len málo odlišné od výsledkov spomínaného kolektívu autorov. Tieto výsledky podporujú aj alternatívne výpočty z Grt-Cpx geotermometrie zvolených kalibrácií (Ellis a Green, 1979; Powell, 1985; Krogh, 1988) pri tlaku 20–25 kbar, kde teplota 660–745 °C zodpovedá rozsahu daného tlaku.

Inklúzie Bt_1 a Am_1, ktoré sme identifikovali v granáte, reprezentujú prográdne štádium metamorfózy (napr. Page et al., 2003). Na základe mikroštruktúr je preukázateľné, že metabazit sa v procese metamorfózy dostal do poľa eklogitovej fácie. Štruktúry nahrádzania omfacitu klinopyroxénovo-plagioklasovým symplektitom sa pozorovali v mnohých vysokotlakových granulitoch, ako aj retrogradovaných eklogitoch. Dokumentujú fázovú transformáciu počas prechodu z eklogitovej fácie do vysokotlakovej amfibolitovej alebo granulitovej fácie (Henrich, 1982; Rubie, 1990; Smelov a Beryozkin, 1993; Möller, 1998; Zhao et al., 2001). Vypočítaná teplota štádia D2 (706–748 °C) aj vzhľadom na vypočítaný tlak 12–10 kbar indikuje exhumáciu metabazitu z eklogitovej fácie na rozhraní medzi vysokotlakovou amfibolitovou a granulitovou fáciou.

Vznik Cpx_2 môžeme doložiť dvomi hlavnými reakciami:

1. $Cpx_1 + Qtz = Cpx_2 + Pl$;
2. $Grt + Qtz = Cpx_2 + Pl$.

Reakcia 1 predstavuje rozpad primárneho omfacitu na symplektit klinopyroxénu (2) a plagioklas počas prechodu z eklogitovej fácie do vysokotlakových podmienok amfibolitovej/granulitovej fácie (Zhao et al., 2001). Reakcia 2 predstavuje dekompresnú reakciu, na základe ktorej boli stanovené aj kalibrácie pre geotermobarometriu (Newton a Perkins, 1982; Eckert et al., 1991). Táto reakcia sa zúčastňuje na vzniku plagioklasovo-klinopyroxénových korón počas dekompresie v okolí granátu.

Prechod do strednej časti granulitovej fácie sa nezistil, keďže v matrixe ortopyroxén chýba. Rutil je na okrajoch nahradený ilmenitom a titanitom ako prejav dekompresie a chladnutia do amfibolitovej fácie. Metabazit dosiaľ nebol datovaný, ale na základe hybridizácie jeho okraja môžeme predpokladať, že dekompresné tavenie ortoruly sa uskutočnilo v čase zachytenia metabazitu alebo až po ňom. Tým sa časť vývoja eklogitizovaného metabazitu datuje do predalpínskeho obdobia.

Podmienky metamorfózy okolitej Grt-Ky-Phg ortoruly zodpovedajú teplote 532–693 °C pri tlaku 4–8,8 kbar. V Grt-Ky ortorule sme vypočítali podmienky metamorfózy z vonkajšieho okraja granátu na 645–740 °C pri tlaku 6,8–11,2 kbar. P-T podmienky vypočítané z dynamicko-rekryštalizačného agregátu sú v rozpätí 542–572 °C a 4,7–6,5 kbar. Vzhľadom na možný výber minerálnych paragenéz použitých v geotermobarometrických výpočtoch v ortorulách zachytávame exhumačný trend v poli stability Ky, keďže transformácia kyanitu na sillimanit sa nepotvrdila (obr. 11, obr. 12). Exhumačný trend ortorúl sa čiastočne prekrýva s exhumačným trendom metabazitov štádia D2 a D3. To zrejme súvisí s tektonickým zachytením exhumovaného eklogitického metabazitu počas exhumácie neoproterozoickej ortoruly, a teda ich spoločným vývojom v tejto časti exhumácie.

Obr. 12. Diagram znázorňuje P-T-d trend šošovky eklogitického metabazitu (vzorka VV33Bb) v Grt-Ky ortorule (vzorka VV33Bo$_h$). Na porovnanie sú vyznačené aj zistené P-T podmienky z jemnozrnnej časti ortoruly (vzorka VV33Bo$_j$) a susedného telesa ortoruly (vzorka KO-1). Kosoštvorce znázorňujú výsledky geotermobarometrie z uvedených minerálnych paragenéz (kombináciou Grt-Cpx, Grt-Hbl alebo Grt-Bt geotermometra s Grt-Cpx-Pl--Qtz, Grt-Am-Pl-Qtz alebo Grt-Bt-Pl--Ky-Qtz geobarometrom). Tmavosivé polia patria k metabazitu a svetlosivé k ortorulám, s vyznačením D-štádií. Nevyplnený kosoštvorec naznačuje predpokladané P-T podmienky štádia D1 ortoruly. Svetlosivý kosoštvorec označuje pole alternatívneho výpočtu pri 20–25 kbar a v ňom naznačené pole reprezentujúce výpočet kulminačných podmienok z práce Janáka et al. (2007). Čierny bod označuje alternatívny výpočet priesečníka Grt-Cpx geotermometra s Grt-Cpx-Phg geobarometrom. **A** – pole amfibolitovej fácie, **G** – granulitovej a **E** – eklogitovej fácie (Spear, 1993). Polia stability margaritu (O´Brien, 1993).

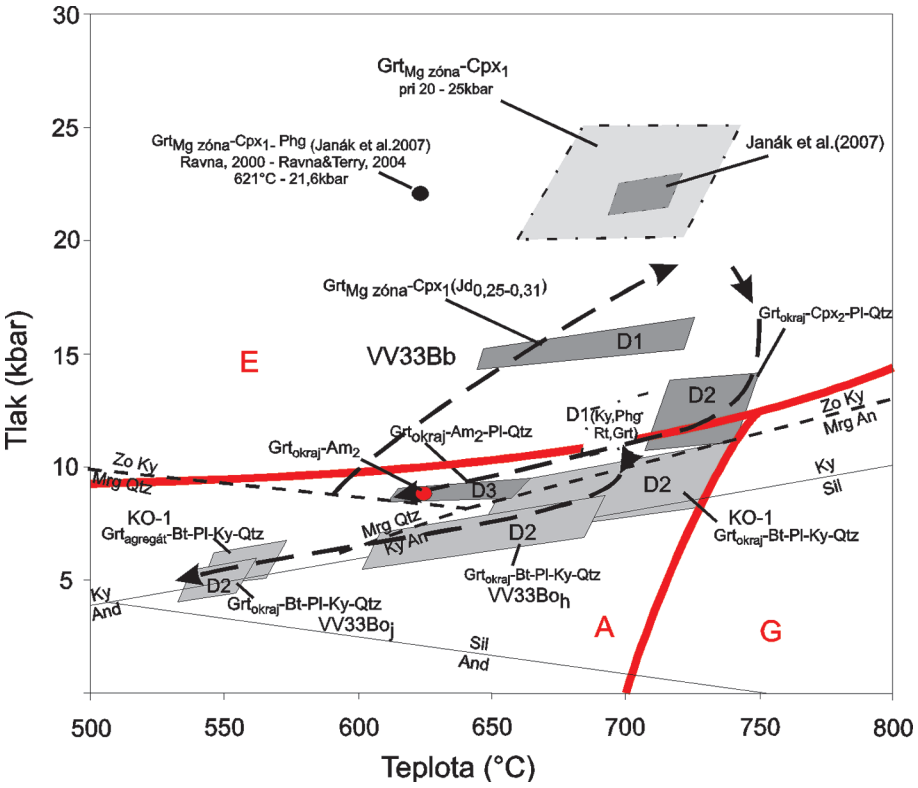


Fig. 12. Diagram showing P-T-d trend of eclogitic lens of metabasite (sample VV33Bb) in Grt-Ky orthogneiss (sample VV33Bo$_h$). For a comparison, estimated P-T conditions of fine laminated part of the orthogneiss (sample VV33Bo$_j$) and a surrounding orthogneiss (sample KO-1) are shown too. Squares are showing geothermobarometric results from mineral paragenesis (combination of Grt-Cpx, Grt-Hbl, or Grt-Bt geothermometer with Grt-Cpx-Pl-Qtz, Grt-Am-Pl-Qtz, or Grt-Bt-Pl-Ky-Qtz geobarometer). Dark grey fields represent metabasite and light grey orthogneisess with D stages. Not filled square represents estimated P-T conditions of the D1 phase of recrystallization of the orthogneisses. Light grey square represents the field of the alternative calculation of temperature at 20–25 kbar, within calculated field representing peak conditions after Janák et al. (2007). Black point represents alternative intersection of the Grt-Cpx geothermometer in combination with Grt-Cpx-Phg geobarometer. **A** – amphibolite facies stability field, **G** – granulite facies stability field, **E** – eclogite facies stability field (Spear, 1993). The stability field of margarite (O´Brien, 1993).

Mierny nárast obsahu Ca na okraji porfyroblastu granátu v Grt-Ky ortorule (obr. 10) môže naznačovať zmenu tlaku, ktorá nastala pri exhumácii. Zvýšenie obsahu grosulárovej zložky na okraji zrna môže súvisieť s prísunom fluidnej fázy s obsahom Ca (Feenstra et al., 2007). V publikovaných chemických analýzach Grt, napr. aj zo zón alpínskej metamorfózy veporika (Korikovsky et al., 1997), je grosulárová zložka v rozsahu od 20 do 25 mol. %. To ale nezodpovedá obsahu v našej vzorke, kde sa grosulárová zložka iba mierne zmenila (1,54–5,42 mol. %). Podobne aj obsah grosulárovej zložky v Grt metamorfovaných granitoidov plutónu veporika a hrončockého telesa dosahuje hodnoty X_{Grs} od 12 do 30 mol. % a sú v asociácii so svetlou sľudou fengitického zloženia ako prejav alpínskej rekryštalizácie (Korikovsky et al., 1997; Putiš et al., 1997a). Pri porovnaní s chemickými analýzami z fragmentu Grt-Ky ortoruly, kde nepozorujeme obohatenie okraja porfyroblastu o grosulárovu zložku v takom rozsahu (obr. 10) a ani prítomnosť svetlej sľudy fengitického zloženia v matrixe, predpokladáme, že vývoj Grt-Ky ortoruly a vypočítané P-T podmienky sa vzťahujú na predalpínsku tektonometamorfózu. Vo vzorke KO-2 dokumentujeme predalpínsky vývoj na mikrostavbe, ktorú reprezentuje dynamicko-rekryštalizačný agregát živcov s tzv. jadrovo-plášťovými stavbami vzniknutými pri teplote vyššej ako 500 °C. Alpínske mikroštruktúry charakterizuje napr. dynamická rekryštalizácia kremeňa, katakláza a undulozita živcov s deltovite a sigmoidálne rotovanými porfyroklastami živcov v kremenno-sľudnatom duktilnom matrixe. Tieto mikro-štruktúry naznačujú, že teplota alpínskej tektonometamorfózy v zásade nepresiahla 500 °C (Putiš et al., 1997b).

Záver

Petrologickým štúdiom a geotermobarometriou sme potvrdili výskyt reliktov vyššietlakových hornín v zóne severného veporika. Odlíšili sa tri základné deformačné štádiá metamorfózy šošovky metabazitu v neoproterozoickej ortorule a P-T podmienky ich predalpínskeho vývoja sme rekonštruovali použitím vybraných geotermobarometrov:

Deformačné štádium D1 reprezentuje minerálna asociácia Grt-Cpx$_1$(Om)-Rt. K prográdnej vetve patria aj inklúzie Bt$_1$-Am$_1$-Qtz v granáte, kde sa odhaduje rozsah teplôt od 545 do 667 °C. Maximálna odhadovaná teplota štádia D1 podľa Grt-Cpx geotermometra je v rozsahu 645–725 °C. Minimálny tlak 14–16 kbar predpokladáme na základe obsahu Jd$_{(0,25–0,31)}$ zložky v Cpx$_1$ pre vypočítanú teplotu (645–725 °C).

Deformačné štádium D2 predstavujú dekompresné štruktúry. Symplektity Cpx_2 a Pl sú výsledkom rozpadu pôvodného Cpx omfacitu. Koronárne štruktúry medzi granátom a kremeňom obsahujú tiež Cpx_2-Pl symplektity. Vypočítaná teplota je v rozsahu 706–748 °C pri odhadnutom tlaku 10,2–13,9 kbar.

Deformačné štádium D3 reprezentujú koronárne štruktúry Pl a Am_2 na okraji Grt, ktoré navzájom prerastajú aj do symplektitu. Predpokladané teplotné a tlakové podmienky chladnutia fragmentu v amfibolitovej fácii sú 610–665 °C a 8,3–9,5 kbar.

Nepreukázanie fengitu v našej štúdii síce nepotvrdzuje výsledky z práce Janáka et al. (2007), ale vzhľadom na to, že tlakové podmienky štádia D2 (10,2–13,9 kbar), ktoré sme zistili, sú blízke minimálnemu tlaku štádia D1 (14–16 kbar), môžeme potvrdiť, že tlak kulminačných podmienok bol podstatne vyšší. Potvrdzuje to aj alternatívny výpočet s použitím chemickej analýzy Phg z práce Janáka et al. (2007) a zistená teplota 621 °C pri tlaku 21,6 kbar. To už sú hodnoty porovnateľné s ich výsledkami (684–725 °C pri 22,8 kbar).

Podmienky metamorfózy okolitej Grt-Ky-Phg ortoruly zodpovedajú teplote 532–693 °C pri tlaku 4–8,8 kbar. V Grt-Ky ortorule sa vypočítali podmienky metamorfózy z vonkajšieho okraja granátu na 645–740 °C pri tlaku 6,8–11,2 kbar. P-T podmienky odhadnuté z dynamicko-rekryštalizačného agregátu sú v rozpätí 542–572 °C pri tlaku 4,7–6,5 kbar. Vzhľadom na výber minerálnych paragenéz v geotermobarometrii sme zachytili skôr exhumačný trend štádia D2 vývoja ortorúl než podmienky štádia D1 ponorenia. Vyššietlakovú minerálnu asociáciu dokumentujeme identifikáciou reliktov Phg v čiastočne natavenej ortorule v asociácii s Rt a Ky. Výskyt margaritu na okraji kyanitu predstavuje dekompresný rozpad Ky v strednoteplotných podmienkach exhumácie.

Tektonické zachytenie šošovky eklogitického metabazitu okolitou neoproterozoickou ortorulou nastalo v čase čiastočného tavenia ortoruly alebo tesne po ňom, pretože vypočítaná teplota 655–740 °C v ortorule sa prekrýva s teplotou metabazitu 706–748 °C počas štádia D2. S tým súvisí aj hybridizácia okraja šošovky metabazitu čiastočne natavenou ortorulou.

Podmienky vývoja šošovky metabazitu v ortorule zaraďujeme do predalpínskeho obdobia vývoja severoveporického fundamentu v zmysle uvedených výpočtov, ako aj zistených vyššieteplotných deformačných stavieb v študovaných horninách. To sa, napokon, potvrdilo aj ich rádiometrickým datovaním (SHRIMP). Na porovnanie, nízkoteplotné alpínske stavby týchto hornín, ale najmä okolitých fylonitov, vykazujú len reologickú aktivitu kremeňa, a nie živcov, pri teplote do 500 °C. Potvrdilo sa to aj datovaním metódou Ar-Ar.

Poďakovanie. Práca bola financovaná z grantov APVT-20-016104, APVV-0279-07 a VEGA 1/4038/07. Ďakujeme recenzentovi doc. RNDr. Marianovi Dydovi, CSc., za pripomienky a návrhy na zlepšenie pôvodného rukopisu.

Literatúra

Bajaník, Š. & Kantor, J., 1984: Heľpiansky metabazitový komplex a stratigrafická príslušnosť hornín medzi Heľpou a Filipovom. Čiastková záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Biely, A., Beňuška, P., Bezák, V., Bujnovský, A., Halouzka, R., Ivanička, J., Kohút, M., Klinec, A., Lukáčik, E., Maglay, J., Miko, O., Pulec, M., Putiš, M. & Vozár, J., 1992: Geologická mapa Nízkych Tatier. *Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.*

Cambel, B. & Spišiak, J., 1979: Geochemistry of rare earths in metabasites of the West Carpathians. *In: Geol. Carpath. (Bratislava), Vol. 30, No. 4, pp. 413 – 431.*

Cambel, B. & Kamenický, L., 1982: Geochémia amfibolitov Západných Karpát. *Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 519 s.*

Carswell, D. A., O´Brien, P. J., Wilson, R. N. & Zhai, M., 2004: Thermobarometry of phengite-bearing eclogites in the Dabie Mountains of central China. *In: J. metamorphic Geol., Vol. 15, No. 2, pp. 239 – 252.*

Dallmeyer, R. D., Neubauer, F. & Putiš, M., 1993: $^{40}Ar/^{39}Ar$ mineralogy controls for the Pre-Alpine and Alpine tectonic evolution of nappe complexes in the Western Carpathians. *In: PAEWCR Conference, Excursion guide, Stará Lesná, pp. 11 – 20.*

Dallmeyer, R. D., Neubauer, F., Handler, R., Fritz, H., Müller, W., Pana, D. & Putiš, M., 1996: Tectonothermal evolution of the internal Alps and Carpathians: Evidence from $^{40}Ar/^{39}Ar$ mineral and whole-rock data. *In: Eclogae geol. Helv., 89, pp. 203 – 227.*

Ellis, D. J. & Green, D. H., 1979: An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *In: Contr. Mineral. Petrology (Berlin – New York), 71, pp. 13 – 22.*

Eckert, J. O., Newton, R. C. & Kleppa, O. J., 1991: The ΔH of reaction and recalibration of garnet-pyroxene-plagioclase-quartz geobarometers in the CMAS system by solution calorimetry. *In: Amer. Mineralogist (Washington), 76, pp. 148 – 160.*

Engvik, A. K., Tveten, E., Bingen, B., Viola, G., Erambert, M., Feito, P. & De Azavedo, S., 2007: P-T-t evolution and textural evidence for decompression of Pan-African high-pressure granulites, Lurio Belt, north-eastern Mozambique. *In: J. metamorphic Geol., 25, pp. 935 – 952.*

Feenstra, A., Petrakakis, K. & Rhede, D., 2007: Variscan relicts in Alpine high-P pelitic rocks from Samos (Greece): Evidence from multi-stage garnet and its included minerals. *In: J. metamorphic Geol., 25, pp. 1 011 – 1 033.*

Ferry, J. M. & Spear, F. S., 1978: Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *In: Contr. Mineral. Petrology (Berlin – New York), 66, pp. 113 – 117.*

Filová, I. & Putiš, M., 2004: Litologicko-petrografické štúdium metamafitov severného veporika. *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 36, s. 195 – 204.*

Ganguly, J. & Saxena, S. K., 1984: Mixing properties of aluminosilicate garnets constraints from natural and experimental data and applications to geothermo-barometry. *In: Amer. Mineralogist (Washington), 69, pp. 88 – 97.*

Graham, C. M. & Powell, R., 1984: A garnet-hornblende geothermometer: Calibration, testing and application to the Pelona Schists, Southern California. *In: J. metamorphic Geol., 2, pp. 13 – 31.*

Harley, S. L., 1989: The origins of granulites: A metamorphic perspective. *In: Geol. Mag. (Cambridge), 126, pp. 215 – 247.*

Harley, S. L., 1992: Proterozoic granulite terranes. *In: K. C. Condie (ed.): Proterozoic Crustal Evolution. Amsterdam, Elsevier, pp. 301 – 360.*

Heinrich, C. A., 1982: Kyanite-eclogite to amphibolite facies evolution of hydrous mafic and pelitic rocks, Adula nappe, central Alps. *In: Contr. Mineral. Petrology (Berlin – New York), 81, pp. 30 – 38.*

Hodges, K. V. & Spear, F. S., 1982: Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 tripple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *In: Amer. Mineralogist (Washington), 67, pp. 1 118 – 1 134.*

Hodges, K. V. & Crowley, 1985: Error estimation for empirical geothermometry for pelitic system. *In: Amer. Mineralogist (Washington), 70, pp. 702 – 709.*

Holland, T. J. B., 1980: The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range 600 – 1 200 °C. *In: Amer. Mineralogist (Washington), 65, pp. 129 – 134.*

Holland, T. J. B. & Blundy, J. D., 1994: Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *In: Contr. Mineral. Petrology (Berlin – New York), 116, pp. 433 – 447.*

Hovorka, D., 1971: Genéza niektorých typov amfibolických hornín veporid a Braniska. *In: Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 21, s. 67 – 121.*

Hovorka, D., 1975: The lithology and chemical composition of the metasediments of the Jarabá Group (West Carpathians). *In: Krystalinikum (Praha), 11, pp. 87 – 99.*

Hovorka, D. & Méres, Š., 1989: Relikty vysokostupňových metamorfitov v tatroveporickom kryštaliniku Západných Karpát. *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 21, s. 193 – 201.*

Hovorka, D. & Méres, Š., 1990: Klinopyroxenicko-granatické metabazity Tribeča. *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 22, s. 533 – 538.*

Hovorka, D., Méres, Š. & Caňo, F., 1992: Petrológia granaticko-klinopyroxenických metabazitov Malej Fatry. *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 24, s. 45 – 52.*

Hovorka, D., Ivan, P. & Méres, Š., 1997: Leptyno-amphibolite complex of the Western Carpathians: Its definition, extent and genetical problems. *In: P. Grecula, D. Hovorka & M. Putiš (eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Bratislava, Miner. Slov. – Monograph, pp. 269 – 280.*

Hrouda, F., Putiš, M. & Madarás, J., 2002: The Alpine overprints of the magnetic fabrics in the basement and cover rocks of the Veporic Unit (Western Carpathians, Slovakia). *In: Tectonophysics (Amsterdam), No. 359, pp. 271 – 288.*

Indares, A. & Martignole, J., 1985: Biotite-garnet geothermometry in granulite facies: Influence of Ti and Al in biotite. *In: Amer. Mineralogist (Washington), 70, pp. 272 – 278.*

Ivanička, J. & Šovšíková, Ľ., 1984: Geologická stavba a litologicko-petrografická charakteristika hronského komplexu medzi Beňušom a Heľpou – J od Hrona. Čiastková záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Janák, M. & Lupták, B., 1997: Pressure-temperature conditions of high-grade metamorphism and migmatitization in the Malá Fatra Mts. *In: Geol. Carpath. (Bratislava), Vol. 48, No. 5, pp. 287 – 302.*

Janák, M., Méres, Š. & Ivan, P., 2007: Petrology and metamorphic P-T conditions of eclogites from the northern Veporic unit, Western Carpathians, Slovakia. *In: Geol. Carpath. (Bratislava), Vol. 58, No. 2, pp. 121 – 131.*

Janák, M., Méres, Š. & Ivan, P., 2003: First evidence for omphacite and eclogite facies metamorphism in the Veporic Unit of the Western Carpathians. *In: J. Czech Geol. Soc., Vol. 48, No. 1 – 2, p. 69.*

Janák, M., O´Brien, P. J., Hurai, V. & Reutel, C., 1996: Metamorphic evolution and fluid composition of garnet-clinopyroxene amphiboles from the Tatra Mountains, Western Carpathians. *In: Lithos (Oslo), 39, pp. 57 – 79.*

Janák, M., Finger, F., Plašienka, D., Petrík, I., Humer, B., Méres, Š. & Lupták, B., 2002: Variscan high P-T recrystallization of Ordovician granitoids in the Veporic unit (Nízke Tatry Mountains, Western Carpathians): New petrological and geochronological data. *In: Geolines, 14, pp. 38 – 39.*

Kleemann, U. & Reinhardt, J., 1994: Garnet-biotite thermometry revised: The effect of Al^{VI} and Ti in biotite. *In: European Journal of Mineralogy, 6, pp. 925 – 941.*

Klinec, A., 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. *In: Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 6, s. 7 – 28.*

Kohn, M. Y. & Spear, F. S., 1990: Two new geobarometers for garnet amphibolites, with application to southeastern Vermont. *In: Amer. Mineralogist (Washington), 75, pp. 89 – 96.*

Korikovsky, S. P., Putiš, M. & Plašienka, D., 1997: Cretaceous low-grade metamorphism of the Veporic and North-Gemeric Zones: A result of collisional tectonics in the central Western Carpathians. *Bratislava, Miner. Slov. – Monograph., pp. 107 – 130.*

Koziol, A. M. & Newton, R. C., 1988: Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the plagioclase-garnet-Al_2SiO_5-quartz geobarometer. *In: Amer. Mineralogist (Washington), 73, pp. 216 – 223.*

Kováčik, M., Král, J. & Maluski, H., 1996: Metamorphic rocks in the southern Veporicum basement: Their Alpine metamorphism and thermochronologic evolution. *In: Miner. Slov. (Bratislava), Vol. 28, pp. 185 – 202.*

Král, J., Frank, W. & Bezák, V., 1996: ^{40}Ar-^{39}Ar spectra from amphibole of Veporic amphibolic rocks. *In: Miner. Slov. (Bratislava), Vol. 28, pp. 501 – 513.*

Krist, E., Korikovsky, S. P., Putiš, M., Janák, M. & Faryad, S. W., 1992: Geology and petrology of metamorphic rocks of the Western Carpathians crystalline complexes. *Bratislava, Comenius University Press, pp. 1 – 324.*

Krogh, E. J., 1988: The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer: A reinterpretation of existing experimental data. *In: Contr. Mineral. Petrology (Berlin – New York), 99, pp. 44 – 48.*

Kumar, G. R. R. & Chacko, T., 1991: Geothermobarometry of mafic granulites and metapelite from the Palghat Gap, South India: Petrological evidence for isothermal uplift and rapid cooling. *In: J. metamorphic Geol., 16, pp. 309 – 343.*

Maheľ, M., 1986: Geologická stavba československých Karpát 1. Paleoalpínske jednotky. *Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, s. 1 – 503.*

Maluski, H., Rajlich, P. & Matte, P. H., 1993: $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of the Inner Carpathian Variscan basement and Alpine mylonitic overprinting. *In: Tectonophysics (Amsterdam), No. 223, pp. 313 – 337.*

Méres, Š., Janák, M., Ivan, P. & Konečný, P., 2008: Omfacit – diagnostický minerál eklogitovej metamorfózy v kryštaliniku Západných Karpát. *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 40, s. 89 – 102.*

Möller, C., 1998: Decompressed eclogites in the Sveconorwegian (-Grenvillian) orogen of SW Sweden: Petrology and tectonic implications. *In: J. metamorphic Geol., 16, pp. 641 – 656.*

Newton, R. C. & Haselton, H. T., 1981: Thermodynamics of the garnet-plagioclase-Al_2SiO_5-quartz geobarometer. *In: R. C. Newton, A. Navrotsky and B. J. Wood (eds.): Thermodynamics of minerals and melts. New York, Springer-Verlag, pp. 131 – 147.*

Newton, R. C. & Perkins, D., 1982: Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblage garnet-plagioclase-orthopyroxene (clinopyroxene)-quartz. *In: Amer. Mineralogist (Washington), 67, pp. 203 – 222.*

Nowlan, E. U., Schertl, H. P. & Schreyer, W., 2000: Garnet-omphacite-phengite thermobarometry of eclogites from the coesite-bearing unit of the southern Dora-Maira Massif, Western Alps. *In: Lithos (Oslo), 1 – 4, pp. 197 – 214.*

O´Brien, P. J., 1993: Partially retrograded eclogites of the Münchberg Massif, Germany: Records of a multistage Variscan uplift history in the Bohemian Massif. *In: J. metamorphic Geol., 11, pp. 241 – 260.*

O´Brien, P. J. & Rötzler, J., 2003: High-pressure granulites: Formation, recovery of peak conditions and implications for tectonics. *In: J. metamorphic Geol., 21, pp. 3 – 20.*

Page, F. Z., Essene, E. J. & Mukasa, S. B., 2003: Prograde and retrograde history of eclogites from the Eastern Blue Ridge, North Carolina, USA. *In: J. metamorphic Geol., 21, pp. 685 – 698.*

Pattison, D. R. M. & Newton, R. C., 1989: Reversed experimental calibration of the garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange thermometer. *In: Contr. Mineral. Petrology (Berlin – New York), 101, pp. 87 – 103.*

Perchuk, L. L. & Lavrent'eva, I. V., 1983: Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite – garnet – biotite. *In: S. K. Saxena (ed.): Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions. New York, Springer-Verlag, pp. 199 – 239.*

Plašienka, D., Grecula, P., Putiš, M., Kováč, M. & Hovorka, D., 1997: Evolution and structure of the Western Carpathians: An overview. *In: P. Grecula, D. Hovorka and M. Putiš (eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Bratislava, Miner. Slov. – Monograph., pp. 1–24i.*

Powell, R., 1985: Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: The garnet-clinopyroxene geothermometer revisited. *In: J. metamorphic Geol., 3, pp. 231 – 243.*

Putiš, M., 1989: Štruktúrny a metamorfný vývoj kryštalinika východnej časti Nízkych Tatier. *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 21, s. 217 – 224.*

Putiš, M., 1991: Tectonic styles and Late Variscan-Alpine evolution of the Tatric-Veporic crystalline basement in the Western Carpathians. *In: Zbl. Geol. Paläont. T. I, H. 1 (Stuttgart), pp. 181 – 204.*

Putiš, M., 1992: Variscan and Alpidic nappe structures of the Western Carpathian crystalline basement. *In: Geol. Carpath. (Bratislava), Vol. 43, No. 6, pp. 369 – 380.*

Putiš, M., 1994: South Tatric-Veporic basement geology: Variscan nappe structures; Alpine thick-skinned and extensional tectonics in the Western Carpathians (Eastern Low Tatra Mts., Northwestern Slovak Ore Mts.). *In: Mitt. Österr. geol. Gesell. (Wien), 86, pp. 83 – 99.*

Putiš, M. & Korikovsky, S. P., 1995: Rheological/petrological path of the eclogite-, marble-, gneiss- bearing complexes during extensional uplift (the Sieggraben Unit, Middle Austroalpine, Eastern Alps). *In: J. Czech Geol. Soc., 40, pp. 38 – 39.*

Putiš, M., Madarás, J., Korikovsky, S. P., Kotov, A. B. & Filová, I., 1996: Ductile deformation and recrystallization of the Variscan magmatic complex in the hanging wall of Cretaceous thrust (Veporic Unit, Central Western Carpathians). *In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), No. 3 – 4, pp. 221 – 237.*

Putiš, M., Filová, I., Korikovsky, S. P., Kotov, A. B. & Madarás, J., 1997a: Layered metaigneous complex of the Veporic basement with features of the Variscan and Alpine thrust tectonics (the Western Carpathians). *In: P. Grecula, D. Hovorka & M. Putiš (eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Bratislava, Miner. Slov. – Monograph., pp. 175 – 196.*

Putiš, M., Unzog, W., Wallbrecher, E. & Fritz, H., 1997b: Mylonitization and chemical mass-transfer in granitoid rocks of the Vepor pluton near the Cretaceous Pohorelá thrust (Veporic unit, central Western Carpathians). *Bratislava, Miner. Slov. – Monograph., pp. 197 – 214.*

Putiš, M., Németh, Z., Unzog, W. & Wallbrecher, E., 1999: The quartz and calcite X-ray texture goniometer patterns from the Western Carpathians Cretaceous ductile shear zones used as kinematic indicators. *In: Geol. Carpath. (Bratislava), Vol. 50, Spec. iss., pp. 165 – 169.*

Putiš, M., Korikovsky, S. P. & Pushkarev, Y. D., 2000: Petrotectonics of an Austroalpine eclogite-bearing complex (Sieggraben, Eastern Alps), U-Pb dating of exhumation. *In: Jb. Geol. Bundesanst. (Wien), Vol. 143, No. 1, pp. 73 – 93.*

Putiš, M., Kotov, A. B., Korikovsky, S. P., Salnikova, E. B., Yakovleva, S. Z., Berezhnaya, N. G., Kovach, V. P. & Plotkina, J. V., 2001: U-Pb zircon ages of dioritic and trondhjemitic rocks from a layered amphibolitic complex crosscut by granite vein (Veporic basement, Western Carpathians). *In: Geol. Carpath. (Bratislava), Vol. 52, pp. 49 – 60.*

Putiš, M., Demko, R., Kromel, J. & Filová, I., 2006a: Geochemical trends and metamorphic conditions of the LAC meta-igneous rocks in the North-Veporic zone (Western Carpathians). *In: O. Ďurža & S. Rapant (eds.): Proceeding from the Conf. Geochemistry 2006. Konf., Symp., Sem., Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, pp. 91 – 93* (in Slovak).

Putiš, M., Ondrejka, M., Siman, P., Spišiak, J., Uher, P., Larionov, A. & Paderin, I., 2006b: The first SHRIMP age-data on magmatic--metamorphic events in the Western Carpathians basement. *In: O. Ďurža & S. Rapant (eds.): Proceeding from the Conf. Geochemistry 2006. Konf., Symp., Sem., Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, pp. 91 – 93.*

Putiš, M., Sergeev, S., Larionov, A., Radvanec, M., Siman, P., Spišiak, J., Kohút, M., Uher, P., Ondrejka, M., Filová, I. & Paderin, I., 2007: Evolution and origin of the West-Carpathian pre-Mesozoic basement, dated by SHRIMP. *International Symposium on Mechanics of Variscan Orogeny: A modern view on orogenic research. Orleans, September 2007, Abstr., p. 147.*

Putiš, M., Sergeev, S., Ondrejka, M., Larionov, A., Siman, P., Spišiak, J., Uher, P. & Paderin, I., 2008a: Cambrian-Ordovician metaigneous rocks associated with Cadomian fragments in the West-Carpathian basement dated by SHRIMP on zircons: A record from the Gondwana active margin setting. *In: Geol. Carpath. (Bratislava), Vol. 59, No. 1, pp. 3 – 18.*

Putiš, M., Gawlick, H. J., Frisch, W. & Sulák, M., 2008b: Cretaceous transformation from passive to active continental margin in the Western Carpathians as indicated by the sedimentary record in the Infratatric unit. *In: Int. J. Earth Sci. (Geol. Rdsch.), Vol. 97, No. 4, pp. 799 – 819.*

Putiš, M., Frank, W., Siman, P., Sulák, M. & Biroň, A., 2008c: $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages of white micas across the Alpidic Central Western Carpathians orogenic wedge confined to two subduction sutures. *In: Geodinamica Acta* (in press).

Radvanec, M., 1999: Eclogitized clinopyroxene-gabbro with retrograde metamorphism in pumpellyite-actinolite facies on Babiná and Ostrá hills (Gemericum). *In: Miner. Slov. (Bratislava), Vol. 31, pp. 467 – 484.*

Ravna, E. J. K., 2000: The garnet-clinopyroxene geothermometer: An updated calibration. *In: J. metamorphic Geol., 18, pp. 211 – 219.*

Ravna, E. J. K. & Terry, M. P., 2004: Geothermobarometry of UHP and HP eclogites and schists: An evaluation of equilibria among garnet--clinopyroxene-kyanite-phengite-coesite/quartz. *In: J. metamorphic Geol., 22, pp. 579 – 592.*

Rubie, D. C., 1990: Role of kinetics in the formation and preservation of eclogites. *In: D. A. Carswell (ed.): Eclogite Facies Rocks. Glasgow, Blackie, pp. 111 – 140.*

Siivola, J. & Schmid, R. A., 2007: Systematic nomenclature for metamorphic rocks: 12. List of mineral abbreviations. Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks. Recommendations, web version of 01. 02. 2007. http://www.bgs.ac.uk/scmr/products.html

Smelov, A. P. & Beryozkin, V. I., 1993: Retrograded eclogites in the Olekma granite–greenstone region, Aldan Shield, Siberia. *In: Precambr. Res. (Amsterdam), 62, pp. 419 – 430.*

Spišiak, J., 1981: Petrograficko-geochemická charakteristika metabazitov Západných Karpát. *Manuskript. Bratislava, Katedra geochémie, PriF UK.*

Thost, D. E., Hensen, B. J. & Motoyoshi, Y., 1991: Two-stage decompression in garnet-bearing mafic granulites from Sostrene Island, Prydz Bay, East Antarctica. *In: J. metamorphic Geol., 9, pp. 245 – 256.*

Zhao, G., Cawood, P. A., Wilde, S. A. & Lu, L., 2001: High-Pressure granulites (Retrograded Eclogites) from Hengshan Complex, North China Craton: Petrology and tectonic Implications. *In: J. Petrology (Oxford), Vol. 42, No. 6, pp. 1 141 – 1 170.*

Rukopis doručený 16. 3. 2009
Rukopis akceptovaný 30. 6. 2009
Revidovaná verzia doručená 26. 3. 2009

P-T-d evolution of eclogitic metabasite and Neoproterozoic orthogneiss in the North-Veporic basement of the central Western Carpathians

Eclogitic metabasites occur in Neoproterozoic partially melted Ky-Grt orthogneisses. Microscopically they represent an eclogite facies Prp-rich Grt pre-rim outer zone + Omp + Rt mineral assemblage. Am_1-Bt_1 inclusions in Grt register the pre-eclogite, amphibolite facies. Cpx_2, Grt outermost zone, Ilm, Ttn, Pl, Hbl have been formed during the exhumation. The Neoproterozoic Ky-Grt--Rt ± Phg-bearing orthogneisses are rich in Pl (tonalitic) or Kfs (granitic). They occur within hosting micaschists and gneisses. This complex is overlain by the Cambrian–Ordovician Grt-Pl-Kfs-Bt--Ms orthogneisses, the latter with strong ductile deformation in the hanging wall of the layered amphibolite complex on the top of the pre-Alpine – Variscan southeast vergent basement nappes.

P-T-d paths of the eclogitic metabasite lens and the hosting orthogneiss were based on the geothermobarometric data. The temperatures 645–725 °C of the D1 stage were calculated from the Cpx_1-Grt pair. Taking into account the maximum Jd_{31} content found in Omp, minimum pressures of 16 kbar can be estimated. Cpx_1-Omp decompose into symplectite of Cpx_2 and Pl during the D2 exhumation stage at temperatures 706–748 °C and 10–14 kbar. The D3 stage is represented by coronas of Pl, Am_2 and Am-Pl symplectite around the garnet porphyroblasts formed at 610–665 °C and 8.5–9.5 kbar. Marginal part of the studied metabasite is locally injected with melting products of hosting fine-grained laminated granitic orthogneiss. This process indicates that the high- to medium temperature metabasite evolution occurred in the pre-Alpine period. The hosting orthogneiss, into which the lens was exhumed, mainly reflects the retrograde conditions of the D2 stage. Grt-Ky-Phg-Rt mineral assemblage could represent the D1 stage. Temperatures 740–532 °C at 11–4 kbar characterize the pre-Alpine D2 exhumation stage. The subsequent retrogression in greenschist facies indicates the Alpine tectonometamorphic overprint.

Mineralia Slovaca, 41 (2009), 23 – 30
ISSN 0369-2086

Reaction rate estimates based on muscovite dehydration and CSD of garnets in the Malé Karpaty Mts. metapelites

MARIAN DYDA

Department of Mineralogy and Petrology, Comenius University, Mlynská dolina,
842 15 Bratislava, Slovak Republic; dyda@fns.uniba.sk

Abstract

Independent petrological methods for reaction rate evaluation have been compared in metapelitic mineral assemblages (St + Ms + Bt + Grt + Sil + Pl + Qtz). Garnet growth rate has been evaluated on the basis of crystal size distribution (CSD) and the growth residence time has been calculated to be $\tau \approx$ 740–2180 years. Muscovite represents the dehydration reactants of the whole rock reactions that might have lasted ca. 940–2630 y. and proceeded at the rate $K_R \approx 6.1 \times 10^{-11}$–$8.6 \times 10^{-10}$ $cm^{-2}s^{-1}$ with presumed $\Delta T \approx 0.15$ °C and $\Delta S_R < 100$ J/mol. Though the muscovite dehydration time and garnet population growth residence time have poor correlation ($r = 0.32$), they fall within the narrow geological time span of ca. 3000 years. Results confirm relatively rapid dehydration and transformation of metapelitic rocks in the Earth crust.

Key words: reaction rate, residence time, dehydration, crystal size distribution, metapelites

Introduction

Geophysical studies of Ague and Park (1998), Ague et al. (1998) emphasized the link of regional metamorphic dehydration reactions and induced seismic activities. They developed a hypothesis that the release of water during recrystallization of rocks within the fault zones can occur rapidly in a time frame measured in decades or centuries rather than eons and can lead to repeated volcanic and earthquakes activities.

Theoretical and field rock studies today are significantly shifted from a static thermodynamic mode to dynamic quantification of the recrystallization kinetics describing rock metamorphism associated with dehydration and volume changes. Many studies have been extended to the understanding of fluid production and fluid phase dynamics, especially in metapelitic rocks.

Growing recognition of natural effects that could be attributed to slower reaction rates justifies the need for a field-based quantification of reaction rates to asses the accuracy of lab-based predictions and bridge the gap between idealized conditions of the lab and the complexities of nature and provide useful reaction rate data (Baxter and DePaolo, 2002).

Generally, we presume that mineralogical equilibrium is attained between solid phases and metamorphic fluid. But if regional heating and reaction rate occur rapidly, reaction reactants and products may coexist in disequilibrium. Thus, in terms of dehydration reaction progress and its extent, the modal occurrence of reaction products can be an effective criterion of textural and mineral equilibrium, at least in a relatively small rock volume (e.g. some cm^3). Specific metamorphic dehydration reaction and pulse production of fluid is thus restricted to a narrow temperature interval. The reaction progress is generally controlled by the rate of heat supply and reaction extent depends then on the temperature increase in time.

Such estimates indicate that the variation of reaction rate with temperature can be highly non-linear in the crust and the evolution of metamorphic regime depends on different tectonic settings of a particular terrane determined by dynamic mode of rock recrystallization in time.

Sampling locations were chosen to reflect their structural position in periplutonic zones in close vicinity to the intrusive granitoidic rocks. Concept of crystalline basement evolution of Putiš (2006) has been generally accepted.

The metapelitic rock samples (Fig. 1, Tab. 1) represent post-tectonic metamorphic histories with the thermal culmination of ~580–650 °C and pressures of ~4.5–6.2 Kbar, leaving progressively the stability field of St + Qtz and crossing the Ms + Qtz stability curve. The post--culmination decompression retrograde features are absent with the exemption of diffusion processes and rare tiny chloritization of biotite grains (see e.g. Dyda, 2002). Mineral assemblages are considered to represent equilibrium mineral reactions and thus offer the useful data for estimation of their recrystallization kinetics.

Methodical approach

At first methodical approximation, the metapelitic rock samples (ca. 250–750 g) have been chosen for garnet separation in heavy liquids. Then the garnet

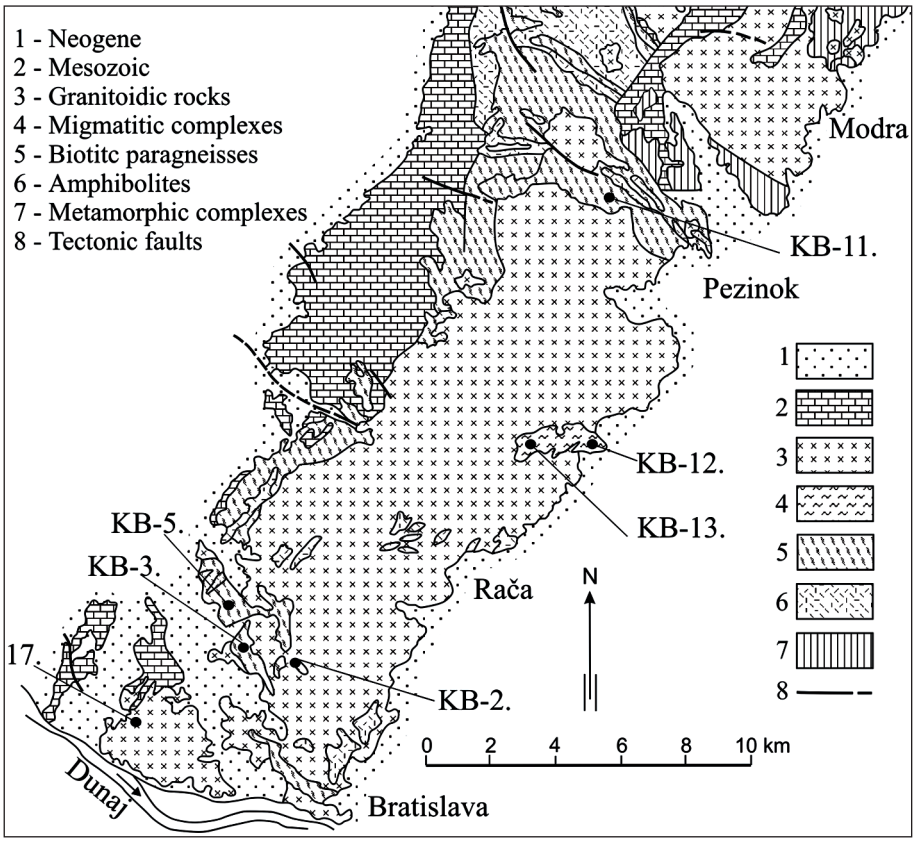


Fig. 1. Schematic map of the Malé Karpaty Mts. crystalline complexes and localization of studied metapelitic samples. For more details see Dyda (2002).

heavy fraction has been weighted and compared with the garnet modal content obtained under microscope. Garnet mineral separation from rocks in heavy liquid is frequently connected with fracturing of larger grains and loss of tiny ones. This fact leads obviously to obtaining a shifted garnet crystal size distribution (CSD) histograms. To avoid such uncertainties steaming from this mechanical garnet separation, the microscopic evaluation of garnet CSD has been preferred. Altogether 200–250 garnet grains have been measured and the crystal size frequency in standard rock volume (1 cm^3) has been determined (Fig. 2).

Plotting the population density *ln* (n) versus garnet crystal size (*L*) is usually a line with the slope of $k/G\tau$ and intercept n_o, where *G* is the average growth rate of a particular mineral, τ is the growth residence time and *k* is the constant. As the average growth rate is known, the growth residence time may be calculated directly. Numerical definition of CSD determines the kinetic and residence growth characteristics of given mineral population in rock.

These methods of mineral nucleation and growth evaluation have been defined earlier in chemical industrial processes by Randolph and Larson (1971, 1988). Later, for silicate systems by Baronnet (1982, 1984) and for geological materials used by Kretz (1973), Lasaga (1982), Brandeis et al. (1984), Carlson (1989), Cashman (1986,1998), Cashman and Ferry (1998) and Marsh (1988, 1998).

Lasaga's (1998) model of heterogeneous kinetics is dealing with the value of specific surface (*A*) of a particular mineral. Because ΔG and ΔT are nearly linear in a narrow range of the regional metamorphic regime at ~600 °C, the rate law has been approximated as $R = 251 \times 10^{-17} \Delta T^{2.69}$ (moles $cm^{-2}s^{-1}$) and the minimum time (τ) to reach completion for dehydration reaction given by $\tau = (2.5/RA)$.

Wood and Walther's (1983) model is based on Arrhenius plot of the reciprocal absolute temperature (1/T) versus logarithm of the rate constant (K_R) in gm atom oxygen $cm^{-2}s^{-1}$, determined from phase equilibrium studies. The rate constant is given approximately by $\log K_R = (-2900/T) - 685$. If the rate is predicted to be linear function of ΔG of the overall reaction, then the rate of mass transfer is determined by $dm/dt = -K_R (\Delta G/RT)$ in moles $cm^{-2}s^{-1}$.

For more detailed methodical steps, the reader is recommended to the above cited works.

Tab. 1
Modal composition of the studied metapelites

Sample	Qtz	Pl	Bt	Ms	Grt	St	Sil	Opq
171	38.7	26.8	30.4	0.6	1.6	1.3	0.4	0.2
KB-2	34.3	32.7	27.5	0.2	3.5	0.7	0.9	0.2
KB-3	31.1	38.1	27.6	0.3	1.2	1.2	0.2	0.3
KB-5	24.3	35.1	33.8	2.1	1.8	0.4	2.3	0.2
KB-11	34.8	30.8	28.8	2.2	1.6	0.9	0.8	0.1
KB-12	33.5	30.5	29.7	1.7	2.1	1.0	1.2	0.3
KB-13	29.3	31.6	30.8	1.9	3.8	1.2	1.1	0.3

Garnet producing dehydration reactions

Garnets are the progressive peak metamorphic reaction products in studied rocks. Their appearance in mineral assemblages Grt + St + Ms + Bt + Sil + Pl + Qtz is consistent with mass-balance reactions in simplified metapelitic system K_2O-MgO-FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O based on analytical data of minerals used for geothermobarometry (see Dyda, 2002).

The lowest variance mineral assemblages of the studied paragneisses include St, Bt, Grt, Ms, Pl, Ilm, Sil, Qtz. The metamorphic whole rock reaction among these minerals is formally represented by a system of linear equations for components chosen. This algebraic approach may include all components and simultaneously exclude degenerative composition relations among minerals in the assemblage. Each composition balance for given component in the assemblage is defined as

$$A_i = \nu_1 X_{1i} + \nu_2 X_{2i} + \nu_3 X_{3i} + \ldots \nu_n X_{ni} \quad (1)$$

where ν – is the stoichiometric coefficient, X_i – element concentration in the mineral and A_i – the concentration of the same element in the reference mineral. The linear equation e.g. for Si and Al in the simplified metapelitic KMFASH system in the assemblage Grt + St + Ms + Bt + Qtz is then expressed:

$$0 = \nu_{Grt}\, Si_{Grt} + \nu_{St}\, Si_{St} + \nu_{Ms}\, Si_{Ms} + \nu_{Bt}\, Si_{Bt} + \nu_{Qtz}\, Si_{Qtz} \quad (2)$$

$$0 = \nu_{Grt}\, Al_{Grt} + \nu_{St}\, Al_{St} + \nu_{Ms}\, Al_{Ms} + \nu_{Bt}\, Al_{Bt} + \nu_{Qtz}\, Al_{Qtz} \quad (3)$$

The formulated set of chemical composition of minerals participating in particular metamorphic reaction thus divides and quantifies the minerals of the assemblage on the reaction reactants and reaction products. Critical importance still has the appearance of equilibrium rock structure (see Figs. 3 and 4).

The mineral abundance in paragneisses (Tab. 1) and mineral composition (see Dyda, 2002) can be thus arranged in the numerical form to express the whole rock dehydration reactions normalized to 1 mol of H_2O:

Sample 17
0.0427 St + 0.0077 Ms + 0.1711 Qtz = 0.0501 Grt + 0.0077 Bt + 0.3101 Sil + 1 H_2O

Sample KB-2
0.0225 St + 0.0037 Ms + 0.0901 Qtz = 0.0263 Grt + 0.0037 Bt + 0.1803 Sil + 1 H_2O

Sample KB-3
0.1102 St + 0.0183 Ms + 0.4408 Qtz = 0.1285 Grt + 0.0183 Bt + 0.8817 Sil + 1 H_2O

Sample KB-5
0.0576 St + 0.0096 Ms + 0.2304 Qtz = 0.0672 Grt + 0.0096 Bt + 0.4609 Sil + 1 H_2O

The calculated reaction stoichiometry compared with microscopic modal study of the samples thus assures the resemblance to the calculated whole rock reaction that actually runs in the rock. Both petrological approaches are thus consistent in the studied metapelitic assemblages.

Processes that effect modal changes and element distribution among minerals in rocks are strictly path dependent and reflect P-T conditions along the reaction path. The dehydration of rocks thus coincides with temperature culmination of rock's P-T trajectory and the equilibrium forming of peak metamorphic assemblage.

However, differences in protolith compositions of the studied rocks (Dyda and Miklóš, 1993) and their tectonic positions may attribute the differences in the reaction extent and modal changes of particular minerals in the assemblages with respect to their growth or consumption.

Garnet crystal size distribution (CSD) is represented by histograms in Fig. 2. The obtained CSD data are typical for garnets of regionally metamorphosed rocks. Consequently, the CSD data enables to generalize the kinetic evolution of garnet population in the given rock. Thus, the basic kinetic characteristics of garnet nucleation rate (N/cm^{3}s), growth and residence time (τ) of garnet population in samples have been calculated (see Tab. 2).

Crystal size distribution with maximum number of crystals at intermediate size is typically bell-shaped and similar to other garnet size distributions in regionally

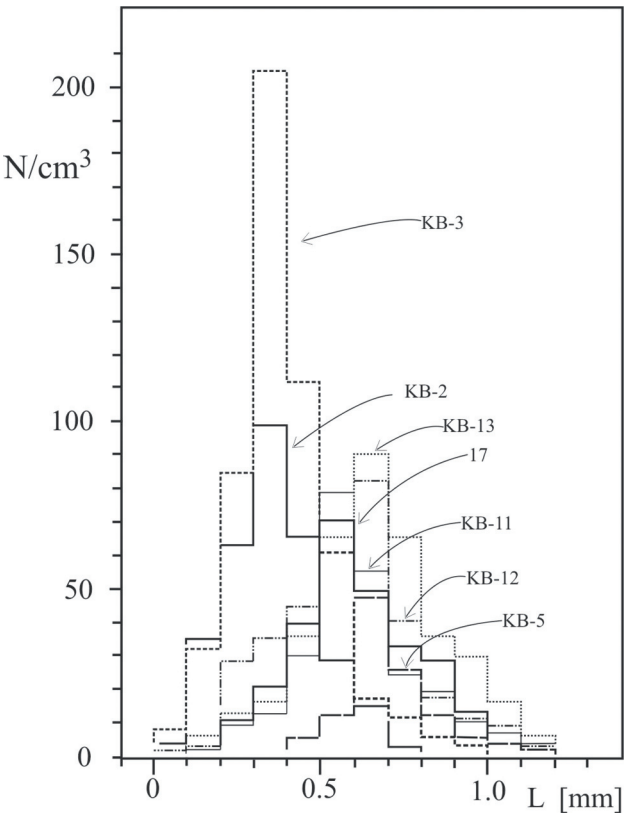


Fig. 2. Garnet crystal size distribution (CSD) in studied metapelitic rocks used for growth characteristics calculation.

Tab. 2
Garnet crystal size, nucleation and growth characteristics*

Sample No	Average grain size [mm]	Standard deviation S	Number of crystals [N_V/cm^3]	Slope	Intersection	Nucleation rate [N/cm^{3}s]	Residence time [τ, years]
17	0.604	0.174	267	37.71	10.964	2.93 x 10^{-8}	1 660
KB-2	0.366	0.148	313	83.98	12.543	1.40 x 10^{-7}	740
KB-3	0.384	0.154	544	67.78	12.765	1.08 x 10^{-7}	920
KB-5	0.718	0.180	116	66.19	12.765	1.77 x 10^{-7}	940
KB-11	0.630	0.193	253	28.92	10.147	1.29 x 10^{-8}	2 180
KB-12	0.594	0.218	326	31.82	10.356	1.59 x 10^{-8}	1 970
KB-13	0.679	0.195	363	36.66	11.082	3.29 x 10^{-8}	1 710

* calculated on the basis of the methodical approach of Randolph and Larson (1971, 1988), Baronnet (1982, 1984), Brandeis et al. (1984), Cashman (1986), and Cashman and Ferry (1987)

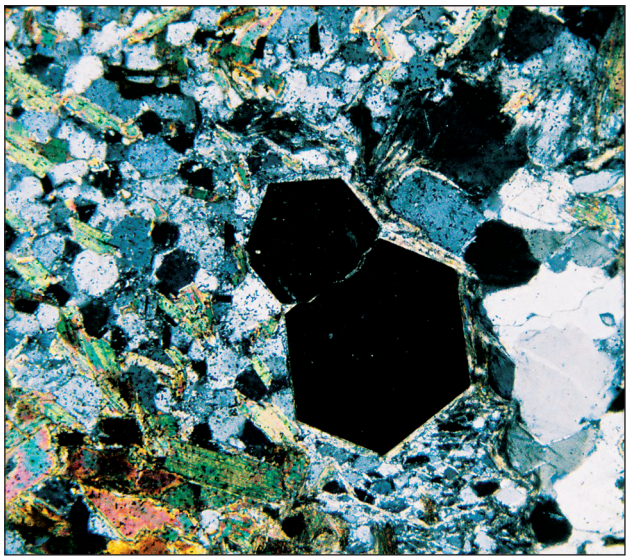


Fig. 3. Idioblastic garnets in rock's texture document their appearance as the products of the whole rock progressive reaction. Base ~0.9 mm. Crossed polars. Photo by author.

metamorphosed rocks. Therefore, certain generalization about the development of the crystal population can be made from the linear correlation between crystal sizes and their population density.

CSD of a garnet population determines garnet nucleation and growth rates, garnet producing reaction overstepping and average residence time of a garnet population. These data provide a numerical comparison of metamorphic recrystallization conditions based on detailed textural and reaction extent studies.

Nucleation rate depends significantly on the type of metamorphic regime. High nucleation rates occur during contact metamorphic conditions, whereas high-grade regional metamorphism is represented by slow rate of nucleation. Thus, the calculated garnet nucleation rates 2.9 x 10^{-8}/cm^3/s to 1.0 x 10^{-7}/cm^3/s (Tab. 2) confirmed the periplutonic regional metamorphic recrystallization regime for analysed metapelites. The calculated estimates of garnet growth residence time based on garnet CSD may be bracketed within the time span of ca. 1 000–2 000 years (Tab. 2). These calculated residence time characteristics for particular samples differ no more than in one order of numerical magnitude.

For comparison purposes of the calculated garnet residence time data, the method of Walter and Wood (1984) has been used and the results are given in Tab. 3.

Garnets crystallized as the peak metamorphic reaction products during metamorphic culmination. The peak temperatures (see Dyda, 2002) were taken as the equilibrium temperatures of garnet growth. The maximum limiting value of temperature overstepping, ΔT, for garnet producing reaction was taken, at first approximation, to be 5 °C (Tab. 3). Two others, lower temperature overstep limits chosen ΔT = 0.15 °C and ΔT = 0.04 °C reflect, however better, the range of temperature overstep for regional metamorphic terrains.

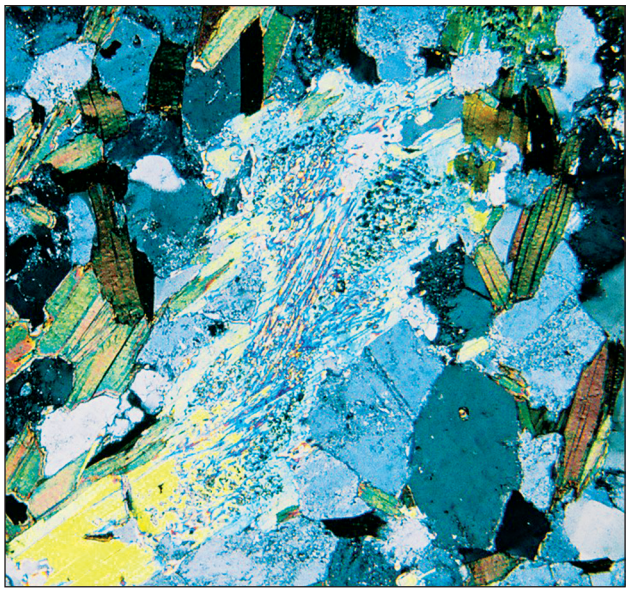


Fig. 4. Muscovite (in central part) represents the reaction rests of the whole rock metamorphic reaction in which muscovite vanishes as the dehydration progresses. The extent of overall reaction is given by molar ratio limits, determining the dehydration consumption of mineral reactants – staurolite and muscovite. Base ~0.75 mm. Crossed polars. Photo by author.

Tab. 3
Calculated garnet growth residence time (τ – years)

Sample No	Reaction rate	Temperature overstep ΔT = 5 °C		Temperature overstep ΔT = 0.15 °C		Temperature overstep ΔT = 0.04 °C	
	K_R[cm^{-2}s^{-1}]	Δ*S* = 5 J/mol	Δ*S* = 100 J/mol	Δ*S* = 1 J/mol	Δ*S* = 100 J/mol	Δ*S* = 5 J/mol	Δ*S* = 100 J/mol
17	6.16 x 10^{-11}	940	37	31 620	1 260	118 600	4 740
KB-2	1.10 x 10^{-10}	340	13	11 490	450	43 100	1 720
KB-3	8.67 x 10^{-10}	290	11	9 840	390	36 900	1 470
KB-5	6.73 x 10^{-11}	1 250	50	41 970	1 670	157 300	6 290
KB-11	6.72 x 10^{-11}	1 070	43	35 880	1 430	134 500	5 380
KB-12	8.41 x 10^{-11}	830	33	27 940	1 100	104 700	4 190
KB-13	7.11 x 10^{-11}	1 100	44	36 950	1 470	138 500	5 540

* using model of Walther and Wood (1984)

The exact value of $\Delta S_{reaction}$ for garnet producing dehydration reaction in samples is unknown. However, the chosen upper limit for $\Delta S_{reaction}$ = 100 J/mol/deg may be taken as an appropriate maximum value for muscovite dehydration reaction in studied metapelitic rocks.

The comparison of garnet growth residence time estimates of Tabs. 2 and 3 shows schematically that the residence time estimates based on CSD of garnets match well with metamorphic reaction conditions of ΔT = 0.15 °C and $\Delta S_{reaction}$ = 100 J/mol/deg (Fig. 6). The reaction temperature overstep of ca. 0.15 °C is thus consistent with the regional metamorphic thermal regime.

Duration of thermal conditions in the regional or contact metamorphic environments forms specific textural features of a particular rock. CSD of contact metamorphic rocks gives usually information of high nucleation rates. Probability of CSD modification after peak recrystallization is generally lesser. The regional metamorphic rocks are usually subjected to prolonged cooling after thermal culmination and CSD histograms are mostly modified. This process is represented by the change of shape of the crystal size histograms, as small unstable garnet crystals dissolve and the material is precipitated on larger crystals in the process of Ostwald ripening. The annealing mass transfer is temperature and time dependent process, where large crystals retain the original crystal size frequency distribution. Thus the extent of this process may reflect the duration of high temperature conditions to which the rock sample was subjected.

Discussion and conclusions

The calculated average residence time estimates, based on CSD of garnets (Tab. 2), and the thermodynamic limitations of metamorphic dehydration reactions (Tab. 4) offer the coincidental garnet residence time data with the bracketed reaction conditions limited approximately by temperature overstep of ca. 0.15 °C and the reaction entropy of ca. 100 J/mol/deg. These limiting parameters are in a good agreement with heating rate and reaction characteristics of regional metamorphism; see e.g. England and Thompson (1984), Thompson and England (1984), Schumacher et al. (1990), Bucher and Frey (1994).

For comparison of calculated residence and dehydration time data (τ), the statistical tests of difference in means was used that gives comparative values of *t*. As *t* approaches to zero, the data sets are more similar. Identical numerical sets have *t* = 0.

Each calculation method applied is independent and uses different numerical entries. Elaboration of garnet CSD and muscovite dehydration data (Fig. 5) does not include any tabled thermodynamic data, whereas the Wood and Walther (1984) method works with modeled thermodynamic entries such as ΔT and ΔS_R.

Thus, in comparison, the garnet CSD residence time data correspond to the calculated muscovite dehydration time data with *t* = 0.60, which indicates, that both data sets reassemble well each other in the given time span. Garnet CSD residence time values τ (Grt_{CSD} τ) versus garnet growth τ modeled by Wood and Walther (1983), at ΔT = 0.15 °C and ΔS_R = 100 J/mol gives *t* = 1.20 in comparison

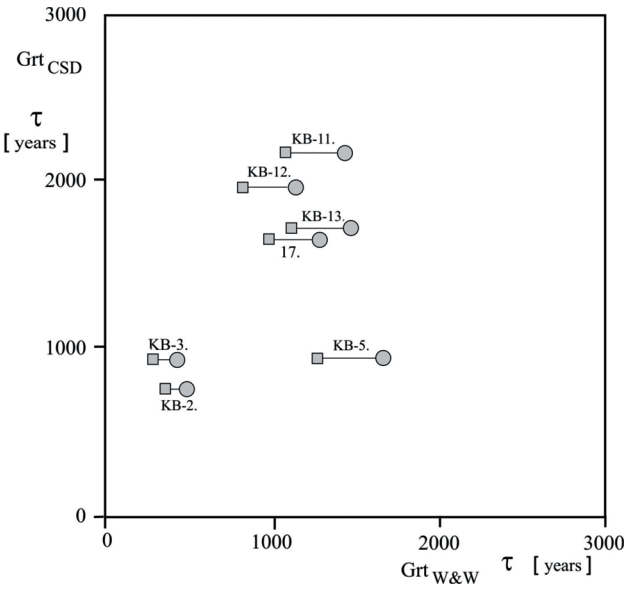


Fig. 5. Muscovite dehydration and garnet growth data in metapelitic rocks with the correlation r = 0.32 are bracketed in relative narrow time span of ca. 3000 years and document a good coherence of the independent calculation methods used.

Tab. 4
Muscovite dehydration rate*

Sample No	Modal %	Average grain size [cm]	Specific surface [cm^2/kg] *A*	Temperature [°C]	Dehydration rate [$mol \cdot s^{-1}$]	Dehydration time [τ – years]
17	0.6	0.055	125.8	592 ± 17	2.39×10^{-13}	2 630
KB-2	0.2	0.011	209.7	657 ± 25	3.99×10^{-13}	940
KB-3	0.3	0.018	192.3	623 ± 21	3.66×10^{-13}	1 120
KB-5	2.1	0.161	151.4	601 ± 19	2.88×10^{-13}	1 810
KB-11	2.2	0.123	206.3	613 ± 18	3.93×10^{-13}	970
KB-12	1.7	0.144	136.2	627 ± 16	2.59×10^{-13}	2 240
KB-13	1.9	0.141	155.4	607 ± 21	2.96×10^{-13}	1 720

*model of Lasaga (1982, 1998)

to t = 3.70 for Grt_{CSD} τ versus ΔT = 0.04 °C and ΔS_R = 100 J/mol (Tab. 3, Fig. 6).

Consequently, in studied metapelitic rocks, the regional metamorphic equilibrium reaction temperature overstep of about ~0.15 °C is more probable than e.g. the overstep of ΔT = 5 °C or ΔT = 0.04 °C and for metapelitic dehydration reaction the ΔS_R < 100 J/mol may be presumed.

Although kinetics of muscovite dehydration and garnet growth differs in used numerical approach, the release of water entrapped in crystalline structures is likely very rapid. Probably in the order of magnitude as calculated in the used models. The data show further that relatively small increase in temperature beyond equilibrium conditions which can rapidly accelerate the process of fluid release.

During dehydration reactions the metastability is presupposed to be minimal in comparison with the solid phase reactions. Schramke et al. (1987) studied the dehydration reaction Ms + Qtz = And + Kfs + H_2O and concluded that the reaction rates are fast, even at conditions close to equilibrium and that this reaction would rapidly reach completion during metamorphism even when the equilibrium is overstepped only by 2 °C, if no significant nucleation barriers exist. At specific experimental conditions the dehydration of muscovite + quartz, required 4 days to reach 10–50 % completion. In experiments without added water the reactions are generally very sluggish.

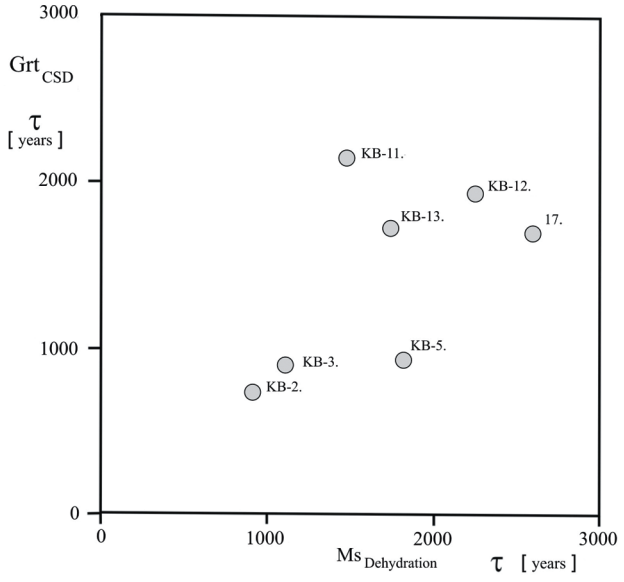


Fig. 6. Calculation of garnet population growth residence time based on reaction rate, reaction temperature overstep and modeled reaction entropy change ($Grt_{W\&W}$) present small differences at ΔT = 5 °C, ΔS_R = 5 J/mol (■) and at ΔT = 0.15 °C, ΔS_R = 100 J/mol (•), showing thus the consistency with the muscovite dehydration data.

However, using mineralized natural quartz and pulverized MgO, ~1–2 cm forsterite crystals may grow at ~1650 °C at atmospheric pressure during 1 day (unpublished results).

At temperature which significantly oversteps the equilibrium, the rate of dehydration can be very rapid. Rubie and Brearley (1990) showed that an initial temperature overstep of ~100 °C caused melting of ~20–50 % of a rock within 1 year.

During such rapid dehydration reactions, equilibrium of major and trace elements partitioning between solid phases and fluid may not occur, because intracrystalline structure diffusion distances will be negligible on the considered time scale (see e.g. Prinzhofer and Allegre, 1985).

When metamorphic reactions occur under marked disequilibrium conditions due to delayed nucleation, then reaction rates may be very fast. This is at least partly because the driving force for transformation, ΔG_R, is large under such conditions. When nucleation is catalysed by fluid influx, under disequilibrium conditions, the presence of fluid will also contribute to fast reaction rates. Some rocks react rapidly as soon as the influx of hydrous fluid occurred, perhaps on a time scale of days to months and the limited extent of reaction of some mineral grains is likely due to limited quantities of available fluid which is consumed by the hydration reaction (see Wayte et al., 1989; Rubie, 1990).

Not all dehydration reactions involve sluggish nucleation kinetics. Rutter and Brodie (1988) observed that nucleation during the reaction serpentine → olivine + talc + H_2O occurs within a few degrees of equilibrium boundary and Worden et al. (1991) conclude, that little overstepping is required for this reaction in a contact metamorphic

aureole. The small overstep required for nucleation during this reaction, compared with the large oversteps required for muscovite breakdown, may be related to differences in the interfacial energies, the rock strain and the structural mismatch between mineral reactants and products.

Rapid water release and simultaneous volume decrease can produce high internal fluid pressure that causes decrease of rock strength and involves rheological rock failure. Thus the rock may undergo transition from brittle to ductile properties and the massive escape of over-pressured fluid phase is impeded. As the result of internal stress due to hydrofracturing, the rocks may break apart and associated volume contraction could trigger e.g. an earthquake tremor in active dehydration fault zones.

Porosity is generated rapidly by dehydration or decarbonation for quite small degrees of overstepping, causing enhanced permeability behind the reaction front. This zone of enhanced permeability may provide a channelway for fluid advection parallel to the reaction front, even though the front itself advances by diffusion. The enhanced permeability will lower fluid pressure, creating an effective difference between fluid pressure and lithostatic pressure. Reaction rates here are sufficiently fast, that is, over times of tens of years at any point (Balashov and Yardley, 1998).

High fluid pressure could favour hydraulic fracturing and cataclastic deformation what may lead to the rapid fluid phase segregation especially along propagating fractures. The fluid infiltration and canalization could be a rapid process accompanied by cataclastic deformation involving rock dilatancy.

It is generally assumed that deformation combined with fluid infiltration may lead to equilibrium in rocks, at least on a thin section scale and that thermobarometric methods may be applied to such rocks in order to deduce the P-T conditions of metamorphism. In some rocks this is not the case and relics of the early assemblages survived the subsequent infiltration and deformation. Consequently, application of a geothermometer may lead to false temperature estimation.

It must be strongly emphasized that direct textural evidence for disequilibrium mineral composition in many rocks is not apparent (Koons et al., 1987; Frueh-Green, 1994). If such phases are not recognized as being metastable, the application of the thermobarometric techniques will clearly result in incorrect estimates of the P-T paths followed during metamorphism.

The kinetic data and the calculated recrystallization residence time $\tau \approx$ 740–2180 yrs obtained in this study (Tabs. 2, 3 and 4) support the presumption that the water release and associated volume decrease realized through metamorphic reactions can occur rapidly in the periplutonic zones.

Consequently, the recrystallization reactions in the crust may be swift and in the time frame spanning in decades or centuries rather than in long geologic time scale. Study may also emphasize a link between regional metamorphism and earthquake generation.

Acknowledgement. The partial support of grants APVV-0438-06 and VEGA No 1/4038/07 is gratefully acknowledged.

References

Ague, J. J. & Park, J., 1998: Rapid rock changes deep under fault lines can trigger repeated quakes. *In: Episodes, Vol. 21, No. 4, p. 282.*

Ague, J. J., Park, J. & Rey, D. M., 1998: Regional metamorphism dehydration and seismic hazard. *In: Geophys. Res. Lett., Vol. 25, No. 22, pp. 4 221 – 4 224.*

Balashov, V. N. & Yardley, W. D., 1998: Modeling metamorphic fluid flow with reaction – compaction – permeability feedbacks. *In: Amer. J. Sci., Vol. 298, No. 6, pp. 441 – 470.*

Baronnet, A., 1982: Ostwald ripening in solutions. The case of calcite and mica. *In: Estud. geol., No. 38, pp. 185 – 198.*

Baronnet, A., 1984: Growth kinetic in silicates. *In: Fortschr. d. Mineral., No. 62, pp. 187 – 232.*

Baxter, E. F. & DePaolo, D. J., 2002: Field measurement of high temperature bulk reaction rates I: Theory and technique. *In: Amer. J. Sci., No. 302, pp. 442 – 464.*

Brandeis, G., Jaupart, C. & Allegre, C. J., 1984: Nucleation, crystal growth and the thermal regime of cooling magmas. *In: J. geophys. Res., No. 89, pp. 10 161 –1 0 177.*

Bucher, K. & Frey, M., 1994: Petrogenesis of Metamorphic Rocks. *In: Springer Verlag, pp. 1 – 318.*

Carlson, W. D., 1989: The significance of intergranular diffusion to the mechanisms and kinetics of porphyroblast crystallization. *In: Contr. Mineral. Petrology, No. 103, pp. 1 – 24.*

Cashman, K. V., 1986: Crystal size distribution in igneous and metamorphic rocks. *In: PhD thesis, John Hoppkins University, Baltimore, U.S.A.*

Cashman, K. V., 1998: Textural constraints on the kinetics of crystallization of igneous rocks. *In: J. Nicholls and J. K. Rusell (eds.): Modern Methods in Igneous Petrology: Undestanding Magmatic Processes. In: Mineral. Soc. Amer., Rew. Mineral., No. 24, pp. 259–314.*

Cashman, K. V. & Ferry, J. M., 1998: Crystal size distribution (CSD) in rocks and kinetics and dynamics of recrystallization. *In: Amer. J. Sci., No. 99, pp. 401 – 415.*

Dyda, M., 2002: Cooling and uplift trajectories of the Malé Karpaty Variscan basement (West Carpathians). *In: Slov. Geol. Mag., No. 8, pp. 49 – 63.*

Dyda, M. & Miklóš, J., 1993: Periplutonic zones of Bratislava granitoidic massif (Malé Karpaty Mts.) recrystallization, dehydratation and volume changes. *In: Mineralia Slov., Vol. 25, No. 2, pp. 93 – 103.*

England, P. C. & Thompson, A. B., 1984: Pressure–temperature–time paths of regional metamorphism. I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *In: J. Petrology, No. 25, pp. 894 – 928.*

Frueh-Green, G. L., 1994: Interdependence of deformation, fluid infiltration and reaction progress recorded in eclogitic metagranitoids (Sesia Zone, Western Alps). *In: J. Metamorph. Geol., No. 12, pp. 327 – 343.*

Koons, P. O., Rubie, D. C. & Frueh-Green, G. L., 1987: The effects of disequilibrium and deformation on the mineralogical evaluation of quartz diorite during metamorphism in the eclogite facies. *In: J. Petrology, No. 28, pp. 679 – 700.*

Kretz, R., 1973: Kinetics of the crystallization of garnets at two localities near Yellowknife. *In: Canad. Mineralogist, No. 12, pp. 1 – 20.*

Lasaga, A. C., 1982: Towards a master equation in crystal growth. *In: Amer. J. Sci., No. 282, pp. 1 264 – 1 288.*

Lasaga, A. C., 1998: Kinetic Theory in the Earth Sciences. *In: Princeton University Press, pp. 1 – 811.*

Marsh, B. D., 1988: Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of recrystallization. I. Theory. *In: Contr. Mineral. Petrology, No. 99, pp. 277 – 291.*

Marsh, B. D., 1998: On the interpretation of the crystal size distribution in magmatic systems. *In: J. Petrology, No. 39, pp. 553 – 599.*

Prinzhofer, A. & Allegre, C. J., 1985: Residual peridotites and the mechanism of partial melting. *In: Earth planet. Sci. Lett., No. 74, pp. 251 – 265.*

Putiš, M., 2006: Lithostratigraphy and pre-Alpine geodynamic evolution of Early Paleozoic complex of the Malé Karpaty Mts.: Review of the results vs. new subdivisions. *In: Mineralia Slov., Vol. 38, No. 2, pp. 181 – 186.*

Randolph, A. D. & Larson, M. A., 1971: Theory of Particulate Processes. *In: Academic Press, New York, p. 251.*

Randolph, A. D. & Larson, M. A., 1988: Theory of Particulate Processes. Analysis and Techniques of Continuous Crystallization. Second edition. *In: Academic Press, San Diego, pp. 1 – 369.*

Rubie, D. C., 1990: Role of kinetics in the formation and preservation of eclogites. *In: D. A. Carswell (ed.): Eclogite Facies Rocks. Blackie, Glasgow, pp. 111 – 140.*

Rubie, D. C., 1998: Disequilibrium during metamorphism: The role of nucleation kinetics. 199–214. *In: P. J. Treloar & P. J. O'Brien (eds.): What drives Metamorphism and Metamorphic Reactions? Geological Society, London, Special Publication No. 138, pp. 1 – 287.*

Rubie, D. C. & Brearley, A. J., 1990: A model for rates of disequilibrium melting during metamorphism. *In: J. R. Ashworth & M. Brown (eds.): High–temperature Metamorphism and Crustal Anatexis, Unwin Hyman, London, pp. 57 – 86.*

Schramke, J. A., Kerrick, D. M. & Lasaga, A. C., 1987: The reaction muscovite + quartz = andalusite + K-feldspar + water. Part 1. Growth kinetics and mechanism. *In: Amer. J. Sci., No. 287, pp. 517 – 559.*

Schumacher, J. C., Hollocher, K. T., Robinson, P. & Tracy, R., 1990: Progressive reactions and melting in the Acadian metamorphic high of central Massachusetts and southwestern New Hampshire, USA. *In: J. R. Ashworth & M. Brown (eds.): High–temperature Metamorphism and Crustal Anatexis, Unwin Hyman, London, pp. 198 – 234.*

Thompson, A. B. & England, P. C., 1984: Pressure-temperature--time paths of regional metamorphism II: Their inference and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks. *In: J. Petrology, No. 25, pp. 894 – 928.*

Walther, J. V. & Wood, B. J., 1984: Rate and mechanism in prograde metamorphism. *In: Contr. Mineral. Petrology, No. 88, pp. 246 – 259.*

Wood, B. J. & Walther, J. V., 1983: Rates of hydrothermal reactions. *In: Science, No. 222, pp. 413 – 415.*

Rukopis doručený 27. 2. 2009
Rukopis akceptovaný 30. 6. 2009
Revidovaná verzia doručená 25. 3. 2009

Mineralia Slovaca, 41 (2009), 31 – 44
ISSN 0369-2086

Aplikácia kalcitovo-dolomitovej solvusovej geotermometrie na stanovenie stupňa metamorfnej rekryštalizácie tuhárskych mramorov

PETER RUŽIČKA a ANNA VOZÁROVÁ

Katedra mineralógie a petrológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava; ruzicka@fns.uniba.sk, vozarova@fns.uniba.sk

Application of the calcite-dolomite solvus geothermometry for determination of the metamorphic grade of the Tuhár marbles

Application of the calcite-dolomite solvus geothermometry is focused on determination of the metamorphic grade of Tuhár marbles. The Tuhár marbles represent the essential part of the Mesozoic cover of the Southern Veporic crystalline basement, which was definied as the Föderata Group. The temperature conditions of metamorphic recrystallization have been calculated on the basis of the microprobe chemical analyses of the coexisting calcite-dolomite from eight samples. The calculated temperature range between minimal and maximal values (306–416 ± 31 °C) was obtained on the basis of two calibrations (Anovitz and Essene, 1987; McSwiggen, 1993). The calculated peak temperature of the regional Alpine metamorphism in the Tuhár Marbles reached 335 ± 17 °C and 381–389 ± 14 °C respectively, at the estimated pressure of 3–3.5 kbar, based on both calcite-dolomite geothermometers.

Key words: calcite-dolomite geothermometry, Tuhár marble, Southern Veporicum, Alpine metamorphism

Úvod

V posledných decéniách 20. stor. a na začiatku 21. stor. sa rozvoj geotermobarometrie aplikovanej v petrologickom výskume slovenskej časti Západných Karpát dominantne orientoval na objasňovanie P-T podmienok vzniku polyminerálnych hornín kryštalinika jadrových pohorí a ich obalových sekvencií. Len čiastočne boli objasnené P-T podmienky metamorfózy monominerálnych hornín (metakvarcity, metakarbonáty), ktoré sa vyznačujú častou absenciou indexových silikátových minerálov odhaľujúcich kľúčové udalosti metamorfných procesov. Geotermobarometrickými metódami sa numericky spresnil petrofaciálny vývoj variskej a alpínskej etapy kontaktnej a regionálnej metamorfózy v horninových komplexoch podieľajúcich sa na geologickej stavbe Západných Karpát.

Geotermometrické stanovenie podmienok metamorfnej rekryštalizácie karbonátových komplexov závisí od vzájomných vzťahov koexistujúcich metamorfných minerálnych asociácií. Na základe mikrosondových analýz v kombinácii s výberom presne definovaných geotermometrických kalibračných rovníc sa vypočítané výsledky dajú využiť na interpretáciu tektonometamorfného vývoja.

Cieľom príspevku je objasniť možnosti aplikácie kalcitovo-dolomitovej geotermometrie v ternárnom $CaCO_3$–$MgCO_3$–$FeCO_3$ systéme na stanovenie teplotných podmienok alpínskej regionálnej metamorfnej rekryštalizácie tuhárskych mramorov.

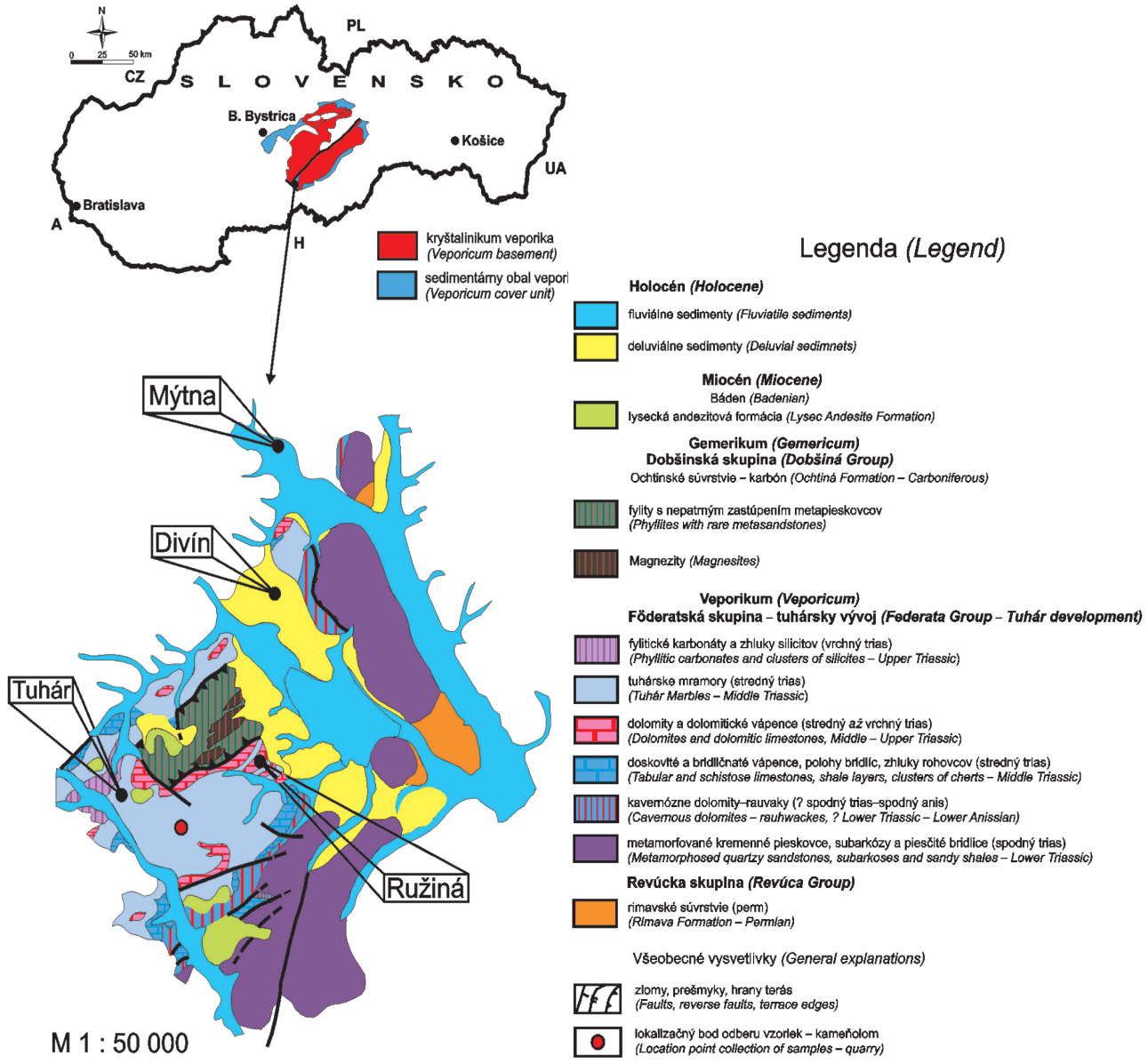
Geologická stavba

Do 60. rokov 20. stor. sa karbonátovým horninám v okolí Divína, Tuhára a Ružinej na základe geografickej blízkosti magnezitového karbónu gemerika pripisoval karbónsky vek (Gregor, 1951; Valach, 1955; Andrusov, 1958). Po akceptovaní názoru o mezozoickom veku föderatskej skupiny (Schönnenberg, 1948; Biely, 1956, 1961; Maheľ, 1957) podobný model stavby uplatnili v oblasti tuhárskeho mezozoika Fusán (1962) a Gregor (1964). Pôvodný názov označujúci metasedimenty vyskytujúce sa v doline Dobšinského potoka definoval Rozlozsnik (1935) podľa huty Föderata pri Dobšinej.

Na základe geologického mapovania Fusán (1962) zaradil sekvenciu magnezitového karbónu do tektonickej jednotky gemerika. Medzi hlavné argumenty, ktoré uviedol Fusán (l. c.) proti zaradeniu tuhárskych karbonátových hornín do karbónu, patrí rozdielny vrstvový sled, ako aj tektonický vzťah k nadložnému karbónu gemerika. Na základe pozorovaných znakov vrstvového sledu karbonátového komplexu (izolované výskyty dolomitov, polohy rohovcových vápencov v metakarbonátoch), ktorý od bázy kremencov prejavoval afinitu k mezozoickým vrstvovým sledom, zaradil Fusán (1962) karbonátový komplex do obalového mezozoika kryštalinika veporika. Mezozoické horniny tvoriace obal kryštalinika južného veporika v oblasti Divína, Tuhára a Ružinej (obr. 1) boli z hľadiska regionálnej geologickej terminológie litostratigraficky zaradené do tzv. tuhárskeho vývoja föderatskej skupiny (Straka a Vozár

in Vass a Elečko et al., 1992). Plašienka (1983, 1993) horniny föderatskej skupiny zaradil do viacerých sukcesií, ktoré sa vzájomne litostratigraficky odlišujú, pričom tuhársku sukcesiu považuje za najhlbokovodnejšiu. Triasový vek metasedimentov föderatskej skupiny bol stanovený biostratigrafickými datovaniami palynoflóry (Biely a Planderová, 1975) a konodontovej fauny (Straka, 1981).

Pestro sfarbené strednotriasové tuhárske mramory vystupujú v centrálnych častiach karbonátového sledu tuhárskej sukcesie. Lokálne prechádzajú do kremitých a rohovcových vápencov (Plašienka in Bezák et al., 1999). Vyvíjajú sa z podložných doskovitých tmavých vápencov anisu, lokálne sú v priamom kontakte s bazálnymi kavernóznymi dolomitmi (Straka a Vozár in Vass a Elečko et al., 1992). Podľa pozície vo vrstvovom slede a na základe analogických výskytov v rámci föderatskej skupiny majú pravdepodobne vrchnoanisko-ladinský vek. Litostratigraficky môžu zodpovedať steinalmským, wettersteinským a raminským vápencom (Plašienka in Bezák et al., 1999). Mikrofosílne znaky dokumentujúce vekové zaradenie vápencov sa pôsobením metamorfnej aktivity eliminovali. Karbonáty vznikli v morskom prostredí, kde sa striedali podmienky plytšieho neritika (karbonátová platforma) s hlbším pelagickým vývojom. Hrubolavicovité polohy mramorov lokálne prechádzajú do masívnych partií, ktoré vo vyšších častiach často zastupujú dolomity.



Obr. 1. Tektonická schéma centrálnej časti veporika (Vozár a Káčer et al., 1998) a detail skúmaného územia na geologickej mape Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny (Vass et al., 1992).

Fig. 1. Tectonic sketch map of the central part of the Veporic Unit (Vozár and Káčer et al., 1998) and the detail of the investigated area from the geological map of the Lučenec Depression and the Cerová vrchovina Upland (Vass et al., 1992).

Variabilné sfarbenie mramorov sa mení v horizontálnom aj vertikálnom smere v kombinácii s množstvom chaoticky usporiadaných žiliek sekundárneho kalcitu (Straka a Vozár in Vass a Elečko et al., 1992). Vzhľad mramorov ovplyvňuje nepravidelná kresba duktilne deformovaných červenkastých, ružových, žltkastých, sivých a modrastých lamín vo svetlom matrixe spolu so sekundárnymi žilkami a pigmentovanými fraktúrami. Metakarbonáty dosahujú hrúbku maximálne 200 m (Plašienka in Bezák et al., 1999).

Obr. 2. Aktívne ťažená časť kameňolomu pri Tuhári.

Fig. 2. Actively exploited part of the quarry near the Tuhár village.

Metodika

Terénny výskum zahŕňal výber vzoriek metakarbonátov z komplexných litologických profilov na analytické spracovanie. Vzorky tuhárskeho mramoru (T-1 až T-8) sa odoberali *in situ* z kameňolomu (obr. 2). Kameňolom je lokalizovaný asi 1,4 km od obce Tuhár na jv. svahu Domanová v nadmorskej výške 375 až 450 m (Slavkay et al., 2004).

Chemické zloženie metakarbonátov sa zisťovalo použitím elektrónovej mikrosondovej analýzy (EMPA – electron microprobe analysis). Leštené, grafitom pokovované výbrusy metakarbonátov sa analyzovali elektrónovým mikroanalyzátorom CAMECA SX 100 v Štátnom geologickom ústave Dionýza Štúra v Bratislave. Meranie bodových analýz karbonátov prebiehalo pri urýchľovacom napätí 15 kV a prúde 10 – 20 nA. Priemer elektrónového lúča sa prispôsoboval počas merania v rozsahu 5 – 10 μm, pretože karbonáty sú pod elektrónovým lúčom často prchavé. Prejavuje sa to rozdielnou reakciou jednotlivých minerálnych zŕn na šírku zvoleného elektrónového lúča. Chemické zloženie minerálnych fáz sa meralo WDS spektrometrami, štruktúrne znaky a distribúcia minerálnych fáz sa pozorovali v spätne rozptýlených elektrónoch (BSE – back scattered electron). Na meranie karbonátov sa použili kalibračné štandardy: Mg – forsterit, Ca – wollastonit, Fe – fayalit, Sr – $SrTiO_3$, Mn – rodonit.

Slovenské názvy minerálov používané v texte sú upravené podľa Ozdína a Uhera (2002) a skratky minerálov podľa Siivola a Schmida (2007).

Kalcitovo-dolomitová solvusová geotermometria

Fázové vzťahy v binárnom systéme $CaCO_3$–$CaMg(CO_3)_2$ experimentálne medzi prvými skúmali Goldsmith a Newton (1969). Kalcitovo-dolomitová solvusová geotermometria je založená na distribučnej výmene iónov Mg^{2+} v štruktúre medzi koexistujúcim kalcitom a dolomitom, pričom rozsah substitúcie Mg^{2+} za Ca^{2+} v kalcite je obmedzený v závislosti od teploty (Bucher a Frey, 2002). Metodika bikarbonátovej solvusovej geotermometrie vychádza z experimentálnych štúdií (Anovitz a Essene, 1987; McSwiggen, 1993), ktoré sa viažu na získavanie numerických údajov z mikrosondových analýz chemického zloženia metakarbonátov. Teplotná závislosť obsahu Mg v kalcite, ktorý koexistuje s dolomitom, sa vypočítala z mikrosondových chemických analýz 8 vzoriek tuhárskych mramorov (T-1 až

Tab. 1
Kalibračné rovnice a koeficienty pre kalcitovo-dolomitové geotermometre, ktoré stanovili Anovitz a Essene (1987) a McSwiggen (1993)
Anovitz and Essene (1987) and McSwiggen (1993) calibration equations and coefficients, which were used for calcite-dolomite geothermometers

Anovitz a Essene (1987)

Kalibračná rovnica (1):

$$T^{Mg}(K) = A(X_{Cal}^{MgCO_3}) + \frac{B}{(X_{Cal}^{MgCO_3})^2} + C(X_{Cal}^{MgCO_3})^2 + D(X_{Cal}^{MgCO_3})^{0,5} + E$$

Koeficienty pre rovnicu (1):

A = -2360
B = -0,01345
C = 2620
D = 2608
E = 334

Kalibračná rovnica (2):

$$T^{Fe,\,Mg}(K) = T^{Mg} + a(X_{Cal}^{FeCO_3}) + b(X_{Cal}^{FeCO_3})^2 + c\left[\frac{(X_{Cal}^{FeCO_3})}{(X_{Cal}^{MgCO_3})}\right] +$$

$$+ \; d(X_{Cal}^{FeCO_3} \cdot X_{Cal}^{MgCO_3}) + e\left[\frac{(X_{Cal}^{FeCO_3})}{(X_{Cal}^{MgCO_3})^2}\right] + f(X_{Cal}^{FeCO_3} \cdot X_{Cal}^{MgCO_3})^2$$

Koeficienty pre rovnicu (2):

a = 1718
b = -10 610
c = 22,49
d = -26 260
e = 1,333
f = 0,32837 x 10^7

McSwiggen (1993)

Kalibračná rovnica (1):

$$X_{Mg}^{*} = X_{Cal}^{Mg} + C_1(X_{Cal}^{Fe}) + C_2(X_{Cal}^{Fe}) \cdot (X_{Cal}^{Ca}) + C_3(X_{Cal}^{Fe}) \cdot (X_{Cal}^{Ca})^2$$

$$+ C_4(X_{Cal}^{Fe})^2 + C_5(X_{Cal}^{Fe})^2 \cdot (X_{Cal}^{Ca}) + C_6(X_{Cal}^{Fe})^2 \cdot (X_{Cal}^{Ca})^2$$

$$+ C_7(X_{Cal}^{Fe})^3 + C_8(X_{Cal}^{Fe})^3 \cdot (X_{Cal}^{Ca}) + C_9(X_{Cal}^{Fe})^3 \cdot (X_{Cal}^{Ca})^2$$

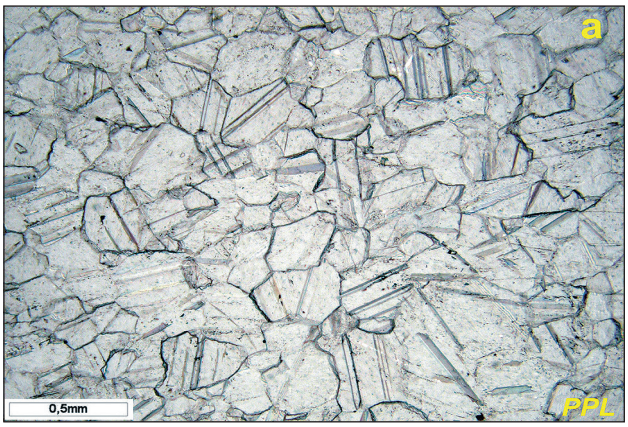
Koeficienty pre rovnicu (1):

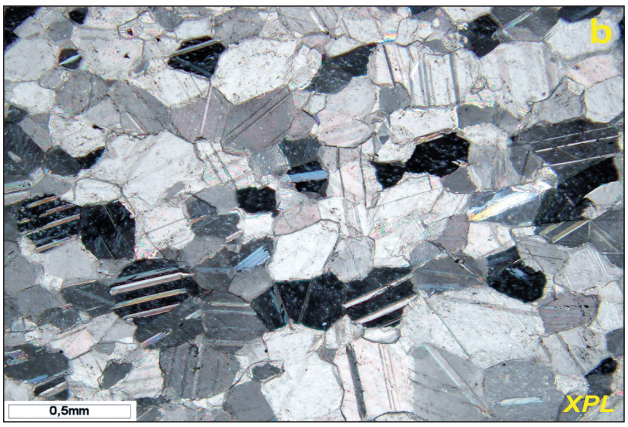
C_1 = -33, 593
C_2 = 77, 356
C_3 = -42, 882
C_4 = 262, 05
C_5 = -449, 38
C_6 = 160, 95
C_7 = 135, 31
C_8 = -917, 71
C_9 = 861, 25

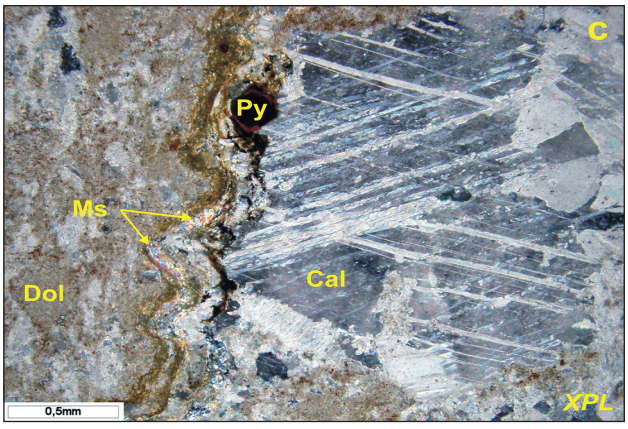
Kalibračná rovnica (2):

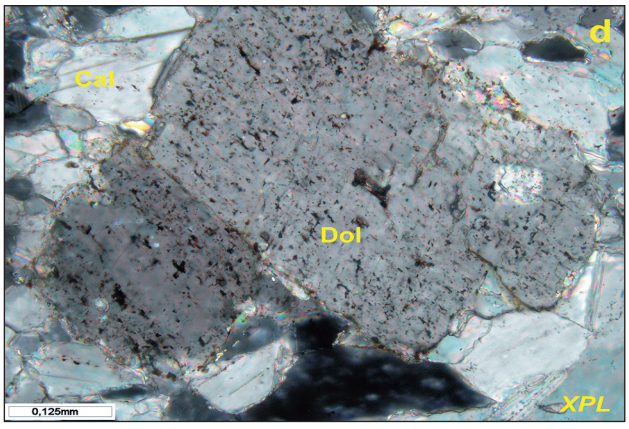
$$T\,(K) = 1753(X_{Mg}^{*})^{0,27} - 8,26x10^{-3}P + 2,39\,x\,10^{-2}\,P(X_{Mg}^{*})$$

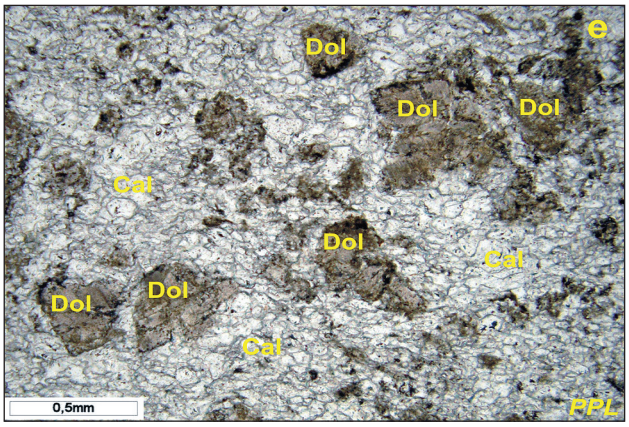
P (bar)

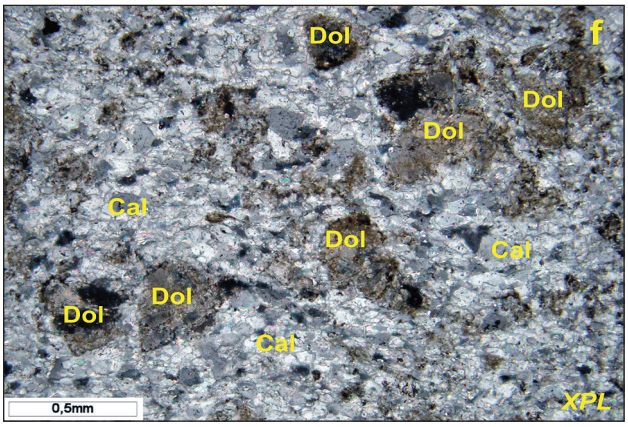

a
0,5mm
PPL

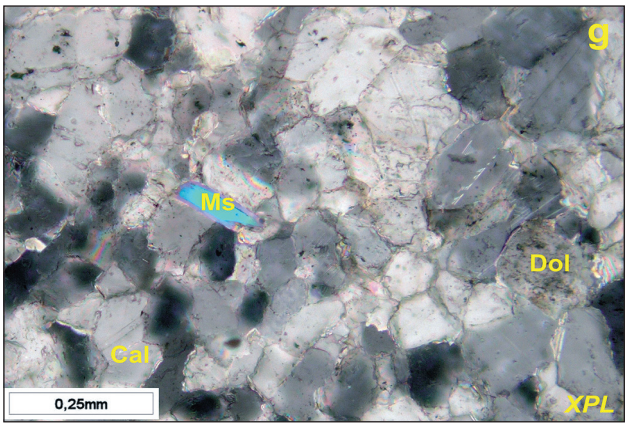

b
0,5mm
XPL

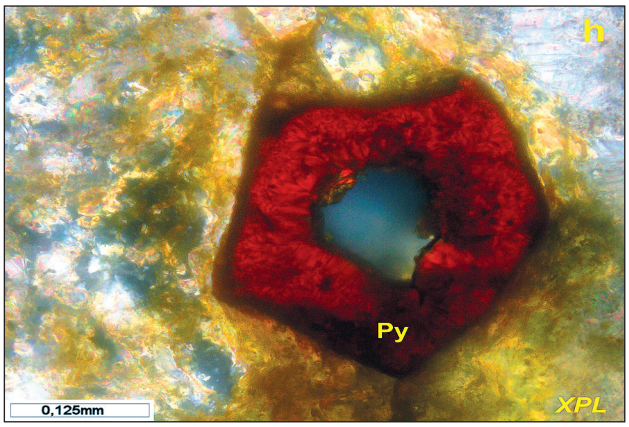

c
Py
Ms
Dol
Cal
0,5mm
XPL


d
Cal
Dol
0,125mm
XPL


e
Dol
Dol
Dol
Cal
Dol
Cal
Dol
Dol
Cal
0,5mm
PPL


f
Dol
Dol
Dol
Cal
Dol
Cal
Dol
Dol
Cal
0,5mm
XPL


g
Ms
Dol
Cal
0,25mm
XPL

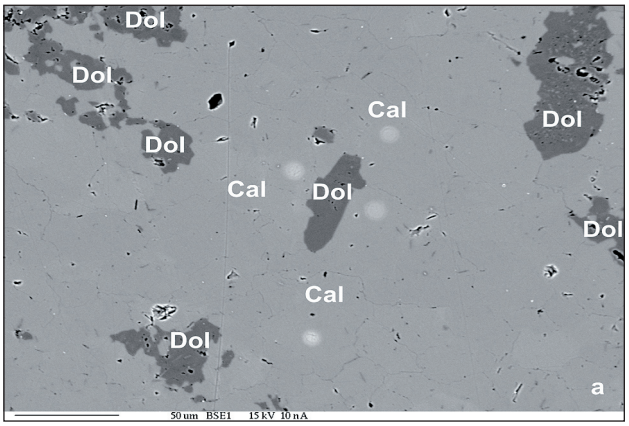

h
Py
0,125mm
XPL

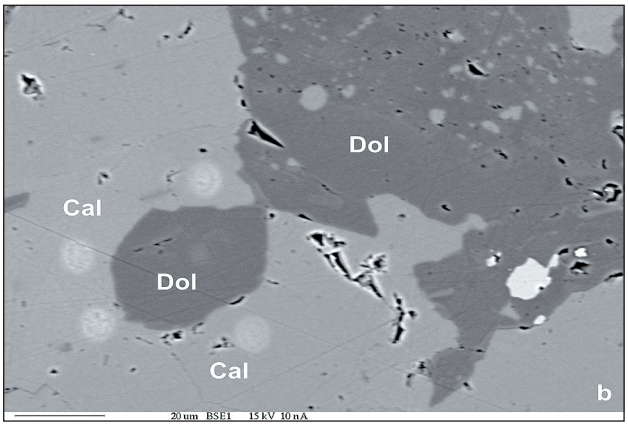
Tab. 2
Reprezentatívne mikrosondové analýzy kalcitu v tuhárskych mramoroch. Zvýraznené sú hodnoty MgO a $MgCO_3$. Minimálny obsah MgO 0,75 hm. %, maximálny 1,00 hm. %, priemerná hodnota 0,88 hm. %. Po prepočte na komponent $MgCO_3$ sa rozsah zastúpenia pohybuje od 1,57 hm. % do 2,10 hm. %.
Representative microprobe analyses of calcite in Tuhár marble. Minimum MgO is 0.75 wt.%, maximum 1.00 wt.% and average is 0.88 wt.%. After calculation on $MgCO_3$ the interval is 1.57–2.10 wt.%.

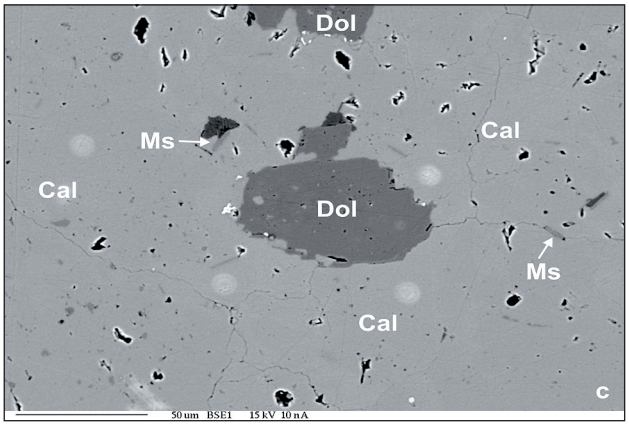
Analýzy kalcit	FeO hm. %	MnO	MgO	CaO	SrO	Spolu	Fe^{2+}	Mn^{2+}	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Sr^{2+}	Spolu	$FeCO_3$	$MnCO_3$	$MgCO_3$	$CaCO_3$	$SrCO_3$	Spolu
							Prepočet iónov na báze 6 O						hm.%.					
T-1	0,04	0,02	0,85	55,14	0,05	56,09	0,03	0,01	0,51	39,41	0,04	40,01	0,06	0,02	1,78	98,42	0,07	100
T-1	0,11	0,02	0,83	54,83	0	55,79	0,08	0,02	0,50	39,19	0	39,79	0,17	0,04	1,73	97,87	0	100
T-1	0,11	0	0,86	54,73	0	55,70	0,08	0,00	0,52	39,11	0	39,72	0,17	0,01	1,81	97,67	0	100
T-1	0,18	0	0,87	55,34	0	56,40	0,14	0	0,53	39,55	0	40,22	0,29	0	1,82	98,78	0	101
T-1	0,12	0,05	0,78	54,49	0,02	55,46	0,1	0,04	0,47	38,94	0,02	39,57	0,2	0,08	1,63	97,25	0,03	99
T-1	0,15	0,02	0,99	54,08	0	55,23	0,12	0,02	0,59	38,65	0	39,38	0,24	0,03	2,06	96,52	0	99
T-1	0,10	0,03	0,80	54,84	0,05	55,83	0,08	0,02	0,48	39,19	0,04	39,82	0,16	0,05	1,68	97,88	0,07	100
T-1	0,08	0	0,80	55,58	0	56,46	0,07	0	0,48	39,72	0	40,27	0,14	0	1,68	99,19	0	101
T-1	0,07	0	1,00	55,35	0	56,41	0,05	0	0,60	39,56	0	40,21	0,1	0	2,09	98,78	0	101
T-1	0,13	0	0,94	55,07	0,03	56,17	0,1	0	0,56	39,36	0,03	40,05	0,21	0	1,96	98,29	0,04	101
T-1	0,11	0	0,98	53,99	0,05	55,13	0,09	0	0,59	38,58	0,04	39,31	0,18	0	2,06	96,35	0,07	99
T-1	0,13	0	0,92	53,59	0	54,65	0,1	0	0,56	38,30	0	38,96	0,21	0	1,93	95,65	0	98
T-1	0,13	0,05	0,75	54,29	0	55,22	0,1	0,04	0,45	38,80	0	39,39	0,21	0,08	1,58	96,89	0	99
T-1	0,12	0,05	0,93	54,60	0	55,70	0,1	0,04	0,56	39,02	0	39,72	0,2	0,08	1,94	97,45	0	100
T-1	0,12	0,04	0,82	54,28	0,07	55,34	0,09	0,03	0,50	38,79	0,06	39,47	0,19	0,07	1,72	96,88	0,10	99
T-1	0,11	0,02	0,83	54,72	0,04	55,72	0,09	0,01	0,50	39,11	0,03	39,74	0,18	0,03	1,74	97,66	0,05	100
T-2	0,02	0,04	0,85	55,41	0	56,32	0,02	0,03	0,51	39,60	0	40,16	0,03	0,06	1,78	98,89	0	101
T-2	0,04	0	0,96	55,14	0	56,14	0,03	0	0,58	39,41	0	40,02	0,06	0	2,01	98,42	0	100
T-2	0,07	0,03	0,93	54,72	0	55,75	0,05	0,02	0,56	39,11	0	39,74	0,11	0,04	1,95	97,66	0	100
T-2	0,05	0,02	0,82	55,20	0	56,09	0,04	0,01	0,50	39,45	0	40,00	0,09	0,02	1,72	98,53	0	100
T-2	0,09	0,04	0,85	54,59	0	55,56	0,07	0,03	0,51	39,02	0	39,62	0,14	0,06	1,77	97,43	0	99
T-2	0,07	0	0,90	54,78	0	55,74	0,05	0	0,54	39,15	0	39,74	0,11	0	1,87	97,77	0	100
T-2	0,10	0	0,91	55,12	0	56,14	0,08	0	0,55	39,40	0	40,03	0,16	0	1,91	98,39	0	100
T-2	0,07	0,02	0,97	54,31	0	55,37	0,05	0,01	0,59	38,82	0	39,46	0,11	0,02	2,03	96,94	0	99
T-2	0,05	0,04	0,82	54,74	0	55,66	0,04	0,03	0,50	39,12	0	39,69	0,09	0,06	1,72	97,70	0	100
T-2	0,05	0	0,77	54,42	0,03	55,26	0,04	0	0,46	38,90	0,02	39,42	0,08	0	1,60	97,13	0,04	99
T-2	0,13	0	0,95	54,18	0,05	55,31	0,1	0	0,57	38,72	0,04	39,44	0,2	0	1,98	96,70	0,08	99
T-2	0,13	0,03	0,82	54,64	0	55,61	0,1	0,02	0,49	39,05	0	39,66	0,21	0,04	1,72	97,51	0	99
T-2	0,13	0,02	0,94	54,68	0	55,77	0,1	0,02	0,56	39,08	0	39,76	0,21	0,03	1,96	97,60	0	100
T-3	0,19	0	0,87	54,51	0	55,56	0,15	0	0,52	38,95	0	39,63	0,3	0	1,82	97,28	0	99
T-3	0,13	0,03	0,80	53,83	0	54,79	0,1	0,02	0,48	38,47	0	39,08	0,21	0,05	1,68	96,07	0	98
T-3	0,12	0,02	0,91	54,53	0	55,58	0,09	0,02	0,55	38,97	0	39,63	0,19	0,03	1,90	97,33	0	99
T-4	0,10	0	0,92	54,94	0,03	55,99	0,08	0	0,56	39,27	0,02	39,93	0,16	0	1,93	98,06	0,04	100
T-4	0,07	0,07	1,00	55,13	0,01	56,28	0,06	0,05	0,60	39,40	0	40,12	0,12	0,11	2,09	98,40	0,01	101
T-4	0,08	0,06	0,95	55,05	0,01	56,15	0,06	0,04	0,58	39,34	0,01	40,03	0,13	0,09	2,00	98,25	0,02	100
T-4	0,09	0,02	0,88	54,48	0	55,47	0,07	0,01	0,53	38,93	0	39,55	0,15	0,03	1,85	97,23	0	99
T-4	0,04	0,01	0,86	54,29	0	55,19	0,03	0	0,52	38,80	0	39,35	0,07	0,01	1,79	96,89	0	99
T-4	0,06	0,04	0,91	54,05	0,05	55,12	0,05	0,03	0,55	38,63	0,05	39,30	0,1	0,06	1,91	96,46	0,08	99
T-4	0,10	0	0,86	54,31	0,07	55,35	0,08	0	0,52	38,81	0,06	39,48	0,16	0	1,81	96,93	0,10	99
T-4	0,08	0,06	0,82	54,77	0,05	55,77	0,06	0,05	0,49	39,14	0,04	39,78	0,13	0,10	1,71	97,75	0,06	100
T-4	0,07	0	0,98	54,86	0	55,91	0,05	0	0,59	39,21	0	39,85	0,11	0	2,05	97,91	0	100
T-4	0,08	0,03	0,89	54,69	0	55,69	0,06	0,02	0,54	39,09	0	39,71	0,12	0,05	1,87	97,61	0	100
T-4	0,14	0	1,00	54,64	0,04	55,82	0,11	0	0,60	39,05	0,03	39,79	0,23	0	2,10	97,51	0,05	100
T-4	0,07	0	0,77	54,24	0,10	55,18	0,05	0	0,47	38,77	0,09	39,37	0,11	0	1,61	96,81	0,14	99
T-5	0,06	0,02	0,79	54,92	0,02	55,81	0,04	0,01	0,48	39,25	0,02	39,80	0,09	0,03	1,66	98,02	0,03	100
T-5	0,06	0	0,92	54,90	0	55,88	0,05	0	0,56	39,24	0	39,84	0,1	0	1,93	97,98	0	100
T-5	0,14	0,03	0,75	54,29	0,04	55,25	0,11	0,02	0,45	38,80	0,04	39,42	0,23	0,05	1,57	96,90	0,06	99
T-5	0,15	0,07	0,87	55,07	0,04	56,20	0,12	0,05	0,53	39,35	0,03	40,09	0,25	0,11	1,82	98,28	0,05	101
T-6	0,11	0	0,85	54,81	0	55,77	0,09	0	0,51	39,17	0	39,78	0,18	0	1,77	97,83	0	100
T-6	0,18	0	0,75	54,37	0,09	55,39	0,14	0	0,45	38,86	0,08	39,53	0,29	0	1,57	97,04	0,13	99
T-7	0,02	0	0,79	55,01	0	55,82	0,02	0	0,47	39,32	0	39,81	0,03	0	1,64	98,19	0	100
T-7	0,10	0,01	0,82	55,20	0	56,14	0,08	0,01	0,50	39,45	0	40,04	0,16	0,02	1,72	98,53	0	100
T-7	0,09	0,01	0,99	54,07	0	55,16	0,07	0,01	0,60	38,64	0	39,32	0,15	0,02	2,07	96,50	0	99
T-7	0,08	0	0,90	54,13	0	55,12	0,07	0	0,54	38,69	0	39,30	0,14	0	1,88	96,62	0	99
T-7	0,02	0	0,82	55,25	0	56,09	0,01	0	0,49	39,49	0	39,99	0,03	0	1,71	98,61	0	100
T-7	0,06	0,02	0,86	54,38	0,07	55,39	0,04	0,02	0,52	38,86	0,06	39,50	0,09	0,03	1,81	97,05	0,10	99
T-7	0,07	0	0,83	54,73	0	55,62	0,05	0	0,50	39,11	0	39,66	0,11	0	1,73	97,67	0	100
T-7	0,08	0	0,80	54,96	0,09	55,93	0,06	0	0,48	39,28	0,08	39,90	0,13	0	1,67	98,10	0,13	100
T-7	0,14	0,03	0,98	54,62	0,02	55,79	0,11	0,03	0,59	39,03	0,02	39,78	0,22	0,06	2,06	97,48	0,03	100
T-8	0,14	0	0,95	54,26	0,09	55,44	0,11	0	0,57	38,78	0,07	39,53	0,23	0	1,98	96,84	0,12	99
T-8	0,13	0,03	0,92	54,70	0	55,78	0,1	0,03	0,55	39,10	0	39,78	0,2	0,06	1,92	97,64	0	100
T-8	0,06	0,06	0,92	54,68	0	55,72	0,04	0,05	0,56	39,08	0	39,72	0,09	0,10	1,93	97,59	0	100
T-8	0,15	0,06	0,82	54,76	0,01	55,80	0,12	0,05	0,49	39,14	0,01	39,80	0,24	0,10	1,72	97,73	0,01	100

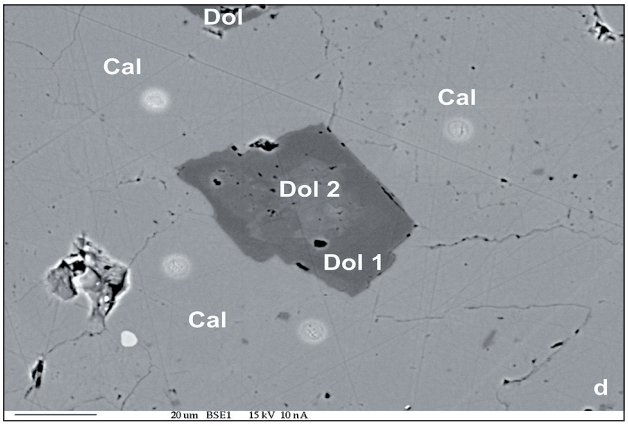
◀**Obr. 3.** Minerálne zloženie a štruktúra tuhárskych mramorov pozorovaná v prechádzajúcom polarizovanom svetle pri jednom nikole (PPL – Planar Parallel Light) a v skrížených nikoloch (XPL – X, resp. Cross Parallel Light). **a**, **b** – granoblastická štruktúra (T-7), **c** – mikrostylolitová zóna s pyritom a muskovitom (T-6), **d** – porfyroblast dolomitu (T-8), **e**, **f** – distribúcia porfyroblastov dolomitu v kalcitovom matrixe (T-1), **g** – akcesorický muskovit (T-2), **h** – hexagonálna pseudomorfóza pyritu (T-6).

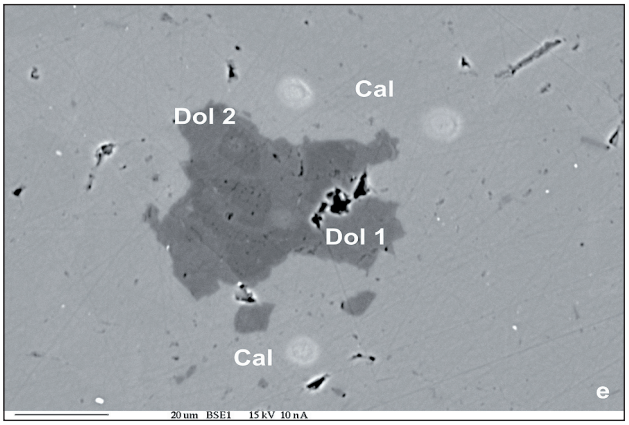
Fig. 3. Mineral composition and microstructure of the Tuhár marbles in polarized light at planar and cross parallel light. **a**, **b** – granoblastic texture (T-7), **c** – microstylolite zone with pyrite and muscovite (T-6), **d** – porphyroblastic dolomite (T-8), **e**, **f** – distribution of porphyroblastic dolomite in calcite matrix (T-1), **g** – accessory muscovite (T-2), **h** – hexagonal pseudomorph of pyrite (T-6).

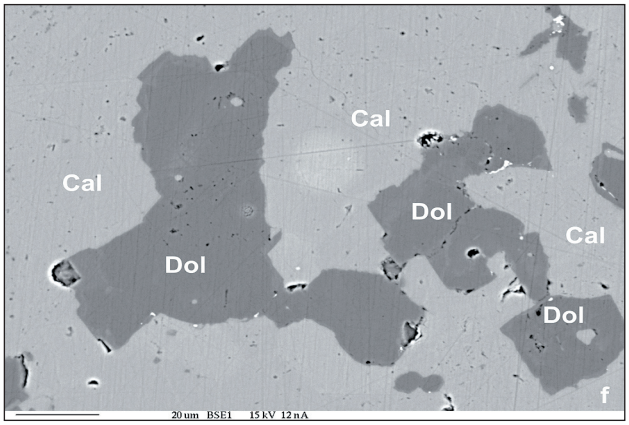

Dol
Dol
Cal
Dol
Dol
Cal
Dol
Dol
Cal
Dol
a
50 um BSE1 15 kV 10 nA

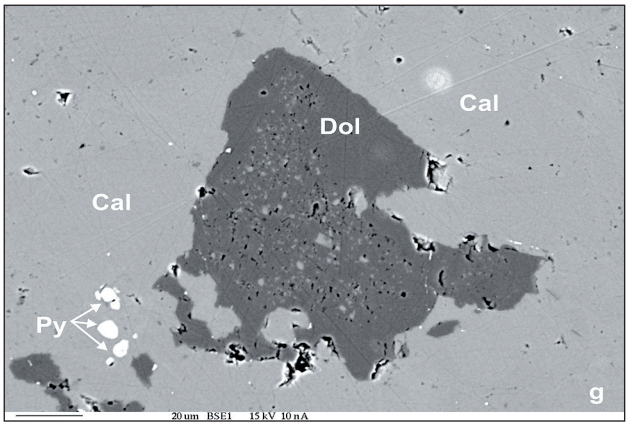

Dol
Cal
Dol
Cal
b
20 um BSE1 15 kV 10 nA

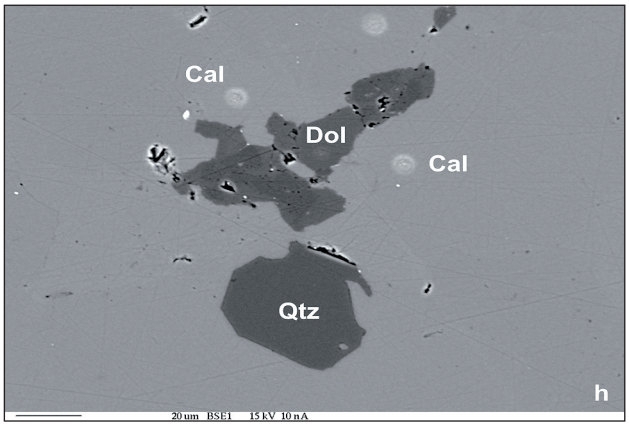

Dol
Ms
Cal
Cal
Dol
Ms
Cal
c
50 um BSE1 15 kV 10 nA


Dol
Cal
Cal
Dol 2
Dol 1
Cal
d
20 um BSE1 15 kV 10 nA


Cal
Dol 2
Dol 1
Cal
e
20 um BSE1 15 kV 10 nA


Cal
Cal
Dol
Cal
Dol
Dol
f
20 um BSE1 15 kV 12 nA


Dol
Cal
Cal
Py
g
20 um BSE1 15 kV 10 nA


Cal
Dol
Cal
Qtz
h
20 um BSE1 15 kV 10 nA

T-8). Podmienky metamorfnej rekryštalizácie tuhárskych mramorov sa vypočítali pomocou kalibračných rovníc (tab. 1) pre kalcitovo-dolomitové geotermometre podľa prác Anovitza a Essenea (1987) a McSwiggena (1993). Ternárne fázové diagramy metakarbonátov zostavili Anovitz a Essene (1987) pre teplotné stupne metamorfózy od 250 °C (fácia veľmi nízkoteplotných zelených bridlíc), 400 °C (biotitová zóna fácie zelených bridlíc), 550 °C (amfibolitová fácia) a do 700 °C (granulitová fácia). Vypočítané teploty môžu dosahovať prípustnú odchýlku ± 50 °C. Geotermometrická kalibrácia podľa McSwiggena (1993) je založená na zdokonalených modeloch rozpúšťania s použitím Margulesových zmiešavacích metód stanovenia rovnováhy zloženia kalcitu. Kalibračné rovnice (tab. 1) platia pre teplotný rozsah od 250 °C do 700 °C s odchýlkou ± 15 °C.

Výsledky

Mikropetrografická charakteristika

Minerálnu asociáciu tuhárskych mramorov tvorí Cal + Dol + Qtz ± Ms (Phg) s akcesorickým zastúpením opakových minerálov (zoxidované fázy pyritu) a minerálov skupiny apatitu (obr. 5). Mikrostavba mramorov je granoblastická, s rovnomerným vývojom a s približne rovnakou veľkosťou kalcitových zŕn (obr. 3a, b). Lokálne sme pozorovali kontinuálne prechody z jemnozrnnej mikrostavby do strednozrnnej, s hnedočiernym lemovaním (oxidy a hydroxidy Fe, grafit) prechodných zón. Kontaktné plochy kalcitových zŕn sú hladké a ostré. Ohraničenie rezov kalcitových zŕn je dominantne idiomorfné. Kalcitové zrná sú tesne štruktúrne usporiadané. Tým znemožnili formovanie intergranulárnych priestorov na kontaktoch jednotlivých zŕn. Distribúcia minerálnych zŕn je vyvinutá rovnomerne vo všetkých smeroch, bez výrazných deformačných prejavov.

Homogénnu štruktúru lokálne porušujú pukliny a mikrostylolity (obr. 3c) vyplnené opakovými minerálmi spolu s grafitovými reliktmi organickej hmoty a sekundárnymi žilkami hrubokryštalického kalcitu. Dolomitové porfyroblasty (obr. 3d, e, f) v jemnozrnnom kalcitovom matrixe sú zastúpené viac-menej rovnomerne. Často obsahujú nehomogenity prejavujúce sa hnedým (Fe pigmentácia), resp. čiernym (grafitová pigmentácia) zakalením pri jednom nikole (obr. 3e). Dolomitové zrná v stredno- až hrubozrnných polohách bývajú menej intenzívne zakalené, často sú bezfarebné. Prierezy dolomitových porfyroblastov si zachovávajú charakteristický klencový vývoj (obr. 3d). Nižšiu intenzitu interferenčných farieb dolomitov výrazne ovplyvňuje Fe pigmentácia. V rámci dolomitových porfyroblastov sme lokálne pozorovali drobné kalcitové inklúzie. Kalcitové porfyroblasty prejavujú výrazné tlakové dvojčatné lamelovanie viditeľné jedným nikolom (pseudopleochroizmus) aj skríženými nikolmi. Dominantne je vytvorený jeden systém lamelovania, orientovaný rovnobežne so smerom prierezu kalcitových zŕn (obr. 3b). Kalcitové zrná tvoriace jemnozrnný matrix neprejavujú tlakové lamelovanie. Kremeň vytvára izolované monokryštalické zrná, resp. polykryštalické agregáty, v prierezoch často alotriomorfne obmedzené. Polykryštalické agregáty, vzájomne zubovito prechádzajúce do seba, prejavujú v skrížených nikoloch výrazné undulózne zhášanie. Svetlé sľudy zastúpené muskovitom vytvárajú drobné tyčinkovité prierezy s intenzívnymi interferenčnými farbami v skrížených nikoloch (obr. 3g). Zo skupiny opakových minerálov je vo väčšine vzoriek akcesoricky prítomný pyrit v podobe izolovaných nepriehľadných hnedooranžových až čiernych polyédrických rezov zŕn, ktoré často vytvárajú hexagonálne pseudomorfózy (obr. 3h). Pyrit je často sekundárnou oxidáciou zmenený na hematit a minerály goethitovej skupiny, tzv. limonit. Zvýšená koncentrácia opakových minerálov v tuhárskych mramoroch sa viaže na mikrostylolitové zóny kontaktných plôch kalcitového matrixu, navzájom oddeľujúce jemnozrnné a stredno- až hrubozrnné polohy.

Vyhodnotenie chemického zloženia minerálov

Elektrónovou mikroanalýzou sa pozorovala distribúcia kalcitu a dolomitu a koexistenčné vzťahy medzi nimi. Kalcit tvorí základnú hmotu (matrix) a inklúzie v niektorých dolomitových kryštáloch (obr. 4b, g). Analýzy kalcitových inklúzií v dolomitoch vzhľadom na malú veľkosť neposkytovali relevantné výsledky. Pri odvodzovaní fázových vzťahov v $CaCO_3$–$MgCO_3$–$FeCO_3$ systéme karbonátových asociácií určité nevýhody vyplývajú z premenlivosti kvality a správnosti mikrosondových analýz. Dolomit v analyzovaných vzorkách tuhárskeho mramoru tvorí neusporiadane zastúpené izolované zrná (obr. 4a, c, f). Niektoré dolomitové kryštály majú slabo vyvinutú zonálnosť. Prejavuje sa nehomogenitou postupujúcou z jadra smerom k okrajom kryštálov (obr. 4d, e). V tuhárskych mramoroch sme exsolučné lamely nepozorovali. Mikroskopické exsolučné fenomény dolomitu v Mg kalcite sú typické pre vyššieteplotné metamorfované fácie (Goldsmith, 1960; Hutcheon a Moore, 1973; Puhan, 1976; Perkins et al., 1982). Výber reprezentatívnych mikrosondových analýz kalcitu vhodných na geotermometrické kalkulácie je v tab. 2. Mikrosondové analýzy dolomitu, ktoré boli v koexistencii s kalcitom, sú v tab. 3. Prehľad chemického zloženia svetlých sľúd je uvedený v tab. 4. Svetlé sľudy (obr. 5) sú graficky vyhodnotené v klasifikačných diagramoch podľa Riedera et al. (1988) a Tischendorfa et al. (2004) (obr. 6).

Geotermometria mramorov

Na geotermometrickú kalkuláciu podmienok metamorfnej rekryštalizácie sa cielene odoberali vzorky sivo sfarbených metakarbonátov, v ktorých sa prítomnosť dolomitu potvrdila mikrosondovými analýzami (tab. 3). Teplotné

◀ **Obr. 4.** BSE obrázky vzoriek tuhárskych mramorov T-1 (a), T-2 (b), T-3 (c), T-4 (d), T-5 (e), T-6 (f), T-7 (g) a T-8 (h) zobrazujú distribúciu a koexistenciu kalcitových a dolomitových zŕn v tuhárskych mramoroch.

Fig. 4. BSE pictures of Tuhár marbles samples T-1 (a), T-2 (b), T-3 (c), T-4 (d), T-5 (e), T-6 (f), T-7 (g), T-8 (h), displaying distribution and coexistence of calcite and dolomite grains in marbles.

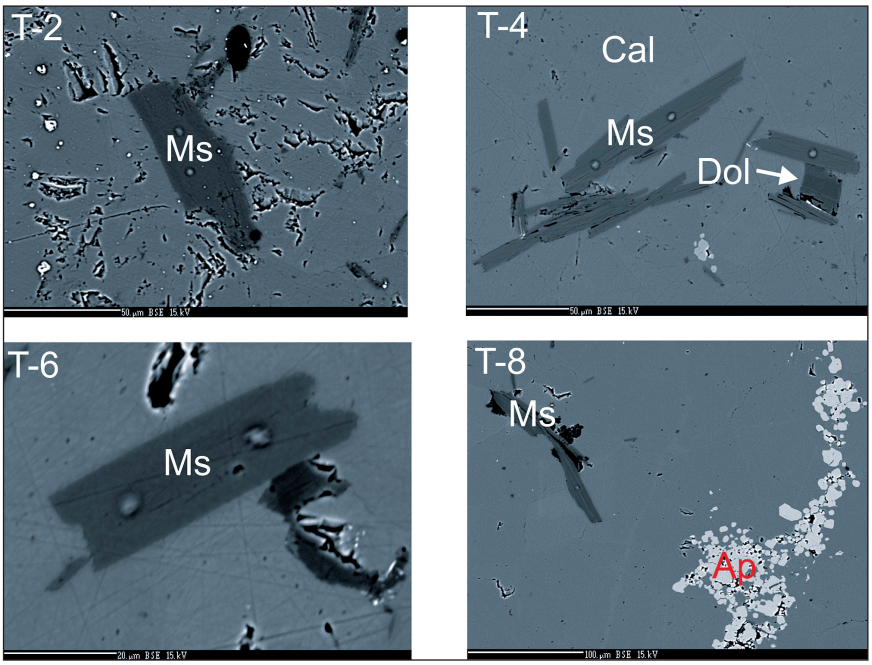
podmienky metakarbonátov sa vypočítali z párových kalcitovo-dolomitových analýz 8 vzoriek. Výber bodových analýz kalcitu a dolomitu bol zvolený vo vzájomnej blízkosti minerálnych fáz (obr. 4). Na stanovenie teplotných podmienok metamorfnej rekryštalizácie kalcitov koexistujúcich s dolomitmi sa aplikovali kalibračné teplotné rovnice (Anovitz a Essene, 1987; McSwiggen, 1993). Tlakové podmienky sa odhadli na základe Si fengitového komponentu svetlých sľúd s použitím fengitového geobarometra (obr. 7) podľa kalibrácie Massonea a Schreyera (1987).

Pri výpočte sa vychádzalo z hodnôt molárnych frakcií (X) komponentov $CaCO_3$–$MgCO_3$–$FeCO_3$ v analyzovaných kalcitoch (tab. 5). Molárne frakcie X_{MgCO_3} a X_{FeCO_3} v kalcitoch boli vstupnými údajmi na výpočet teploty.

Vypočítané hodnoty minimálnej, maximálnej a priemernej teploty použitými geotermometrickými kalibrá-

Tab. 3
Reprezentatívne mikrosondové analýzy dolomitu v tuhárskych mramoroch
Representative microprobe analyses of dolomite in Tuhár marbles

Analýzy dolomit	FeO hm. %	MnO	MgO	CaO	SrO	Spolu	Fe^{2+}	Mn^{2+}	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Sr^{2+}	Spolu	$FeCO_3$	$MnCO_3$	$MgCO_3$	$CaCO_3$	$SrCO_3$	Spolu
							Prepočet iónov na báze 6 O						hm.%.					
T-1	0,47	0,27	20,42	31,47	0	52,63	0,36	0,21	12,31	22,49	0	35,37	0,75	0,44	42,72	56,16	0	100
T-1	1,04	0,03	19,91	31,98	0	52,96	0,81	0,02	12,01	22,86	0	35,69	1,68	0,04	41,65	57,08	0	100
T-1	1,15	0	20,09	31,38	0,04	52,65	0,89	0	12,11	22,43	0,03	35,46	1,85	0	42,02	56,01	0,05	100
T-1	0,63	0,05	20,89	30,73	0,01	52,30	0,49	0,03	12,60	21,96	0,01	35,09	1,01	0,07	43,70	54,84	0,01	100
T-2	0,28	0	21,20	30,96	0	52,45	0,22	0	12,79	22,13	0	35,13	0,45	0	44,35	55,26	0	100
T-2	0,47	0	18,23	34,38	0	53,07	0,36	0	10,99	24,57	0	35,92	0,75	0	38,13	61,35	0	100
T-2	0,50	0,02	20,97	30,78	0	52,27	0,39	0,01	12,64	22,00	0	35,05	0,81	0,03	43,86	54,93	0	100
T-2	1,35	0,05	20,77	30,58	0,04	52,80	1,05	0,04	12,53	21,85	0,04	35,50	2,18	0,08	43,45	54,57	0,06	100
T-3	1,49	0,07	20,18	31,24	0	52,98	1,16	0,05	12,17	22,32	0	35,71	2,4	0,11	42,22	55,75	0	100
T-3	1,08	0,05	21,03	30,47	0	52,63	0,84	0,04	12,68	21,78	0	35,34	1,73	0,09	43,98	54,38	0	100
T-3	1,03	0	20,73	30,55	0	52,31	0,8	0	12,50	21,83	0	35,13	1,66	0	43,37	54,52	0	100
T-4	0,55	0,03	20,67	31,00	0,01	52,27	0,43	0,02	12,47	22,16	0,01	35,09	0,88	0,05	43,25	55,33	0,02	100
T-4	0,01	0,06	20,98	31,22	0,02	52,29	0,01	0,04	12,65	22,31	0,02	35,03	0,02	0,09	43,89	55,72	0,03	100
T-4	4,20	0,03	18,55	29,83	0	52,61	3,27	0,02	11,18	21,32	0	35,79	6,78	0,04	38,79	53,24	0	99
T-4	0,58	0,06	21,14	30,61	0	52,39	0,45	0,05	12,75	21,88	0	35,12	0,93	0,10	44,21	54,64	0	100
T-5	1,06	0	20,50	31,17	0	52,73	0,82	0	12,36	22,28	0	35,46	1,71	0	42,88	55,63	0	100
T-5	0,68	0	20,68	31,30	0	52,66	0,53	0	12,47	22,37	0	35,37	1,09	0	43,25	55,86	0	100
T-5	1,70	0,06	20,56	30,42	0	52,74	1,32	0,04	12,40	21,74	0	35,50	2,74	0,09	43,01	54,29	0	100
T-5	1,22	0	20,99	30,27	0	52,49	0,95	0	12,66	21,64	0	35,25	1,97	0	43,91	54,03	0	100
T-6	0	0	21,15	31,39	0,01	52,55	0	0	12,75	22,44	0,01	35,20	0	0	44,24	56,03	0,01	100
T-6	0,58	0,01	20,73	31,32	0,01	52,64	0,45	0,01	12,50	22,39	0	35,35	0,93	0,02	43,37	55,90	0,01	100
T-7	0,92	0,05	20,82	30,76	0	52,56	0,72	0,04	12,56	21,99	0	35,30	1,49	0,08	43,56	54,90	0	100
T-7	0,56	0,03	21,21	30,53	0,03	52,36	0,44	0,02	12,79	21,82	0,02	35,09	0,91	0,05	44,36	54,49	0,04	100
T-7	0,49	0,08	21,28	30,81	0,03	52,69	0,38	0,06	12,83	22,02	0,02	35,32	0,79	0,12	44,52	54,99	0,04	100
T-7	0,02	0,01	21,66	30,74	0,01	52,43	0,01	0,01	13,06	21,97	0,01	35,05	0,03	0,01	45,32	54,86	0,02	100
T-8	1,23	0,03	20,78	30,10	0,05	52,18	0,96	0,02	12,53	21,51	0,04	35,06	1,99	0,05	43,47	53,72	0,06	99
T-8	0,02	0,03	21,53	31,08	0,01	52,66	0,02	0,02	12,98	22,21	0,01	35,24	0,03	0,04	45,03	55,48	0,01	101
T-8	0,07	0,02	21,33	31,00	0	52,42	0,06	0,02	12,86	22,16	0	35,10	0,11	0,04	44,61	55,34	0	100
T-8	0,85	0,08	20,66	30,12	0,03	51,74	0,66	0,06	12,46	21,53	0,03	34,73	1,37	0,13	43,22	53,76	0,04	99



Obr. 5. BSE obrázky svetlých sľúd (muskovit) v minerálnom zložení tuhárskych mramorov s akcesorickou koncentráciou minerálov skupiny apatitu.

Fig. 5. BSE pictures of white micas (muscovite) in mineral composition of the Tuhár marbles with accessories of apatite.

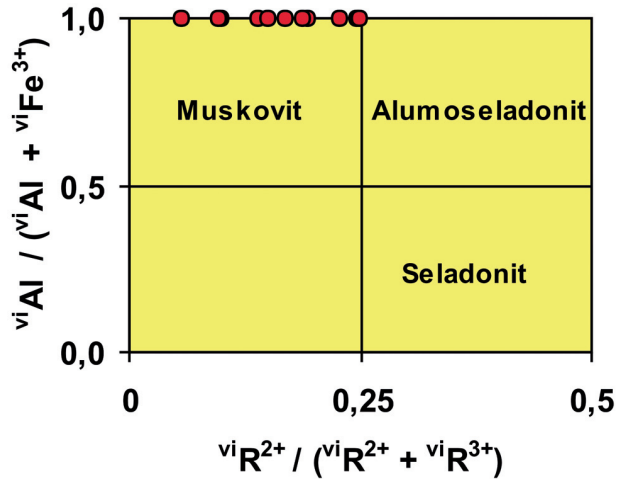
Tab. 4
Reprezentatívne mikrosondové analýzy svetlých sľúd v tuhárskych mramoroch
Representative microprobe analyses of white micas in Tuhár marbles

Oxidy hm. %	T-2	T-2	T-2	T-2	T-3	T-3	T-4	T-4	T-4	T-6	T-6	T-8	T-8	T-8
SiO_2	47,79	47,78	49,33	49,32	51,03	51,72	52,89	52,15	53,25	50,13	46,77	52,74	49,08	49,02
TiO_2	0,29	0,31	0,30	0,28	0,18	0,09	0,18	0,16	0,15	0,33	0,37	0,53	0,45	0,44
Al_2O_3	34,04	34,24	31,35	31,43	29,27	32,43	26,31	26,62	26,18	28,04	35,14	28,76	31,65	31,26
FeO	1,56	1,59	1,13	1,16	0,59	0,50	0,18	0,21	0,19	0,91	0,80	0,22	1,15	1,46
MnO	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0	0	0,03	0	0	0	0,01	0	0,02
MgO	1,14	1,05	2,20	2,19	4,00	2,45	4,74	4,74	4,90	4,62	0,68	4,08	2,17	2,19
CaO	0,24	0,24	0,51	0,48	0,37	0,46	0,27	0,27	0,29	0,32	0,31	0,71	0,31	0,34
Na_2O	0,95	0,97	0,39	0,45	0,03	0,04	0,04	0,08	0,07	0,30	1,40	0,17	0,45	0,41
K_2O	9,47	9,44	9,99	9,76	9,67	9,09	11,26	11,08	11,40	10,50	9,18	8,39	10,22	10,10
Spolu	95,49	95,62	95,22	95,10	95,15	96,78	95,87	95,35	96,43	95,15	94,65	95,62	95,49	95,24
Prvky hm. %														
Si	22,339	22,332	23,060	23,053	23,853	24,175	24,722	24,377	24,890	23,433	21,864	24,653	22,941	22,915
Ti	0,173	0,186	0,180	0,167	0,108	0,057	0,107	0,096	0,091	0,196	0,220	0,320	0,271	0,262
Al	18,014	18,120	16,594	16,635	15,491	17,164	13,925	14,087	13,856	14,838	18,595	15,222	16,750	16,544
Fe^{2+}	1,211	1,232	0,876	0,904	0,459	0,388	0,137	0,164	0,146	0,710	0,620	0,169	0,897	1,133
Mn	0,015	0,006	0,019	0,018	0,008	0	0	0,026	0	0,003	0	0,011	0	0,015
Mg	0,686	0,634	1,326	1,323	2,412	1,476	2,861	2,859	2,956	2,785	0,407	2,459	1,309	1,318
Ca	0,168	0,169	0,367	0,343	0,264	0,330	0,191	0,194	0,206	0,226	0,224	0,510	0,223	0,245
Na	0,703	0,720	0,287	0,336	0,022	0,027	0,032	0,063	0,049	0,222	1,040	0,126	0,332	0,305
K	7,864	7,838	8,289	8,099	8,028	7,550	9,350	9,195	9,465	8,720	7,624	6,968	8,486	8,387
Spolu	51,172	51,237	50,998	50,879	50,645	51,167	51,325	51,061	51,659	51,131	50,599	50,439	51,209	51,125
Prepočet na báze 11 O														
Si	3,16	3,15	3,26	3,26	3,34	3,29	3,48	3,45	3,48	3,34	3,11	3,42	3,25	3,25
$Al^{3+(IV)}$	0,84	0,85	0,74	0,74	0,66	0,71	0,52	0,55	0,52	0,66	0,89	0,58	0,75	0,75
$Al^{3+(VI)}$	1,81	1,82	1,71	1,72	1,60	1,72	1,51	1,52	1,50	1,53	1,86	1,61	1,71	1,70
Ti	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02
Fe^{2+}	0,09	0,09	0,06	0,06	0,03	0,03	0,01	0,01	0,01	0,05	0,04	0,01	0,06	0,08
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0,11	0,10	0,22	0,22	0,39	0,23	0,46	0,47	0,48	0,46	0,07	0,39	0,21	0,22
Ca	0,02	0,02	0,04	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,05	0,02	0,02
Na	0,12	0,12	0,05	0,06	0	0	0,01	0,01	0,01	0,04	0,18	0,02	0,06	0,05
K	0,80	0,79	0,84	0,82	0,81	0,74	0,94	0,93	0,95	0,89	0,78	0,69	0,86	0,86

ciami spolu so smerodajnými odchýlkami sú uvedené v tab. 5. Hodnota tlaku bola stanovená v intervale 3 – 3,5 kbar v korelácii s výsledkami fengitovej geobarometrie a s prihliadnutím na deficit indexových silikátových minerálov (flogopit), ktorý súvisí s diferencovaným metamorfným vývojom föderatskej skupiny. Distribučné diagramy vypočítanej teploty graficky vyjadrujú rozdiely vo výsledkoch použitých kalcitovo-dolomitových geotermometrov (obr. 8).

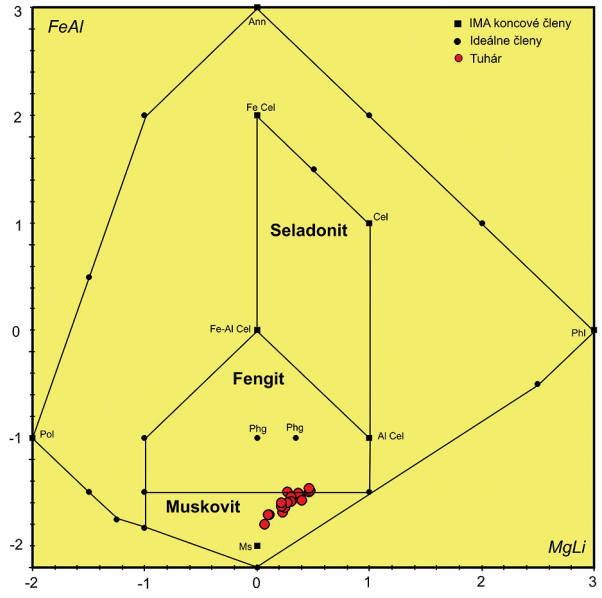
Diskusia

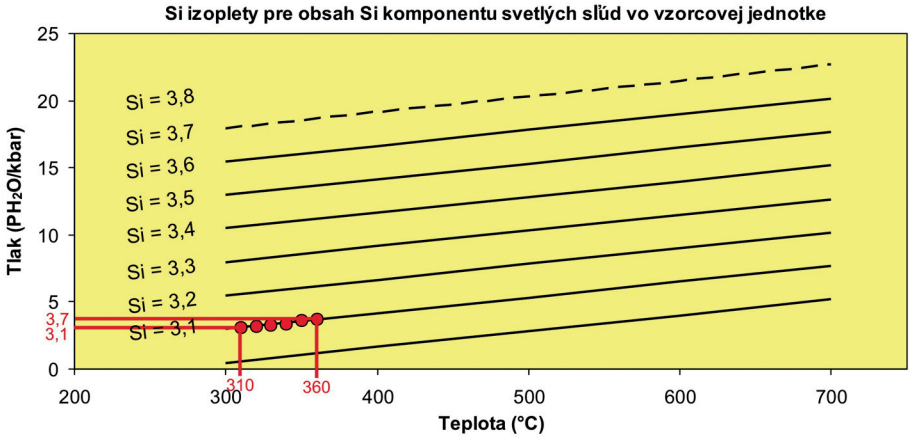
Kalcitovo-dolomitová solvusová geotermometria sa aplikovala na stanovenie teplotných podmienok regionálne (napr. Sobol a Essene, 1973; Hutcheon a Moore, 1973; Puhan, 1976; Garde, 1977; Nesbitt a Essene, 1982; Perkins et al., 1982) a kontaktne metamorfovaných karbonátových hornín (Suzuki, 1977; Rice, 1977; Bowman a Essene, 1982; Wada a Suzuki, 1983). Rozsah využitia geotermometrie



Obr. 6. Klasifikácia svetlých sľúd v zložení tuhárskych mramorov podľa Riedera et al. (1998) a Tischendorfa et al. (2004).

Fig. 6. Classification of white micas in composition of the Tuhár marbles according to Rieder et al. (1998) and Tischendorf et al. (2004).





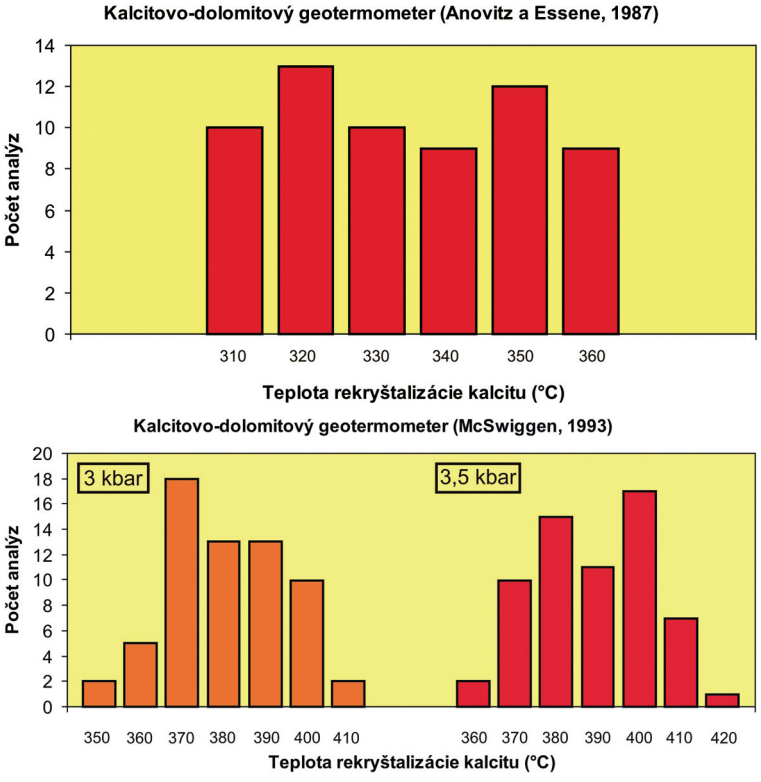
Obr. 7. Tlak stanovený na základe mikrosondových analýz svetlých sľúd v zložení tuhárskych mramorov podľa fengitového geobarometra (Massone a Schreyer, 1987).

Fig. 7. Pressure determined on the basis microprobe analyses of white micas in composition of the Tuhár marbles according to phengite geobarometry (Massone and Schreyer, 1987).

je široký, od fácie zelených bridlíc cez amfibolitovú až po granulitovú fáciu (Puhan, 1976; Garde, 1977; Perkins et al., 1982; Anovitz a Essene, 1987; McSwiggen, 1993). Ferry (2001) aplikoval kalcitovo-dolomitový geotermometer na stanovenie teplotných podmienok kalcitových inklúzií vo forsterite, ktorý bol identifikovaný v dolomitových mramoroch. Kalcit bol inkludovaný počas rastu forsteritu. Potvrdilo sa to vypočítaným teplotným rozsahom 600 – 700 °C.

Prvé výsledky štúdia alpínskej metamorfózy veporika s čiastočným zameraním na obalové sekvencie publikoval Vrána (1964, 1966, 1980). Z mladopaleozoických metasedimentov, ktoré lemujú styk veporika a gemerika, Vrána (1964, 1966) opísal chloritoidovo-kyanitovú alpínsku metamorfnú asociáciu. Považoval ju za izofaciálnu s metamorfózou granitoidov a föderatskej skupiny. Vrána (1965) skúmal alpínske metamorfné procesy v horninových súboroch južne od sedla Zbojská v strednej časti veporika. V rámci skúmaného územia porovnával tmavosivé bridličnaté kalcitové a dolomitové mramory s metasedimentmi föderatskej skupiny. Indexové minerály identifikované v metakarbonátoch, podľa ktorých posudzoval intenzitu metamorfózy, boli Bt ± Chl. Alpínska metamorfóza obalového mezozoika veporika dosiahla podmienky biotitovej zóny fácie zelených bridlíc (Vrána, 1966).

Podmienky nízkostupňovej metamorfózy v triasových metapelitoch a metakarbonátoch föderatskej skupiny stanovili Plašienka et al. (1989) metódou Küblerovho indexu illitu v rozpätí 300 – 350 °C. Stredno- a vrchnotriasové horniny föderatskej skupiny s prevahou karbonátov



Obr. 8. Distribučné diagramy teploty rekryštalizácie tuhárskych mramorov.

Fig. 8. Distribution diagrams of temperatures of the Tuhár marbles recrystallization.

Tab. 5
Teplota rekryštalizácie kalcitov tuhárskych mramorov
Temperature of the Tuhár marbles recrystallization

Vzorka	$XCaCO_3$	$XMgCO_3$	$XFeCO_3$	Anovitz a Essene (1987)	McSwiggen (1993)	
Analýzy-kalcit				T1 (°C)	T2 (°C) P = 3 kbar	T2 (°C) P = 3,5 kbar
T-1	0,982	0,018	0,001	326	369	377
T-1	0,981	0,017	0,002	324	374	382
T-1	0,980	0,018	0,002	334	381	389
T-1	0,979	0,018	0,003	335	391	399
T-1	0,982	0,016	0,002	313	368	376
T-1	0,977	0,021	0,002	364	406	414
T-1	0,982	0,017	0,002	317	369	377
T-1	0,982	0,017	0,001	314	367	375
T-1	0,978	0,021	0,001	359	398	406
T-1	0,978	0,020	0,002	350	396	404
T-1	0,977	0,021	0,002	363	402	410
T-1	0,978	0,020	0,002	352	394	402
T-1	0,982	0,016	0,002	307	365	372
T-1	0,979	0,019	0,002	349	394	402
T-1	0,981	0,017	0,002	325	375	383
T-1	0,981	0,017	0,002	326	376	384
T-2	0,982	0,018	0,0003	324	367	374
T-2	0,979	0,020	0,001	351	389	396
T-2	0,979	0,020	0,001	348	388	396
T-2	0,982	0,017	0,001	319	367	374
T-2	0,981	0,018	0,001	329	375	383
T-2	0,980	0,019	0,001	339	381	389
T-2	0,979	0,019	0,002	343	388	396
T-2	0,978	0,020	0,001	357	394	402
T-2	0,982	0,017	0,001	321	367	375
T-2	0,983	0,016	0,001	306	355	363
T-2	0,978	0,020	0,002	355	397	405
T-2	0,981	0,017	0,002	324	377	385
T-2	0,978	0,020	0,002	351	396	404
T-3	0,979	0,018	0,003	339	392	400
T-3	0,981	0,017	0,002	322	374	381
T-3	0,979	0,019	0,002	345	390	398
T-4	0,979	0,019	0,002	346	390	398
T-4	0,978	0,021	0,001	360	400	407
T-4	0,979	0,020	0,001	352	393	401
T-4	0,980	0,019	0,002	339	383	391
T-4	0,981	0,018	0,001	331	371	379
T-4	0,980	0,019	0,001	346	384	392
T-4	0,980	0,018	0,002	335	380	388
T-4	0,982	0,017	0,001	321	369	377
T-4	0,978	0,020	0,001	357	396	404
T-4	0,980	0,019	0,001	340	382	390
T-4	0,977	0,021	0,002	365	409	416
T-4	0,983	0,016	0,001	309	359	366
T-5	0,982	0,017	0,001	312	361	369
T-5	0,980	0,019	0,001	345	385	393
T-5	0,982	0,016	0,002	306	365	373
T-5	0,979	0,018	0,002	335	388	396
T-6	0,980	0,018	0,002	329	379	386
T-6	0,981	0,016	0,003	307	370	378
T-7	0,983	0,016	0,0003	308	354	362
T-7	0,981	0,017	0,002	321	373	380
T-7	0,978	0,021	0,002	363	401	408
T-7	0,980	0,019	0,001	343	385	393
T-7	0,983	0,017	0,0003	316	360	368
T-7	0,981	0,018	0,001	333	375	382
T-7	0,982	0,017	0,001	323	369	377
T-7	0,982	0,017	0,001	315	366	373
T-7	0,977	0,021	0,002	361	405	413
T-8	0,978	0,020	0,002	355	400	407
T-8	0,979	0,019	0,002	347	392	400
T-8	0,980	0,019	0,001	345	385	392
T-8	0,980	0,017	0,002	324	379	387
Tmin.				306	354	362
Tmax.				365	409	416
Tpriemer.				335	381	389
Smerodajná odchýlka				17	14	14

dosahovali hodnoty Küblerovho indexu v rozsahu 2,6 – 3,1 vyjadrujúce epizonálne podmienky metamorfózy. Küblerov index illitu verfénskych vrstiev (chloriticko-sericitické bridlice až fylity s Bt + Tur) z Dobšinského potoka sa pohyboval v rozsahu 2,55 – 3,30. Zodpovedá epizóne (biotitová zóna fácie zelených bridlíc) s metamorfnou asociáciou Bi + Chl + Ms (Phg). Epizonálne podmienky metamorfózy spodnotriasových bridlíc prebiehali pri tlaku fluidnej fázy 2 – 3 kbar v hĺbke 8 – 10 km.

Mazzoli et al. (1992) metódou b_0 parametra svetlých sľúd stanovili tlak alpínskej metamorfózy metapelitov spodného triasu föderatskej skupiny, ktoré tvoria vložky v metakvarcitoch. Hodnoty b_0 parametra svetlých sľúd dosahovali z lokalít Pohronská Polhora 9,035 Å a Divín 9,041 Å. Z toho boli odvodené podmienky alpínskej metamorfózy pri tlaku 12 kbar, odhadovanej teplote 350 až 400 °C a geotermálnom gradiente 10 °C/km.

Teplota chladnutia sľúd a amfibolov na základe výsledkov datovaní $^{40}Ar/^{39}Ar$ indikovali časový rozsah hlavnej alpínskej deformačnej udalosti medzi 86 – 88 až 110 Ma (Maluski et al., 1993; Dallmeyer et al., 1993; Kováčik et al., 1996).

Korikovsky et al. (1997) pomocou elektrónovej mikroanalýzy charakterizovali minerálnu asociáciu dolomitových mramorov z doliny Dobšinského potoka, ktorú tvorí Cal + Dol + Phl + Phg ± Qtz ± Ab. V metakarbonátoch bol ako indexový minerál identifikovaný flogopit s nízkym obsahom Al_2O_3. Minerálna asociácia je typická pre nízkoteplotnú biotitovú zónu metamorfózy v rozsahu 350 – 380 °C. Aplikáciou fengitového geobarometra (Massone a Schreyer, 1987) sa vypočítal maximálny tlak v rozsahu 8 – 9 kbar.

Predstavy o tektonotermálnom vývoji južného veporika počas kriedovej orogenézy sformuloval Plašienka (1999). Hlboké pochovanie veporika pod masou príkrovov fundamentu gemerika, meliatika, prípadne vyšších „exotických" jednotiek prebiehalo počas spodnej kriedy. V strednej kriede sa metamorfný dóm veporika začal exhumovať a vo vrchnej kriede vystúpil do pripovrchových úrovní. Indikuje to vek chladnutia jednotlivých minerálnych fáz, 110 – 55 Ma (sumarizoval Kováč et al., 1994; Plašienka, 1997). Výzdvih bol spojený s extenzným „odstrešením" (*unroofing*) nadložných príkrovových komplexov pohybom na duktilných strižných zónach (Putiš, 1991; Hók et al., 1993; Plašienka, 1993; Madarás et al., 1996).

Lupták et al. (2003) stanovili metamorfné podmienky metakvarcitov a čiastočne metakarbonátov v doline Dobšinského potoka, metakvarcitov a bridlíc z Horných Turoviec, masívu Malá Bôrová, priehrady Ružiná, z Telgártu, masívu Trestníka, sedla Zbojská a v doline Zelinová pri Rejdovej. Na stanovenie P-T podmienok metamorfózy použili metódu Küblerovho indexu (KI) illitu a chloritu. Hodnoty KI illitu pre metakvarcity z doliny Dobšinského potoka dosahovali 0,22° Δ2θ a pre metakarbonáty sa pohybovali v rozsahu 0,23 – 0,25° Δ2θ (vrchná anchizóna a epizóna fácie zelených bridlíc). Hodnoty KI chloritu v metakvarcitoch z doliny Dobšinského potoka dosahovali 0,25° Δ2θ. Okrem metódy Küblerovho indexu použili na stanovenie teplotných podmienok metamorfózy chloritový geotermometer, kalibrovaný pre vzájomné vzťahy medzi teplotou a substitúciou Al^{IV} v chloritoch (Cathelineau, 1988), ktorý modifikoval Jowett (1991) pre variácie Fe/Fe + Mg v chloritoch. Vypočítaná teplota chloritovými geotermometrami dosiahla rozdielne hodnoty. Z lokality Telgárt vypočítali teplotu 340 ± 8°C kalibračnými rovnicami podľa Cathelineaua (1988) a 335 ± 8 °C podľa Jowetta (1991). Z doliny Zelinová bola vypočítaná teplota 380 ± 10 °C podľa kalibrácie Cathelineaua (1988) a 382 ± 10 °C podľa kalibrácie Jowetta (1991). Alpínska regionálna metamorfóza föderatskej skupiny veporika prebiehala pri teplote v rozsahu 335 – 380 °C. Odhadované hodnoty tlaku metamorfózy sa stanovili na zhruba 4 – 4,5 kbar pri teplote 380 °C z priesečníka chloritového geotermometra s použitím programu THERMOCALC, verzia 3.1 (Powell a Holland, 1988), podľa metamorfnej reakcie 3Cel = Phl + 2Kfs + 3Qtz + $2H_2O$ z metapelitov obohatených o K živce a biotity (Lupták et al., 2003).

Prezentované výsledky sa zhodujú s poznatkami predchádzajúcich autorov, na základe ktorých bola föderatská skupina podľa svojich metamorfných podmienok zaradená do fácie zelených bridlíc. Pri porovnávaní vypočítanej priemernej teploty metamorfnej rekryštalizácie tuhárskych mramorov geotermometrickými metódami v intervale 335 ± 17 °C a 389 ± 14 °C pri odhadovanom tlaku 3,5 kbar s P-T podmienkami metapelitov 335 – 380 ± 10 °C pri odhadovanom tlaku 4 – 4,5 kbar, ktoré zistili Lupták et al. (2003), nastala takmer koincidencia teplotných podmienok mezozoických horninových súborov počas alpínskej regionálnej metamorfózy föderatskej skupiny južného veporika. Odhadovaná hĺbka pochovania pri tlaku 3 – 3,5 kbar sa pohybovala okolo 8 – 10 km (obr. 8). Potvrdila to aj interpretácia Plašienku et al. (1989). Hĺbka pochovania predstavuje pravdepodobnú hrúbku nadložného „nákladu" príkrovových más, ktoré sa presunuli počas kriedovej kolíznej udalosti v tejto oblasti južného veporika. Teplota stúpajúca s hĺbkou pochovania a hydrostatický tlak nadložných horizontov sa odzrkadlili v granoblastickej štruktúre tuhárskych mramorov s rovnomerným vývojom kalcitových zŕn, ktoré nevykazujú znaky plastického deformačného prepracovania (obr. 4).

Záver

Geotermometrickými kalkuláciami sa objasnili teplotné podmienky alpínskej regionálnej metamorfózy tuhárskych mramorov, ktorá prebiehala v podmienkach fácie zelených bridlíc. Priemerná teplota vypočítaná kalibračnými rovnicami podľa Anovitza a Essenea (1987) dosiahla 335 ± 17 °C a aplikovaním rovníc podľa McSwiggena (1993) pri odhadovanom tlaku 3,5 kbar bola na úrovni 389 ± 14 °C. Základnú metamorfnú minerálnu asociáciu tvorí Cal + Dol + Qtz ± Ms (Phg). Prezentované výsledky numericky spresnili teplotné podmienky alpínskej regionálnej metamorfózy karbonátového komplexu v oblasti Tuhára počas kriedovej orogenézy južného veporika Západných Karpát.

Poďakovanie. Vyslovujeme poďakovanie Mgr. Viere Kollárovej, PhD., RNDr. Patrikovi Konečnému, PhD., RNDr. Ivanovi Holickému a Mgr. Danielovi Ozdínovi, PhD., z oddelenia elektrónovej mikroanalýzy ŠGÚDŠ v Bratislave za vyhotovenie mikrosondových analýz. Ďakujeme za ochotu doc. RNDr. Miroslave Gregerovej, CSc., z Ústavu geologických věd Přírodovědecké fakulty Masarykovy univerzity v Brne za zhotovenie mikrofotografií na polarizačnom mikroskope Olympus BX 51. Príspevok sa financoval z grantových úloh VEGA 1/4040/07 a APVV-0438-06.

Literatúra

Andrusov, D., 1958: Geológia československých Karpát I. *Bratislava, Slov. Akad. Vied, 304 s.*

Anovitz, L. M. & Essene, E. J., 1987: Phase equilibria in the system $CaCO_3$–$MgCO_3$–$FeCO_3$. *In: J. Petrology (Oxford), roč. 28, č. 2, s. 389 – 414.*

Bezák, V. (ed.), Hraško, Ľ., Kováčik, M., Madarás, J., Siman, P., Pristaš, J., Dublan, L., Konečný, V., Plašienka, D., Vozárová, A., Kubeš, P., Švasta, J., Slavkay, M. & Liščák, P., 1999: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria – západná časť 1 : 50 000. *Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 178 s.*

Biely, A., 1956: Príspevok ku geológii okolia Dobšinej. *In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 5, s. 37 – 60.*

Biely, A., 1961: Poznámky ku geológii mezozoika „koreňových zón" veporíd. *In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 21, s. 109 – 125.*

Biely, A. & Planderová, E., 1975: O triasovom veku vápencov obalovej série veporíd (oblasť Struženíka). *In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 63, s. 91 – 93.*

Bowman, J. R. & Essene, E. J., 1982: P-T-X(CO_2) conditions of contact metamorphism in the Black Butte aureole, Elkhorn, Montana. *In: Amer. J. Sci. (New Haven), No. 282, pp. 311 – 340.*

Bucher, K. & Frey, M., 2002: Petrogenesis of Metamorphic Rocks. 7th ed. *Berlin – Heidelberg, Springer-Verlag, p. 341.*

Cathelineau, M., 1988: Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *In: Clay Miner., 23, pp. 471 – 485.*

Dallmeyer, R. D., Neubauer, F. & Putiš, M., 1993: $^{40}Ar/^{39}Ar$ mineral age controls for the Pre-Alpine and Alpine tectonic evolution of nappe complexes in the Western Carpathians. *In: P. Pitoňák & J. Spišiak (eds.): Pre-Alpine events in the Western Carpathians. Realm., Proceedings of Conference, pp. 11 – 20.*

Ferry, J. M., 2001: Calcite inclusions in forsterite. *In: Amer. Mineralogist (Washington), No. 86, pp. 773 – 779.*

Fusán, O., 1962: Stratigrafické postavenie karbonátového súvrstvia medzi Tuhárom a Ružinou, severne od Lučenca. *In: Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), č. 62, s. 219 – 222.*

Garde, A. A., 1977: Calcite-dolomite thermometry: Negative evidence from the Marmorilik Formation, West Greenland. *In: Contr. Mineral. Petrology (Berlin – New York), No. 62, pp. 265 – 270.*

Gittins, J., 1979: Problems inherent in the application of calcite--dolomite geothermometry to carbonatites. *In: Contr. Mineral. Petrology (Berlin – New York), No. 69, pp. 1 – 4.*

Goldsmith, J. R., 1960: Exsolution of dolomite from calcite. *In: J. Geol. (Chicago), No. 68, pp. 103 – 109.*

Goldsmith, J. R. & Newton, R. C., 1969: P-T-X relations in the system $CaCO_3$–$MgCO_3$ at high temperatures and pressures. *In: Amer. J. Sci. (New Haven), No. 267-A, pp. 160 – 190.*

Gregor, T., 1951: Predbežná správa o geologickom mapovaní medzi Krivánskym a Tuhárskym potokom. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 31 s.*

Gregor, T., 1964: K poznaniu geologickej stavby územia v okolí Podrečian a Tuhára. *In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 33, s. 31 – 42.*

Hók, J., Kováč, P. & Madarás, J., 1993: Extenzná tektonika západného úseku styčnej zóny gemerika a veporika. *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 23, s. 172 – 176.*

Hutcheon, I. & Moore, J. M., 1973: The tremolite isograde near Marble Lake, Ontario. *In: Canad. J. Earth Sci. (Ottawa), 10, pp. 936 – 947.*

Jowett, E. C., 1991: Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. *Geol. Assoc. Canada/ Mineral. Assoc. Canada/ Soc. Econ. Geol. Joint Annual Meeting, Toronto, Program with Abstracts 16, A62.*

Korikovsky, S. P., Putiš, M. & Plašienka, D., 1997: Cretaceous low-grade metamorphism of the Veporic and North-Gemeric zones: A result of collisional tectonics in the central Western Carpathians. *In: P. Grecula, D. Hovorka & M. Putiš (eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Bratislava, Miner. Slov. – Monograph, pp. 107 – 130.*

Kováč, M., Kráľ, J., Márton, E., Plašienka, D. & Uher, P., 1994: Alpine uplift history of the Central Western Carpathians: Geochronological, paleomagnetic, sedimentary and structural data. *In: Geol. Carpath. (Bratislava), Vol. 45, pp. 83 – 96.*

Kováčik, M., Kráľ, J. & Maluski, H., 1996: Alpínsky metamorfný a termochronologický vývoj juhoveporických predalpínskych metamorfitov. *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 28, s. 185 – 202.*

Letargo, Ch. M. R., Lamb, W. M. & Park, J. S., 1995: Comparison of calcite + dolomite thermometry and carbonate + silicate equilibria: Constraints on the conditions of metamorphism of the Llano uplift, central Texas, U.S.A. *In: Amer. Mineralogist (Washington), No. 80, pp. 131 – 143.*

Lupták, B., Janák, M., Plašienka, D. & Schmidt, S. Th., 2003: Alpine low-grade metamorphism of the Permian-Triassic sedimentary rocks from the Veporic Superunit, Western Carpathians: Phyllosilicate composition and "crystallinity" data. *In: Geol. Carpath. (Bratislava), Vol. 54, No. 6, pp. 367 – 375.*

Madarás, J., Hók, J., Siman, P., Bezák, V., Ledru, P. & Lexa, O., 1996: Extension tectonics and exhumation of crystalline basement of the Veporicum (Central Western Carpathians). *In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), No. 3 – 4, pp. 179 – 183.*

Maheľ, M., 1957: Geológia Stratenskej hornatiny. *In: Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), č. 48a, s. 5 – 201.*

Maluski, H., Rajlich, P. & Matte, P., 1993: $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of the Inner Carpathians Variscan basement and Alpine mylonitic overprinting. *In: Tectonophysics (Amsterdam), No. 223, pp. 313 – 337.*

Massonne, H. & Schreyer, W., 1987: Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. *In: Contr. Mineral. Petrology (Berlin – New York), No. 96, pp. 212 – 224.*

Mazzoli, C., Sassi, R. & Vozárová, A., 1992: The pressure character of the Alpine metamorphism in the Central and Inner Western Carpathians (Czecho-Slovakia). *Special Volume of IGCP Project No 276. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, pp. 109 – 118.*

McSwiggen, L. P., 1993: Alternative solution model for the ternary carbonate system $CaCO_3$–$MgCO_3$–$FeCO_3$. II. Calibration of a combined ordering model and mixing model. *In: Phys. Chem. Miner. (Berlin), 20, pp. 42 – 55.*

Nesbitt, B. E. & Essene, E. J., 1982: Metamorphic thermometry and barometry of a portion of the southern Blue Ridge province. *In: Amer. J. Sci. (New Haven), No. 282, pp. 701 – 729.*

Ozdín, D. & Uher, P., 2002: Slovenské názvy minerálov. *Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 195 s.*

Perkins, D., III., Essene, E. J. & Marcotty, L. A., 1982: Thermometry and barometry of some amphibolite-granulite facies rocks from the Otter Lake area, southern Quebec. *In: Canad. J. Earth Sci. (Ottawa), 19, pp. 1 759 – 1 774.*

Plašienka, D., 1983: Geologická stavba tuhárskeho mezozoika. *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 15, s. 49 – 58.*

Plašienka, D., 1993: Structural pattern and partitioning of deformation in the Veporic Foederata cover unit (Central Western Carpathians). *In: Geodynamický vývoj a hlbinná stavba Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 269 – 277.*

Plašienka, D., 1997: Cretaceous tectonochronology of the Central Western Carpathians (Slovakia). *In: Geol. Carpath. (Bratislava), Vol. 48, pp. 99 – 111.*

Plašienka, D., 1999: Tektonochronológia a paleotektonický model jursko-kriedového vývoja centrálnych Západných Karpát. *Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 125 s.*

Plašienka, D., Janák, M., Hacura, A. & Vrbatovič, P., 1989: Prvé údaje o kryštalinite illitu z alpínskych metamorfovaných hornín veporika. *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 21, s. 43 – 51.*

Powell, R. & Holland, T. J. B., 1988: An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 3. Application to geobarometry worked examples and a computer program. *In: J. Metamorph. Geol., 6, s. 173 – 204.*

Puhan, D., 1976: Metamorphic temperature determined by means of the dolomite-calcite solvus geothermometer: Examples from the cental Damara orogen (Southwest Africa). *In: Contr. Mineral. Petrology (Berlin – New York), No. 58, pp. 23 – 28.*

Putiš, M., 1991: Geology and petrotectonics of some shear zones in the West Carpathian crystalline complexes. *In: Miner. Slov. (Bratislava), Vol. 23, pp. 459 – 473.*

Rice, J. M., 1977: Progressive metamorphism of impure dolomitic limestone in the Marysville aureole, Montana. *In: Amer. J. Sci. (New Haven), No. 277, pp. 1 – 24.*

Rozlozsnik, P., 1935: Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Dobsina. *In: Geol. Hung., Ser. Geol. (Budapest), No. 5, pp. 2 – 24.*

Schönnenberg, R., 1948: Geologische Untersuchungen am Nord-Westrand, der Zips-Gömörer Erzgebirges (Karpaten). *In: Z. Dtsch. geol. Gesell. (Stuttgart), č. 98, s. 70 – 119.*

Siivola, J. & Schmid, R., 2007: List of mineral abbreviations. *In: D. Fettes & J. Desmons (eds.): Metamorphic Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Cambridge, p. 244.*

Slavkay, M. (ed.), Beňka, J., Bezák, V., Gargulák, M., Hraško, Ľ., Kováčik, M., Petro, M., Vozárová, A., Hrušković, S., Knésl, J., Knéslová, A., Kusein, M., Maťová, V. & Tulis, J., 2004: Ložiská Slovenského rudohoria. Zv. 2. *Monograph. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 286 s.*

Sobol, J. W. & Essene, E. J., 1973: Geothermometry of Grenville marbles. *In: Geol. Soc. Amer., Abstr. With Program 15, p. 815.*

Straka, P., 1981: O veku série foederata. *In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 75, s. 57 – 62.*

Suzuki, K., 1977: Local equilibrium during the contact metamorphism of siliceous dolomites in Kasuga-Mura, Gifu-ken, Japan. *In: Contr. Mineral. Petrology (Berlin – New York), No. 61, p. 79.*

Valach, J., 1955: Petrografické pomery okolia Tuhára. *In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), No. 3, pp. 146 – 149.*

Vass, D. (ed.), Bezák, V., Elečko, M., Konečný, V., Lexa, J., Pristaš, J., Straka, P. & Vozár, J., 1992: Geologická mapa Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny 1 : 50 000. *Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.*

Vass, D., Elečko, M. (eds.), Bezák, V., Bodnár, J., Konečný, V., Lexa, J., Molák, B., Straka, P., Stankovič, J., Stolár, M., Škvarka, L., Vozár, J. & Vozárová, A., 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny 1 : 50 000. *Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 196 s.*

Vozár, J., Káčer, Š. (eds.), Bezák, V., Elečko, M., Gross, P., Konečný, V., Lexa, J., Mello, J., Polák, M., Potfaj, M., Rakús, M., Vass, D. & Vozárová, A., 1998: Geologická mapa Slovenskej republiky 1 : 1 000 000. *Bratislava, MŽP SR – GS SR.*

Vrána, S., 1964: Chloritoid and kyanite zone of alpine metamorphism on the boundary of the Gemerides and the Veporides (Slovakia). *In: Krystalinikum (Praha), No. 2, pp. 125 – 143.*

Vrána, S., 1965: Alpinská metamorfóza granitoidů a série Foederáta ve střední části veporid. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 217 s.*

Vrána, S., 1966: Alpidische Metamorphose der Granitoide und Foederata-Serie im Mittelteil der Veporiden. *In: Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), č. 6, s. 29 – 84.*

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. *In: Čas. Mineral. Geol. (Praha), Vol. 25, No. 1, pp. 41 – 54.*

Wada, H. & Suzuki, K., 1983: Carbon isotopic thermometry calibrated by dolomite-calcite solvus temperatures. *In: Geochim. cosmochim. Acta (Oxford), No. 47, pp. 697 – 706.*

Rukopis doručený 7. 4. 2009
Rukopis akceptovaný 30 6. 2009
Revidovaná verzia doručená 19. 4. 2009

Application of the calcite-dolomite solvus geothermometry for determination of the metamorphic grade of the Tuhár marbles

Interpretation of the tectonometamorphic evolution of the metacarbonate complex near Tuhár is based on the calcite-dolomite solvus geothermometry. Sedimentary carbonate rocks correspond lithologically to shallow marine (carbonate platform) and pelagic facies. The Steinalm, Wetterstein and Raminger limestone types are considered to be the protolith of the Tuhár marbles. The beginning of burial deeping of the Southern Veporic Unit beneath the Gemeric basement nappe started during the Lower Cretaceous. The Middle Cretaceous exhumation of the Southern Veporic metamorphic dome was followed by the Upper Cretaceous uprising to the subsurface level, which is indicated by the 110 – 55 Ma cooling ages of different mineral phases (summarized by Kováč et al., 1994; Plašienka, 1997). This uplift was connected with extensional unroofing of the Gemeric nappe. This is represented in the Tuhár area with the nappe outlier of the Lower Carboniferous sequence with magnesites. The Middle Triassic Tuhár marbles are placed in the central part of the Tuhár carbonate succession, which is considered as a deepermost part of the Mesozoic Southern Veporic cover (Straka and Vozár in Vass and Elečko et al., 1992). Structural features as well as microfossils, which could document their stratigraphic position, were eliminated by the metamorphic overprinting. Hitherto the metamorphic conditions of the Mesozoic part of the Southern Veporic cover were identified mainly on the basis of silicate geothermometry. Plašienka et al. (1989) determined greenschist facies conditions based on Kubler Index in associated metapelites of the Dobšinský potok area. B_0 values of white mica from the Lower Triassic metapelites of the Zbojská quarry gave pressure conditions of ~12 kbar with estimated temperature of 350 – 400 °C (Mazzoli et al., 1992). The dolomitic marbles with phlogopite from Dobšinský potok valley indicate low-grade metamorphic stage in the temperature range of 335 – 380 °C and maximum pressures of 8 – 9 kbar (Korikovsky et al., 1997). Lupták et al. (2003) used Kubler Index and chlorite geothermometer for estimation of P-T conditions in metaquartzites and metapelite interlayers in carbonates and confirmed temperature range of 335 – 380 °C at lower pressures of 4 – 4.5 kbar.

The Tuhár marbles metamorphic mineral association consists of calcite + dolomite + quartz ± muscovite (phengite). The calcite-dolomite pairs were used for temperature calculation with respect to Mg-content in calcite coexisting with dolomite. The calculated temperature range was obtained on the basis of two calibrations for calcite--dolomite solvus geothermometer according to Anovitz and Essene (1987) as well as McSwiggen (1993). The minimal temperature calculated according to both geothermometers varied within the range of 306 ± 17 °C and 354 – 362 ± 14 °C. The maximum temperature was 365 ± 17 °C and 409 – 416 ± 14 °C respectively. Both calibrations gave consistent maximum temperatures. The calculated peak temperature of the regional Alpine metamorphism in the Tuhár Marbles reached 335 ± 17 °C and 381 – 389 ± 17 °C respectively, at the estimated pressure of 3 – 3.5 kbar.

Mineralia Slovaca, 41 (2009), 45 – 54
ISSN 0369-2086

Ore mineralization at the Rabenstein occurrence near Banská Hodruša, Slovakia

JURAJ MAJZLAN

Institut für Geowissenschaften, Friedrich-Schiller Universität Jena,
Burgweg 11, D-07749 Jena, Germany;
Juraj.Majzlan@uni-jena.de

Abstract

The Štiavnica-Hodruša ore field represented one of the most productive medieval sources of silver and gold. Despite, the mineralogy of the ores that sustained the mining in this region for many centuries is not fully known, mainly because the rich ores were exhausted a long time ago. This report describes the minerals present at the occurrence Rabenstein, a system of old shallow mines, where such rich ores were probably exploited. The mineralogical investigation was largely performed on heavy mineral concentrates because the available ore samples are relatively poor. The most common mineral is quartz, being bound to the zone of silicified and altered rocks. The ores comprise disseminated pyrite with galena, sphalerite, and chalcopyrite. The identified Ag-Au minerals include acanthite, gold-silver alloys (electrum), freibergite, pyrargyrite, polybasite/pearceite, and uytenbogaardtite. Acanthite and uytenbogaardtite replace galena and electrum, respectively, and seem to be a product of late hydrothermal or supergene stage of the ore formation. Perhaps these minerals, notably acanthite, were responsible for the significant enrichment of the ores that attracted the attention of old miners.

Key words: Hodruša, ore mineralization, silver-gold minerals

Introduction

The Štiavnica stratovolcano is a Badenian-Pannonian complex generated by an extensive, mostly andesitic volcanic activity (Konečný and Lexa, 2002). In addition to the most common andesites or the corresponding pyroclastic rocks, there are also rhyolite and basalt bodies and flows known in this area. In the central zone of the Štiavnica stratovolcano, the corresponding magmatic rocks (granodiorite, diorite) are exposed at the present--day surface.

Beside being known as an example of the Tertiary volcanic activity in the Western Carpathians, the region of Banská Štiavnica and Banská Hodruša is famous as one of the most productive medieval sources of silver and gold (Lexa et al., 1999; Bakos and Chovan – eds., 2004). The epithermal precious metals/base-metal deposits and occurrences were just one of the types of the ore mineralizations (see Lexa et al., 1999 for a list and description of the other ones). The source of heat and fluids for this mineralization was a deeply seated siliceous magma chamber. The temporal evolution of the fluids was characterized by a progressive mixing between the magmatic and meteoritic fluids, the latter ones being dominant in the final episodes of the ore formation. The mineralization of the veins belongs to the low-sulfidation type and its age is 12.0–10.5 Ma (Lexa et al., 1999). Numerous veins were exploited with a general NNW–SSE strike and a dip of 20–50° to E. In the Banská Štiavnica region, the mineralogy and parageneses were studied in detail by Koděra (1959). He described the vertical zonality of the veins which are rich in Ag near the surface, enriched in Pb and Zn in the moderately deeper portions and Cu-rich in the deep parts. The veins in Banská Hodruša were not examined in a comparable detail. They were famous, however, for the spectacular specimens of Ag sulfides and sulfosalts, such as stephanite, polybasite, pyrargyrite, proustite, and acanthite (Koděra – ed., 1986). The formation conditions of this and other spatially related mineralizations were estimated by Kovalenker et al. (2006) and Koděra et al. (2005).

The Rabenstein occurrence belongs to so-called upper-Hodruša veins, together with the veins Unverzakt--Alžbeta, Finsterort, Brenner, Mikuláš, Všechsvätých, Jozef, Umbruch, and Bärenleuten (Bakos and Chovan – eds., 2004). The Rabenstein veins are located in altered granodiorite, following the tectonic structures parallel to those intruded by a quartz-diorite porphyry (Onačila and Rojkovičová, 1992). In these veins are assumed the oldest mining works in the region, dated to the times before the first written documents (R. Kaňa, personal communication). If true, these ores were probably rich and located in shallow depths, and therefore accessible to old miners and

their technologies. The occurrence is located ~2.3 km NE from the historical village of Banská Hodruša (Tri kríže), approximately 720 m a.s.l.

In this work, the mineral composition of the ores at Rabenstein was studied. A combination of bulk analytical techniques, optical microscopy, and electron microprobe analyses allowed to determine the identity of the primary ore minerals. Whether these minerals were the object of interest of the medieval miners is not clear.

Materials and methods

Hand specimens and larger samples (see below) were taken at the Rabenstein occurrence. The mines are situated in a quartz-rich zone with a general NNW–SSE strike. Owing to the slower weathering of the very hard quartz-rich material, this zone forms geomorphologically a conspicuous ridge which extends several meters over the surrounding terrain. The samples were collected mostly outside from the quartz-rich walls. The old mines are still largely accessible and a few samples were taken from underground, mostly from the debris at the floor of the mine works. Visual inspection of the material outside and inside the mines did not show any significant differences.

The samples were prepared in a form of standard polished sections and inspected in reflected polarized light. It has become clear very soon that the ore minerals are scarce and the standard ore microscopy will yield only limited results. Therefore, in a second sampling campaign, we amassed several larger samples from selected spots in the quartz-rich walls. The geographic coordinates and the localization of these sampling points are listed and shown in Appendix, Table A1 and Fig. A1, respectively. Altogether ~100 kg of material in 5 samples was brought to the laboratory. A small portion from each sample was laid aside and most of the material was crushed to a size of 0.2–0.5 mm. This material was then separated on a shaking table into a light and heavy fraction. The heavy fraction was further purified in heavy liquids (sodium polytungstate). The resulting fraction enriched in ore minerals was then used to produce grain concentrate polished sections. These sections allowed us to determine the mineralogical composition of the samples although we recognize that the paragenetic information was lost.

A small representative portion of each large sample was ground further and digested in an industrial microwave oven MLS Microprep in an aqua regia ($HCl : HNO_3 = 1 : 3$) solution. The resulting liquid was analysed for selected elements with atomic absorption spectrometers Analytik Jena Vario 6 (flame AAS) or Perkin-Elmer 4110 ZL Zeeman (graphite furnace AAS) at the University of Freiburg (Germany) for Cu, Mn, As, Sb, Au and Ag.

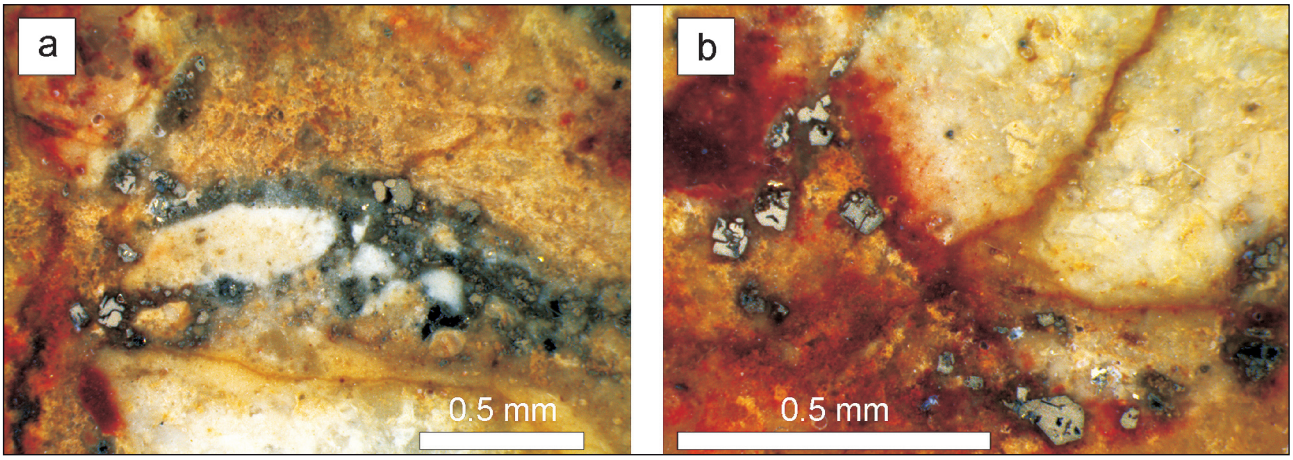


Fig. 1. Photographs of ores with visible sulfides, mostly pyrite with inclusions of galena or sphalerite. The sulfides follow the outlines of fragments of quartz and silicified rocks. The rock fragments (for example, upper portion of the Fig. a), in addition to the pervasive silicification, are also strongly altered.

Tab. 1
AAS analyses of samples from Rabenstein

	Cu	Mn	As	Sb	Au	Ag	Description
Rab-1	538	37 270	683	184	0.17	116.6	secondary Mn minerals
Rab-5	30	1 299	n. d.	n. d.	0.30	25.3	massive quartz
10SK	227	822	223	n. d.	0.29	135.6	massive quartz
11SK	129	7 526	48	n. d.	0.29	185.9	massive quartz
12SK	60	319	293	284	0.70	410.3	massive and vuggy quartz
13SK	30	1 342	125	n. d.	0.35	61.2	vuggy quartz

All values in ppm. n. d. = not detected

Chemical composition of minerals was determined by spot analyses with a Cameca SX 100 electron microprobe at the University of Freiburg (Germany), using these conditions and standards: 20 kV, 40 nA, beam size 5 μm; arsenopyrite (As, Lα, 40 s), $AuTe_2$ (Au, Mα, 20 s), tetrahedrite (Sb, Lα, 40 s), galena (Pb, Mα, 20 s), pyrite (Fe, Kα, 20 s), greenockite (Cd, Lα, 40 s), Ag (Ag, Lα, 20 s), pyrite (S, Kα, 20 s), sphalerite (Zn, Kα, 20 s) and tetrahedrite (Cu, Kα, 20 s). The same instrument was used for semiquantitative analyses with the energy-dispersive system and for the acquisition of the back-scattered electron images.

Results

All samples from the Rabenstein occurrence are dominated by quartz with small and variable amount of other minerals. Clay-rich fragments, representing probably original rocks, later silicified, are common. These fragments are surrounded by quartz, sometimes by thin reddish layers or patches with dispersed hematite (Fig. 1). Some of the fragments in this matrix consist of white quartz. The ore minerals are found in veinlets and patches of white quartz; locally the sulfides are more abundant and the quartz has greyish colour. The sulfides commonly follow the outlines of the rock or quartz fragments (Fig. 1). However, as many small quartz veinlets intersect each other and the ore minerals are sometimes accumulated in irregular patches, the assignment of a single quartz type to the ore minerals was not possible. Cavities in the vuggy quartz are commonly lined by small euhedral quartz crystals. From a limited set of samples available, it appears that the massive varieties with fragments and quartz veinlets are richer in ore minerals than the vuggy quartz.

The chemical composition of the ores reflects their mineralogical content to some extent. The silver content in the samples varied from 25 to 410 ppm, that of gold from 0.3 to 0.7 ppm (Tab. 1). The concentrations of As, Sb, Cu are generally low and vary erratically from sample to sample. Because quartz is the only mineral that can be recognized in most samples in the field (either outside of the mines or underground), it is difficult to detect any

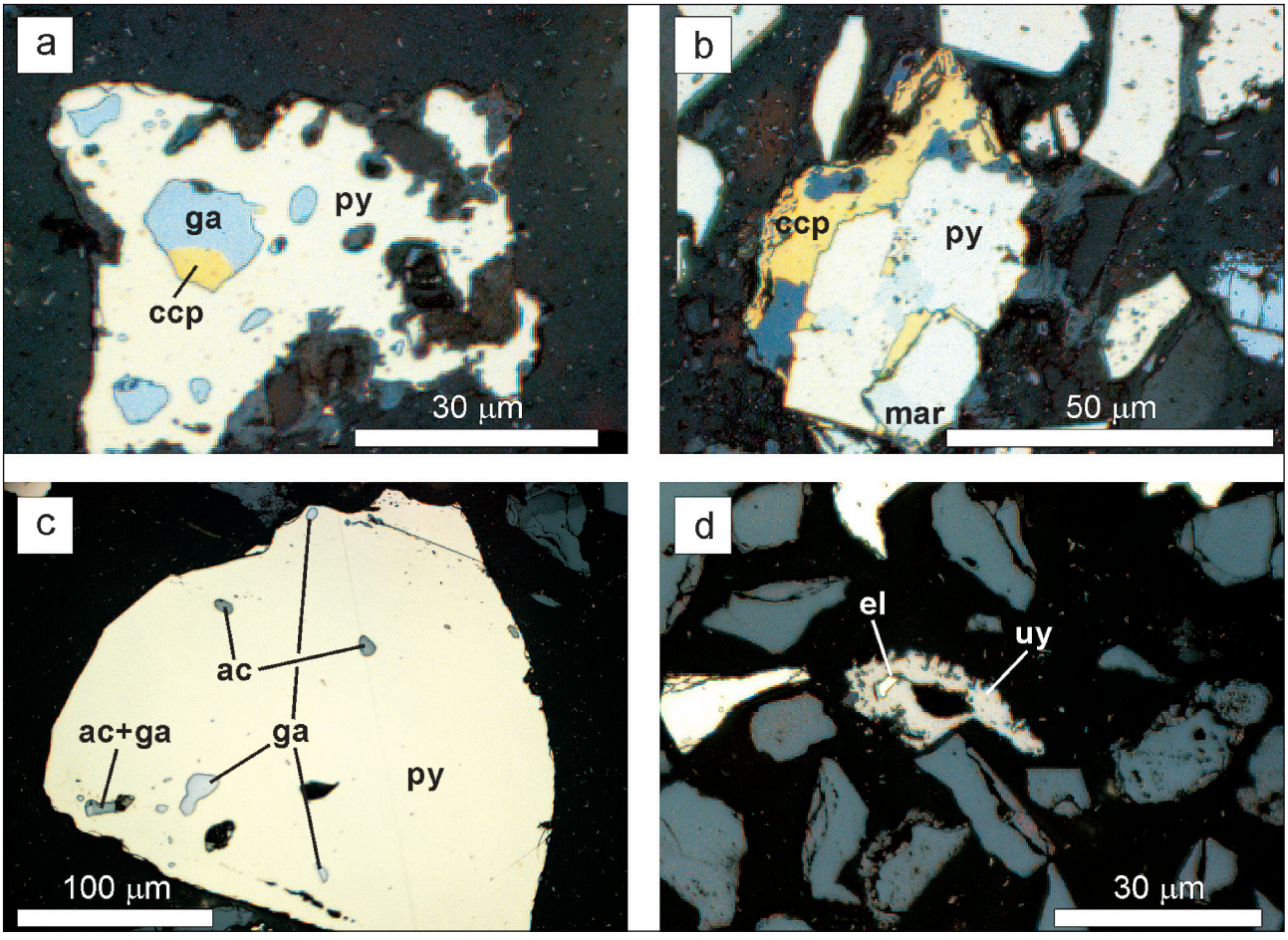


Fig. 2. Images from grain concentrates in plane-polarized reflected light. **a** – A pyrite grain with inclusions of galena and chalcopyrite (11SK, W). **b** – Chalcopyrite penetrates into an aggregates of pyrite and marcasite (marcasite has slight bluish tint in comparison with pyrite) (sample 11SK, grain AF). **c** – A large pyrite grain with galena, acanthite, and galena + acanthite inclusions. Note that the galena in inclusions with acanthite contains no silver (12SK, B). **d** – Uytenbogaardtite replacing an electrum grain. A BSE image of the same grain is shown in Fig. 3d (12SK, H).

trends in the chemical or mineralogical composition of the ores without a very detailed sampling which is beyond the scope of this work.

Primary ore minerals of metals other than Au and Ag

Chalcopyrite is an infrequent mineral. It is either found as inclusions in sphalerite, pyrite (Fig. 2a) or galena, or forms small multimineral grains with Ag minerals. The grain concentrates from some samples contained also larger (200–300 μm) grains of chalcopyrite, exceptionally with tiny galena inclusions, mostly with no other minerals. Chalcopyrite rarely penetrates into fractures in pyrite grains (Fig. 2b). Chemically, the grains do not deviate from the composition $CuFeS_2$.

Galena is a common mineral, mostly found in association with pyrite (Fig. 2a). Galena is likely younger than pyrite and appears to preferentially nucleate and grow at the expense of older pyrite crystals. Larger fragments made of galena and sphalerite with no pyrite were found in grain concentrates but not in polished sections of the ores. Chemically, galena from Rabenstein is almost pure PbS (Tab. 2), even if found in direct contact with silver minerals, for example with acanthite (Fig. 2c).

Marcasite was found as infrequent grains in the grain concentrates and ore sections. Its reflectivity and colour are very similar to those of pyrite (Fig. 2b) but the grains show moderate anisotropy. It appears to have crystallized together with pyrite. Chemically, marcasite corresponds well to the formula FeS_2.

Pyrite is the most common primary sulfide. It forms euhedral to subhedral crystals, up to 2 mm large. These crystals are commonly accumulated in small veinlets or rim fragments of altered rocks or quartz in massive ores (Fig. 1). Pyrite is often accompanied or replaced by galena and sphalerite and contains inclusions of these minerals and chalcopyrite, scarcely also acanthite (Figs. 2a, c). Pyrite at the Rabenstein occurrence is almost devoid of As and elements other than Fe and S are not present (Tab. 2).

Sphalerite is also a common mineral, usually found to replace pyrite. Occasionally, large intergrowths of sphalerite and galena can be also found. Inclusions and blebs of chalcopyrite, from ~50 μm down to "chalcopyrite disease" in sphalerite are common. Sphalerite also hosts rarely inclusions of acanthite. An interesting chemical feature of sphalerite from Rabenstein is a significant concentration of Cd, sometimes exceeding that of Fe (Tab. 2).

Minerals of silver and gold

Acanthite is common and dominant Ag carrier is some grain concentrates but essentially missing in other ones. In reflected light, it is grey with moderate reflectivity. Due to fine-grained nature of many acanthite grains, pleochroism or anisotropy are not observed. No internal reflections were seen. Only once it was found as inclusions in sphalerite, with distinct anisotropy. The absence of polysynthetic twinning in these inclusions suggests that the crystallization temperature was lower than ~170 °C. More commonly, acanthite forms inclusions in pyrite, either with or without galena (Fig. 2c). The last form of occurrence is porous acanthite which appears to replace galena (Figs. 3a, b, c). Such grains are probably fragile and many of them may have been destroyed during crushing of the large samples. Therefore, the contribution to the overall Ag budget may be underestimated; in one grain concentrate (13SK), such acanthite grains are more abundant than any other Ag mineral. Chemically, acanthite corresponds to Ag_2S, with negligible amounts of other elements (Tab. 3).

Freibergite is a relatively rare mineral. In reflected light, it is brownish with moderate to low reflectivity, isotropic, and with no internal reflections. Freibergite was occasionally found as small inclusions and blebs in pyrite together with galena inclusions or as inclusions in sphalerite. Freibergite inclusions in sphalerite were also found directly in the ore sections, not only in grain concentrates. It forms intergrowths with chalcopyrite or pyrargyrite. The chemical composition of this mineral is rather complicated (Tab. 3). The Ag/(Ag + Cu) (at/at %) ratio varies from 0.25 to 0.46. The freibergite grains in contact with sphalerite have more Zn than those which associate with other minerals. The Sb/(Sb + As) (at/at %) ratio is always more than 0.89.

Gold and silver alloys (*electrum*) are the most important carriers of Au in the studied samples. In reflected light, this mineral is yellow with very high reflectivity. It is isotropic, with no internal reflections. Electrum forms inclusions in pyrite, rarely at the contact between pyrite and galena and occurs together with other sulfides. In the latter case, electrum associates with chalcopyrite, galena, and polybasite/pearceite. Electrum was found only in grain concentrates and its relationship to the other minerals is difficult to determine. It seems to be replaced by uytenbogaardtite (Figs. 2d, 3d). Chemically, silver always dominates on atomic basis and the composition of electrum varies from ($Au_{24}Ag_{76}$) to ($Au_{46}Ag_{54}$) (Tab. 3). The small amounts of Fe

Tab. 2
Averaged analyses of galena, pyrite and sphalerite

Mineral	*n*	Au	Cu	Ag	Fe	Zn	As	Sb	Pb	S	Total
galena	12	0.00	0.05	0.07	0.56	0.05	0.01	0.05	85.46	12.88	99.13
pyrite	8	0.00	0.04	0.02	46.10	0.07	0.10	0.03	0.01	51.50	97.86
									Cd		
sphalerite	11	n. a.	0.14	n. a.	0.86	65.33	n. a.	n. a.	0.42	31.92	98.66

Note that Cd is reported in the same column for sphalerite as Pb for galena and pyrite. All data are in weight %. *n* = number of analyses averaged, n. a. = not analysed

and S measured may be a contamination from the pyrite host.

Polybasite/pearceite is rare, found only in one grain concentrate (11SK). In reflected light, these minerals are grey with a bluish tint and may be difficult to distinguish from pyrargyrite, especially in the tiny grains. The reflectivity is moderate. Pleochroism was not observed but anisotropy is easy to see. Internal reflections were mostly not seen and this property distinguished these minerals from pyrargyrite. The distinction of polybasite and pearceite based on optical properties only is generally complicated and impossible in the small grains in our samples. These minerals can be found in tiny grains together with acanthite, galena, chalcopyrite, uytenbogaardtite, and electrum (Figs. 3e, f). Interestingly, the Sb-dominant members (polybasite) are sharply separated from the As-dominant members (pearceite) when they occur together. This separation was observed several times and appears to document a miscibility gap in this solid solution. The Sb-dominant grains have the Sb/(Sb + As) (at/at %) ratio larger than 0.85, the As-dominant grains have the ratio lower than 0.26. An interesting chemical feature of these minerals is their minor but constant Au content (from 0.12 to 1.49 wt.% Au) (Tab. 3).

Pyrargyrite is not common. In reflected light, it is bluish, with moderate reflectivity. Pleochroism was not observed and the anisotropy is often masked by abundant and vivid red internal reflections. Pyrargyrite was found only in grain concentrates as isolated, larger (up to 50 μm) grains or in small multimineral grains, together with chalcopyrite, freibergite, or electrum. The Sb/(Sb + As) (at/at %) ratio varies from 0.87 to 0.97, that is, the proustite component is only minor (Tab. 3).

Uytenbogaardtite is very rare, found only in three grains but in two different grain concentrates (11SK, 12SK). In reflected light, the mineral is brownish (deeper brown that freibergite; Fig. 2d), with moderate reflectivity (between that of sphalerite and hematite). Pleochroism was not observed but anisotropy is relatively strong, easy to observe but without distinct colours. Internal reflections are absent. The textures suggest that uytenbogaardtite replaces electrum, although the number of observations is certainly not sufficient to draw firm paragenetic conclusions. Chemically, in addition to the major Au and Ag, uytenbogaardtite from Rabenstein contains minor concentrations of Cu and Fe (Tab. 3). However, the porous nature of the analysed grains and their small size precluded acquisition of more than a few good analyses; analyses not shown in Tab. 3 were similar to those shown but their totals were higher than 103 %.

Other minerals

A very common mineral that could be observed in hand specimens, ore sections, and grain concentrates, is goethite. Given that the most common primary sulfide is pyrite, the abundance of goethite as the alteration product of pyrite is not surprising. Other than the ubiquitous quartz and the ore minerals, these minerals were found rarely in the grain concentrates: hematite, Ti oxide, and most likely a secondary Mn oxide (Fig. 3h). The minerals were identified by their optical properties and EDS analyses. The Mn oxide, in addition to abundant Mn, contains also K and Pb, according to an EDS analysis. Such mineral could correspond to a phase from the hollandite group, where the K- and Pb-end-members are cryptomelane and coronadite, respectively (Post, 1999). A fracture in one of the mines was filled by black crumbling material. Chemical analysis of this material showed that it is a Mn oxide with elevated concentration of Ag (117 ppm, Tab. 1). This material is, however, X-ray amorphous. Similar Mn-Fe oxides, X-ray amorphous, enriched in Ag (up to 134 ppm) and Au (up to 15.4 ppm), were found in Pukanec (Bahna and Chovan, 2001). The general features of the primary mineralization in Pukanec are similar to those of the mineralization from Rabenstein; the Pukanec ores have been described as low-sulfidation type of the epithermal Au-Ag mineralization (Bahna and Chovan, 2001).

Discussion

An interesting geochemical feature of the ores at Rabenstein is almost complete absence of As. Most minerals that could potentially accommodate As in their crystal structure (pyrite, freibergite, pyrargyrite) contain very little of this element. The only mineral where As is present in a significant amount is pearceite. None of the studied minerals shows chemical zoning, as if they were deposited in a single pulse or from a fluid whose composition was kept constant over a longer time.

The study of the grain concentrates provides a good overview of the mineralogy of the remaining ores but little is learned about the paragenetic sequence. The inspection of the hand specimens, where ores are visible, suggests that the ore formation was preceded by brecciation and silicification of the rocks, likely in multiple episodes. Pinkish minerals present in some fragments of the breccias are probably Mn carbonates or silicates; these minerals were not studied in detail. The oldest ore mineral appears to be pyrite, followed by sphalerite and galena. The temporal position of the minerals of silver and gold is very difficult to ascertain because of the small number of observations and the fact that the Ag sulfides form commonly grains with no pyrite, sphalerite, or galena. The few finds of Ag sulfides and electrum as inclusions in pyrite and sphalerite hint that the Ag-Au minerals postdate the most common sulfides. In a final, low-temperature stage, galena was replaced by porous acanthite and electrum by uytenbogaardtite.

The ore mineralization from Rabenstein and other veins in Hodruša was described in a comprehensive study of Onačila and Rojkovičová (1992). They reported the occurrence of pyrite, accompanied by sphalerite, galena, and chalcopyrite. The Ag carriers were pyrargyrite, stephanite, acanthite, and freibergite; Au was present in the form of gold-silver alloys (electrum). In comparison with this study, they did not identify the minerals of the polybasite/pearceite group and uytenbogaardtite. In turn, we did not encounter stephanite in our samples. Onačila

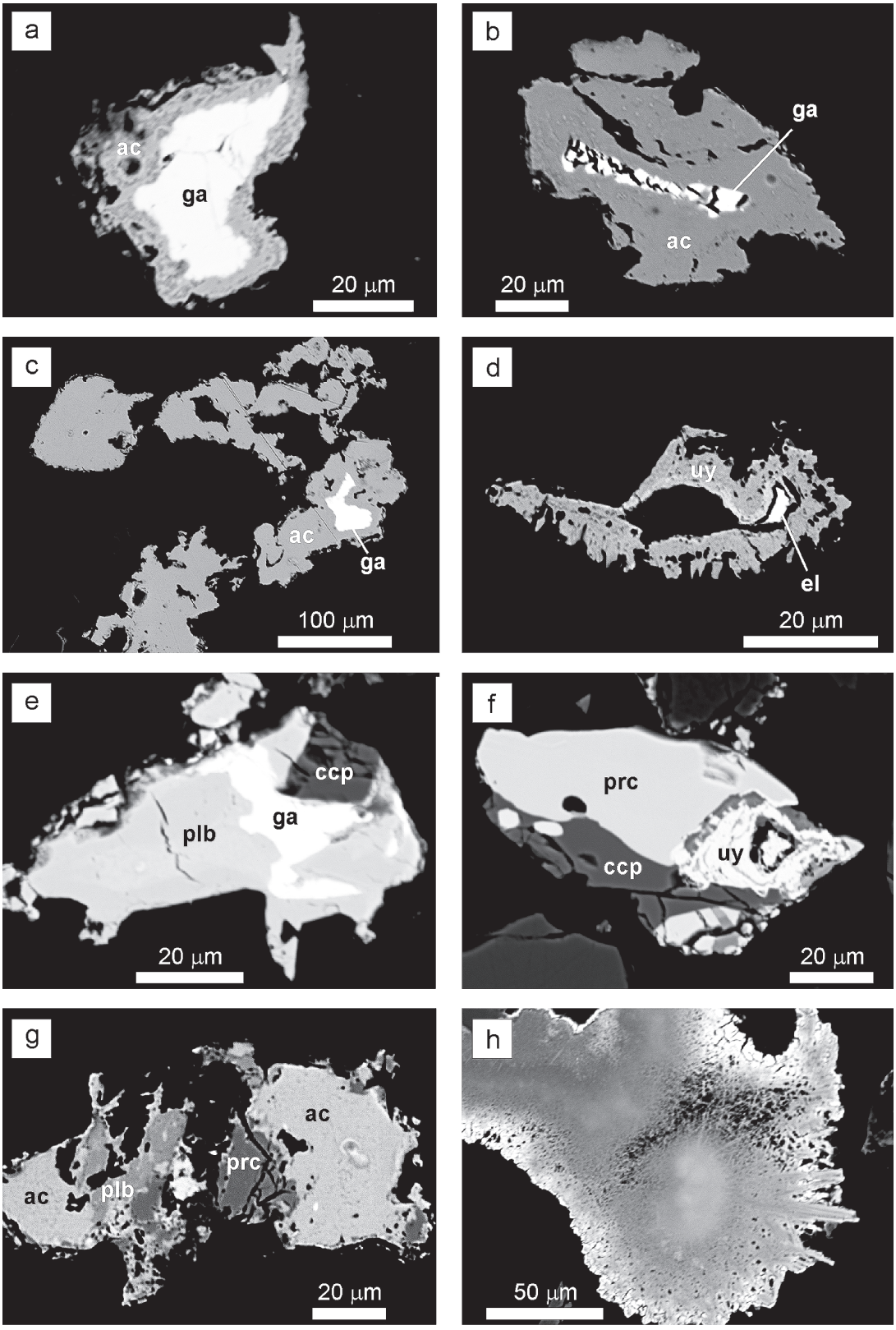


Fig. 3. Back-scattered electron images of grain concentrates. **a**, **b**, **c** – acanthite grains which replace galena (a: sample 12SK, grain F; b: 13SK, B; c: 13SK, C); **d** – uytenbogaardtite as a likely alteration product of electrum (12SK, H); **e** – an intergrowth of polybasite, galena and chalcopyrite (11SK, S); **f** – a grain made of pearceite, chalcopyrite and uytenbogaardtite (11SK, T'); **g** – a complex intergrowth of acanthite, polybasite and pearceite (11SK, N2); **h** – Mn oxide with elevated concentration of K and Pb (13SK, H).

Tab. 3
Selected individual analyses of Ag-Au sulfides and Ag-Au alloys

Mineral	Sample (grain)	Au	Cu	Ag	Fe	Zn	As	Sb	Pb	S	Total
Ag-Au	11SK(B)	35.94	0.13	62.49	0.14	0.00	0.00	0.02	0.03	0.03	98.80
Ag-Au	11SK(D1)	58.30	0.00	40.88	1.15	0.06	0.00	0.03	0.00	0.10	100.51
Ag-Au	11SK(Q3)	49.84	0.00	49.48	0.34	0.02	0.01	0.02	0.01	0.08	99.80
Ag-Au	13SK(E2)	57.76	0.00	41.08	0.48	0.00	0.01	0.00	0.00	0.04	99.37
Ag-Au	13SK(E2)	53.71	0.01	45.44	0.73	0.07	0.00	0.02	0.00	0.04	100.02
Ag-Au	13SK(E4)	51.25	0.05	47.87	0.18	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	99.37
Ag-Au	13SK(E3)	60.85	0.03	38.64	0.24	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	99.80
Ag-Au	12SK(O)	56.35	0.12	43.98	0.60	0.00	0.01	0.00	0.01	0.06	101.14
Ag-Au	12SK(D)	58.49	0.01	41.48	0.33	0.01	0.00	0.00	0.05	0.02	100.40
Ag-Au	12SK(H)	60.31	0.00	39.29	0.63	0.00	0.00	0.01	0.02	0.04	100.30
Ag-Au	12SK(Y)	58.29	0.00	41.65	0.25	0.03	0.01	0.00	0.03	0.03	100.31
ac	11SK(X)	0.01	0.19	85.60	0.20	0.69	0.00	0.00	0.00	13.80	100.49
ac	11SK(Y)	0.01	0.00	85.55	0.34	0.02	0.01	0.03	0.03	13.68	99.68
ac	11SK(O)	0.12	0.71	85.62	1.16	0.00	0.00	0.00	0.00	12.54	100.15
ac	11SK(N2)	0.00	0.17	85.10	0.22	0.18	0.01	0.00	0.00	12.75	98.44
ac	11SK(F)	0.02	0.30	85.29	0.21	0.03	0.00	0.02	0.00	12.24	98.11
ac	11SK(T)	0.02	0.17	85.72	0.47	0.16	0.02	0.00	0.00	13.18	99.74
ac	13SK(A)	0.01	0.38	84.23	0.47	0.10	0.06	0.18	0.04	11.88	97.35
ac	12SK(E)	0.01	0.04	86.49	0.59	0.01	0.01	0.02	0.00	13.61	100.80
ac	12SK(F)	0.06	1.74	84.69	1.07	0.04	0.10	0.17	0.04	13.01	100.92
frg	Rabe12	0.00	18.50	26.84	3.10	4.94	1.75	24.23	0.00	21.45	100.80
frg	Rabe13	0.09	21.53	19.41	2.47	6.26	0.98	25.34	0.00	22.42	98.50
frg	Rabe13	0.00	20.76	23.11	3.36	4.05	0.87	26.17	0.02	21.28	99.60
frg	11SK(U)	0.01	20.41	23.99	2.27	4.82	1.11	25.19	0.00	21.47	99.26
frg	11SK(A)	0.00	23.21	20.16	3.55	3.10	1.21	25.81	0.00	21.89	98.93
frg	11SK(A)	0.00	23.50	19.06	3.74	2.72	1.11	26.06	0.00	22.26	98.44
frg	11SK(V)	0.04	26.91	15.42	5.26	1.56	1.61	25.95	0.00	22.19	98.94
prg	11SK(A)	0.01	0.32	60.90	0.09	0.16	0.58	20.96	0.03	16.34	99.37
prg	11SK(A)	0.00	0.27	61.20	0.10	0.28	0.71	20.43	0.00	16.23	99.24
prg	11SK(L)	0.00	0.04	61.13	0.26	0.14	0.62	20.86	0.00	16.41	99.47
prg	11SK(L)	0.00	0.08	60.55	0.41	0.00	0.53	21.34	0.00	17.09	99.99
prg	11SK(R)	0.00	0.24	59.85	0.36	0.00	1.28	21.07	0.60	16.64	100.04
prg	11SK(Q)	0.00	0.12	59.97	0.37	0.04	0.63	21.80	0.00	16.20	99.14
prg	11SK(L3)	0.04	0.02	61.26	0.07	0.28	0.83	20.45	0.00	16.30	99.24
prg	11SK(AG)	0.04	0.00	62.33	0.12	0.11	1.38	19.21	0.00	16.28	99.47
prg	12SK(C)	0.00	0.09	61.28	0.24	0.00	0.51	21.54	0.00	16.61	100.27
prg	12SK(L)	0.00	0.06	61.22	0.32	0.00	0.56	21.37	0.00	16.83	100.36
prg	12SK(E)	0.00	0.03	61.81	0.42	0.01	1.83	19.55	0.00	16.72	100.37
uy	11SK(T')	27.59	0.85	55.65	0.30	0.12	0.04	1.09	0.92	12.09	98.63
uy	12SK(O)	24.39	0.03	64.24	1.70	0.16	0.07	1.15	0.00	8.61	100.33
p/p	11SK(B)	1.49	3.50	72.50	0.14	0.02	4.74	2.80	0.00	14.76	99.95
p/p	11SK(B)	0.70	4.59	72.91	0.68	0.00	5.70	0.65	0.00	14.59	99.81
p/p	11SK(N)	0.44	3.92	72.40	0.07	0.00	0.19	9.90	0.00	14.64	101.55
p/p	11SK(N2)	0.12	5.83	72.25	0.15	0.25	6.03	0.00	0.00	14.25	98.88
p/p	11SK(N2)	0.74	4.37	69.75	0.23	0.22	0.23	9.81	0.00	13.72	99.06
p/p	11SK(F)	0.17	6.55	72.23	0.28	0.02	6.02	0.18	0.00	13.73	99.18
p/p	11SK(F)	0.19	5.88	71.12	0.26	0.08	0.85	8.36	0.00	12.76	99.48
p/p	11SK(T')	0.35	4.00	73.35	0.19	0.11	5.10	1.92	0.00	14.60	99.62
p/p	11SK(S)	0.33	2.18	72.93	0.19	0.00	1.15	8.47	0.00	13.26	98.51

All data in weight %. Mineral abbreviations: el = electrum, ac = acanthite, frg = freibergite, uy = uytenbogaardtite, prg = pyrargyrite, p/p = polybasite/pearceite

and Rojkovičová (1992) observed that the Ag-Au minerals are a product of the youngest mineralization episode. Pyrargyrite and stephanite penetrate into quartz and both may be replaced by acanthite. Freibergite associates with sphalerite or pyrite. In general, these two sets of observations (ours and that of Onačila and Rojkovičová, 1992) converge to similar conclusions, although the dispersed nature of the mineralization at Rabenstein would probably require a more exhaustive study to clarify the small discrepancies. Given that Rabenstein was just a small locality in the Hodruša ore field, such study will probably not be carried out soon.

Uytenbogaardtite was not previously known from the ores of the Štiavnica-Hodruša ore field but has been mentioned from the Kremnica ore field (the Teich vein; Košuth, 1992). In its first description, uytenbogaardtite was found in three deposits in close association with electrum, acanthite, quartz, and other minerals (Barton et al., 1978). All three deposits are low-temperature Ag--Au accumulations where uytenbogaardtite belongs to either late hydrothermal or supergene stage of formation. The deposits contain common quartz, adularia, kaolinite, Ca-Mn carbonates, pyrite, galena, sphalerite, and Ag sulfosalts. Locally, a cementation zone enriched in acanthite is developed. Barton et al. (1978) reported that electrum blebs are invariably rimmed by 5–10 μm zone of uytenbogaardtite. Furthermore, uytenbogaardtite was found in Pongkor deposit (west Java; Warmada et al., 2003), in the Shila-Paula district (southern Peru; Chauvet et al., 2006), and Ulakhan deposit (northeastern Russia; Savva and Palyanova, 2007). All these deposits are Ag-Au epithermal deposits with initial silicification and precipitation of Mn minerals and subsequent formation of pyrite, galena, sphalerite, chalcopyrite, and later Ag sulfides and electrum. Uytenbogaardtite and, to a smaller extent, acanthite, were described as products of the final, low--temperature stages, sometimes designated as alteration stages. A thermodynamic modeling supports the idea that these minerals can be produced at low temperatures (as low as 25 °C), even if the fluids are relatively oxidizing (Palyanova and Savva, 2008).

All these deposits are noticeably similar to the Štiavnica-Hodruša ore field. The significant difference is that the above-mentioned deposits are still actively mined, although some of the occurrences in southern Peru were exploited already by Incas (Chauvet et al., 2006). One may speculate that, in analogy to these active deposits, the object of mining at the Rabenstein occurrence were late hydrothermal or supergene accumulations of Ag-Au sulfides, mostly acanthite. The earlier Ag sulfides seem to be finely dispersed in the ores and were probably difficult to use in the early medieval times. However, these are only speculations that cannot be supported by our results because the rich ores are long gone.

Acknowledgements. I thank P. Koděra for the review of the manuscript, M. Chovan and D. Ozdín for the editorial handling, and R. Kaňa (Slovenská Banská, Hodruša) for showing us the locality Rabenstein. All sections were prepared by M. Schrage (Univ. Freiburg) and the microprobe analysis would not be obtained without the help of H. Müller-Sigmund (Univ. Freiburg). Parts of this work were produced within the Diploma thesis of R. Michallik and the Bachelor thesis of S. Kopf (Univ. Freiburg).

References

Bahna, B. & Chovan, M., 2001: Low-sulfidation type of epithermal Au-Ag mineralization near Pukanec (Central Slovakia Neogene Volcanic fields). *In: Geolines, 13, pp. 11 – 17.*

Bakos, F. & Chovan, M. (eds.), 2004: Gold in Slovakia. *Bratislava, Slovenský skauting, 298 p.*

Barton, M. D., Kieft, C., Burke, E. A. J. & Oen, I. S., 1978: Uytenbogaardtite, a new silver-gold sulfide. *In: Canad. Mineralogist (Ottawa), 16, pp. 651 – 657.*

Chauvet, A., Bailly, L., Andre, A. S., Monie, P., Cassard, D., Tajada, F. L., Vargas, J. R. & Tuduri, J., 2006: Internal vein texture and vein evolution of the epithermal Shila-Paula district, southern Peru. *In: Mineralium Depos., 41, pp. 387 – 410.*

Koděra, M., 1959: Doterajšie výsledky výskumu parageneticky pomerov rudných žíl v štiavnicko-hodrušskom rudnom obvode. *In: Acta geol. geogr. Univ. Comen., 2, s. 7 – 17.*

Koděra, M. (ed.), 1986: Topografická mineralógia Slovenska, 1. diel. *Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied.*

Koděra, P., Lexa, J., Rankin, A. H. & Fallick, A. E., 2005: Epithermal gold veins in a caldera setting: Banská Hodruša, Slovakia. *In: Mineralium Depos., 39, pp. 921 – 943.*

Košuth, M., 1992: Príspevok k technologickej mineralógii striebra ložiska Kremnica – Šturec. *In: Zbor. Stříbrné minerální asociace v Československu. Dům Techniky, Ústí nad Labem – Donovaly.*

Kovalenker, V. A., Naumov, V. B., Prokofev, V. Yu., Jeleň, S. & Háber, M., 2006: Compositions of magmatic melts and evolution of mineral-forming fluids in the Banská Štiavnica epithermal Au--Ag-Pb-Zn deposit, Slovakia: A study of inclusions in minerals. *In: Geochemistry International, 44, pp. 118 – 136.*

Konečný, V. & Lexa, J., 2002: Evolution of the horst-graben structure in the central Slovakia volcanic field. *In: Geolines, 13, pp. 78 – 80.*

Lexa, J., Štohl, J. & Konečný, V., 1999: The Banská Štiavnica ore district: Relationship between metallogenetic processes and the geological evolution of a stratovolcano. *In: Mineralium Depos., 34, pp. 639 – 654.*

Onačila, D. & Rojkovičová, Ľ., 1992: Zlato-strieborná mineralizácia žíl v hodrušskom rudnom poli. *In: Miner. Slov. (Bratislava), 24, s. 245 – 256.*

Palyanova, G. A. & Savva, N. E., 2008: Some sulfides of gold and silver: Composition, mineral assemblage, and conditions of formation. *In: Theoretical Foundations of Chemical Engineering, 42, 5, pp. 749 – 761.*

Post, J. E., 1999: Manganese oxide minerals: Crystal structures and economic and environmental significance. *In: Proc. National Acad. Sci. USA, 96, pp. 3 447 – 3 454.*

Savva, N. E. & Palyanova, G. A., 2007: Genesis of gold and silver sulfides at the Ulakhan deposit (northeastern Russia). *In: Russ. geol. geophys., 48, 10, pp. 799 – 810.*

Warmada, I. W., Lehmann, B. & Simandjuntak, M., 2003: Polymetalic sulfides and sulfosalts of the Pongkor epithermal gold-silver deposit, West Java, Indonesia. *In: Canad. Mineralogist (Ottawa), 41, pp. 185 – 200.*

Rukopis doručený 16. 2. 2009
Rukopis akceptovaný 30. 6. 2009
Revidovaná verzia doručená 16. 4. 2009

Appendix

Localization of the large samples from which the heavy (ore) minerals were separated and identified. The smaller (hand) specimens were collected in the immediate vicinity of the old mines at Rabenstein.

Tab. A1
The coordinates and details about the large samples. The last entry (for Tri kríže) shows the coordinates for the square of this name in the village of Banská Hodruša as a control.

Sample	Latitude (°)	Longitude (°)	Notes
Rab-1			collected underground, see Fig. A1
Rab-5	48.472 15	18.841 83	collected outside, from a vertical wall created probably by the mining activities
10SK			collected underground, see Fig. A1
11SK	48.472 12	18.841 50	collected 2–3 meters from the mine entrance where the coordinates were measured
12SK	48.472 03	18.841 37	collected 2–3 meters from the mine entrance where the coordinates were measured
13SK	48.472 10	18.841 20	collected 2–3 meters from the mine entrance where the coordinates were measured
Tri kríže	48.461 77	18.819 80	control coordinates

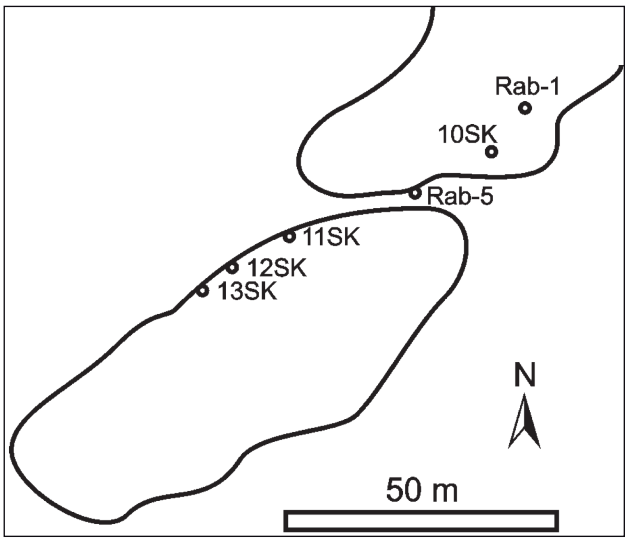


Fig. A1. A sketch of the locality Rabenstein with the sampling points for the large samples. The lines show the approximate limits of the quartz-rich material which forms a distinct geomorphological feature in this area. The geographic coordinates for the samples are given in Table A1.

Rudná mineralizácia na výskyte Rabenstein pri Banskej Hodruši

Štiavnicko-hodrušský rudný obvod patril v stredoveku k významným oblastiam ťažby zlato-strieborných rúd. Napriek tomu mineralógia rúd, ktoré po stáročia zabezpečovali jedinečné postavenie hodrušských ložísk, je preskúmaná nedostatočne. Nedostatok poznatkov o tejto mineralizácii je podmienený najmä tým, že bohaté rudy dolované počas stredoveku boli už dávno vyťažené. Tento príspevok opisuje minerály na rudnom výskyte Rabenstein (Havraní kameň) v blízkosti Banskej Hodruše (obec Hodruša-Hámre). Na Rabensteine nachádzame ešte aj dnes početné zachované a prístupné dobývky, ktoré boli razené plytko pod povrchom. Predpokladáme, že predmetom ťažby tu boli aspoň v počiatočných fázach bohaté Ag-Au rudy, a preto sme sa pokúsili stanoviť ich mineralogické zloženie.

Rudné minerály sa nachádzajú v silne prekremenenej zóne. V hojnom kremeni, pravdepodobne niekoľkých generácií, sú uzatvorené úlomky alterovaných hornín. Lokálne je kremeň sfarbený jemnozrnným hematitom do červena. Ružové nerudné minerály boli len opticky identifikované ako uhličitany, pravdepodobne s obsahom Mn. Tieto minerály neboli bližšie určené. V odobraných kusových vzorkách boli rudné minerály také zriedkavé, že ich štúdium v odrazenom polarizovanom svetle prinieslo len veľmi sporé poznatky. Preto sme použili väčšie vzorky (jedna vzorka až 40 kg), ktoré boli podrvené, a rudné minerály sa oddelili od nerudných minerálov viacerými metódami. V nábrusoch aj koncentrátoch ťažkých minerálov sa identifikoval hojný pyrit s častým galenitom, sfaleritom a chalkopyritom. Ojedinele sa spolu s pyritom vyskytuje markazit. Chemické zloženie týchto minerálov stanovené pomocou elektrónového mikroanalyzátora je jednoduché. Pyrit, galenit a chalkopyrit zodpovedajú nominálnemu zloženiu FeS_2, PbS a $CuFeS_2$. Sfalerit obsahuje priemerne 0,86 hm. % Fe a 0,46 hm. % Cd. V niektorých analyzovaných zrnkách však prevláda Cd nad Fe.

Spomedzi minerálov ušľachtilých kovov sa kombináciou odrazovej mikroskopie a analýzy elektrónovým mikroanalyzátorom identifikovali akantit, freibergit, pyrargyrit, polybazit/pearceit, uytenbogaardtit a zliatiny zlata a striebra. Akantit sa našiel ako inklúzie v pyrite, vzácne v sfalerite. Zliatiny zlata a striebra sa vyskytujú ako inklúzie v pyrite, v jednom prípade sa zaznamenali aj na kontakte medzi pyritom a galenitom. Ostatné Ag-Au minerály navzájom prerastajú v drobných zrnkách, v ktorých nie je prítomný pyrit. Keďže sme tieto minerály zistili takmer výhradne v ťažkých koncentrátoch, stanovenie ich veku vo vzťahu k nerudným minerálom alebo hojnejším sulfidom je veľmi ťažké alebo nemožné. Porézne zrnká akantitu zatláčajú galenit a uytenbogaardit zatláča Ag-Au zliatiny. Pomer Ag/(Ag + Cu) (at/at %) vo freibergite je 0,25 až 0,46. Zrnká freibergitu, ktoré sa stýkajú so sfaleritom, obsahujú viac Zn ako tie zrnká, ktoré v kontakte so sfaleritom nie sú. Pomer Sb/(Sb + As) (at/at %) vo freibergite je viac ako 0,89 a v pyrargyrite viac ako 0,87. Pearceit, ktorý je vo vzorkách veľmi vzácny, je jediný minerál v študovaných rudách, ktorý má zvýšený obsah As. Zliatiny Ag-Au obsahujú vždy viac striebra ako zlata a ich zloženie sa pohybuje medzi ($Au_{24}Ag_{76}$) a ($Au_{46}Ag_{54}$).

Je možné, že hlavnou rudou Ag na Rabensteine bol porézny akantit, ktorý je pomerne hojný v niektorých ťažkých koncentrátoch. Či to však bolo skutočne tak, zostáva otvorenou otázkou.

Mineralia Slovaca, 41 (2009), 55 – 66
ISSN 0369-2086

Petrologické a geochemické štúdium pieskovcov štítnického súvrstvia: interpretácia proveniencie

DUŠAN LAURINC a ANNA VOZÁROVÁ

Univerzita Komenského v Bratislave, Prírodovedecká fakulta, Katedra mineralógie a petrológie, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

Petrological and geochemical study of sandstone of the Štítnik Formation: Interpretation of the provenance

Provenance of the Štítnik Formation sandstone was determined by the petrological and geochemical study. Based on mineral composition and matrix content the Štítnik Formation sandstone corresponds to the lithic greywacke. The petrofacial parameters defined as the $Q_{74.6}$–$F_{6.7}$–$L_{18.7}$ and $Qm_{34.1}F_{3.8}$–$Lt_{62.07}$ percentages indicate the recycled orogen provenance for the Štítnik Formation sediments. The Alpine metamorphic grade of the Štítnik Formation metasediments derived from the metamorphic mineral assemblage as well as from the Kubler indices (2τ = 0.15 in average) indicate the lower part of the greenschist facies conditions. Characteristic metamorphic mineral association is represented by muscovite + chlorite + albite + calcite, associated with quartz. The chemical analysis of sandstones, based on oxides, trace and rare earth elements, confirm the upper crustal protholith of the Štítnik Formation sandstone. Tectonic position of the sedimentary basin was connected with rift-related setting associated with collapse of the Variscan continental collision belt. Characteristic petrofacial feature of the sedimentary filling is recycled orogeny provenance.

Key words: Permian, sandstone petrology, provenance, geochemistry, rift-related setting, Gemeric Unit

Úvod

Sedimenty štítnického súvrstvia spolu s podložným rožňavským súvrstvím ako súčasť gočaltovskej skupiny (Bajaník et al., 1981) lemujú južnú časť výskytov staršieho paleozoika gelnickej skupiny. K ich najrozšírenejším výskytom patrí oblasť medzi obcami Štítnik, Rozložná a Jelšava. Vystupujú v zložitej geologickej štruktúre, uhlovo nesúhlasne na staropaleozoickom komplexe v podloží a s horninovými komplexmi jednotiek príkrovu Bôrky a turnaika v tektonickom nadloží.

Charakteristickou črtou štítnického súvrstvia je pomerne monotónne striedanie lavicovitých pieskovcov, piesčitých bridlíc a bridlíc, iba vo vrchných častiach so šošovkami fosfátických pieskovcov a celkom v najvrchnejšej časti dolomitických vápencov s laminami sivozelených bridlíc (obr. 1). Prvýkrát tento súbor samostatne vyčlenili Bystrický a Fusán (1955), ktorí ho označili ako „morský vývoj permu". Neskôr v prácach Vozárovej a Reichwaldera (in Bajaník et al., 1981) a Vozárovej a Vozára (1981) sa toto súvrstvie považuje za kontinentálne, aluviálno-lakustrické, s prechodom do lagunárno-príbrežných fácií vo vrchných častiach. Šošovkovité polohy (s hrúbkou 0,2 – 0,4 m a dĺžkou 2 – 5 m) fosfátických pieskovcov až fosforitov prvýkrát opísal Tréger (1973). Ich genézu neskôr rozpracovali Vozárová a Rojkovič (2000).

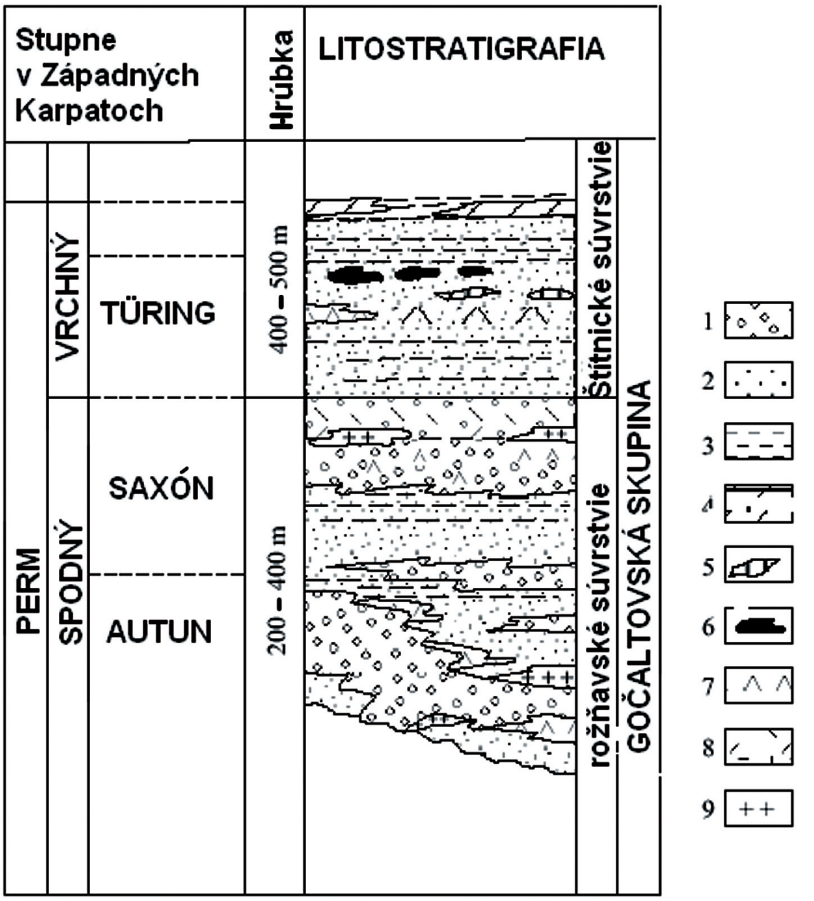
Cieľom tejto práce je interpretácia zdrojových oblastí pieskovcov štítnického súvrstvia na základe ich petrologického a chemického zloženia.

Metodika

Z 15 študovaných lokalít štítnického súvrstvia (obr. 2) sa odobrali reprezentatívne vzorky pieskovcov na určenie ich modálneho zloženia a petrofaciálnych parametrov. Modálne zloženie pieskovcov sa použilo na klasifikáciu pieskovcov v zmysle Pettijohna et al. (1972), ako aj na stanovenie petrofaciálnych parametrov pieskovcov podľa Dickinsona (1985). Počítalo sa 510 zŕn (matrix, kremeň, živce a litické úlomky) z každého výbrusu pomocou bodového integrátora Eltinor.

Mikroanalyzátorom CAMECA SX 100 v ŠGÚDŠ sa na 4 výbrusoch urobili mikrosondové analýzy (EMPA). Analyzovali sa klastické a metamorfné sľudy a živce.

Vzorky pelitov sa podrvili na frakciu menšiu než 0,09 mm. Z tejto frakcie sa pomocou octanového rozpúšťadla odstránili karbonáty a organická hmota pomocou peroxidu vodíka. Po tejto úprave sa laboratórne získala frakcia menšia než 0,002 mm. Na Katedre ložiskovej geológie Prírodovedeckej fakulty UK v Bratislave sa z frakcie menšej ako 0,002 mm zhotovili orientované výbrusy. Upravované vzorky sa sýtili etylénglykolom (12 hodín pri teplote 70 °C)



Obr. 1. Litostratigrafická schéma gočaltovskej skupiny (upravené podľa Vozárovej a Rojkoviča, 2000). 1 – zlepence; 2 – pieskovce; 3 – bridlice, prachovce; 4 – dolomitické vápence; 5 – albitolity; 6 – fosfátické pieskovce; 7 – ryolitovo-dacitové vulkanoklastiká; 8 – sedimenty zmiešané s kyslým vulkanoklastickým materiálom; 9 – ryolity-dacity, ignimbrity.

Fig. 1. Lithostratigraphical scheme of Gočaltovo Group (modified after Vozárová and Rojkovič, 2000). 1 – conglomerates; 2 – sandstones; 3 – shales, silts; 4 – dolomitic limestones; 5 – albitolites; 6 – phosphatic sandstones; 7 – ryolitic-dacitic volcaniclastics; 8 – sediments mixed with acidic volcaniclastic material; 9 – rhyolites, dacites, ignimbrites.

a analyzovali štandardizovaným prístrojom Phillips PW 1710 v laboratóriu rtg. analýzy v Geologickom ústave SAV v Bratislave.

Celohorninové chemické analýzy sa robili v laboratóriách ACME – Analytical Laboratories, Hasting St. Vancouver v Kanade.

Petrografická a petrofaciálna charakteristika

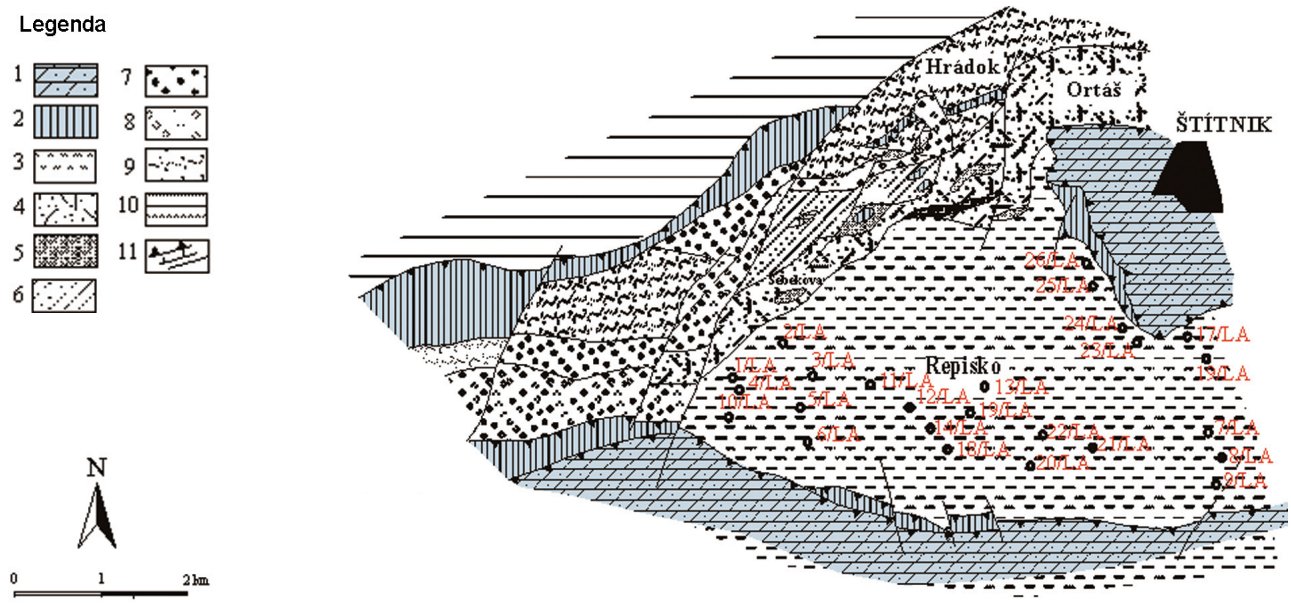
Pieskovce štítnického súvrstvia boli na základe modálneho zloženia (v zmysle Pettijohna et al., 1972) určené ako litické droby (obr. 3). Základom klasifikácie pieskovcov bolo percentuálne zastúpenie kremeňa (Qp, Qm), živcov (Kfs, Plg) a litických úlomkov (Lmag, Lmet, sľudy a i.), ako aj obsah základnej hmoty (tab. 1). Karbonáty sa do matrixu nerátali. Hlavný komponent pieskovcov štítnického súvrstvia je monokryštalický kremeň, ktorý výrazne prevláda nad polykryštalickým kremeňom. Medzi živcami prevládajú plagioklasy nad draselnými živcami. Pozorujeme časté výskyty acidných felzitov s blastofelzitovou alebo mikrokryštalickou štruktúrou, ojedinele s fragmentmi fenokrystov β-kremeňa a mikropertitu. Medzi klastickými sľudami výrazne prevláda muskovit. V menšom množstve je prítomný klastický chlorit a len v reliktoch zostal zachovaný zvetraný biotit.

Chemické zloženie klastických sľúd štítnického súvrstvia je dokumentované v tab. 2. Centrálne časti klastických sľúd v porovnaní s metamorfnými sľudami z matrixu sú chudobnejšie na seladonitovú zložku a patria medzi muskovity (obr. 5). Stechiometrický vzorec štítnických klastických muskovitov je $K_{0.669–0.926}Na_{0.014–0.181}Ca_{0–0.004}\square_{0.046–0.2}Mg_{0.052–0.389}Fe_{0.054–0.234}Ti_{0.002–0.047}Al^{VI}_{1.476–1.899}[Si_{3.08–3.519}Al^{IV}_{0.48–1.899}O_{10}](OH)_2$.

Degradácia draselných živcov a plagioklasov tak pri procesoch zvetrávania, ako aj v diagenetickom procese viedla predovšetkým k vzniku ílových minerálov, ktoré sa v procese regionálnej premeny zmenili až na jemne šupinkovitý muskovit. Klasty Na-Ca živcov sa stávajú v diagenetickom procese nestabilnými a dochádza k odnosu Ca^{2+} (proces diagenetickej albitizácie plagioklasov). EMPA klastov potvrdili iba nízke percento anortitovej zložky (13 – 17 apfu), iba v centrálnych častiach plagioklasových klastov, pričom okraje zodpovedajú albitu (tab. 3). Uvoľnený ión Ca umožňuje vznik kalcitového cementu.

Z akcesorických minerálov je prítomný zirkón, turmalín, apatit, rutil, monazit, xenotím a oxidy a hydroxidy Fe a Ti. Prevládajú najmä zirkóny, menej apatity, turmalíny a rutily.

Petrofaciálne parametre Qt-F-L a Qm-F-Lt určujú zdrojovú oblasť štítnických pieskovcov ako recyklovaný orogén (tab. 1, obr. 6.).



Obr. 2. Schéma geologickej mapy výskytov štítnického súvrstvia s vyznačením miesta odberu vzoriek (Bajaník et al., 1984; Mello et al., 1997). ***Turnaikum:*** 1 – stredno- až vrchnotriasové dolomity, vápence a rohovcové vápence. ***Meliatikum:*** 2 – príkrov Bôrky. ***Južné gemerikum:*** 3–8 – gočaltovská skupina (spodný až vrchný perm): 3 – metapieskovce, bridlice, občasné výskyty fosfátických pieskovcov; 4 – tufové metapieskovce a metakonglomeráty; 5 – ryolitovo-dacitové pyroklastiká; 6 – stredno- až hrubozrnné kremenné metapieskovce s lokálnymi šošovkami konglomerátov; 7 – masívne, stredno- až hrubozrnné pieskovce; 8 – oligomiktné konglomeráty; 9 – gelnická skupina (skoré paleozoikum); 10 – prešmyková zóna, zlomy.

Fig. 2. Schematic geological map of the Štítnik Formation occurrences with locations of samples (Bajaník et al., 1984; Mello et al., 1997). ***Turnaic Unit:*** 1 – Middle to Upper Triassic dolomite, limestone, cherty limestone. ***Meliatic Unit:*** 2 – Bôrka nappe sequence undivided. ***Southern Gemeric Unit:*** 3–8 – Gočaltovo Group (Lower-Upper Permian): 3 – metasandstones, shales, scarce lenses of phosphatic sandstone; 4 – tuffaceous metasandstone and metaconglomerate; 5 – rhyolite-dacite and their volcaniclastics; 6 – medium to coarse-grained quartzose metasandstone with local intercalation of conglomerate; 9 – Gelnica Group (Lower Paleozoic); 10 – overthrust line, fault.

Tab. 1
Priemerné petrofaciálne parametre mladopaleozoických pieskovcov uvedené v percentách
Average petrofacial parameters of Upper Paleozoic sandstones (percentage)

Modálne zloženie v %	Q – F – L	Qm – F – Lt	Qp – Lvm – Lsm	Mica	Acc	Qm/Qp	Plg/Kfs	Lvm/Lsm	Matrix
1/LA	78 – 5,7 – 16,3	30,94 – 3,06 – 66,01	60,8 – 2 – 37,1	7,2	1,7	2,8	1,4	0,1	43,1
2/LA	72,7 – 11,9 – 15,4	30,02 – 6,57 – 63,41	58,2 – 4,4 – 37,4	6,3	1,4	3,0	2,5	0,1	42,3
3/LA	75,5 – 11,3 – 13,2	39,96 – 7,77 – 52,27	61 – 13,3 – 25,7	4,7	1,4	3,3	4,1	0,5	28,8
4/LA	71,8 – 8,5 – 19,7	32,78 – 4,95– 62,27	49,5 – 5,9 – 44,6	8,6	2,3	3,6	8,0	0,1	37,9
5/LA	72 – 10,3 – 17,7	26,97 – 4,92 – 68,11	52,1 – 6,8 – 41,1	6,2	1,6	3,6	4,0	0,2	50,0
7/LA	75,3 – 2,2 – 22,5	35,03 – 1,22 – 63,75	36,2 – 48,8 – 15	2,5	1,8	5,9	5,0	3,3	45,3
8/LA	73,8 – 10,5 – 15,7	27,69 – 4,78 – 67,53	47,6 – 22,2 – 30,2	3,8	0,6	4,6	11,0	0,7	52,9
9/LA	79,6 – 1,3 – 19,1	40,71 – 0,79 – 58,5	43,1 – 47,1 – 9,8	1,8	0,4	4,7	0,0	4,8	37,1
11/LA	79,4 – 7,1 – 13,5	38,36 – 3,9 – 59,74	53,4 – 9,6 – 37	4,8	1,2	5,0	2,5	0,3	43,1
12/LA	79,2 – 6,9 – 13,9	46,77 – 4,7 – 48,53	57,4 – 26,2 – 16,4	1,7	4,2	6,8	0,7	1,6	34,0
15/LA	74,9 – 0,7 – 24,4	31,2 – 0,36 – 68,43	38,1 – 44 – 17,9	2,6	2,6	5,3	0,0	2,5	50,5
17/LA	77,4 – 1,4 – 21,2	34,02 – 0,75 – 65,23	48,4 – 37,6 – 14	2,4	2,6	4,0	0,0	2,7	45,2
19/LA	72,8 – 5,1 – 22,1	33,33 – 2,78 – 63,89	37 – 23,9 – 39,1	6,2	1,4	5,3	2,8	0,6	42,9
21/LA	66 – 10,7 – 23,4	32,15 – 6,73 – 61,12	42,1 – 38,8 – 19,1	4,0	1,7	3,4	8,0	2,0	35,4
22/LA	69,3 – 6,8 – 23,9	34,07 – 3,63 – 62,3	21,5 – 41,5 – 37	4,7	2,5	12,1	2,0	1,1	45,6

Q – kremeň, F – živce, L – litické úlomky, Qm – monokryštalický kremeň, Qp – polykryštalický kremeň, Plg – plagioklas, Kfs – draselný živec, Lvs – vulkanické a metavulkanické úlomky, Lvs – úlomky sedimentárnych a metasedimentárnych hornín, Mica – sľuda, Acc– akcesorické minerály
Q – quartz, F – feldspars, L – lithic fragments, Qm – monocrystallic quartz, Qp – polycrystallic quartz, Plg – plagioclase, Kfs – potassium feldspar, Lvs – volcanic and metavolcanic fragments, Lvs – fragments of sedimentary and metasedimentary rocks, Mica – mica, Acc – accessoric minerals

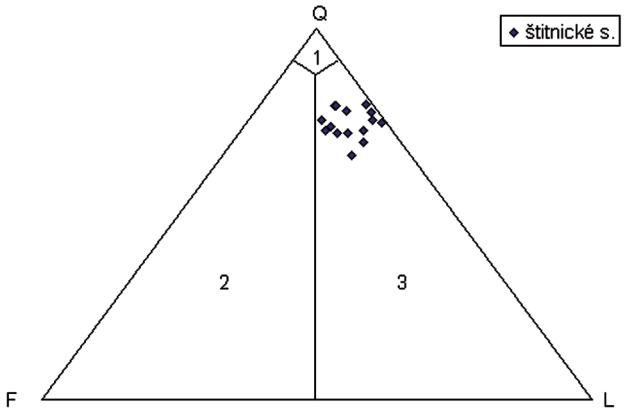
Tab. 2
Chemické zloženie reprezentatívnych sľúd pieskovcov štítnického súvrstvia
Chemical composition of representative micas of Štítnik Formation sandstones

	1			2					3			
SiO_2	46,388	46,516	47,218	48,263	49,125	48,969	49,803	48,656	49,044	52,901	55,758	53,022
TiO_2	0,156	0,543	0,666	0,337	0,153	0,161	0,081	0,148	0,133	0,083	0,126	0,133
Al_2O_3	34,456	35,976	34,546	35,292	27,649	29,440	26,582	29,590	28,157	27,515	26,385	27,155
Cr_2O_3	0,059	0,010	0,000	0,046	0,062	0,054	0,000	0,000	0,015	0,000	0,000	0,000
FeO	1,799	0,896	0,983	2,609	3,618	4,020	3,975	3,838	3,212	3,321	3,527	2,547
MnO	0,017	0,000	0,000	0,036	0,000	0,051	0,000	0,000	0,004	0,020	0,030	0,000
MgO	0,759	0,535	1,203	0,650	2,729	2,280	2,784	2,069	2,643	3,216	3,183	3,661
CaO	0,009	0,000	0,030	0,027	0,038	0,002	0,012	0,000	0,052	0,000	0,006	0,004
Na_2O	1,255	1,104	0,915	0,590	0,167	0,141	0,124	0,249	0,349	0,111	0,092	0,140
K_2O	9,135	9,460	9,718	10,474	10,854	10,641	10,808	10,729	10,055	11,116	8,567	9,419
F	0,000	0,000	0,296	0,000	0,237	0,000	0,000	0,000	0,000	0,148	0,000	0,152
Cl	0,000	0,009	0,012	0,013	0,002	0,005	0,000	0,000	0,008	0,000	0,013	0,014
NiO	0,000	0,006	0,021	0,019	0,000	0,000	0,014	0,048	0,031	0,000	0,000	0,000
Spolu	94,034	95,054	95,609	98,355	94,631	95,764	94,182	95,327	93,702	98,431	97,688	96,247
Mg – Li	0,076	0,053	0,040	0,063	0,218	0,008	0,283	0,208	0,268	0,280	0,304	0,325
Fe – Al	–1,736	–1,811	–1,730	–1,656	–1,347	–1,375	–1,304	–1,404	–1,409	–1,357	–1,370	–1,422

1 – klastické sľudy, 2 – metamorfované okraje klastických sľúd, 3 – novotvorené sľudy
1 – clastic micas, 2 – metamorphic margins of clastic micas, 3 – metamorphic micas

Stupeň metamorfózy

Matrix pieskovcov je tvorený jemnozrnným agregátom svetlej sľudy a kremeňa, ktorý vznikol metamorfózou pôvodne aleuritovo-pelitového materiálu. Asociáciu metamorfných minerálov tvoria: muskovit (sericit) + chlorit + albit + kalcit v asociácii s kremeňom, čo predstavuje nízky stupeň premeny. Okraje zŕn značnej časti klastických sľúd boli počas alpínskej orogenézy rekryštalizované a obohatené o seladonitovú zložku (obr. 4, 5). Ich chemické zloženie zodpovedá fengitom (obr. 5, tab. 2). Namerané hodnoty Kublerovho indexu (KI) zodpovedajú epizóne (2theta = 0,12 až 0,17). Šucha a Eberl (1992) uvádzajú hodnoty KI nižšie, zodpovedajúce teplote vrchnej anchizóny (okolo 250°). Je teda veľmi pravdepodobné, že teplotné podmienky alpínskej metamorfózy varírovali v rámci štítnického súvrstvia v rozsahu vrchnej anchizóny až epizóny v závislosti od pozície vybraných vzoriek v alpínskej štruktúre, t. j. blízkosti prešmykových a násunových zón. Faktom je, že analyzované vzorky (LA-5, -13, -16, -19) boli koncentrované v blízkosti násunu turnaika a silicika na obalový perm. Intenzívna rekryštalizácia okrajov klastických sľúd taktiež dovoľuje predpokladať, že teplota rekryštalizácie bola vyššia ako v prípade anchizóny, pri ktorej sa obvykle charakter piesčitej detritickej zložky nemení. Teplota vypočítaná podľa chloritového geotermometra Cathelineaua (1988) sa pohybovala v rozsahu 292 – 363 °C (Vozárová a Rojkovič, 2000).



Obr. 3. Klasifikácia drôb štítnického súvrstvia Q-F-L (Q – monokryštalický a polykryštalický kremeň, F – plagioklasy a draselné živce, Lt – litické úlomky): 1 – kremenná droba; 2 – arkózová alebo živcová droba; 3 – litická droba (podľa: Pettijohn, Potter a Siever, 1972).

Fig. 3. Classification of Štítnik Formation greywackes Q-F-L (Q – monocrystallic and polycrystallic quartz, F – plagioclases and potassium feldspars, Lt – lithic debris): 1 – quartzose greywacke; 2 – arkose or feldspathic greywacke; 3 – lithic greywacke (modified after Pettijohn, Potter and Siever, 1972).

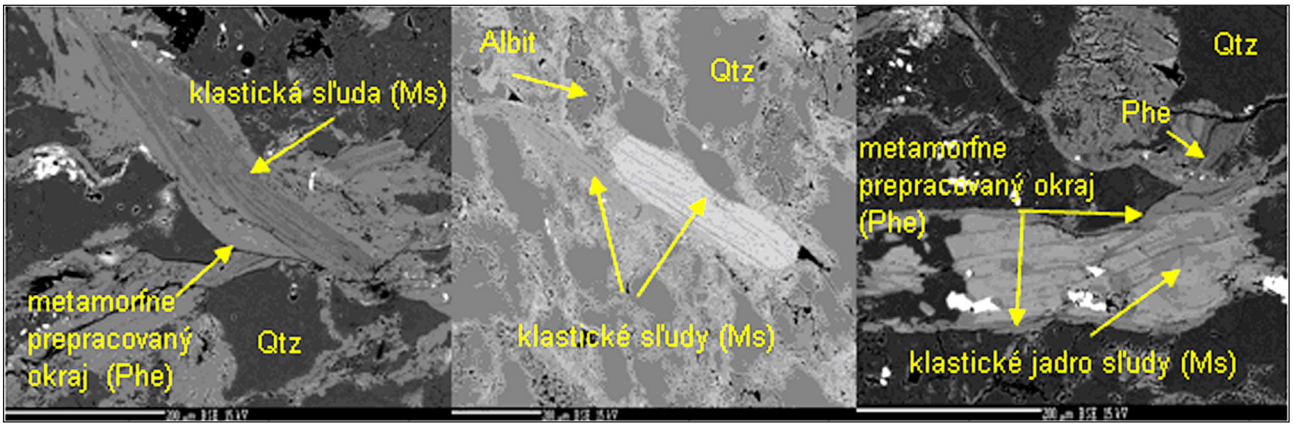
EMPA novotvorenej a klastickej svetlej sľudy sa použili na stanovenie parametra *b* metódou publikovanou Guidottim et al. (1989). Na základe analytických údajov autorov, ktorí korelovali výsledky stanovenia parametrov b_0 metódou rtg. difrakčných záznamov (metódou vypracovanou Sassim, 1972 a Sassim a Scolarim, 1974) a chemického zloženia sľúd, bola doložená lineárna závislosť medzi zmenami v obsahu $\sum (Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+})$, $\sum (Al^{IV} + Al^{VI})$ a Si („fengitová“ alebo Tschermakova substitúcia) a tlakom v metapelitoch.

Tieto údaje sa použili ako relatívny monitoring tlaku a rozdielov jeho hodnôt v jednotlivých generáciách sľúd metódou vypracovanou Guidottim a Sassim (1976, 1986), ktorí tento geobarometer rozpracovali pre nízkostupňové metapelity.

Z vypočítaných hodnôt v tab. 4 vyplýva, že novotvorené sľudy majú parametre b_0 vyššie ako klastické sľudy, a teda indikujú vyšší tlak. Podľa stupnice stanovenej Guidottim a Sassim (1986) hodnoty b_0 vypočítané pre klastické sľudy zodpovedajú nízkym hodnotám stredného tlaku (9,008 až 9,011 Å). Hodnoty b_0 okrajov klastických sľúd a novotvorených sľúd sa pohybujú v rozmedzí 9,036 až 9,055 Å. Zodpovedá to rozhraniu stredného až vysokého tlaku metamorfózy.

Tab. 3
Reprezentatívne chemické zloženie a obsah – An, Ab, Or v mol. % živcov pieskovcov štítnického súvrstvia
Analysed feldspar chemical composition and their calculed ternary end members in mol.%

Vzorka	1/LA	2/LA	4/LA	4/LA	4/LA	5/LA	5/LA	5/LA	25/LA	25/LA
Analýza	ana 9	ana 5	ana 8	ana 5	ana 22	ana 9	ana 10	ana 11	ana 1	ana 7
Minerál	Ab	Ab	Pl	Ab	Pl	Pl	Pl	Pl	Ab	Ab
SiO_2	69,39	69,34	66,93	68,44	64,97	66,57	66,62	66,43	69,85	69,23
Al_2O_3	19,77	19,61	20,60	19,33	21,77	21,24	21,68	21,84	19,76	19,47
FeO	0,15	0,06	0,05	0,11	0,08	0,12	0,09	0,08	0,02	0,07
CaO	0,03	0,01	1,41	0,08	2,82	2,20	2,73	2,56	0,02	0,04
Na_2O	11,71	11,73	10,65	11,73	10,16	10,44	10,27	10,34	11,30	11,09
K_2O	0,02	0,03	0,11	0,04	0,04	0,12	0,05	0,19	0,02	0,05
Suma	101,08	100,78	99,75	99,72	99,83	100,68	101,43	101,44	100,97	99,96
An	0,16	0,05	6,77	0,37	13,26	10,37	12,75	11,91	0,09	0,18
Ab	99,72	99,77	92,60	99,43	86,52	88,98	86,98	87,04	99,77	99,51
Or	0,12	0,18	0,63	0,20	0,22	0,64	0,26	1,05	0,14	0,32
Suma	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100



Obr. 4. BSE obrázky klastických sľúd s výrazne metamorfne prepracovanými okrajmi. Klastické sľudy analyzované na mikrosonde (EMPA). Qtz – kremeň, Ms – muskovit, Phe – fengit.

Fig. 4. BSE pictures of clastic micas with markedly metamorphic revised margins. Clastic micas analysed by microprobe (EMPA). Qtz – quartz, Ms – muscovite, Phe – phengite.

Tab. 4
Priemerné hodnoty parametrov *b* vypočítané na základe chemického zloženia muskovitov z metapelitov štítnického súvrstvia (v Å), $b = 6x(d_{331,060})$
Average values of *b* parameters calculated on base of chemical composition of muscovites from metapelites of Štítnik Formation (in Å), $b = 6x(d_{331,060})$

	b vs. Fe + M	*b* vs. Al	*b* vs. Si	Na/Na + K	Počet vzoriek
Klastická sľuda	9,008	9,008	9,011	0,161	11
Klastická sľuda – okraj	9,036	9,037	9,05	0,038	15
Novotvorená sľuda	9,036	9,055	9,042	0,022	5

Geochémia sedimentov

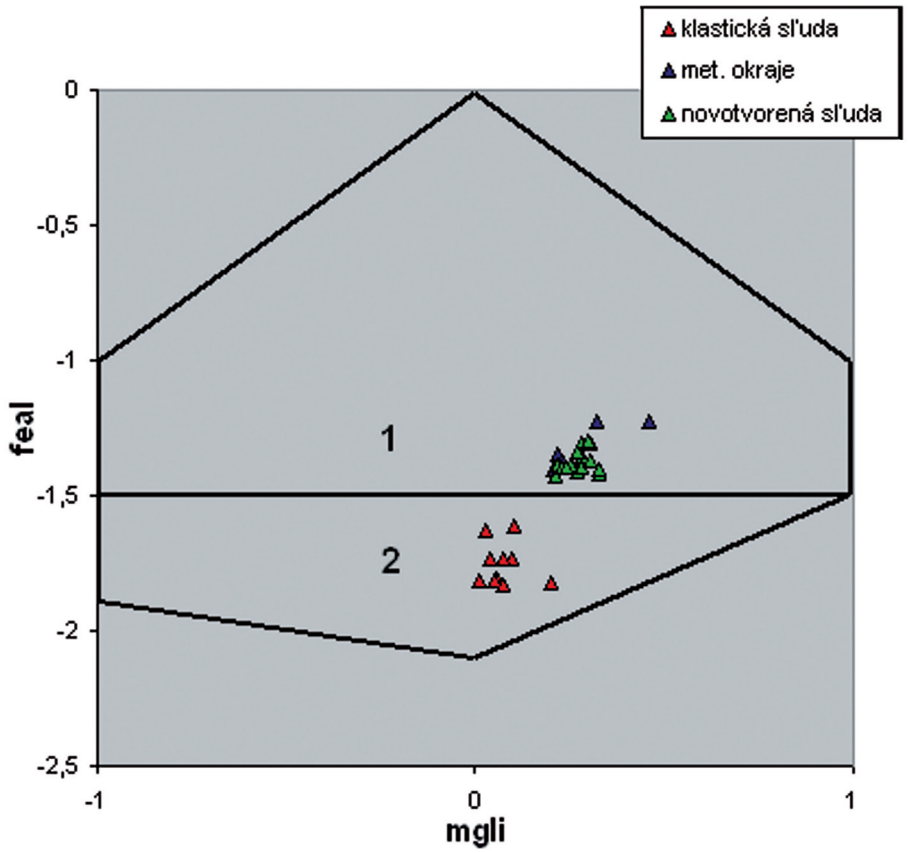
Chemické zloženie hornín podľa parametrov Herrona (1988; obr. 7) diskriminuje sedimenty ako droby, litické arenity až arkózy.

Hodnoty chemického indexu alterácie CIA (CIA = 100 x $[Al_2O_3/(Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)]$) (podľa Nesbitta a Younga, 1982; obr. 8) pieskovcov štítnického súvrstvia varírujú v rozmedzí 73–80. Predstavuje to hranicu medzi stredným a intenzívnym chemickým zvetrávaním. Narastanie hodnoty CIA poukazuje na odnos alkálií k málo mobilným zložkám (Al, Ti). Vo vzorkách možno pozorovať zvýšený obsah draslíka oproti Ca a Na. Je to pravdepodobne výsledok výskytu tak klastických (muskovit), ako aj metamorfných sľúd, ale aj draselných živcov. Z toho je jasné, že sľúd a draselných živcov bolo vo vzorkách viac ako plagioklasov.

Plagioklasový index alterácie (PIA = 100 x $[(Al_2O_3 – K_2O)/(100 x [(Al_2O_3 Al_2O_3 + CaO + Na_2O – K_2O)])$ (Fedo et al., 1995; obr. 9) pieskovcov štítnického súvrstvia dosahuje hodnoty v rozsahu 84 až 96. Tieto hodnoty jednoznačne poukazujú na intenzívnu až totálnu premenu živcov v pieskovcoch.

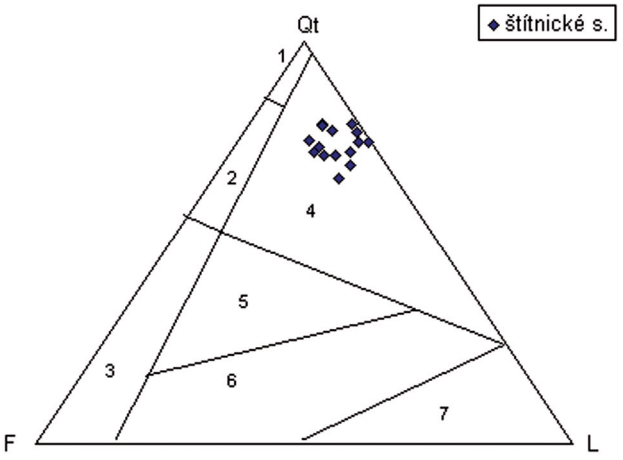
Na základe distribúcie hlavných a stopových prvkov (Floyd, 1989; Floyd a Leveridge, 1987) protolit štítnických pieskovcov zodpovedal zloženiu acidnej až intermediárnej horniny (obr. 10, 11).

Na určenie geotektonickej pozície sedimentačných bazénov sa použili diskriminačné diagramy pomerov



Obr. 5. Klasifikačný diagram sľúd (upravený podľa Tischendorfa et al., 2004) s výraznými rozdielmi v zložení medzi klastickými sľudami, ich rekryštalizovanými okrajmi a metamorfnými sľudami. 1 – fengit; 2 – muskovit; mgli = Mg – Li; feal = $(Mn + Ti + Fe^{2+}) - Al^{vi}$.

Fig. 5. Classification diagram of micas (modified after Tischendorf et al., 2004), with clear distinction of chemical composition of clastic micas, their reworked margins and metamorphic micas. 1 – phengite; 2 – muscovite; mgli = Mg – Li; feal = $(Mn + Ti + Fe^{2+}) - Al^{vi}$.

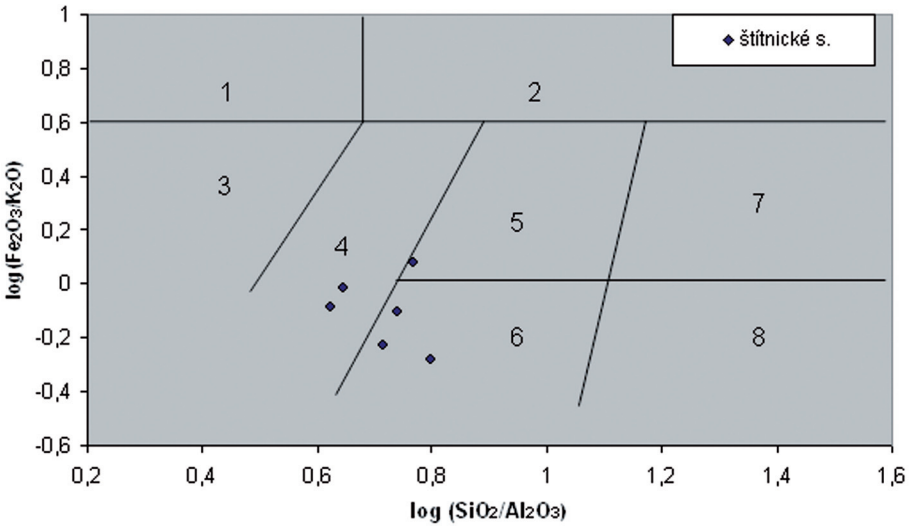


Obr. 6. Diagram Qt-F-L znázorňujúci tektonickú pozíciu zdrojových oblastí pieskovcov. 1 – vnútorný kratón; 2 – čiastočne vyzdvihnutý kratón; 3 – vyzdvihnutý fundament; 4 – recyklovaný orogén; 5 – zrezaný oblúk; 6 – čiastočne zrezaný oblúk; 7 – nezrezaný oblúk (podľa Dickinsona, 1985).

Fig. 6. Qt-F-L tectonic discrimination diagram of sandstones source areas. 1 – craton interior; 2 – transitional continental; 3 – basement uplift; 4 – recycled orogen; 5 – dissected arc; 6 – transitional arc; 7 – undissected arc (modified after Dickinson, 1985).

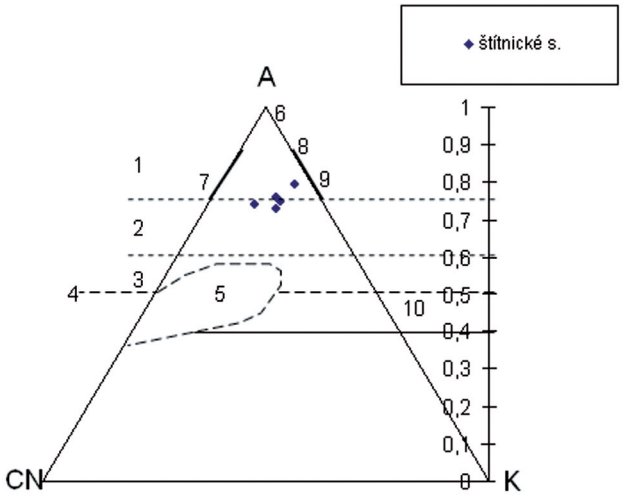
Tab. 5
Obsah hlavných prvkov (analyzované metódou ICP-ES) pieskovcov štítnického súvrstvia v hm. %
Major elements contents in weight % of Štítnik formation sandstones (analyzed by ICP-ES – Inducted Coupled Plasma Emission Spectrometry)

		3/LA	5/LA	6/LA	12/LA	15/LA	19/LA
SiO_2	%	74,37	68,74	67,76	77,35	73,94	73,07
Al_2O_3	%	12,72	16,36	15,37	12,36	14,33	13,38
Fe_2O_3	%	1,27	1,64	1,54	1,24	1,44	1,34
FeO	%	11,45	14,72	13,83	11,12	12,89	12,04
MgO	%	2,12	1,8	2,1	1,18	0,98	1,46
CaO	%	0,12	0,15	0,39	0,08	0,02	0,3
Na_2O	%	2,25	1,73	1,41	1,27	0,57	1,64
K_2O	%	2,58	4,46	4,75	3,63	4,39	4,19
TiO_2	%	0,4	0,54	0,84	0,46	0,61	0,39
P_2O_5	%	0,06	0,12	0,14	0,01	0,01	0,02
MnO	%	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Cr_2O_3	%	0,003	0,005	0,008	0,003	0,004	0,008
Ni	ppm	9	16	19	14	28	14
Sc	ppm	6	7	10	5	6	5
LOI	%	2,2	2,5	2,7	1,8	2,6	2,2
Suma	%	99,94	100,09	100,07	100,11	100,12	100,08



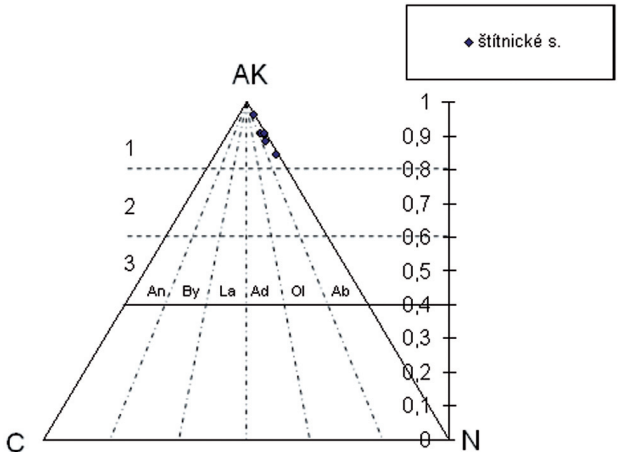
Obr. 7. Klasifikácia štítnických pieskovcov na základe chemického zloženia podľa Herrona (1988). 1 – Fe bridlice; 2 – Fe pieskovce; 3 – bridlica; 4 – droba; 5 – litický arenit; 6 – arkóza; 7 – litický subarenit; 8 – subarkóza.

Fig. 7. Classification of Štítnik Formation sandstones, based on chemical composition (modified after Herron, 1988). 1 – Fe shales; 2 – Fe sandstones; 3 – shale; 4 – greywacke; 5 – lithic arenite; 6 – arkose; 7 – lithic subarenite; 8 – subarkose.



Obr. 8. Diagram A-CN-K (Al_2O_3 – CaO + Na_2O – K_2O) znázorňujúci index zvetrávania podľa Nesbitta a Younga (1982). 1 – intenzívne chemické zvetrávanie; 2 – stredné chemické zvetrávanie; 3 – slabé chemické zvetrávanie; 4 – plagioklas; 5 – typické zloženie magmatických hornín; 6 – kaolinit, chlorit; 7 – smektit; 8 – illit; 9 – muskovit; 10 – K živec.

Fig. 8. Diagram A-CN-K (Al_2O_3 – CaO + Na_2O – K_2O) showing the index of weathering (modified after Nesbitt and Young, 1982). 1 – intensive chemical weathering; 2 – medium chemical weathering; 3 – low chemical weathering; 4 – plagioclase; 5 – typical composition of magmatic and volcanic rocks; 6 – kaolinite, chlorite; 7 – smektite; 8 – illite; 9 – muscovite; 10 – potassium feldspar.



Obr. 9. Diagram AK-C-N (Al_2O_3 + K_2O – CaO – Na_2O) podľa Feda et al. (1995) vyjadrujúci intenzitu zvetrávania plagioklasov. 1 – intenzívna, totálna premena živcov; 2 – stredná premena živcov; 3 – slabá premena živcov; Ab – albit; Ol – oligoklas; Ad – andezín; La – labradorit; By – bytownit; An – anortit.

Fig. 9. Diagram AK-C-N (Al_2O_3 + K_2O – CaO – Na_2O; modified after Fedo et al., 1995) illustrates intensity of plagioclase weathering. 1 – intensive-total alteration of feldspar; 2 – medium alteration of feldspar; 3 – low alteration of feldspar; Ab – albite; Ol – oligoclase; Ad – andesine; La – labradorite; By – bytownite; An – anorthite.

hlavných a stopových prvkov (Roser a Korsch, 1986; Bhatia a Crook, 1986). Štítnické pieskovce obsadzujú v geotektonických diskriminačných diagramoch oblasť aktívnych kontinentálnych okrajov (obr. 12) až pasívnych okrajov (obr. 13). Zodpovedá to zdrojovej oblasti recyklovaného orogénu.

Distribúcia prvkov REE mladopaleozoických pieskovcov gemerika, normalizovaná na chondrit (Boynton, 1985) (obr. 14), zaznamenáva negatívnu Eu anomáliu. Vyjadruje to inklináciu k vrchnokôrovému pôvodu. Obsah oxidov, stopových prvkov a prvkov vzácnych zemín (REE) je znázornený v tab. 5 a 6.

Diskusia a záver

Pieskovce štítnického súvrstvia na základe modálneho zloženia patria k litickým drobám. Zodpovedá to interpretácii zdrojovej oblasti typu recyklovaného orogénu.

Tab. 6
Obsah stopových prvkov (analyzované metódami ICP-ES a ICP-MS) v pieskovcov štítnického súvrstvia vyjadrené v ppm
Trace and REE content (in ppm) of Štítnik Formation sandstones (analysed by ICP-ES and ICP-MS – Inducted Coupled Plasma – Mass Spectrometry)

	3/LA	5/LA	6/LA	12/LA	15/LA	19/LA
Ba	1365,9	555,6	467,3	359,1	242,2	539,6
Be	2	3	3	2	2	3
Co	5,5	7,6	9,4	1,3	5,5	5,5
Cs	12,4	14,7	13,9	6,4	10,4	12,2
Ga	14,1	21,8	18,9	13	16,6	14,4
Hf	5,8	6,5	10,3	5,7	10,5	5,3
Nb	8,3	11,8	17,8	9,2	11,7	9
Rb	110,4	171,7	175	108,5	142,3	152,1
Sn	3	5	5	2	4	3
Sr	37,9	19,2	23,7	24,1	18,1	24,9
Ta	0,8	1	1,4	0,8	1	0,9
Th	6,5	10	15,1	7,9	13,8	8,7
U	1,7	2,8	3,4	2,2	2,7	2
V	33	67	85	25	42	41
W	2	2,7	5,2	2,7	3,3	2,2
Zr	205,5	229,1	361,4	197,3	363,4	181,4
Y	14,5	14,6	34,9	13	20,9	19,3
La	19,6	15,3	46,6	4,1	29,1	19
Ce	38	33,8	89,6	8,5	61,5	42,1
Pr	4,62	4,04	11,36	1,09	7,33	4,92
Nd	16,3	15,6	43	4,3	27,7	19,2
Sm	2,7	2,8	7,6	0,9	4,6	3,6
Eu	0,5	0,55	1,34	0,24	0,71	0,66
Gd	2,58	2,44	6,77	1,36	3,84	3,15
Tb	0,46	0,45	1,16	0,31	0,7	0,59
Dy	2,53	2,49	6,38	2,01	3,51	3,11
Ho	0,5	0,5	1,16	0,44	0,72	0,64
Er	1,46	1,52	3,57	1,37	2,13	1,94
Tm	0,22	0,24	0,5	0,2	0,35	0,31
Yb	1,57	1,58	3,46	1,33	2,23	1,93
Lu	0,24	0,25	0,51	0,2	0,35	0,3
Mo	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	0,2	0,1
Cu	4,5	0,7	2,2	16,7	7,3	9,6
Pb	1,3	1,1	1,5	6,1	0,5	1
Zn	22	13	11	9	4	6
Ni	9,1	9,8	13,8	2,6	1,7	4,1
As	<0,5	2	0,9	15,9	0,6	1,1
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sb	0,2	0,2	0,2	3,8	2	2,1
Bi	<0,1	0,1	0,1	0,1	0,4	<0,1
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1
Au	<0,5	0,5	<0,5	0,9	<0,5	<0,5
Hg	0,01	<0,01	0,01	0,04	0,04	0,02
Tl	<0,1	0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Se	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,6

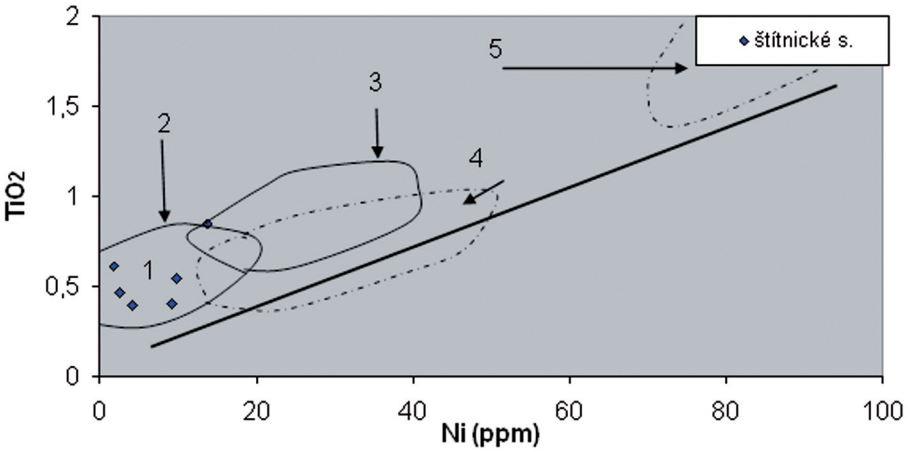
Obsah matrixu v pieskovcoch štítnického súvrstvia varíruje v rozsahu 28,8 až 52,9 %. Naznačuje to, že značná časť matrixu zodpovedá „pseudomatrixu“ vzniknutému v dôsledku premeny živcového detritu v sedimentačnom bazéne počas diagenetickej premeny intrastratálnym rozpúšťaním. V pieskovcoch prevláda monokryštalický kremeň nad polykryštalickým v rozsahu Qm/Qp = 2,8–12,1. Medzi klastickými živcami vo väčšine vzoriek prevládajú plagioklasy nad draselnými živcami v pomere Plg/Kfs = 1,4–11. Litické úlomky v pieskovcoch sú zastúpené sedimentárnymi a metasedimentárnymi litickými zrnami (Lsm) a vulkanickými a metavulkanickými zrnami (Lvm sú zastúpené kyslými blastofelzitmi). Do skupiny Lsm boli zaradené klastické sľudy a úlomky nízko metamorfovaných hornín (úlomky fylitov atď.). Priemerný pomer Lvm/Lsm je 1,4. Znamená to, že vulkanické a metavulkanické úlomky hornín v pieskovcoch štítnického súvrstvia prevládajú nad sedimentárnymi a metasedimentárnymi. Klastická sľuda tvorí približne 4,5 % zo všetkých klastov pieskovcov. Akcesórie, najmä zirkón, menej turmalín, rutil a apatit, sú v pieskovcoch prítomné v rozsahu 0,4 až 2,6 %. Priemerné modálne zloženie pieskovcov štítnického súvrstvia je uvedené v tab. 1.

Chemické zloženie klastických sľúd sa mení od jadra k ich okrajom, ktoré boli počas alpínskej orogenézy obohatené o seladonitovú zložku. Centrálne časti klastických sľúd sú v porovnaní s metamorfnými sľudami z matrixu chudobnejšie na seladonitovú zložku a spadajú do poľa muskovitov. Rekryštalizované okraje klastických, ako aj novotvorených sľúd majú vyššie hodnoty b_0 v porovnaní s klastickými sľudami.

Na základe petrofaciálnej analýzy zdrojovou oblasťou mladopaleozoických pieskovcov štítnického súvrstvia bol recyklovaný orogén. Dokumentujú to zistené petrofaciálne parametre $Q_{66-79}F_{0.7-12}L_{13-24}$ a $Qm_{51-70}F_{0.7-12}Lt_{24-39}$. Dickinson (1985) pre túto oblasť vyčlenil 2 petrofácie, a to kremennú a kvarcolitickú. Pre obe petrofácie je typický vzťah Qm > Qp. V porovnaní s inými prácami (Graham et al., 1976; Ingersoll a Packer, 1992; Crittelli a Ingersoll, 1995) je v štítnickom súvrství výraznejšia prevaha Lvm a priemerný pomer Lvm/Lsm je 1,37. Pozorujeme aj viditeľne vyšší obsah Qp.

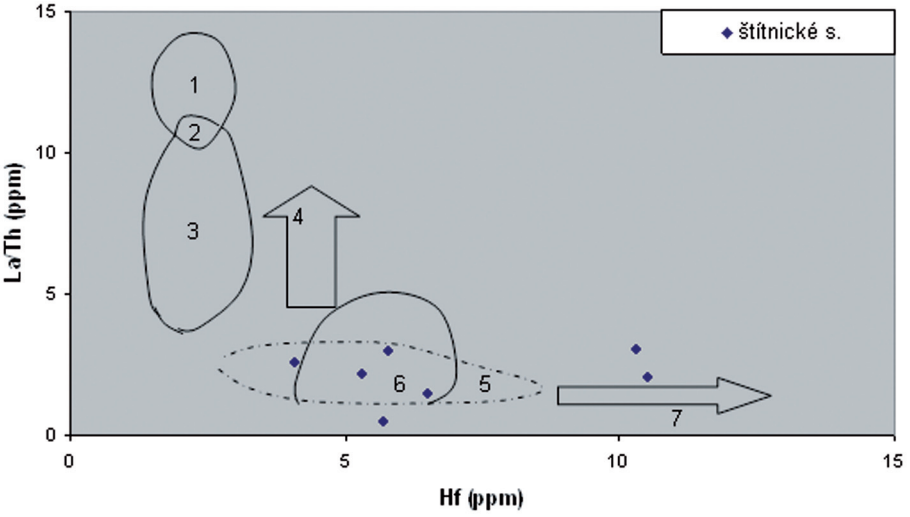
Na základe chemického zloženia patria mladopaleozoické pieskovce gemerika do skupiny drôb, litických arenitov až arkóz. V porovnaní s petrografickou analýzou prevládajú arkózy. Môže to byť ovplyvnené vysokým obsahom ílovitej základnej hmoty ako dôsledkom procesov intenzívneho chemického zvetrávania materskej horniny (Nesbitt a Young, 1982; obr. 7), výraznou premenou živcov (Fedo et al., 1995; obr. 8) a taktiež pokračujúcim intrastratálnym rozpúšťaním počas diagenézy. Nízke percento zachovaných živcov a ich premena (sericitizácia, karbonatizácia) túto hypotézu podporujú. Klastické minerály, najmä plagioklasy, podľahli zvetrávaniu a intrastratálnemu rozpúšťaniu pri diagenéze. Dokazuje to prítomnosť karbonátov (dolomit a kalcit) a sericitu. Dekarbonatizácia klastických živcov je základný proces pri prvých štádiách pochovania sedimentu. V prípade sedimentov štítnického súvrstvia musíme predpokladať, že zdrojom Ca^{2+}, ale aj iónov Na^{+}, Fe^{2+} a Mg^{2+} bola premena ílových minerálov na zmiešanovrstvovité íly a potom na illit až muskovit. Premenou z vulkanogénneho materiálu, ktorý je medzi klastami hojný, sa uvoľnili K^{+}, Ca^{2+}, Fe^{2+}, Mg^{2+} a P^{5+}. To viedlo k vzniku novotvorenej asociácie minerálov Ms + Cc + Chl ± Ap. Premena kyslého vulkanického materiálu v alkalickom semiaridnom prostredí alkalických jazier a alkalických pórových vôd viedla k autigenéze zeolitov a neskôr pri hlbšom pochovaní a stúpaní teploty až k vzniku albitu.

Hodnoty chemického indexu alterácie CIA sa pohybujú v rozsahu 73–80 a vypovedajú o strednom až intenzívnom



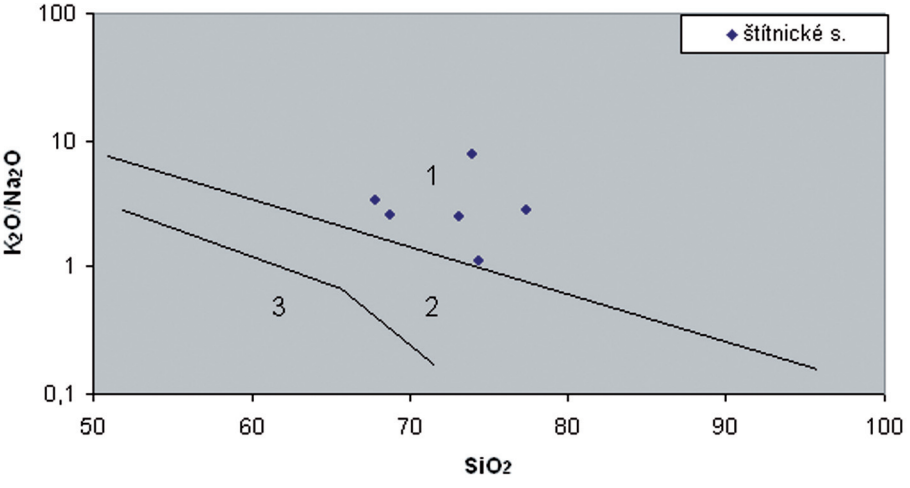
Obr. 10. Diagram TiO_2-Ni podľa Floyda et al. (1989). 1 – granodiority; 2 – pieskovce; 3 – kalovce; 4 – acidný zdroj; 5 – bázický zdroj.

Fig. 10. Diagram TiO_2-Ni (modified after Floyd et al., 1989). 1 – granodiorites; 2 – sandstones; 3 – mudstones; 4 – acidic source; 5 – basic source.



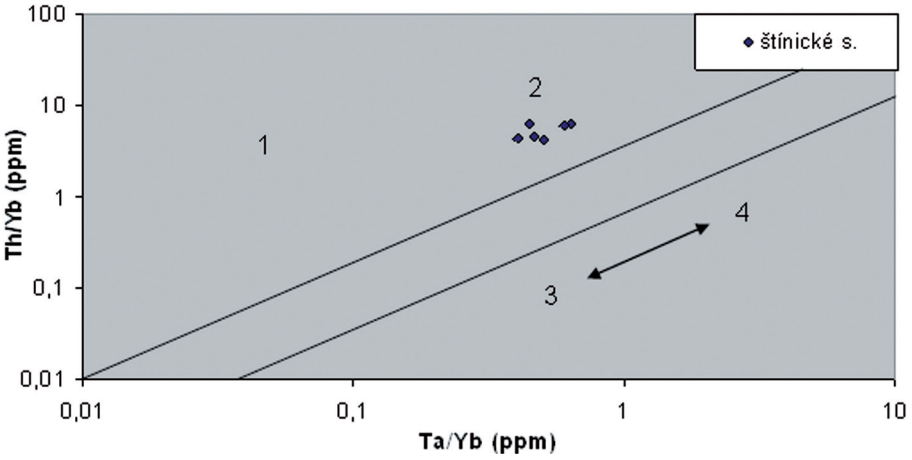
Obr. 11. Diagram La/Th – Hf podľa Floyda a Leveridga (1987). 1 – oceánske ostrovy; 2 – nižšia kontinentálna kôra; 3 – oblasť andezitických oblúkov; 4 – felzitickо-bázický zmiešaný zdroj; 5 – felzitický zdroj; 6 – vrchná kontinentálna kôra; 7 – zrelé sedimenty.

Fig. 11. Diagram La/Th – Hf (modified after Floyd and Leveridge, 1987). 1 – oceanic island; 2 – lower continental crust; 3 – andesitic arc source; 4 – felsic/basic mixed source; 5 – felsic source; 6 – upper continental crust; 7 – mature sediments.



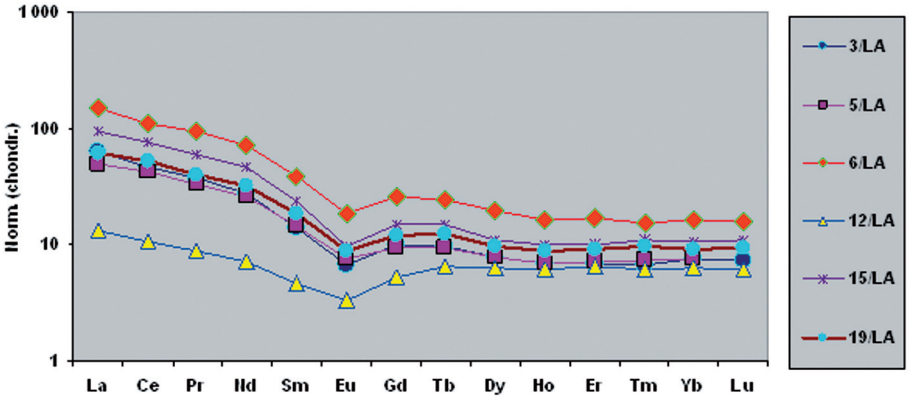
Obr. 12. Vzťah SiO_2 – K_2O/Na_2O v pieskovcoch štítnického súvrstvia podľa Rosera a Korscha (1986). 1 – pasívne okraje; 2 – aktívne kontinentálne okraje; 3 – ostrovné oblúky.

Fig. 12. Relation between SiO_2 – K_2O/Na_2O of Štítnik Formation sandstones (modified after Roser and Korsch, 1986). 1 – passive margins; 2 – active continental margins; 3 – island arcs.



Obr. 13. Graf geotektonickej pozície štítnických pieskovcov podľa Bhatia a Crooka (1986). 1 – oceánske ostrovné oblúky; 2 – aktívne kontinentálne okraje; 3 – ochudobnené plášťové zdroje; 4 – obohatené plášťové zdroje.

Fig. 13. Geotectonic discrimination diagram of position of Štítnik Formation sandstones (modified after Bhatia and Crook, 1986). 1 – oceanic island arcs; 2 – active continental margins; 3 – depleted mantle source; 4 – enriched mantle source.



Obr. 14. Distribúcia vzácnych zemín štítnického súvrstvia normalizovaná na chondrit (podľa Boyntona, 1985).

Fig. 14. The rare earth elements distribution of Štítnik Formation sandstones normalized to chondrite values (modified after Boynton, 1985).

chemickom zvetrávaní v zdrojovej oblasti. Hodnoty indexu PIA vyššie ako 80 indikujú intenzívnu až takmer totálnu premenu živcov. Odráža to nielen zvetrávanie v zdrojovej oblasti, ale aj postsedimentárne premeny.

Obsah oxidu TiO_2 a prvkov Ni, Hf, La a Th, ako aj distribúcia REE indikujú zdrojovú oblasť štítnických pieskovcov vo vrchnej kôre, zložením zodpovedajúcej chemicky acidnej až intermediárnej hornine. Zdrojová oblasť klastického detritu bola spojená s recyklovaným orogénom. Tento fakt sa premieta do chemických diskriminačných diagramov na základe Th-Ta-Yb, ktorých rozdelenie kopíruje zloženie orogénnej zóny. Zvýšený obsah alkálií však indikuje vplyv odkrytých hlbších častí vrchnej kôry, to znamená tektonicky odkrytých magmatických telies. Prejavuje sa to v diskriminačnom diagrame Rosera a Korscha (1986). Distribúcia prvkov REE mladopaleozoických pieskovcov gemerika, normalizovaná na chondrit (Boynton, 1985), zaznamenáva negatívnu Eu anomáliu. Vzorka 12/LA je v porovnaní s ostatnými vzorkami chudobnejšia na LREE a jej trend je viditelne plochý. Môže to súvisieť s nízkym obsahom klastickej zložky.

Tektonickú pozíciu sedimentačného bazénu spájame s extenzným režimom generovaným v predpolí variskej kolíznej sutúry („peripheral forland basin"; Busby a Ingesoll, 1998). Charakter sedimentárnej výplne a zmeny v minerálnom zložení pieskovcov indikujú riftový typ sedimentačného bazénu, ktorý sa vytvoril na kontinentálnej kôre bezprostredne po vzniku variskej kolíznej sutúry (impaktogén v zmysle Sengöra et al., 1978).

„Impaktogény" sú rifty asociované so zónami kontinentálnej kolízie. Vznikajú následne v dôsledku tenzných stresov v kontinentálnej kôre, asociovaných so vznikom kolíznej zóny (Sengör et al., 1978). Pre sedimentárnu výplň takéhoto typu riftu je charakteristické množstvo derivovaného detritu zo samotnej kolíznej sutúry. Dôkazom toho je charakter klastov v pieskovcoch štítnického súvrstvia, prevládajúce zastúpenie litických pieskovcov a výrazná proveniencia indikujúca zdrojovú oblasť recyklovaného orogénu.

Poďakovanie. Táto práca vznikla vďaka Agentúre na podporu výskumu a vývoja, projektu APVV-0438-06.

Literatúra

Bajaník, Š., Vozárová, A. & Reichwalder, P., 1981: Litostratigrafická klasifikácia rakoveckej skupiny a mladšieho paleozoika v Spišsko-gemerskom rudohorí. *In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 75, s. 27 – 56.*

Bajaník, Š., Ivanička, J., Mello, J., Pristaš, J., Reichwalder, P., Snopko, L., Vozár, J. & Vozárová, A., 1984: Geological map of the Slovenské rudohorie Mts. – eastern part 1 : 50 000. *Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.*

Bhatia, M. R. & Crook, K. A. W., 1986: Trace element characteristics of greywackes and tectonic settings discrimination of sedimentary basin. *In: Contr. Mineral. Petrology (Berlin – New York), 92, pp. 181 – 193.*

Boynton, W. V., 1985: Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. *In: P. Henderson (ed.): Rare Earth Element Geochemistry (Developments in Geochemistry 2), Amsterdam, Elsevier, pp. 115 – 152.*

Busby, C. J. & Ingersoll, R. V. (eds)., 1995: Tectonic of sedimentary basins. *Blackwell Scienc, pp. 1 – 548.*

Bystrický, J. & Fusán, O., 1955: O veku pieskovcového súvrstvia v okolí Štítnika. *In: Věst. Ústř. Úst. geol. (Praha), 30, s. 135 – 153.*

Cathalineau, M., 1988. *In:* Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *In: Clay Miner. (Melbourne), 32, pp. 471 – 485.*

Crittelli, S. & Ingersoll, V. R., 1995: Interpretation of neovolcanic versus paleovolcanic sand grains: An example from Miocene deep-marine sandstone of the Topanga Group (Southern California). *In: Sedimentology (Amsterdam), 42, pp. 783 – 804.*

Dickinson, R. W., 1985: Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. *In: G. G. Zuffa (ed.): Provenance of Arenites. Dordrecht, Reidel, pp. 333 – 361.*

Fedo, C. M., Nesbitt, H. W. & Young, G. M., 1995: Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *In: Geology (Boulder), 23, pp. 921 – 924.*

Floyd, E. A., Winchester, J. A. & Park, R. G., 1989: Geochemistry and tectonic setting of Lewisian clastic metasediments from Early Proterozoic Loch Maree group of Gair Loch. N. W. Scotland. *In: Precambr. Res. (Amsterdam), 4, pp. 203 – 214.*

Floyd, P. A. & Leveridge, B. E., 1987: Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: Framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *In: J. Geol. Soc. (Oxford), 144, pp. 531 – 542.*

Graham, A. S., Ingersoll, V. R. & Dickinson, R. W., 1976: Common provenance for lithic grains in Carboniferous sandstones from Ouachita Mountains and Black Warrior Basin. *In: J. sed. Petrology (Tulsa), Vol. 46, No. 3, pp. 620 – 632.*

Guidotti, C. V. & Sassi, F. P., 1976: Muscovite as a petrogenetic indicator mineral in pelitic schists. *In: Neu. Jb. Mineral., Abh. (Stuttgart), 127, pp. 97 – 142.*

Guidotti, C. V. & Sassi, F. P., 1986: Classification and correlation of metamorphic facies series by means of muscovite b_o data from low-grade metapelites. *In: M. Jb. Abh., 153, pp. 363 – 380.*

Guidotti, C. V., Sassi, F. P. & Blencoe, J. G., 1989: Compositional controls of the *a* and *b* cell dimensions of $2M_1$ muscovite. *Eur. J. Miner., 1, pp. 71 – 84.*

Herron, M., 1988: Chemical classification of terrigenous sands and shales from core of log data. *In: J. sed. Petrology (Tulsa), Vol. 58, No. 5, pp. 820 – 829.*

Ingersoll, V. L. & Packer, M. B., 1992: Tectonic evolution of the Japanese islands as reflection in modal composition of Cenozoic forearc and backarc sand and sandstones. *Tectonic, Vol. 11, No. 5, pp. 1 028 – 1 044.*

Mello, J., Elečko, M., Pristaš, J., Reichwalder, P., Snopko, L., Vass, D., Vozárová, A., Gaál, Ľ., Hanzel, V., Hók, J., Kováč, P., Slavkay, M. & Steiner, A., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského krasu 1 : 50 000. *Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, s. 1 – 255.*

Nesbitt, H. W. & Young, G. M., 1982: Early Earth Element in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary processes. *In: Lipin & McKay (eds.): Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements, Review in Mineralogy, 21, Min. Soc. Amer., pp. 169 – 200.*

Pettijohn, F. J., Potter, P. E. & Siever, R., 1972: Sand and sandstones. *New York, Springer-Verlag, pp. 1 – 618.*

Roser, B. P. & Korsch, R. J., 1986: Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO_2 content K_2O/Na_2O ratio. *J. Geol. (Chicago), 94, pp. 635 – 650.*

Sassi, F. P., 1972: The petrologic and geologic significance of the b_o value of potassic white micas in low-grade metamorphic rocks. An aplication to the Eastern Alps. – Tschermaks. *In: Mineral. petrogr. Mitt. (Wien), 18, pp. 105 – 113.*

Sassi, F. P. & Scolari, A., 1974: The b_o value of the potassic white micas as a barometric indicator in low-grade metamorphism of pelitic schist. *In: Contr. Mineral. Petrology (Berlin – New York), 45, pp. 143 – 152.*

Sengör, A. M. C., Burke, K. & Dewey, J. F., 1978: Rifts at high angeles to orogenic belts: Tests for their origin and the upper Rhine graben as an example. *In: Amer. J. Sci. (New Haven), No. 278, pp. 24 – 40.*

Šucha, V. & Eberl, D. D., 1992: Postsedimentary alteration of the Permian sediments in the northern Gemericum and Hronicum of the Western Carpathians. *In: Miner. Slov. (Bratislava), Vol. 24, pp. 399 – 405* (in Slovak).

Tréger, M., 1973: Výskyty uránonosných fosfátov v Spišsko-gemerskom rudohorí. *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 5, č. 1, s. 61 – 64.*

Vozárová, A. & Rojkovič, I., 2000: Permian lacustrine phosphatic sandstones in the Southern Gemeric unit, Western Carpathians, Slovakia. *In: Geol. Carpath. (Bratislava), pp. 265 – 278.*

Vozárová, A. & Vozár, J., 1988: Late Paleozoic in West Carpathians – Mladšie paleozoikum v Západných Karpatoch. *Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 314 s.*

Rukopis doručený 4. 5. 2009
Rukopis akceptovaný 30. 6. 2009
Revidovaná verzia doručená 22. 6. 2009

Petrological and geochemical study of sandstone of the Štítnik Formation: Interpretation of the provenance

Provenance of the Štítnik Formation sandstone was determined by the petrological and geochemical study. Based on mineral composition and matrix content the Štítnik Formation sandstone corresponds to the lithic greywacke. Typical marks of Štítnik Formation sandstone are: high occurrence of Qm in comparison with Qp, prevailing content of plagioclase to potassic feldspar and abundance of acidic felsite. Clastic micas are mainly defined as muscovites. Degradation of feldspar by process of weathering and diagenesis leads mostly to origin of clay minerals, which where altered to finely flakily muscovite by process of regional metamorphism. Accessory minerals consists mainly from zircon, less tourmaline, apatite, rutile, monazite, xenotime, oxides and hydrooxides of Fe and Ti. The petrofacial parameters defined as the $Q_{74,6}$–$F_{6,7}$–$L_{18,7}$ and $Qm_{34,1}$–$F_{3,8}$–$Lt_{62,07}$ percentages indicate the recycled

orogen provenance for the Štítnik Formation sediments. The Alpine metamorphic grade of the Štítnik Formation metasediments derived from the metamorphic mineral assemblage as well as from the Kubler indices ($2\tau = 0.15$ in average) indicate the lower part of the greenschist facies conditions. Characteristic metamorphic mineral association is represented by muscovite + chlorite + albite + calcite, associated with quartz. Temperatures from 292 °C to 363 °C were calculated by chlorite geothermometer of Cathalineau (1988). EMPA analyses of metamorphic and clastic white micas were used to estimate *b* parameter by method published by Guidotti et al. (1989). Values of b_0 show differences of pressure between clastic white micas, their metamorphic margins and metamorphic micas. After scale by Guidotti and Sassi (1986), the clastic white micas are equivalent to low values of medial pressure (9.008 – 9.011 Å). Values b_0 of metamorphic margins of clastic white micas and metamorphic micas correspond to boundary of middle to high pressure of metamorphism (9.036 – 9.055 Å). Sandstones of Štítnik Formation were markedly varied by chemical weathering in the source area and during the transport and sedimentation. Chemical index of alteration CIA shows values 73 to 80, corresponding to middle to intensive chemical weathering. Post-sedimentary alteration exemplifies the high values of PIA (more than 80). The chemical analysis of sandstones, based on oxides, trace and rare earth elements, confirm the upper crustal protolith of the Štítnik Formation sandstone. Tectonic position of the sedimentary basin was connected with rift--related setting associated with collapse of the Variscan continental collision belt. Characteristic petrofacial feature of the sedimentary filling is recycled orogeny provenance.

Mineralia Slovaca, 41 (2009), 67 – 72
ISSN 0369-2086

Jarositový cement vo fluviálnych pieskoch volkovského súvrstvia na lokalite Hlohovec-tehelňa (neogén, Nitrianska pahorkatina)

KATARÍNA ŠARINOVÁ a ONDREJ SLEMENSKÝ

Katedra mineralógie a petrológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina – G,
842 15 Bratislava; sarinova@fns.uniba.sk

The jarosite cement in the fluvial sand of the Volkovce Fm. in the locality Hlohovec-brickyard (Neogene, Nitrianska pahorkatina Upland, Slovakia)

Slightly consolidated fluvial sand of the Volkovce Fm. in the locality Hlohovec-brickyard contains a body of consolidated sand with markedly increased weathering resistance. Our research was focused on a cause assessment of different physical properties of the fluvial sand. Through the use of an electron microprobe there was found the jarosite cement, originating in consequence of interaction between penetrating acid solutions from river flood-plain and alkalis (K, Na) released out of decomposing feldspars.

Key words: jarosite, Volkovce Fm., fluvial sand, Pliocene, X-ray diffraction, Hlohovec

Úvod

Volkovské súvrstvie sa zaraďuje do pliocénu – dáku. Na území Nitrianskej pahorkatiny ho tvoria štrkovité a piesčité fluviálne sedimenty, ktoré na juhu prechádzajú do panvového vývoja. Na študovanom území (obr. 1) ho tvoria prevažne mierne až dobre vytriedené, stredno- až jemnozrnné fluviálne piesky (priemerná veľkosť zŕn Mz = 0,32 – 1,8 φ; Folk a Ward, 1957), ktoré prechádzajú do pelitických sedimentov [Pristaš (ed.), 2000].

Lokalita Hlohovec-tehelňa v súčasnosti predstavuje zasutinený, slabo zachovaný odkryv, v ktorom pri čelnom pohľade vidieť v ľavej časti fluviálne piesky a v pravej časti na báze prachovité sedimenty. Tie smerom do nadložia prechádzajú do ílovitých sedimentov. Bezprostredné podložie pieskov na povrch nevystupuje. Slabo spevnené fluviálne piesky s viditeľným zvrstvením obsahujú závalky sivých ílov a rozplavené sivé íly. V hornej časti odkryvu fluviálnych pieskov je teleso spevnených pieskov s rovnakým zložením a výrazne vyššou odolnosťou proti zvetrávaniu (obr. 2). Predmetom výskumu bolo stanovenie príčiny odlišných fyzikálnych vlastností tohto telesa.

Pelity a prachy sa považujú za sedimenty nivy (Töröková, 2002). Nachádzajú sa v nich diagenetické kryštály sadrovca a sadrovcové krusty. Za zdroj síry sa považuje rozpad pyritu pochádzajúceho z nivných sedimentov (Töröková, 2002).

Metodika štúdia

Vzorky spevnených pieskov sa pozorovali pod polarizačným mikroskopom a následne študovali pod elektrónovým mikroanalyzátorom CAMECA SX 100. Cement sa analyzoval pri 15 keV a 10nA. Vzorec jarositu sa vypočítal na báze $2XO_4$. Súčet $H_3O^+ + Na + K = 1$. Voda, H_3O^+ a OH^- sa dopočítali do vyváženého vzorca.

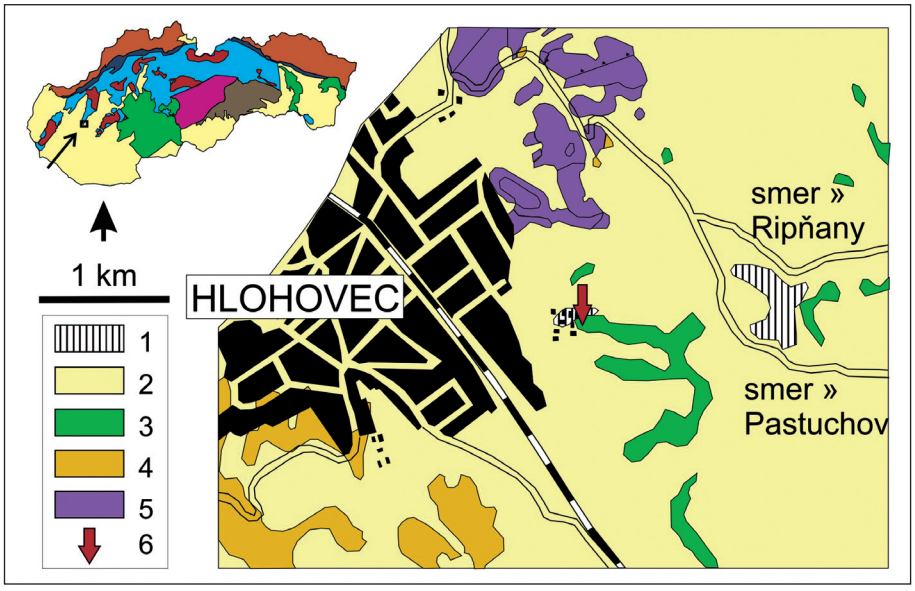
Na potvrdenie prítomnosti jarositu sa robila prášková rtg. difrakcia separovaného jarositového cementu. Rtg. difrakcia sa robila na difraktometri Philips Geologického ústavu SAV Bratislava v rozsahu merania 4 – 69,98 2θ (2Tetha) s krokom 0,02 2θ za použitia Cu-lampy (1,540 56 Å). Rtg. záznam sa vyhodnotil vo VVCE SOLIPHA na Prírodovedeckej fakulte UK.

Opis vzoriek

Spevnené fluviálne piesky volkovského súvrstvia dominantne tvorí polykryštalický a monokryštalický kremeň, ku ktorému sa pričleňujú živce v rôznom štádiu rozpadu. Zriedkavý je výskyt muskovitu. Litické úlomky zastupujú silicity, kvarcity a úlomky pieskovcov a prachovcov. Svojím zložením zodpovedajú sublitarenitom až kremenným arenitom. Z ťažkých minerálov bol vo výbrusoch identifikovaný granát almandínového zloženia, zirkón a turmalín. Matrix sa vo vzorkách prakticky nenachádza. Dotykový a obalový cement je makroskopicky hnedožltý.

Jarosit

To, že cement v pieskoch volkovského súvrstvia tvoria kryštály jarositu, potvrdzuje rtg. difrakčný záznam separovaného cementu (obr. 3, tab. 1). Elektrónovou mikroanalýzou jednotlivých kryštálov sa okrem jarositu v jednom prípade zistil až natrojarosit (tab. 2, obr. 4). Zloženie alkálií v jarosite značne varíruje. V prípade jarositu je rozptyl K od 0,53 do 0,73 vzorcovej jednotky, pričom



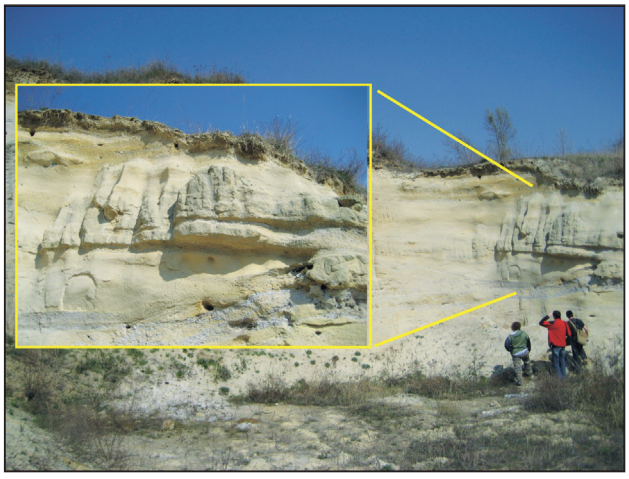
Obr. 1. Mapa študovaného územia (podľa Pristaša, ed., 2000).1 – antropogénne navážky, 2 – kvartér, 3 – pliocén – volkovské súvrstvie, 4 – miocén, 5 – predterciérne podložie, 6 – lokalita.

Fig. 1. Location of studied area (after Pristaš, ed., 2000). 1 – anthropogene load, 2 – Quarternary, 3 – Pliocene – Volkovce Fm., 4 – Miocene, 5 – pre-Tertiary footwall, 6 – locality.

pokles obsahu K sprevádza nárast obsahu Na (tab. 2, obr. 4). Vzorec jarositu tvoriaceho cement môžeme napísať takto:

$K_{(0.53–0.73)}Na_{(0.05–0.33)}H_3O^+_{(0.08–0.17)}Fe_{(2.48–2.82)}Al_{(0.006–0.21)}(SO_4)_{(1.89–1.996)}(PO_4)_{(0.004–0.1)}(OH)_{(4.97–5.5)}H_2O_{(0.5–1.02)}$.

Viazanosť na rozpúšťanie živcov sa prejavuje jarositovými lemami živcových zŕn a nárastom jarositu na mieste rozpúšťaných živcov (obr. 5A–D). Tvorbu jarositového lemu okolo živcov najlepšie dokumentuje obr. 5B. Časť kryštálov jarositu tvorí dotykový cement (obr. 5A, C, E). Na základe zistených údajov môžeme povedať, že vznik jarositu umožnilo rozpúšťanie živcov, ktoré do roztoku uvoľňovali potrebné alkálie. Zloženie alkálií v jarosite bolo výrazne ovplyvnené chemickým zložením rozkladajúceho sa živca.



Obr. 2. Teleso spevnených pieskov vystupujúce zo slabo spevnených pieskov volkovského súvrstvia (lokalita Hlohovec-tehelňa).

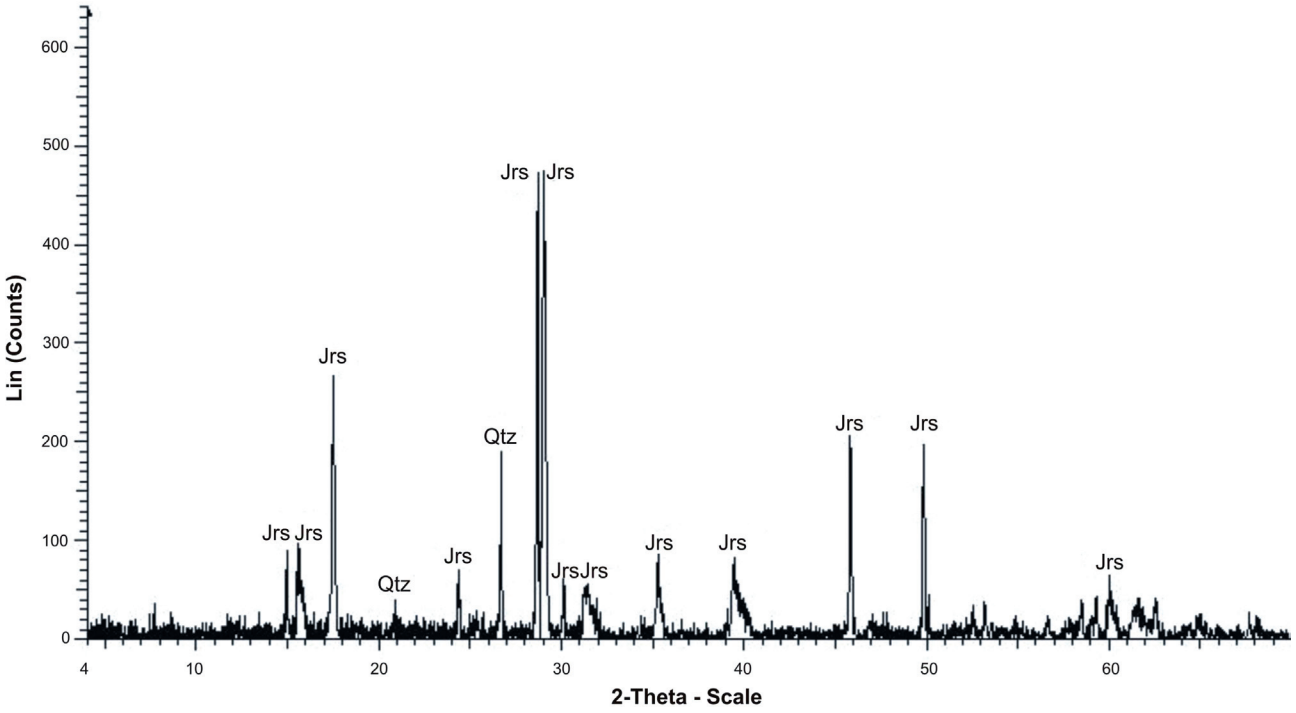
Fig. 2. Body of consolidated sand outcropping from slightly consolidated sands of the Volkovce Fm. (locality Hlohovec-brickyard).

Diskusia

Jarosit môže vznikať niekoľkými spôsobmi. Najbežnejší a najpreskúmanejší je jarosit vznikajúci oxidáciou na sulfidických ložiskách (Dutrizac a Jambor, 2000). Vzhľadom na neprítomnosť sulfidických ložísk a banských odkalísk v blízkosti študovaného územia môžeme tento spôsob vzniku jarositu vylúčiť. Proti tomuto spôsobu vzniku svedčí nízky obsah Pb a As v minerálnom zložení jarositu, prípadne až ich neprítomnosť.

Druhý najbežnejší spôsob vzniku jarositu sa viaže na sulfátové pôdy (pH 3–4), vyvíjajúce sa najčastejšie na morských sedimentoch obsahujúcich malé množstvá pyritu (Dutrizac a Jambor, 2000), alebo je ich vznik viazaný na príbrežné močiare, kde je zdrojom síry brakická voda (Boyd, 1995). Základom vzniku jarositu v tomto prípade je oxidácia pyritu za účasti baktérií rodu *Thyobacillus* (Dutrizac a Jambor, 2000; Boyd, 1995). V prípade, že sa v sedimentoch nachádza K, výsledkom je reakcia: $3Fe(OH)_{3(pyrit)^*} + 2SO_{4(pyrit)^*} + K + 3H = KFe_3(SO_4)_2(OH)_6 \cdot 2H_2O + H_2O$ (Boyd, 1995; *pyrit = produkt rozpadu pyritu). Podobným spôsobom vzniká jarosit aj oxidáciou pyritových konkrécií.

Posledný spôsob vzniku je hydrotermálna alterácia a vznik viazaný na horúce pramene (Dutrizac a Jambor, 2000).



Obr. 3. Rtg. difrakčný záznam jarositového cementu.

Fig. 3. X-ray diffraction pattern of the jarosite cement.

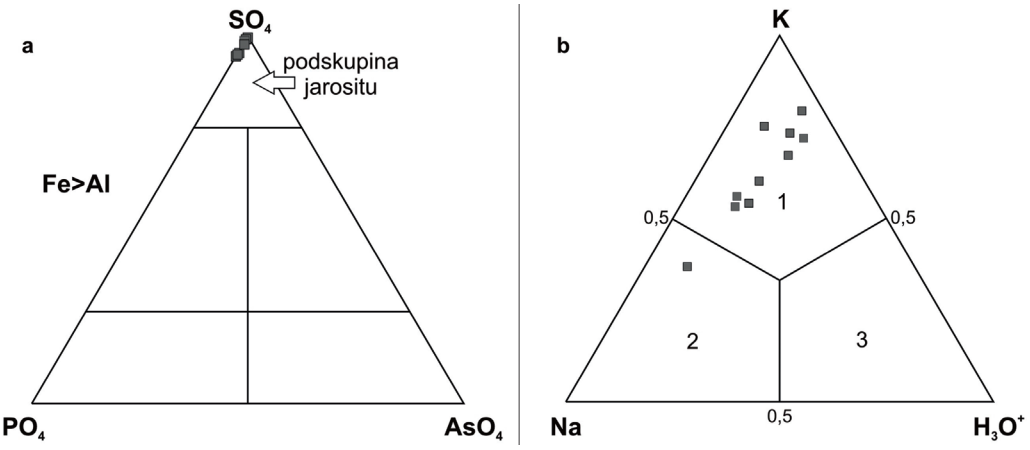
Tab. 1
Rtg. prášková difrakcia jarositu z lokality Hlohovec-tehelňa v porovnaní s jarositom z databázy ICDD – 00-022-0827
X-ray powder diffraction pattern of the jarosite from Hlohovec-brickyard correlated with ICDD database 00-022-0827

H5/07 Cu K1 – 1,54056 Å									
Jarosit: pdf-00-022-0827						Jarosit: Hlohovec-tehelňa			
2θ	d	i	h	k	l	2θ	d	i	obr. 3
14,93	5,9300	45,00	1	0	1	14,94	5,9249	25,94	jrs
15,48	5,7200	25,00	0	0	3	15,62	5,6685	25,16	jrs
17,41	5,0900	70,00	0	1	2	17,46	5,0750	62,50	jrs
						20,90	4,2468	11,09	qtz
24,37	3,6500	40,00	1	1	0	24,36	3,6509	19,22	jrs
						26,68	3,3385	39,53	qtz
28,68	3,1100	75,00	0	2	1	28,68	3,1100	90,78	jrs
28,97	3,0800	100,00	1	1	3	29,04	3,0723	100,00	jrs
30,12	2,9650	15,00	2	0	2	30,14	2,9626	15,00	jrs
31,24	2,6810	30,00	0	0	6	31,34	2,8519	14,69	jrs
35,28	2,5420	30,00	0	2	4	35,34	2,5377	21,09	jrs
39,37	2,2870	40,00	1	0	7	39,46	2,2817	19,22	jrs
45,86	1,9770	45,00	3	0	3	45,84	1,9779	35,63	jrs
49,93	1,8250	45,00	2	2	0	49,86	1,8274	33,28	jrs
						50,14	1,8179	10,00	
52,61	1,7380	6,00	2	2	3	52,56	1,7397	6,88	
53,31	1,7170	6,00	3	1	2	53,28	1,7179	7,19	
56,74	1,6210	6,00	1	3	4	56,80	1,6195	5,94	
58,68	1,5270	4,00	4	0	1	58,54	1,5755	7,81	
59,18	1,5600	6,00	3	1	5	59,28	1,5575	9,22	
60,20	1,5360	20,00	2	2	6	60,10	1,5382	12,97	jrs
61,48	1,5070	20,00	0	2	10	61,48	1,5070	7,50	
						61,70	1,5021	10,31	
62,73	1,4800	8,00	4	0	4	62,66	1,4814	9,53	

ICDD – Medzinárodné centrum pre difrakčné údaje/International centre for diffraction data

Tab. 2
Chemické zloženie jarositového cementu [vypočítané na báze 2(XO_4) a valenčnú vyrovnanosť vzorca. Obsah H_3O^+ bol dopočítaný na K + Na + H_3O^+ = 1]
Chemical composition of the jarosite cement [calculated for 2(XO_4) and valence equilibrium of the formula. Content of H_3O^+ calculated for K + Na + H_3O^+ = 1]

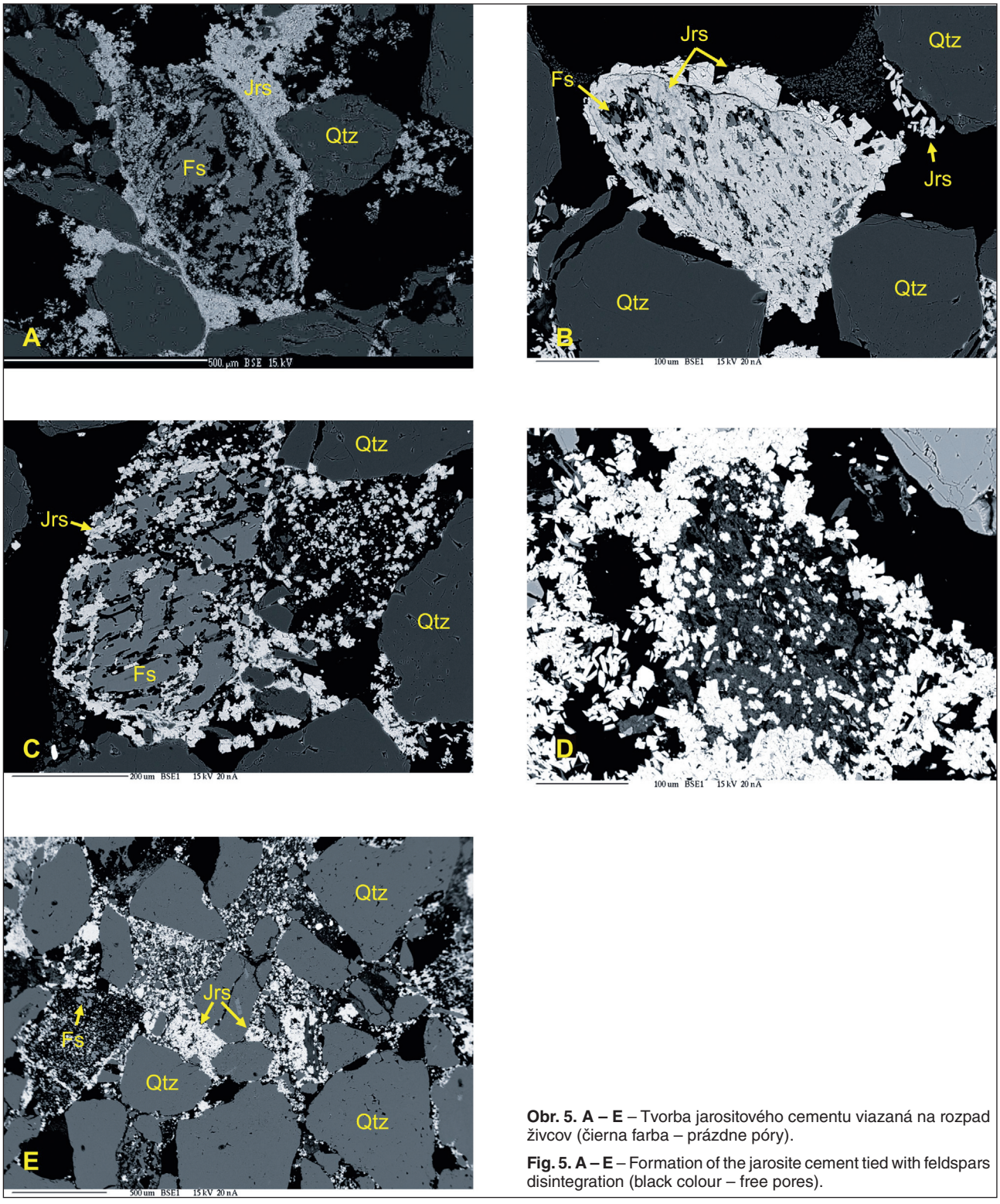
H5/07	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
K_2O	5,48	3,48	6,80	4,93	5,04	7,36	5,18	6,94	6,30	6,91
Na_2O	1,48	3,31	0,53	2,05	1,81	0,32	1,92	0,96	0,88	0,67
CaO	0,02	0,01	0,01	0,02	0,00	0,06	0,04	0,07	0,05	0,04
SrO	0,05	0,00	0,00	0,00	0,07	0,17	0,08	0,23	0,15	0,00
BaO	0,13	0,03	0,07	0,11	0,12	0,08	0,14	0,08	0,10	0,18
PbO	0,02	n. a.	n. a.	n. a.	n. a.	n. a.	n. a.	n. a.	n. a.	n. a.
Al_2O_3	0,33	0,15	0,20	0,13	0,06	2,18	0,52	2,10	2,17	0,81
Fe_2O_3	43,41	44,66	42,66	44,34	44,56	39,81	42,65	40,01	39,85	42,55
SO_3	31,15	31,92	31,60	31,42	31,43	30,33	31,29	30,57	30,59	31,62
P_2O_5	0,06	0,16	0,53	0,09	0,22	1,51	0,35	1,22	1,44	0,57
As_2O_5	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03
Spolu	82,13	83,71	82,48	83,10	83,31	81,82	82,17	82,19	81,53	83,39
K	0,597	0,369	0,717	0,532	0,540	0,782	0,556	0,738	0,665	0,728
Na	0,244	0,532	0,085	0,336	0,296	0,051	0,314	0,155	0,141	0,107
Ca	0,002	0,001	0,001	0,002	0,000	0,005	0,003	0,006	0,005	0,003
Sr	0,002	0,000	0,000	0,000	0,003	0,008	0,004	0,011	0,007	0,000
Ba	0,004	0,001	0,002	0,004	0,004	0,002	0,005	0,003	0,003	0,006
Pb	0,001	–	–	–	–	–	–	–	–	–
*H_3O^+	0,150	0,097	0,195	0,126	0,156	0,151	0,119	0,087	0,179	0,156
Spolu (bez H_3O^+)	0,850	0,903	0,805	0,874	0,844	0,849	0,881	0,913	0,821	0,844
Al	0,033	0,014	0,019	0,013	0,006	0,214	0,052	0,206	0,212	0,079
Fe	2,789	2,791	2,653	2,821	2,821	2,492	2,699	2,511	2,481	2,642
*vak	0,178	0,195	0,328	0,166	0,173	0,294	0,249	0,283	0,308	0,279
Spolu	2,822	2,805	2,672	2,834	2,827	2,706	2,751	2,717	2,692	2,721
SO_4	1,996	1,989	1,960	1,993	1,985	1,894	1,975	1,913	1,899	1,959
PO_4	0,004	0,011	0,037	0,007	0,015	0,106	0,025	0,086	0,101	0,040
AsO_4	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001
Spolu	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
*OH^-	5,472	5,405	4,979	5,500	5,473	5,027	5,241	5,085	4,991	5,131
*H_2O	0,528	0,595	1,021	0,500	0,527	0,973	0,759	0,915	1,009	0,869



Obr. 4. Chemické zloženie jarositového cementu. **a** – klasifikačný diagram jarositovej skupiny podľa Dutrizaca a Jambora (2000), **b** – ternárny diagram K–Na–H_3O^+ odrážajúci zloženie analyzovaných jarositov. 1 – jarosit, 2 – natrojarosit, 3 – hydroniumjarosit (nomenklatúra podľa Burka, 2008).

Fig. 4. Chemical composition of the jarosite cement. **a** – classification of the jarosite group after Dutrizac and Jambor (2000), **b** – ternary plot K–Na–H_3O^+. The spots show the composition of the analysed jarosites. 1 – jarosite, 2 – natrojarosite, 3 – hydroniumjarosite (nomenclature after Burke, 2008).

Prítomnosť sadrovcových kryštálov v pelitických sedimentoch, ktorých pôvod sa vysvetľuje rozkladom pyritu pochádzajúceho z nivných sedimentov (Töröková, 2002), poukazuje na supergénny vznik jarositu. Na rozdiel od pelitických sedimentov, kde síra z roztokov reagovala s Ca za vzniku sadrovca, pri prieniku roztokov bohatých na síru a železo cez sublitické až kremenné piesky volkovského súvrstvia nastávala reakcia s alkáliami uvoľňovanými z rozkladajúcich sa živcov (obr. 5). Výsledkom bola chemická reakcia vedúca k tvorbe jarositového cementu.



Obr. 5. A – E – Tvorba jarositového cementu viazaná na rozpad živcov (čierna farba – prázdne póry).

Fig. 5. A – E – Formation of the jarosite cement tied with feldspars disintegration (black colour – free pores).

Prienik kyslých vôd z nivy do riečiska vysvetľuje aj malé priestorové rozšírenie jarositového cementu v rámci odkryvu fluviálnych pieskov volkovského súvrstvia. Kvôli blízkosti prameňov obsahujúcich síru (Piešťany) a značnú aktivitu minerálnych prameňov v pliocéne nemožno napriek tomu úplne vylúčiť ani vznik jarositu z minerálnych prameňov. Prítomnosť sadrovcových kryštálov a krúst v prachovitých sedimentoch volkovského súvrstvia, ako aj neprítomnosť farebných pigmentov, často sprevádzajúcich takto vzniknuté sedimenty, však svedčí skôr o supergénnom vzniku jarositu.

Záver

Odlišné fyzikálne vlastnosti fluviálnych pieskov volkovského súvrstvia na lokalite Hlohovec-tehelňa zapríčinila prítomnosť jarositového cementu. Vzhľadom na prítomnosť sadrovcových kryštálov v okolitých prachovitých sedimentoch rovnakého veku považujeme jarosit za supergénny. Pravdepodobne vznik jarositu zapríčinil prienik kyslej vody z nivných sedimentov obsahujúcich pyrit do riečiska. Vo fluviálnych pieskoch nastala reakcia kyslého roztoku obsahujúceho síru a železo s alkáliami uvoľnenými rozpadom živcov. Výsledkom reakcie bola tvorba jarositového a zriedkavo až natrojarositového cementu.

Význam výskumu jarositového cementu v neogénnych sedimentoch spočíva v možnosti absolútneho datovania týchto sedimentov metódou K–Ar a Ar–Ar (Stoffregen et al., 2000). Oxidácia pyritu prebieha v povrchových podmienkach, kde sú aktívne baktérie rodu *Thyobacillus*. Tie sa podieľajú na rozklade pyritu. Tento fakt svedčí o tom, že jarositový cement vznikal v čase blízkom tvorbe týchto sedimentov. Vek získaný datovaním jarositu sa bude môcť použiť ako vek sedimentov volkovského súvrstvia.

Supergénny vznik jarositu indikuje aj aridnú či sezónne aridnú klímu a oxidačné prostredie. Klimatické podmienky a genéza sa môžu stanoviť v ďalšom výskume z ľahkých izotopov síry, kyslíka a vodíka.

Príspevok vznikol s podporou grantovej agentúry VEGA 1/3071/06. Rtg. záznam sa vyhodnotil z projektu APVV-VVCE-0033-07 SOLIPHA.

Literatúra

Boyd, C. E., 1995: Bottom Soils, Sediment, and Pond Aquaculture. *In: Springer, p. 348.*

Burke, E. A. J., 2008: Tipdying up mineral names: *An IMA – CNMNC scheme for suffixes, hyphens and diacritical marks. In: The mineralogical record, Vol. 39, No. 2, pp. 131 – 134.*

Dutrizac, J. E. & Jmabor, J. L., 2000: Jarosites and their application in hydrometallurgy. *In: Reviews in Mineralogy & Geochemistry – Sulphate Minerals – Crystallography, Geochemistry and Environmental Significance, 40, pp. 405 – 452.*

Folk, R. L. & Ward, W., 1957: Brazos river bars: *A study in the significance of grin size parameters. In: J. Sed. Petrology (Tulsa), Vol. 27, No. 1, pp. 3 – 27.*

Pristaš, J. (ed.), 2000: Vysvetlivky ku geologickej mape Podunajskej nížiny – Nitrianskej pahorkatiny 1 : 50 000. *Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 250 s.*

Stoffregen, R. E., Alpers, C. N. & Jambor, J. L., 2000: Alunite–jarosite crystallography, thermodynamics and geochronology *In: Reviews in Mineralogy & Geochemistry – Sulphate Minerals – Crystallography, Geochemistry and Environmental Significance, 40, pp. 453 – 479.*

Töröková, I., 2002: Sedimentológia vrchnomiocénnych a pliocénnych sedimentov severnej časti Podunajskej nížiny. [Dizertačná práca]. *Manuskript. Bratislava, archív KMP PriF UK, 104 s.*

Rukopis doručený 10. 11. 2008
Rukopis akceptovaný 30. 6. 2009
Revidovaná verzia doručená 16. 2. 2009

The jarosite cement in the fluvial sand of the Volkovce Fm. in the locality Hlohovec-brickyard (Neogene, Nitrianska pahorkatina Upland, Slovakia)

The Volkovce Fm. is ranged to the Pliocene (Dacian). In studied territory it is formed by slightly consolidated fluvial sand merging into a basin evolution (Pristaš, ed., 2000). In the locality Hlohovec-brickyard a body of consolidated sand with considerably increased weathering resistance is situated in slightly consolidated sand. An object of our research intended to reveal the grounds for different physical properties of the fluvial sands in the Volkovce Fm. The consolidated sand corresponds to quartz arenite to sublitharenite. Lithic fragments are composed of silicites, quartzites, siltstones and sandstones. There are present feldspars in a different stage of disintegration. Different physical properties were caused by the presence of the jarosite cement. Variation in the alkali composition (K, Na) points out to the influence of chemical composition of dissolved feldspars to formation of the jarosite. The jarosite cement forms rims around the feldspar grains, and formation of the jarosite cement continued in the place of dissolving feldspars. That supports an idea, that the jarosite crystallization was enabled by the feldspars disintegration, where feldspars supplied alkalis. A source of sulphur and iron is presumed in the river flood-plain sediments of the Volkovce Fm., as an outcome of pyrites decomposition in the oxidizing environments (Töröková, 2002). This conclusion is supported also by the presence of the gypsum crystals in the silty to pelitic sediments of the Volkovce Fm. Penetration of acidic waters from the river flood-plain to the river bed through the sands of the Volkovce Fm. induced reaction of the S and Fe ions from the solution with alkalis, released from decomposing feldspars, and the formation of jarosite. Significance of the jarosite cement consists in possibility of its absolute dating by the K-Ar and Ar-Ar method, as well as in opportunity of determination of climatic conditions based on the stable isotopes of sulphur, hydrogen and oxygen.

Mineralia Slovaca, 41 (2009), 73 – 82
ISSN 0369-2086

Nové minerály schválené IMA a publikované v rokoch 2003 – 2004

MARTIN ŠTEVKO[1], DANIEL OZDÍN[1] a PETER BAČÍK[2]

[1]Katedra mineralógie a petrológie, Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava; ozdin@fns.uniba.sk
[2]Katedra mineralógie a petrológie, Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského, SOLIPHA, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava

New minerals published in 2003 – 2004

Key words: new minerals, Slovak terminology, nomenclature, type locality, origin of mineral name

Od roku 2001, keď bola ustanovená komisia pre nomenklatúru a terminológiu v mineralógii pri Slovenskej geologickej spoločnosti (KNTM SGS), sa začalo systematicky pracovať na názvosloví minerálov a písaní ich kryštalochemických vzorcov. Jej výsledkom bola publikácia o slovenských názvoch minerálov (Ozdín a Uher, 2002). Nadväzovala na názvoslovie publikované Koděrom et al. (1977), ktoré bolo už značne zastarané a koncom 20. stor. takmer nepoužiteľné, pretože pokrok vo vede, aj v mineralógii a systematike, bol za ostatných 23 rokov enormný. Medzinárodná mineralogická asociácia koncom 90. rokov 20. stor. začala tvoriť pracovné skupiny, ktorých cieľom bolo vytvoriť prehľadné klasifikácie jednotlivých, väčšinou významnejších skupín minerálov. Tieto pracovné skupiny vytvorili najmä od roku 2001 viac klasifikácií. Ich dôsledkom bola okrem iného aj diskreditácia alebo premenovanie mnohých minerálov. Navyše, bolo publikovaných niekoľko nových, resp. sa spresnilo niekoľko staronových pravidiel pri identifikácii nových fáz a ich pomenúvaní. Cieľom KNTM pri SGS je preto v určitej časovej následnosti kopírovať trendy vo svetovej nomenklatúre a terminológii a prispôsobovať a kodifikovať názvy minerálov. Ako sa v praxi ukázalo, nie je vždy vhodné nové názvy minerálov schvaľovať hneď po ich publikovaní. Terminológia a nomenklatúra v rámci Medzinárodnej mineralogickej asociácie v súčasnosti zaznamenáva najväčší rozvoj počas svojej existencie. Dynamika tohto rastu často spôsobuje zmeny, pretože stále nie sú ustálené bezvýhradné pravidlá na pomenúvanie minerálov, ktoré by platili jednotne pre všetky minerály mineralogického systému. Tento zoznam právoplatne schválených nových minerálov, ich názvov a kryštalochemických vzorcov nadväzuje na zoznam z roku 2004 (Mineralia Slovaca – nové minerály za roky 2001 – 2002), ktorý je doplnkom názvoslovia z roku 2002 autorov Ozdína a Uhera.

V zozname minerálov sú iba minerály, ktoré schválila komisia pre nové minerály, nomenklatúru a klasifikáciu pri Medzinárodnej mineralogickej asociácii (CNMNC IMA – Commission in New Minerals, Nomenclature and Classification of the International Mineralogical Association) a zároveň boli publikované. Je to dôležitá podmienka uznania nového minerálu. Citované práce prvoopisov minerálov v tomto príspevku nie sú súčasťou zoznamu literatúry, pretože ide o informatívny prehľadný zoznam zameraný najmä na slovenskú terminológiu. Podobne sa tieto doplnky o nových mineráloch publikujú vo väčšine európskych a svetových periodík.

Minerály sú zoradené v zozname podľa roku ich publikovania a potom v abecednom poradí. Pri každom mineráli, pokiaľ boli o ňom uverejnené tieto informácie, je v prvom riadku uvedený názov minerálu, skratka pôvodu názvu, kryštalochemický vzorec, priestorová grupa a číslo, pod ktorým bol minerál schválený IMA. V druhom riadku je vysvetlený pôvod názvu a citácia. V ďalších riadkoch sú postupne uvedené typové lokality, vzťah k ďalším minerálom a prípadné poznámky.

Skratky použité v texte

AM – American Mineralogist, CM – Canadian Mineralogist, CMP – Contributions to Mineralogy and Petrology, CR – Crystallography Reports, DAN – Doklady Akademii Nauk, EJM – European Journal of Mineralogy, GG – Gems a Gemology, JCGS – Journal of Czech Geological Society, JMPS – Journal of Mineralogical and Petrological Sciences, MM – Mineralogical Magazine, MP – Mineralogy and Petrology, MR – Mineralogical Record, NDN – New Data on Minerals, NJMM – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte, PNAS – Proceedings of the National Academy of Sciences, RAGA – Revista de la Asociación Geológica

Argentina, VS – Vulkanologija i Seismologija, ZVMO – Zapiski Vserossijskogo Mineralogičeskogo Obščestva
? – údaje neboli uvedené
PN – pôvod názvu, **TL** – typová lokalita(-y), **VM** – vzťah k ďalším minerálom

2002 – doplnok

MENŠIKOVIT (m.) $Pd_3Ni_2As_3$, hex., *P*6$_3$/*m*; (IMA 1993--057)
PN: podľa ruského mineralóga J. P. Menšikova (Barkov et al., 2002; CM, 40, 679 – 692)
TL: Lukkulaisvaarska vrstvovitá intrúzia, Karélia, Rusko
VM: vytvára tuhý roztok s majakitom
Pozn.: anglický názov menshikovite

OMINELIT (zem.) $(Fe,Mg)Al_3BSiO_9$, romb., *Pbnm*; (IMA 1999-025)
PN: podľa typovej lokality – pohoria Omine (Hiroi et al., 2002; AM, 87, 160 – 170)
TL: odkryvy porfýrických granitov pozdĺž rieky Misen, pohorie Omine, Tenkawa, prefektúra Nara, Honšú, Japonsko
VM: Fe^{2+} analóg grandidieritu

2003

ALSACHAROVIT-Zn (m., chem.) $NaSrKZn(Ti,Nb)_4[Si_4O_{12}]_2(O,OH)_4 \cdot 7H_2O$, mon., *Cm*; (IMA 2002-003)
PN: podľa ruského geológa A. S. Sacharova a obsahu Zn (Pekov et al., 2003; ZVMO, 132, 1, 52 – 58)
TL: Lepche-Neľm, Lovozerský alkalický masív, Kola, Rusko
VM: skupina labuncovitu, izoštruktúrny, s gutkovaitom
Pozn.: anglický názov alsakharovite-Zn

ANORTOMINASRAGRIT (gr., zem.) $V^{4+}O(SO_4)(H_2O)_5$, trikl., $P\bar{1}$; (IMA 2001-040)
PN: podľa symetrie a príbuznosti s minasragritom (Cooper et al., 2003; CM, 41, 959 – 979)
TL: bane North Mesa, Temple Mountain, Emery County, Utah, USA
VM: polymorfná modifikácia ortominasragritu a minasragritu
Pozn.: anglický názov anorthominasragrite

ANSERMETIT (m.) $MnV_2O_6 \cdot 4H_2O$, mon., *C*2/*c*; (IMA 2002-017)
PN: podľa švajčiarskeho mineralóga S. Ansermeta (Brugger et al., 2003; CM, 41, 1 423 – 1 431)
TL: baňa Fianel, Ausserferrera, kantón Graubünden, Švajčiarsko
VM: špecifická štruktúra

ARTSMITHIT (m.) $Hg_4Al(PO_4)_{2-x}(OH)_{1+3x}$, kde x = 0,26, mon., *C*2/*c*; (IMA 2002-039)
PN: podľa amerického geológa Arthura E. Smitha, ktorý objavil tento minerál (Roberts et al., 2003; CM, 41, 721 – 725)
TL: Funderburk prospect, Pike County, Arkansas, USA
VM: špecifická štruktúra

BOBJONESIT (m.) $V^{4+}O(SO_4)(H_2O)_3$, mon., $P2_1/n$; (IMA 2000-045)
PN: podľa amerického zberateľa minerálov R. Jonesa (Schindler et al., 2003; CM, 41, 83 – 90)
TL: bane North Mesa, Temple Mountain, Emery County, Utah, USA
VM: člen série minasragritu-stanleyitu

BOROCOOKEIT (chem., m.) $Li_{1+3x}Al_{4-x}(BSi_3)O_{10}(OH,F)_8$, kde x = 0 – 0,33, mon., pseudo *C*2/*m*; (IMA 2000-013)
PN: podľa chemického zloženia (obsah B) a príbuznosti s cookeitom (Zagorsky et al., 2003; AM, 88, 830 – 836)
TL: pegmatity Sosedka a Mochovaja, Malchanské ložisko, Čikojský kraj, oblasť Čity, Rusko
VM: analóg cookeitu s dominantným B; skupina chloritu

CALDERÓNIT (m.) $Pb_2Fe^{3+}(VO_4)_2(OH)$, mon., $P2_1/m$; (IMA 2001-022)
PN: podľa profesora S. Calderóna za jeho príspevok k poznaniu mineralógie Španielska (Tánago et al., 2003; AM, 88, 1 703 – 1 708)
TL: baňa Las Colmenitas, Santa Marta, provincia Badajoz, Španielsko
VM: skupina brackebuschitu

CAVOIT (chem.) CaV_3O_7, romb., *Pnma*; (IMA 2001-024)
PN: podľa chemického zloženia (Ca, V a O) (Bassso et al., 2003; EJM, 15, 181 – 184)
TL: baňa Gambatesa, Reppia, Lingúrsko, Taliansko
VM: prírodný analóg syntetického CaV_3O_7, izoštruktúrny s SrV_3O_7 a CdV_3O_7

CEPINIT-Ca (m., chem.) $(Ca,K,Na,\square)_2(Ti,Nb)_2(Si_4O_{12})(OH,O)_2 \cdot 4H_2O$, mon., *C*2/*m*; (IMA 2002-020)
PN: podľa A. I. Cepina a dominantného obsahu Ca (Pekov et al., 2003; NJMM, 10, 461 – 480)
TL: baňa Lovčorrit, Jukspor, Chibinský alkalický masív, Kola, Rusko
VM: skupina labuncovitu, Ca analóg cepinitu-K a cepinitu--Na
Pozn.: anglický názov tsepinite-Ca

CEPINIT-K (m., chem.) $[(K,Ba,Na)_2(Ti,Nb)_2(Si_4O_{12})(OH,O)_2] \cdot 3H_2O$, mon., *Cm*; (IMA 2002-005)
PN: podľa A. I. Cepina a dominantného obsahu K (Čukanov et al., 2003; ZVMO, 132, 1, 38 – 51)
TL: Karnasurt, Lovozerský alkalický masív, Kola, Rusko
VM: skupina labuncovitu, K analóg cepinitu-Ca a cepinitu--Na
Pozn.: anglický názov tsepinite-K

ČEJKAIT (m.) $Na_4(UO_2)(CO_3)_3$, trikl., *P*1 alebo $P\bar{1}$; (IMA 1999-045)
PN: podľa J. Čejku, ktorý výrazne prispel k poznaniu kryštalochémie minerálov uranylu (Ondruš et al., 2003; AM, 88, 686 – 693)
TL: Jáchymov, Krušné hory, Česká republika
VM: príbuzný s andersonitom

DIVERSILIT-(Ce) (lat., chem.,) $Na_2(Ba,K)_6Ce_2Fe^{2+}Ti_3[Si_3O_9]_3[SiO_3OH]_3(OH,H_2O)_9$**, trig.,** *R*32; (IMA 2002-043)
PN: z latinského diversus (heterogénny) a príbuznosti so silikátmi (Chomjakov et al., 2003; ZVMO, 132, 5, 34 – 39)
TL: Jukspor, Chibinský alkalický masív, Kola, Rusko
VM: špecifická štruktúra

EVESLOGIT (zem.) $(Ca,K,Na,Sr,Ba)_{48}[(Ti,Nb,Fe,Mn)_{12}(OH)_{12}Si_{48}O_{144}](F,OH,Cl)_{14}$**, mon.,** *P*2/*m*; (IMA 2001-023)
PN: podľa typovej lokality (Menšikov et al., 2003; ZVMO, 132, 59 – 67)
TL: Eveslogčorr, Chibinský alkalický masív, Kola, Rusko
VM: štruktúra blízka astrofylitu

FERI-KLINOFEROHOLMQUISTIT (chem., gr., m.) $\square Li_2(Fe^{2+}{}_{23}Fe^{3+}{}_{32}Li)Si_8O_{22}(OH)_2$**, mon.,** *C*2/*m*; (IMA-2001--066)
PN: názov bol odvodený z platnej klasifikácie skupiny amfibolu (Oberti et al., 2003; CM, 41, 1 345 – 1 354)
TL: dolina Arrayo de la Yedra, Sierra de Guadarrama, Madrid, Španielsko
VM: skupina amfibolu
Pozn.: anglický názov ferri-clinoferroholmquistite

FEROKENTBROOKSIT (chem., m.) $Na_{15}Ca_6(Fe,Mn)_3Zr_3NbSi_{25}O_{73}(O,OH,H_2O)_3(Cl,F,OH)_2$**, trig.,** *R*3*m*; (IMA 1999--046)
PN: podľa chemického zloženia a príbuznosti s kentbrooksitom (Johnsen et al., 2003; CM, 41, 55 – 60)
TL: lom Poudrette, Mont Saint-Hilaire, Rouville County, Quebec, Kanada
VM: Fe analóg kentbrooksitu

FEROSAPONIT (chem., lat.) $Ca_{0.3}(Fe^{2+},Mg,Fe^{3+})_3(Si,Al)_4O_{10}(OH)_2{\cdot}4H_2O$**, mon.,** *P*?; (IMA 2002-028)
PN: podľa chemického zloženia a príbuznosti so saponitom (Čukanov et al., 2003; ZVMO, 132, 2, 68 – 74)
TL: ložisko Levoberežje pri rieke Nižnaja Tunguska, Evenkija, Východosibírsky región, Rusko
VM: skupina smektitu, Fe^{2+} analóg saponitu
Pozn.: anglický názov ferrosaponite

FLUORONYBÖIT (chem., zem.) $NaNa_2(Al_2Mg_3)(Si_7Al)O_{22}F_2$**, mon.,** *C*2/*m*; (IMA 2002-010)
PN: podľa chemického zloženia a príbuznosti s nyböitom (Oberti et al., 2003; MM, 67, 769 – 782)
TL: Jianchang, prefektúra Lianyungang, provincia Jiangsu, Čína
VM: skupina amfibolu, F analóg nyböitu

FLUÓRVESUVIANIT (chem., zem.) $Ca_{19}(Al,Mg,Fe^{2+})_{13}[SiO_4]_{10}[Si_2O_7]_4O(F,OH)_9$**, tetr.,** *P*4/*nnc*; (IMA 2000-040)
PN: podľa chemického zloženia a príbuznosti s vesuvianitom (Britvin et al., 2003; CM, 41, 1 371 – 1 380)
TL: baňa Lupikko, Pitkäranta, Karélia, Rusko
VM: skupina vesuvianitu, analóg vesuvianitu s dominantným F
Pozn.: anglický názov fluorvesuvianite

GANTERIT (zem.) $[Ba_{0.5}(Na+K)_{0.5}]Al_2(Si_{2.5}Al_{1.5}O_{10})(OH)_2$**, mon.,** *C*2/*c*; (IMA 2000-033)
PN: podľa typovej lokality, údolia Gantertal (Graeser et al., 2003; CM, 41, 1 271 – 1 280)
TL: Gantertal, Simplónsky región, Wallis, Švajčiarsko
VM: skupina sľudy, Ba analóg muskovitu

GLAGOLEVIT (m.) $NaMg_6Si_3AlO_{10}(OH)_8{\cdot}H_2O$**, trikl.,** *C*1; (IMA 2001-064)
PN: podľa ruského mineralóga A. A. Glagoleva (Seredkin et al., 2003; ZVMO, 132, 67 – 75)
TL: baňa Železnij, flogopitové ložisko, Kovdorský masív, Kola, Rusko
VM: štruktúra podobná chloritom

GOLDQUARRYIT (zem.) $CuCd_2Al_3(PO_4)_4F_2(H_2O)_{10}(H_2O)_2$**, trikl.,** $P\bar{1}$; (IMA 2001-058)
PN: podľa typovej lokality (Roberts et al., 2003; MR, 34, 237 – 240)
TL: baňa Gold Quarry, Carlin, Eureka Co., Nevada, USA
VM: nový štruktúrny typ

GRAULICHIT-(Ce) (m., chem.) $CeFe^{3+}{}_3(AsO_4)_2(OH)_6$**, trig.,** *R*3*m*; (IMA 2002-001)
PN: podľa belgického banského inžiniera J. M. Graulicha a dominantného obsahu Ce (Hatert et al., 2003; EJM, 15, 733 – 739)
TL: Hourt, Vielsalm, Stavelotský masív, Belgicko
VM: skupina crandallitu, analóg arzenoflorencitu-(Ce) s dominantným Fe

HILLIT (m.) $Ca_2(Zn,Mg)(PO_4)_2{\cdot}2H_2O$**, trikl.,** $P\bar{1}$; (IMA 2003-005)
PN: podľa R. Hilla, ktorý objavil tento minerál (Jakubovič et al., 2003; CM, 41, 981 – 989)
TL: Reaphook Hill, Martins Well, Južná Austrália, Austrália
VM: skupina fairfielditu, Zn analóg collinsitu

CHLÓRBARTONIT (chem., m.) $K_6Fe_{24}S_{26}(Cl,S)$**, tetr.,** *I*4/*mmm*; (IMA 2000-048)
PN: podľa chemického zloženia a príbuznosti s bartonitom (Yakovenchuk et al., 2003; CM, 41, 503 – 511)
TL: Koašva, Chibinský alkalický masív, Kola, Rusko
VM: analóg bartonitu s dominantným Cl
Pozn.: anglický názov chlorbartonite

IKRANIT (org.) $(Na,H_3O)_{15}(Ca,Mn,REE)_6Fe^{3+}{}_2Zr_3(\square,Zr)(\square,Si)Si_{24}O_{66}(O,OH)_6Cl{\cdot}nH_2O$**, trig.,** *R*3*m*; (IMA 2000-010)
PN: podľa Kryštalografického inštitútu Ruskej akadémie vied (IKRAN) (Čukanov et al., 2003; ZVMO, 132, 5, 22 – 33)
TL: ložisko Karnasurt, Lovozerský alkalický masív, Kola, Rusko
VM: skupina eudyalitu

KAPUSTINIT (m.) $Na_{5.5}Mn_{0.25}ZrSi_6O_{16}(OH)_2$**, mon.,** *C*2/*m*; (IMA 2003-018)
PN: podľa ruského mineralóga J. L. Kapustina, ktorý sa intenzívne venoval štúdiu alkalických masívov (Pekov et al., 2003; ZVMO, 132, 6, 1 – 14)

TL: pegmatit Palitra, Kedykvarpakch, Lovozerský alkalický masív, Kola, Rusko
VM: skupina lovozeritu

KARBOKENTBROOKSIT (chem., m.) $(Na,\square)_{12}(Na,Ce)_3Ca_6Mn_3Zr_3Nb(Si_{25}O_{73})(OH)_3(CO_3)\cdot H_2O$, trig., *R*3*m*; (IMA 2002-056)
PN: podľa prítomnosti CO_3 skupiny a príbuznosti s kentbrooksitom (Chomjakov et al., 2003; ZVMO, 132, 5, 40 – 51)
TL: ľadovec Dara-i-Pioz, pohorie Ťan-šan, Tadžigistan
VM: skupina eudyalitu
Pozn.: anglický názov carbokentbrooksite

KLINOBARYLIT (gr., chem.) $BaBe_2Si_2O_7$, mon., *P*m; (IMA 2002-015)
PN: podľa symetrie a príbuznosti s barylitom (Čukanov et al., 2003; ZVMO, 132, 29 – 37)
TL: Jukspor, Chibinský alkalický masív, Kola, Rusko
VM: dimorfný s barylitom
Pozn.: anglický názov clinobarylite; Krivovičev et al. (2004; NJMM, 8, 373 – 384) spresnili kryštálovú štruktúru klinobarylitu a zistili, že je polytypom barylitu. Napriek tejto skutočnosti nebol klinobarylit dosiaľ oficiálne diskreditovaný.

KLINOZOISIT-(Sr) (gr., m., chem.) $CaSrAl_3(Si_2O_7)(SiO_4)O(OH)$, mon., $P2_1/m$; (IMA 2001-055)
PN: podľa príbuznosti s klinozoisitom a dominantného obsahu Sr (Miyajima et al., 2003; JMPS, 98, 118 – 129)
TL: Miyabana, Ohmi, prefektúra Niigata, Honšú, Japonsko
VM: skupina epidotu, analóg zoisitu s dominantným Sr
Pozn.: pôvodne opísaný ako niigatait, v roku 2006 premenovaný epidotovou subkomisiou pri CNMNC

KOCHIT (m.) $Na_2(Na,Ca)_4Ca_4(Mn,Ca)_2Zr_2Ti_2(Si_2O_7)_4(O,F)_4F_4$, trikl., $P\bar{1}$; (IMA 2002-012)
PN: podľa dánskeho geológa L. Kocha, ktorý mapoval oblasť Werner Bjerge (Christiansen et al., 2003; EJM, 15, 551 – 554)
TL: Hvide Ryg, alkalický komplex Werner Bjerge, provincia Tunu, Grónsko (Dánsko)
VM: Ti a Mn analóg rosenbuschitu

KOZOIT-(La) (m., chem.) $La(CO_3)(OH)$, romb., *Pmcn*; (IMA 2002-054)
PN: podľa príbuznosti s kozoitom-(Nd) a dominantného obsahu La (Miyawaki et al., 2003; JMPS, 98, 137 – 141)
TL: Mitsukoshi, prefektúra Saga, Kjušú, Japonsko
VM: skupina ankylitu, La analóg kozoitu-(Nd)

KUCHARENKOIT-(La) (m., chem.) $Ba_2(La,Ce)(CO_3)_3F$, mon., $P2_1/m$; (IMA 2002-019)
PN: podľa príbuznosti s kucharenkoitom-(Ce) a dominantného obsahu La (Pekov et al., 2003; ZVMO, 132, 3, 55 – 64)
TL: baňa Kirovskij, Kukisvumčorr, Chibinský alkalický masív, Kola, Rusko
VM: analóg Kucharenkoitu-(Ce) s dominantným La
Pozn.: anglický názov kukharenkoite-(La)

KUPČÍKIT (m.) $Cu_{3.4}Fe_{0.6}Bi_5S_{10}$, mon., *C*2/*m*; (IMA 2001-017)
PN: podľa profesora mineralógie V. Kupčíka z Univerzity v Bratislave a Univerzity v Göttingene (Topa et al., 2003; CM, 41, 1 155 – 1 166)
TL: scheelitové ložisko, Felbertal, Vysoké Taury, Rakúsko
VM: člen kuprobizmutitovej homologickej série, prírodný analóg syntetického $Cu_4Bi_5S_{10}$
Pozn.: v literatúre sa ustálil vzorec $Cu_4Bi_5S_{10}$

MAIKAINIT (zem.) $Cu_{20}(Fe,Cu)_6Mo_2Ge_6S_{32}$, kub., $P\bar{4}3n$; (IMA 1992-038)
PN: podľa typovej lokality (Spiridonov et al., 2003; DAN, 393A, 1 329 – 1 332)
TL: ložisko Maikain, Kazachstan
VM: člen germanitovej série

MAGNEZIOSTAUROLIT (chem., gr.) $\square_4Mg_4Al_{16}(Al_2\square_2)Si_8O_{40}[O_6(OH)_2]$, mon., *C*2/*m*; (IMA 1992-035)
PN: podľa chemického zloženia a príbuznosti so staurolitom (Chopin et al., 2003; EJM, 15, 167 – 176)
TL: dolina Gilba, masív Dora Maira, provincia Cuneo, Piedmont, Taliansko
VM: člen staurolitovej skupiny s dominantným Mg
Pozn.: anglický názov magnesiostaurolite

MARÉCOTTIT (zem.) $Mg_3(H_2O)_{18}[(UO_2)_4O_3(OH)(SO_4)_2]_2(H_2O)_{10}$, trikl., $P\bar{1}$; (IMA 2001-056)
PN: podľa typovej lokality (Brugger et al., 2003; AM, 88, 676 – 685)
TL: uránový výskyt La Creusa, Les Marécottes, Wallis, Švajčiarsko
VM: skupina zippeitu

MARINELLIT (m.) $[(Na,K)_{42}Ca_6](Si_{36}Al_{36}O_{144})(SO_4)_8Cl_2\cdot 6H_2O$, trig., *P*31*c*; (IMA 2002-021)
PN: podľa talianskeho profesora mineralógie G. Marinelliho (Bonaccorsi a Orlandi, 2003; EJM, 15, 1 019 – 1 027)
TL: Sacrofano, Lácium, Taliansko
VM: skupina kankrinitu

MOSKVINIT-(Y) (m., chem.) $Na_2K(Y,REE)Si_6O_{15}$, romb., *Ibmm*; (IMA 2002-031)
PN: podľa ruského geológa A. V. Moskvina a dominantného obsahu Y (Agachanov et al., 2003; ZVMO, 132, 6, 15 – 21)
TL: ľadovec Dara-i-Pioz, pohorie Ťan-šan, Tadžikistan
VM: K a REE analóg syntetického $Na_3Y(Si_6O_{15})$

NESKEVAARAIT-Fe (zem., chem.) $NaK_3Fe(Ti,Nb)_4(Si_4O_{12})_2(O,OH)_4\cdot 6H_2O$, mon., *Cm*; (IMA 2002-007)
PN: podľa typovej lokality a dominantného obsahu Fe (Čukanov et al., 2004; NDM, 38, 9 – 14)
TL: Neskevaara, komplex Vuorijarvi, Karélia, Rusko
VM: skupina labuncovitu

NIKISCHERIT (m.) $NaFe_6Al_3(SO_4)_2(OH)_{18}(H_2O)_{12}$, trig., $R\bar{3}$; (IMA 2001-039)
PN: podľa amerického mineralóga A. J. Nikischera, ktorý objavil tento minerál (Huminicki et al., 2003; MR, 34, 155 – 158; Huminicki et al., 2003; CM, 41, 79 – 82)

TL: baňa Huanuni, Huanuni, provincia Dalence, Oruro, Bolívia
VM: skupina halotrichitu, príbuzný so shigaitom

OVAMBOIT (zem.) $Cu_{20}(Fe,Cu,Zn)_6W_2Ge_6S_{32}$, kub., $P\bar{4}3n$; (IMA 1992-039)
PN: podľa regiónu Ovambo, v ktorom sa nachádza typová lokalita (Spiridonov et al., 2003; DAN, 393A, 1 329 – 1 332)
TL: baňa Tsumeb, Namíbia
VM: člen germanitovej série

PARACEPINIT-Ba (gr., m., chem.) $(Ba,Na,K)_{2-x}(Ti,Nb)_2(Si_4O_{12})(OH,O)_2 \cdot 4H_2O$, mon., $C2/m$; (IMA 2002-006)
PN: podľa para- z gréckeho blízky, príbuznosti s cepinitom-Na a dominancie Ba (Čukanov et al., 2003; ZVMO, 132, 1, 38 – 51)
TL: Lepche-Neľm, Lovozerský alkalický masív, Kola Rusko
VM: skupina labuncovitu, analóg cepinitu-Na s dominantným Ba
Pozn.: anglický názov paratsepinite-Ba

PARAVINOGRADOVIT (gr., m.) $(Na,\square)_2[(Ti^{4+},Fe^{3+})_4\{Si_2O_6\}_2\{Si_3AlO_{10}\}(OH)_4]H_2O$, trikl., $P1$; (IMA 2002-033)
PN: podľa štruktúrnej a chemickej podobnosti s vinogradovitom (Chomjakov et al., 2003; CM, 41, 989 – 1 002)
TL: Kukisvumčorr, Chibinský masív, Kola, Rusko
VM: štruktúrne podobný na vinogradovit

PARVOWINCHIT (lat., m.) $Na(Na,Mn)_{\Sigma 2}(Mg_4Fe^{3+})_{\Sigma 5}Si_8O_{22}(OH)_2$, mon., $C2/m$; (IMA 2003-066)
PN: podľa latinského parvo – malý, čo označuje vysoký obsah malých katiónov (Mn, Mg), a príbuznosti s winchitom (Leake et al., 2003; CM, 41, 1 355 – 1 362)
TL: baňa Tirodi, Tirodi, Madhya Pradesh, India
VM: skupina amfibolu
Pozn.: pôvodne bol tento minerál opísaný ako tirodit, ale tento názov bol diskreditovaný v amfibolovej nomenklatúre publikovanej v roku 1997; viac informácií (Burke a Ferraris, 2004; CM, 42, 3, 905 – 913)

PERCLEVEIT-(Ce) (m., chem.) $(Ce,La,Nd)_2Si_2O_7$, tetr., $P4_1$; (IMA 2002-023)
PN: podľa švédskeho profesora chémie P. T. Clevea a dominantného obsahu Ce (Holtstam et al., 2003; EJM, 15, 725 – 731)
TL: Bastnäs, Våstmanland, Švédsko
VM: izoštruktúrny s $Ln_2Si_2O_7$

PERTSEVIT (m.) Mg_2BO_3F, romb., $Pna2_1$; (IMA 2002-030)
PN: podľa ruského mineralóga N. N. Pertseva špecializujúceho sa na minerály bóru a ich ložiská (Scheryer et al., 2003; EJM, 15, 1 007 – 1 018)
TL: potok Kebirinija, Verchojansk, Jakutsko, Rusko
VM: izoštruktúrny so syntetickým Mg_2BO_3F

PEZZOTTAIT (m.) $Cs(Be_2Li)Al_2Si_6O_{18}$, trig., $R\bar{3}m$; (IMA 2003-022)
PN: podľa talianskeho mineralóga F. Pezzottu za prispenie k poznaniu mineralógie Madagaskaru (Laur et al., 2003; GG, 39, 284 – 290)
TL: pegmatit Sakavalana, Ambatovita, provincia Fianarantsoa, Madagaskar
VM: skupina berylu

RASLAKIT (zem.) $Na_{15}Ca_3Fe_3(Na,Zr)_3Zr_3(Si,Nb)(Si_{25}O_{73})(OH,H_2O)_3(Cl,OH)$, trig., $R3$; (IMA 2000-067)
PN: podľa typovej lokality (Čukanov et al., 2003; ZVMO, 132, 5, 22 – 33)
TL: Raslak, Karnasurt, Lovozerský alkalický masív, Kola, Rusko
VM: skupina eudyalitu

SAILAUFIT (zem.) $(Ca,Na,\square)_2Mn_3O_2(AsO_4)_2(CO_3) \cdot 3H_2O$, mon., Cm; (IMA 2000-005)
PN: podľa typovej lokality (Wildner et al., 2003; EJM, 15, 555 – 564)
TL: lom Fuchs, Ober-Sailauf, Bavorsko, Nemecko
VM: skupina arzenosideritu, štruktúra blízka mitridatitu a pararobertsitu

SANTABARBARAIT (zem., m.) $Fe^{3+}{}_3(PO_4)_2(OH)_3 \cdot 5H_2O$, amorf.; (IMA 2000-052)
PN: podľa oblasti výskytu jednej z typových lokalít a zároveň patrónky baníkov svätej Barbory (tal. Santa Barbara) (Pratesi et al., 2003; EJM, 15, 185 – 182)
TL: Valdarno, banská oblasť Santa Barbara, Toskánsko, Taliansko a Wannon Falls, Hamilton, Viktória, Austrália
VM: podobný vivianitu a metavivianitu

SCHLEMAIT (zem.) $(Cu,\square)_6PbSe_4$, mon., $P2_1/m$; (IMA 2003-026)
PN: podľa typovej lokality (Förster et al., 2003; CM, 41, 1 433 – 1 444)
TL: uránové ložisko Niederschlema, Hartenstein, Erzgebirge, Sasko, Nemecko
VM: je podobný na furutobeit $(Cu, Ag)_6PbS_4$, ale nie je s ním izoštruktúrny

SFÉROBERTRANDIT (gr., m.) $Be_3SiO_4(OH)_2$, mon., $P2_1/c$; IMA (bez čísla)
PN: podľa typického tvaru agregátov a príbuznosti s bertranditom (Pekov et al., 2003; EJM, 15, 157 – 166)
TL: Sengisčorr, Lovozerský masív, Kola, Rusko a lom Tuften, Tvedalen, Nórsko
VM: pravdepodobne patrí do série euklasu
Pozn.: anglický názov sphaerobertrandite; prvý raz bol tento minerál pomenovaný v roku 1957, ale nepovažoval sa za samostatný minerálny druh

NATRO-FERI-FEROPEDRIZIT (chem., m.) $NaLi_2(Fe^{2+}{}_{22}Fe^{3+}{}_{32}Li)Si_8O_{22}(OH)_2$, mon., $C2/m$; (?)
PN: názov bol odvodený z platnej klasifikácie minerálov skupiny amfibolu (Oberti et al., 2003; CM, 41, 1 345 – 1 354)
TL: dolina Arrayo de la Yedra, Sierra de Guadarrama, Madrid, Španielsko
VM: skupina amfibolu
Pozn.: anglický názov sodic-ferri-ferropedrizitte

ŠIROKŠINIT $K(NaMg_2)Si_4O_{10}F_2$, mon., $C2/m$; (IMA 2001-063)

PN: podľa ruského geológa N. V. Širokšina (Pekov et al., 2003; EJM, 15, 447 – 454)
TL: Kukisvumčorr, Chibinský masív, Kola, Rusko
VM: skupina sĺúd, analóg tainiolitu
Pozn.: anglický názov shirokshinite

ŠVENEKIT (m.) $Ca(H_2AsO_4)_2$, trikl., $P\bar{1}$; (IMA 1999-007)
PN: podľa českého mineralóga J. Šveneka (Ondruš et al., 2003; JCGS, 48, 149 – 155)
TL: baňa Svornost, Jáchymov, Krušné hory, Česká republika
VM: špecifická štruktúra

TANTALIT-(Mg) (chem.) $(Mg,Fe)(Ta,Nb)_2O_6$, romb., *Pbcn*; (IMA 2002-018)
PN: podľa chemického zloženia (Pekov et al., 2003; ZVMO, 132, 2, 49 – 59)
TL: pegmatitové pole Lipovka, oblasť Rež, Ural, Rusko
VM: skupina columbitu-tantalitu

TELJUŠENKOIT (m.) $CsNa_6[Be_2(Si,Al,Zn)_{18}O_{39}F_2]$, trig., $P\bar{3}m1$; (IMA 2001-012)
PN: podľa petrografky T. M. Teljušenkovej (Agachanov et al., 2003; NDM, 38, 5 – 8)
TL: ľadovec Dara-i-Pioz, pohorie Ťan-Šan, Tadžikistan
VM: skupina leifitu, Ce analóg leifitu
Pozn.: anglický názov telyushenkoite

TILLMANNSIT (m.) $(Ag_3Hg)(V,As)O_4$, tetr., $I\bar{4}$; (IMA 2001--010)
PN: podľa rakúskeho profesora E. Tillmannsa z Inštitútu mineralógie a kryštalografie vo Viedni (Sarp et al., 2003; EJM, 15, 177 – 180)
TL: bane Roua, dolina Var, Daluis, Alpes-Maritimes, Francúzsko
VM: špecifická štruktúra

TSUMGALLIT (zem., chem.) GaO(OH), romb., *Pbnm*; (IMA 2002-011)
PN: podľa typovej lokality a chemického zloženia (Schlüter et al., 2003; NJMM, 521 – 527)
TL: baňa Tsumeb, Namíbia
VM: skupina diasporu

TUIT (m.) γ-$Ca_3(PO_4)_2$, trig., $R\bar{3}$; (IMA 2001-070)
PN: podľa G. Tu, riaditeľa Geochemického inštitútu Čínskej akadémie vied (Xie et al., 2003; EJM, 15, 1 001 – 1 005)
TL: chodrit L6 Suizhou, Dayanpo, prefektúra Suizhou, provincia Hubei, Čína
VM: skupina whitlockitu, dimorfný s merrillitom

VASILJEVIT (m.) $(Hg_2)^{2+}{}_{10}O_6I_3Br_2Cl(CO_3)$, trikl., $P\bar{1}$; (IMA 2003-016)
PN: podľa ruského mineralóga V. I. Vasiljeva, objaviteľa mnohých ortuťových minerálov (Roberts et al., 2003; CM, 41, 1 161 – 1 172)
TL: baňa Clear Creek, New Idria, San Benito Co., Kalifornia, USA
VM: patrí do širšej skupiny oxyhalogenidov s Hg
Pozn.: anglický názov vasilyevite

WATATSUMIIT (m.) $KNa_2LiMn_2V_2Si_8O_2$, mon., *Cc*; (IMA 2001-043)
PN: podľa japonského boha mora Watatsumiho, preto, lebo minerál je V a Mn analógom neptunitu, ktorý bol pomenovaný podľa gréckeho boha mora Neptúna (Matsubara et al., 2003; JMPS, 98, 142 – 150)
TL: baňa Tanohata, prefektúra Iwate, Honšú, Japonsko
VM: skupina neptunitu, V a Mn analóg neptunitu

ZINKOSTAUROLIT (chem., gr.) $\square_4Zn_4Al_{16}(Al_2\square_2)Si_8O_{40}[O_6(OH)_2]$, mon., *C2/m*; (IMA 1992-036)
PN: podľa chemického zloženia a príbuznosti so staurolitom (Chopin et al., 2003; EJM, 15, 167 – 176)
TL: dolina Matt, oblasť Zermatt – Saas Fee, Wallis, Švajčiarsko
VM: člen staurolitovej skupiny s dominantným Zn
Pozn.: anglický názov zincostaurolite

ZIRSILIT-(Ce) (chem.) $(Na,\square)_{12}(Ce,Na)_3Ca_6Mn_3Zr_3Nb(Si_{25}O_{73})(OH)_3(CO_3)\cdot H_2O$, trig., *R3m*; (IMA 2002-057)
PN: podľa chemického zloženia (**zir**conium **sil**icate) (Chomjakov et al., 2003; ZVMO, 132, 5, 40 – 51)
TL: ľadovec Dara-i-Pioz, pohorie Ťan-šan, Tadžikistan
VM: skupina eudyalitu

2004

AGARDIT-(Ce) (m., chem.) $CeCu_6(AsO_4)_3(OH)_6\cdot 3H_2O$, hex., $P6_3/m$; (IMA 2003-030)
PN: podľa príbuznosti s agarditom-(Y) a dominantného obsahu Ce (Walenta et al., 2004; A, 55, 17 – 23)
TL: baňa Clara, Oberwolfach, Čierny les, Nemecko
VM: skupina mixitu, analóg agarditu s dominantným Ce

ALMARUDIT (org.) $K(\square,Na)_2(Mn,Fe,Mg)_2(Be,Al)_3[Si_{12}O_{30}]$, hex., *P6/mmc*; (IMA 2002-048)
PN: podľa latinského názvu Univerzity vo Viedni **Al**ma **Ma**ter **Rud**olphina (Mihajlović et al., 2004; NJMM, 179, 265 – 294)
TL: Bellerberg, Ettringen, Laecher See, Eifel, Nemecko
VM: bezvápenatý a bezvodý analóg milaritu

ALUMINO-MAGNEZIOHULSIT (chem., m.) $Mg_2(Al,Mg,Sn)O_2(BO_3)$, mon., *P2/m*; (IMA 2002-038)
PN: podľa dominantného obsahu Al a príbuznosti s magneziohulsitom (Pertsev et al., 2004; EJM, 16, 151 – 161)
TL: potok Kebirinija, Verchojansk, Jakutsko, Rusko
VM: analóg magneziohulsitu s dominantným Al

ANGELAIT (zem.) $Cu_2AgPbBiS_4$, mon., $P2_1/n$; (IMA 2003-064)
PN: podľa typovej lokality (Brodtkorb a Paar, 2004; RAGA, 59, 4, 787 – 789)
TL: baňa Angela, oblasť Los Manantiales, provincia Chubut, Argentína
VM: príbuzný s miharaitom
Pozn.: prvé informácie o tomto mineráli publikovali Topa et al. (2004)

ANKINOVIČIT (m.) (Ni,Zn)$Al_4(VO_3)_2(OH)_{12}$•$2H_2O$, mon., $P2_1/n$; (IMA 2002-063)
PN: podľa mineralógov E. A. Ankinovičovej a S. G. Ankinoviča (Karpenko et al., 2004; ZVMO, 133, 2, 59 – 70)
TL: Kurumsak, Kazachstan a Kara-Chagyra, Kyrgyzstan
VM: Ni analóg alvanitu
Pozn.: anglický názov ankinovichite

ASPIDOLIT (gr.) $NaMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$, mon. (polytyp 1*M*), *C*2/*m*; (IMA 2004-049)
PN: z gréckeho *aspisidos* – štít, tvar pripomínajúci agregáty aspidolitu (Kogure et al., 2004; EJM, 16, 891 – 898)
TL: baňa Kasuga, Kasuga-mura, prefektúra Gifu, Honšú, Japonsko
VM: skupina sĺúd, Na analóg flogopitu
Pozn.: okrem polytypu 1*M* je známy ešte triklinický polytyp aspidolitu 1*A* s bodovou grupou $C\bar{1}$

ARAPOVIT (m.) (U,Th)$(Ca,Na)_2(K_{1-x}\square_x)Si_8O_{20}$•$H_2O$, tetr., *P*4/*mcc*; (IMA 2003-046)
PN: podľa ruského geológa J. A. Arapova, autora mnohých prác o geochémii, mineralógii a petrológii Strednej Ázie (Agachanov et al., 2004; NDM, 39, 14 – 19)
TL: ľadovec Dara-i-Pioz, pohorie Ťan-šan, Tadžikistan
VM: skupina steacyitu, U analóg turkestanitu

AURIVILLIUSIT (m.) $Hg^{2+}Hg^{1+}$**OI, mon.,** *C*2/*c*; (IMA 2002--022)
PN: podľa K. Aurivilliusovej z Univerzity v Lunde, ktorá sa zaoberala syntetizovaním a kryštálovými štruktúrami zlúčenín Hg (Roberts et al., MM, 68, 241 – 245)
TL: baňa Clear Creek, New Idria district, San Benito Co., Kalifornia, USA
VM: analóg terlinguaitu s dominantným I

BARIO-OLGIT (chem., m.) $Ba(Na,Sr,REE)_2Na[PO_4]_2$, trig., *P*3; (IMA 2003-002)
PN: podľa chemického zloženia (obsah Ba) a príbuznosti s olgitom (Pekov et al., 2004; ZVMO, 133, 1, 41 – 49)
TL: pegmatit Palitra, Kedykvarpakch, Lovozerský alkalický masív, Kola, Rusko
VM: analóg olgitu s dominantným Ba
Pozn.: anglický názov bario-olgite

COUTINHOIT (m.) $Th_xBa_{(1-2x)}(H_2O)_y(UO_2)_2Si_5O_{13}$•$H_2O$, **kde 0<x<0,5 a 0<y<(2+x), romb.,** *Cmbb*; (IMA 2003-025)
PN: podľa profesora mineralógie J. M. V. Coutinhoa z Inštitútu geologických vied v Sao Paulo (Atencio et al., 2004; AM, 89, 721 – 724)
TL: pegmatit Córrego do Urucum, Galiléa, Minas Gerais, Brazília
VM: pravdepodobne izoštruktúrny s weeksitom

EYSELIT (m.) $Fe^{3+}Ge^{4+}{}_3O_7(OH)$**, romb.,** *P* (bližšie neidentifikovaná priest. grupa); (IMA 2003-052)
PN: podľa profesora kryštalografie Ruprecht-Karls--Universität v Heidelbergu W. H. Eysela za jeho príspevok k štúdiu germanátov a za jeho početné príspevky do PDF databázy (Roberts et al., 2004; CM, 42, 1 771 – 1 776)
TL: baňa Tsumeb, Namíbia
VM: člen novej skupiny alebo zaradenie do skupiny stottitu

FERI-OTTOLINIIT (chem., m.) $\square(Na,Li)(Mg_3Fe_2^{3+})Si_8O_{22}(OH)_2$**, mon.,** *C*2/*m*; (IMA 2001-067)
PN: podľa chemického zloženia (obsah Fe) a L. Ottoliniho (Oberti et al., 2004; AM, 89, 888 – 893)
TL: masív Pedraza, dolina Arroyo de la Yedra, pohorie Sierra de Guadarrama, Španielsko
VM: skupina amfibolu
Pozn.: anglický názov ferri-ottoliniite

FERIWHITTAKERIT (chem., m.) $Na(Na,Li)(Mg_2Fe_2^{3+}Li)Si_8O_{22}(OH)_2$**, mon.,** *C*2/*m*; (IMA 2001-069)
PN: podľa chemického zloženia (obsah Fe) a E. J. W. Whittakera (Oberti et al., 2004; AM, 89, 888 – 893)
TL: masív Pedraza, dolina Arroyo de la Yedra, pohorie Sierra de Guadarrama, Španielsko
VM: skupina amfibolu
Pozn.: anglický názov ferriwhittakerite

FOSFOWALPURGIT (chem., zem.) $(BiO)_4(UO_2)(PO_4)_2$•$2H_2O$**, trikl.,** $P\bar{1}$; (IMA 2001-062)
PN: podľa chemického zloženia (obsah P) a príbuznosti s walpurgitom (Sejkora et al., 2004; CM, 42, 963 – 972)
TL: Smrkovec, Mariánské Lázně, Slavkovský les, Česká republika
VM: analóg walpurgitu s dominantným P
Pozn.: anglický názov phosphowalpurgite

FILATOVIT (m.,) $K[(Al,Zn)_2(As,Si)_2O_8]$**, mon.,** *I*2/*c*; (IMA 2002-052)
PN: podľa S. K. Filatova zo Štátnej univerzity v Petrohrade, ktorý výrazne prispel k štúdiu minerálov vznikajúcich z exhalácií (Vergasova et al., 2004; EJM, 16, 533 – 536)
TL: tzv. veľká puklina, sopka Tolbačik, Kamčatka, Rusko
VM: skupina živcov

GRAMACCIOLIIT-(Y) (m., chem.) $(Pb,Sr)(Y,Mn)(Ti,Fe^{3+})_{18}Fe^{3+}{}_2O_{38}$**, trig.,** $R\bar{3}$; (IMA 2001-034)
PN: podľa profesora C. M. Gramaccioliho z Univerzity v Miláne a dominantného obsahu Y (Orlandi et al., 2004; EJM, 16, 171 – 175)
TL: Sambuco, dolina Stura, Piedmont, Taliansko
VM: skupina crichtonitu, Y analóg senaitu a Pb analóg dessauitu

GJERDINGENIT-Mn (zem., chem.) $(K,Na)_2(Mn,Fe)[(Nb,Ti)_4(Si_4O_{12})_2(O,OH)_4]$•$6H_2O$**, mon.,** *C*2/*m*; (IMA 2003-015)
PN: podľa príbuznosti s gjerdingenitom-Fe a dominantného obsahu Mn (Raade et al., 2004; EJM, 16, 979 – 987)
TL: Gjerdingselva, Lunner, Oppland, Nórsko
VM: skupina labuncovitu, analóg gjerdingenitu-Fe s dominantným Mn

GRENMARIT (zem.) $(Zr,Mn)_2(Zr,Ti)(Mn,Na)(Na,Ca)_4(Si_2O_7)_2(O,F)_4$**, mon.,** *P*2/*c*; (IMA 2003-024)

PN: podľa nórskeho názvu Langesundsfjordu (Grenmar) (Bellezza et al., 2004; EJM, 16, 971 – 978)
TL: Vesle Arøya, Langesundsfjord, Vestfold, Nórsko
VM: izoštruktúrny so seidozeritom

HAINEAULTIT (m.) $(Na,Ca)_5Ca(Ti,Nb)_5(Si,S)_{12}O_{34}(OH,F)_8 \cdot 5H_2O$, romb., *C*222; (IMA 1997-015)
PN: podľa G. Haineaulta, zberateľa minerálov z Mont Saint--Hilaire (McDonald et al., 2004; CM, 42, 769 – 780)
TL: lom Poudrette, Mont Saint-Hilaire, Quebec, Kanada
VM: skupina xonotlitu, Ca analóg zoritu

HÅLENIUSIT-(La) (m., chem.) (La,Ce)OF, kub., *Fm*3*m*; (IMA 2003-028)
PN: podľa profesora mineralógie U. Håleniusa zo Švédskeho múzea prírodných vied (Holstam et al., 2004; CM, 42, 1 097 – 1 103)
TL: Bastnäs, Våstmanland, Švédsko
VM: izoštruktúrny s fluoritom
Pozn.: v pôvodnej práci je uvedený len vzorec $La_{(1-y)}[Ce^{3+}_{(y-x)}Ce^{4+}_x]O_{(1+x)}F_{(1-x)}$

HAPKEIT (m.) Fe_2Si, kub., *Pm*3*m*; (IMA 2003-014)
PN: podľa profesora B. Hapkeho z Univerzity v Pittsburghu (Anand et al., 2004; PNAS, 101, 6 847 – 6 851)
TL: mesačný meteorit Dhofar 280, provincia Dhofar, Omán
VM: štruktúra typu CsCl

HERBERTHSMITHIT (m.) $Cu_3Zn(OH)_6Cl_2$, trig., $R\bar{3}m$; (IMA 2003-041)
PN: podľa G. F. Herberta Smitha z Britského múzea, ktorý objavil paratacamit (Braithwaite et al., 2004; MM, 68, 527 – 539)
TL: baňa Los Tres Presidentes, Sierra Gorda, Čile
VM: príbuzný s paratacamitom
Pozn.: syn. anarakit

JACQUESDIETRICHIT (m.) $Cu_2[BO(OH)_2](OH)_3$, romb., *Pnma*; (IMA 2003-012)
PN: podľa francúzskeho geológa Jacquesa E. Dietricha, ktorý objavil tento minerál (Kampf et al., 2004; EJM, 16, 361 – 366)
TL: Mn ložisko Tachgagalt, provincia Ouarzazate, Maroko
VM: špecifická štruktúra

JAGUÉIT (zem.) $Cu_2Pd_3Se_4$, mon., $P2_1/c$; (IMA 2002-060)
PN: podľa obce Jagué, ktorá je najbližším obydlím pri bani El Chire (Paar et al., 2004; CM, 42, 1 745 – 1 755)
TL: baňa El Chire, Jagué, La Rioja, Argentína
VM: Cu analóg chrisstanleyitu
Pozn.: argentínsky názov obce je Jagüé, napriek tomu sa v literatúre ustálil názov jaguéit

JARANDOLIT (zem.) $Ca[B_3O_4(OH)_3]$, mon., $P2_1/a$; (IMA 1995-20)
PN: podľa typovej lokality, Jarandolského bazénu (Malinko et al., 2004; NDM, 39, 26 – 31)
TL: Pobrdjski Potok a Piskanja, Jarandolský bazén, Srbsko
VM: štruktúrne a chemicky blízky colemanitu

KADMOINDIT (chem.) $CdIn_2S_4$, kub., *Fd*3*m*; (IMA 2003-042)
PN: podľa chemického zloženia (obsah Cd) a príbuznosti s inditom (Chaplygin et al., 2004; ZVMO, 133, 4, 21 – 27)
TL: sopka Kudriavy, ostrov Iturup, Kurilské ostrovy, Rusko
VM: skupina tiospinelov
Pozn.: anglický názov cadmoindite

KALIOARFVEDSONIT (chem., m.) $KNa_2Fe^{2+}_4Fe^{3+}Si_8O_{22}(OH)_2$, mon., *C*2/*m*; (IMA 2003-043)
PN: podľa chemického zloženia (obsah K) a príbuznosti s arfvedsonitom (Pekov et al., 2004; NJMM, 12, 555 – 574)
TL: oblasť Kangerlaursuk, Ilímaussaq, Grónsko, Dánsko a pegmatit Palitra, Kedykvarpakch, Lovozerský alkalický masív, Kola, Rusko a apatitová baňa Kirkovskii, Kukisvumčorr, Chibinský alkalický masív, Kola, Rusko
VM: skupina amfibolu, analóg arfvedsonitu s dominantným K
Pozn.: anglický názov potassicarfvedsonite

KALIOKARFOLIT (chem., gr.) $K(Mn^{2+},Li)_2Al_4Si_4O_{12}(OH)_4F_4$, romb., *Ccca*; (IMA 2002-064)
PN: podľa chemického zloženia (obsahu K) a príbuznosti s karfolitom (Tait et al., 2004; CM, 42, 121 – 124)
TL: batolit Sawtooth, Centerville, Boise County, Idaho, USA
VM: skupina karfolitu
Pozn.: anglický názov potassiccarpholite

KOKČETAVIT (zem.) $KAlSi_3O_8$, hex., *P*6/*mmm*?; (IMA 2004-011)
PN: podľa typovej lokality (Hwang et al., 2004; CMP, 148, 380 – 389)
TL: Kumdy-Kul, Kokčetavský masív, Kazachstan
VM: skupina živca
Pozn.: anglický názov kokchetavite

KUANNERSUIT-(Ce)(zem., chem.) $Ba_6Na_2REE_2(PO_4)_6FCl$, trig., $P\bar{3}$; (IMA 2002-013)
PN: podľa typovej lokality a dominantného obsahu Ce (Friis et al., 2004; CM, 42, 95 – 106)
TL: Kuannersuit plató, Ilímaussaqský alkalický komplex, Grónsko, Dánsko
VM: skupina apatitu, Ba analóg belovitu-(Ce)

LARISAIT (m.) $Na(H_3O)(UO_2)_3(SeO_3)_2O_2 \cdot 4H_2O$, mon., $P1_1m$; (IMA 2002-061)
PN: podľa ruskej mineralogičky Larisy N. Belovej (Čukanov et al., 2004; EJM, 16, 367 – 374)
TL: baňa Repete, Blanding, San Juan County, Utah, USA
VM: štruktúrne blízky s guilleminitom

LEOGANGIT (zem.) $Cu_{10}(AsO_4)_4(SO_4)(OH)_6 \cdot 8H_2O$, mon., *C*2/*c*; (IMA 1998-032)
PN: podľa typovej lokality (Lengauer et al., 2004; MP, 81, 187 – 201)
TL: Danielstollen, Leogang, Salzburg, Rakúsko a Inschlagalm, Leogang, Salzburg, Rakúsko
VM: séria zapatalitu-chalkofylitu

LEPCHENEĽMIT-Zn (zem., chem.) $Ba_2Zn(Ti,Nb)_4[Si_4O_{12}]_2(O,OH)_4 \cdot 7H_2O$, mon., *Cm*; (IMA 2003-003)

PN: podľa typovej lokality a dominantného obsahu Ba (Pekov et al., 2004; ZVMO, 133, 1, 49 – 58)
TL: pegmatit č. 45, Lepche-Neľm, Lovozerský alkalický masív, Kola, Rusko
VM: skupina labuncovitu, vytvára kompletný tuhý roztok s kuzmenkoitom-Zn
Pozn.: anglický názov lepkhenelmite-Zn

LINDBERGIT (m.) $Mn(C_2O_4)\cdot 2H_2O$, mon., *C*2/*c*; (IMA 2003-029)
PN: podľa pracovníčky USGS M. L. Lindbergovej-Smithovej (Atencio et al., 2004; AM, 89, 1 087 – 1 091)
TL: baňa Boca Rica, Galiléia, Minas Gerais, Brazília
VM: Mn analóg humboldtínu a glušinskitu

MAGNEZIOSADANAGAIT (chem., m.) $NaCa_2[Mg_3(Al,Fe^{3+})_2]Si_5Al_3O_{22}(OH)_2$, mon., *C*2/*m*; (IMA 2002-051)
PN: podľa dominantného obsahu Mg a príbuznosti so sadanagaitom (Banno et al., 2004; EJM, 16, 177 – 183)
TL: Kasuga-mura, prefektúra Gifu, Honšú, Japonsko
VM: skupina amfibolu
Pozn.: anglický názov magnesiosadanagaite; názov magneziosadanagait bol prvýkrát použitý pre iný minerál zo skupiny amfibolu (IMA 1982-102), neskôr v rámci novej klasifikácie bol tento minerál kvôli dominantnému obsahu draslíka premenovaný na kalio--magneziosadanagait

MALEJEVIT (m.) $BaB_2Si_2O_8$, romb., *Pnma*; (IMA 2002--027)
PN: podľa bulharského mineralóga M. N. Malejeva (Pautov et al., 2004; CM, 42, 107 – 119)
TL: ľadovec Dara-i-Pioz, pohorie Ťan-šan, Tadžikistan
VM: analóg danburitu s dominantným Ba
Pozn.: anglický názov maleevite

MANGANOKUKISVUMIT (chem., zem.) $Na_6MnTi_4Si_8O_{28}\cdot 4H_2O$, romb., *Pccn*; (IMA 2002-029)
PN: podľa chemického zloženia (obsah Mn) a príbuznosti s kukisvumitom (Gault et al., 2004; CM, 42, 781 – 785)
TL: lom Poudrette, Mont Saint-Hilaire, Rouville County, Quebec, Kanada
VM: analóg kukisvumitu s dominantným Mn

MAZZETTIIT (m.) $Ag_3HgPbSbTe_5$, romb., *Pna*2_1 alebo *Pnam*; (IMA 2004-003)
PN: podľa G. Mazzettiiho, kurátora mineralogických zbierok v Múzeu prírodných vied vo Florencii (Bindi et al., 2004; CM, 42, 1 739 – 1 743)
TL: Findley Gulch, Saguache County, Colorado, USA
VM: príbuzný s petrovicitom

MENJAJLOVIT (m.) $Ca_4AlSi(SO_4)F_{13}\cdot 12H_2O$, kub., *Fd*3; (IMA 2002-050)
PN: podľa ruského vedca Menjajlova(?) (Vergasova et al., 2004; VS, 2, 3 – 5)
TL: tzv. veľká puklina, sopka Tolbačik, Kamčatka, Rusko
VM: séria gearksutitu-čuchrovitu-(Ce)
Pozn.: anglický názov meniaylovite

MÚZEUMIT (vec.) $Pb_5AuSbTe_2S_{12}$, mon., *P*2$_1$ alebo *P*2$_1$/*m*; (IMA 2003-039)
PN: ako uznanie pre všetky múzeá vo svete, ktoré starostlivo uchovávajú historické vzorky (Bindi et al., 2004; EJM, 16, 835 – 838)
TL: Săcărâmb, Rumunsko
VM: príbuzný s nagyágitom
Pozn.: anglický názov museumite

NABALAMPROFYLIT (chem., gr.) $Ba(Na,Ba)\{Na_3Ti[Ti_2O_2Si_4O_{14}](OH,F)_2\}$, mon., *P*2/*m*; (IMA 2001-060)
PN: podľa chemického zloženia (obsah Na a Ba) a príbuznosti s minerálmi lamprofyllitovej skupiny (Čukanov et al., 2004; ZVMO, 133, 1, 59 – 72)
TL: Inagli, Jakutsko, Rusko a Kovdorský masív, Kola, Rusko
VM: skupina lamprofyllitu
Pozn.: anglický názov nabalamprophyllite

NEVADAIT (zem.) $(Cu^{2+},\square,Al,V^{3+})_6[Al_8(PO_4)_8F_8](OH)_2(H_2O)_{22}$, romb., *P*2$_1$*mn*; (IMA 2002-035)
PN: podľa štátu, v ktorom sa nachádza typová lokalita (Copper et al., 2004; CM, 42, 741 – 752)
TL: baňa Gold Qaurry, Carlin, Eureka County, Nevada, USA
VM: špecifická štruktúra

PARACEPINIT-Na (gr., m., chem.) $(Na,Sr,K,Ba)_7(Ti,Nb)_8[Si_4O_{12}]_4(O,OH)_8\cdot 8H_2O$, mon., *C*2/*m*; (IMA 2003-008)
PN: podľa gréckeho para – blízky, príbuznosti s cepinitom a dominancie Na v jednej zo štruktúrnych pozícií (Organova et al., 2004; CR, 49, 6, 946 – 952)
TL: Chibinpachkčorr, Chibinský alkalický masív, Kola, Rusko
VM: skupina labuncovitu
Pozn.: anglický názov paratsepinite-Na

PELLOUXIT (m.) $(Cu,Ag)_{2-x}Pb_{21-x}Sb_{23+x}S_{55}ClO$, kde x = 0,12, mon., *C*2/*m*; (IMA 2001-033)
PN: podľa profesora A. Pellouxa, kurátora Mineralogického múzea na Univerzite v Janove (Orlandi et al., 2004; EJM, 16, 839 – 844)
TL: Buca della Vena, Apuánske Alpy, Toskánsko, Taliansko
VM: zinkenitová homologická séria

PEKOVIT (m.) $SrB_2Si_2O_8$, romb., *Pnma*; (IMA 2003-035)
PN: podľa ruského mineralóga I. V. Pekova (Pautov et al., 2004; CM, 42, 107 – 119)
TL: ľadovec Dara-i-Pioz, pohorie Ťan-šan, Tadžikistan
VM: analóg danburitu s dominantným Sr

PETEWILLIAMSIT (m.) $(Ni,Co)_{30}(As_2O_7)_{15}$, mon., *C*2; (IMA 2002-059)
PN: podľa austrálskeho geochemika a kryštalografa P. A. Williamsa (Roberts et al., 2004; MM, 68, 231 – 240)
TL: Johanngeorgenstadt, Sasko, Nemecko
VM: špecifická štruktúra

PUTZIT (m.) $(Cu_{4,7}Ag_{3,3})_{\Sigma 8}GeS_6$, kub., $F\bar{4}3m$; (IMA 2002-024)
PN: podľa H. Putza, ktorý objavil tento minerál (Paar et al., 2004; CM, 42, 1 757 – 1 769)
TL: šachta Rosario, banská oblasť Capillitas, provincia Catamarca, Argentína
VM: skupina argyroditu

RONDORFIT (m.) $Ca_8Mg[SiO_4]_4Cl_2$**, kub.,** $Fd\bar{3}$ (IMA 1997-013)
PN: podľa zberateľov minerálov Alice a Eugena Rondorfa (Mihajlović et al., 2004; NJMM, 179, 265 – 294)
TL: Bellerberg, Ettringen, Laacher See, Eifel, Nemecko
VM: špecifická štruktúra, možné zaradenie do jasmunditovej série

RUDENKOIT (m.) $Sr_3Al_3[(Si,Al)_4O_{10}](OH,O)_8Cl_2 \cdot H_2O$**, mon.,** $P2/m$, $P2$ alebo Pm; (IMA 2003-060)
PN: podľa profesora S. A. Rudenka z Banského inštitútu v Petrohrade (Čukanov et al., 2004; ZVMO, 133, 3, 37 – 41)
TL: flogopitové ložisko Emeľdžakskoe, provincia Aldan, Republika Sacha, Jakutsko, Rusko
VM: špecifická štruktúra

SKAERGAARDIT (zem.) PdCu, kub., $Pm3m$; (IMA 2003-049)
PN: podľa typovej lokality (Rudaševsky et al., 2004; MM, 68, 4, 615 – 632)
TL: Skaergaardská intrúzia, komplex Kangerlussuaq, provincia Tunu, Grónsko, Dánsko
VM: izoštruktúrny s wairauitom

SHIROZULIT (m.) $KMn^{2+}{}_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$**, mon.,** $C2/m$; (IMA 2001-045)
PN: podľa profesora H. Shirozu z Univerzity v Kjóte (Ishida et al., 2004; AM, 89, 232 – 238)
TL: baňa Taguchi, Shidara, prefektúra Aichi, Honšú, Japonsko
VM: Mn analóg flogopitu

SPRIGGIT (m.) $Pb_3[(UO_2)_6O_8(OH)_2](H_2O)_3$**, mon.,** $C2/c$; (IMA 2002-014)
PN: podľa austrálskeho geológa R. C. Spriiga, spoluautora publikácie o uránových ložiskách Južnej Austrálie (Brugger et al., 2004; AM, 89, 339 – 347)
TL: Radium Ridge, oblasť Mount Painter, Južná Austrália, Austrália
VM: špecifická štruktúra

TARKIANIT (m.) $(Cu,Fe)(Re,Mo)_4S_8$**, kub.,** $F\bar{4}3$; (IMA 2003-004)
PN: podľa profesora M. Tarkiana z Univerzity v Hamburgu (Kojonen et al., 2004; CM, 42, 539 – 544)
TL: baňa Hitura, Nivala, Fínsko
VM: spinelový typ štruktúry

TASEQIT (zem.) $Na_{12}Sr_3Ca_6Fe_3Zr_3NbSi_{25}O_{73}(O,OH,H_2O)_3Cl_2$**, trig.,** $R3m$; (IMA 2002-055)
PN: podľa typovej lokality (Petersen et al., 2004; NJMM, 83 – 96)
TL: Taseq, Ilímaussaqský alkalický komplex, Grónsko, Dánsko
VM: skupina eudialytu

TOKYOIT (zem.) $Ba_2Mn^{3+}(VO_4)_2(OH)$**, mon.,** $P2_1/m$; (IMA 2003-036)
PN: podľa typovej lokality (Matsubara et al., 2004; JMPS, 99, 363 – 367)
TL: baňa Shiromaru, Okutama, Tokyo, Japonsko
VM: skupina brackebuschitu, Mn^{3+} analóg gamagaritu

TRATTNERIT (m.) $(Fe,Mg)_2(Mg,Fe)_3[Si_{12}O_{30}]$**, hex.,** $P6/mcc$; (IMA 2002-002)
PN: podľa zberateľa minerálov W. Trattnera, ktorý objavil tento minerál (Postl et al., 2004; EJM, 16, 375 – 380)
TL: lom Stradner Kogel, Bad Gleichenberg, Štajersko, Rakúsko
VM: skupina milaritu

ZERAVŠANIT (zem.) $Cs_4Na_2Zr_3(Si_{18}O_{45})(H_2O)_2$**, mon.,** $C2/c$; (IMA 2003-034)
PN: podľa typovej lokality, Zeravšanského horského hrebeňa (Pautov et al., 2004; NDM, 39, 21 – 25)
TL: ľadovec Dara-i-Pioz, pohorie Ťan-šan, Tadžikistan
VM: –
Pozn.: anglický názov zeravshanite

ZINKOSPIROFFIT (chem., m.) $Zn_2Te_3O_8$**, mon.,** $C2/c$; (IMA 2002-047)
PN: podľa chemického zloženia (obsah Zn) a príbuznosti so spiroffitom (Zhang et al., 2004; CM, 42, 763 – 768)
TL: Au ložisko Zhongshangou, Čína
VM: Zn analóg spiroffitu
Pozn.: anglický názov zincospiroffite

Rukopis doručený 4. 5. 2009
Rukopis akceptovaný 30. 6. 2009
Revidovaná verzia doručená 20. 5. 2009

Mineralia Slovaca, 41 (2009), 83 – 84
ISSN 0369-2086

Transkripcia anglických výrazov z problematiky sulfosolí do slovenského jazyka

DANIEL OZDÍN[1], PETER BAČÍK[2], MARTIN ŠTEVKO[1], IVETA VANČOVÁ[3] a MARTIN CHOVAN[1]

[1]Univerzita Komenského, Prírodovedecká fakulta, Katedra mineralógie a petrológie, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava, ozdin@fns.uniba.sk
[2]Univerzita Komenského, Prírodovedecká fakulta, SOLIPHA, Katedra mineralógie a petrológie, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava
[3]Jazykovedný ústav Ľudovíta Štúra SAV, Panská 26, 813 64 Bratislava 1

Transcript of English vocable from sulfosalt systematics into Slovak language

Key words: slovak terminology, sulfosalts systematics, transcript of English terms

V slovenskom jazyku sa čoraz intenzívnejšie stretávame s množstvom cudzojazyčných termínov, ktoré je potrebné doň implementovať. Viaceré vedné odbory a odvetvia neprikladajú problematike transkripcie náležitú pozornosť. Dôsledkom toho sú zmätočné a chaotické preklady, texty, rôzne vyjadrenia a pod. Dobrým príkladom môže byť informatika, kde často používateľ menej rozumie zle preloženým pokynom ako pôvodným anglickým. Mineralógia je jediným geologickým odborom, kde v rámci Slovenskej geologickej spoločnosti pri SAV pôsobí odborná komisia – komisia pre nomenklatúru a terminológiu v mineralógii pri Slovenskej geologickej spoločnosti (KNTM SGS). Jedným z jej cieľov je aj schvaľovať a implementovať cudzojazyčné termíny do slovenského jazyka v mineralógii a príbuzných odboroch (petrológia, kryštalografia, gemológia atď.), a tak reagovať na požiadavky akademickej obce.

V roku 1994 bola ako jedna z prvých komisií v rámci Medzinárodnej mineralogickej asociácie ustanovená spoločná komisia – subkomisia pre sulfosoli v rámci komisie pre rudnú mineralógiu a komisie pre nové minerály, nomenklatúru a klasifikáciu, ktorá mala vypracovať systematiku a nomenklatúru sulfosolí. V roku 2007 prišlo k ich konečnému schváleniu a neskôr aj k publikovaniu (Moëlo et al., 2008). Na tejto práci sa podieľala väčšina popredných svetových odborníkov zaoberajúcich sa kryštalochémiou sulfosolí, ako napr. E. Makovicky, Y. Moëlo, N. N. Mozgova, A. Pring, E. H. Nickel, D. Topa, W. G. Mumme a ďalší. V prvej časti tohto príspevku je definícia, charakteristika a nomenklatúra sulfosolí a v druhej časti samotný zoznam sulfosolí rozšírený o viaceré ďalšie potrebné informácie, ako chemické vzorce, štruktúrnu príbuznosť, citácie a niekedy aj obsiahle poznámky a komentáre. Vzhľadom na to, že prvá časť obsahuje kľúčové poznatky a termíny potrebné na pochopenie celej problematiky a systematiky sulfosolí, je správna transkripcia týchto väčšinou kryštalochemických pojmov nevyhnutná na jej ďalšie používanie v slovenskom jazyku. V tabuľke 1 nie sú priamo transkribované len dva slovné výrazy („mono-capped coordination“ a „sulfosalt limbo“), ktoré nebolo možné „jednoducho“ preložiť do slovenčiny, a ich význam sa uvádza v poznámke. V týchto dvoch prípadoch nebolo potrebné zavádzať nové pojmy, pretože tieto výrazy sa dajú vysvetliť inak a nepatria pri kryštalochémii sulfosolí k veľmi často používaným termínom.

Tak ako sú rôzne klasifikácie schvaľované najvyššími orgánmi medzinárodných odborných skupín a komisií záväzné pre jednotlivé národné vedecké komunity, tak aj táto transkripcia upravuje a čiastočne limituje používanie určitých výrazov. Transkripcia anglických výrazov do slovenského jazyka z poslednej klasifikácie sulfosolí je výsledkom KNTM SGS pri SAV, ako aj konsenzu ďalších odborníkov pracujúcich v tejto problematike. Pri tejto príležitosti sa uskutočnil celoslovenský seminár o tejto problematike, na ktorom sa prebrala transkripcia všetkých výrazov a zakomponovali sa pripomienky prispievateľov, ako aj názory kompetentného zástupcu z Jazykovedného ústavu Ľudovíta Štúra do výsledného návrhu, ktorý schváli komisia a je v tab. 1.

Poďakovanie. Členovia komisie sú vďační celej, najmä geologickej komunite, ktorá sa aktívne zúčastnila pri transkripcii. Osobitná vďaka za podnetné pripomienky patrí prof. E. Makovickému, doc. Fejdimu, Dr. E. Rakovskému, Dr. J. Pršekovi a Dr. M. Kohútovi.

Rukopis doručený 27. 5. 2009
Rukopis akceptovaný 30. 6. 2009
Revidovaná verzia doručená 29. 5. 2009

Tabuľka 1

Anglický výraz	Slovenský výraz	Poznámky
ag-poor lillianite	lilianit chudobný na Ag	
archetypal motif	archetypový motív	
archetype	archetyp	
binary sulfosalts	binárne sulfosoli	
bond-valence	mocenstvo väzby	
boxwork derivates	boxworkové deriváty	
boxwork type	boxworkový typ	
building blocks	stavebné bloky	
clusters	klastery	
columns	stĺpce	
commensurate composite derivates	súmerateľné zložené deriváty	napísať význam
composite structure	zložená štruktúra	
derivatives	deriváty	
disorder	neusporiadanosť	
distorted close packing	deformované tesné usporiadanie	
family (napr. freieslebenite family)	oddelenie	
halogeno-sulfosalt	halogenosulfosoľ	
chloro-sulfosalt	chlorosulfosoľ	
homeotype	homeotyp	
homeotypic derivation	homeotypová derivácia	
homeotypic series	homeotypová séria	
homologous series	homologická séria	
chains	reťazce	
chalcogeno-salts	chalkogénové soli	
chessboard type	šachovnicový typ	
in-plane parameters	rovinné parametre	
isotypes	izotypy	
isotypic series	izotypová séria	
isovalent substitution	izovalentná substitúcia	
layers	vrstvy	
lillianite dimorph	lillianitový dimorf	
long-range periodicity	rozsiahla periodicita	
merotypic	merotypový	
metalloid	polokov, metaloid	
modules	moduly	
mono-capped coordination		*atómový klaster ukončený 1 pyramídou*
non-commensurate structures	nesúmerateľné štruktúry	
oversubstitued	presubstituovaný	
oxyarsenates	arzenáty (arzeničnany)	
oxyarsenites	arzenitany	
oxy-chloro-sulfides	oxychlorosulfidy	*sulfid s obsahom kyslíka a chlóru*
oxy-chloro-sulfosalts	oxychlorosulfosoli	*sulfosoli s obsahom kyslíka a chlóru*
oxy-realm	oxyoblasť	
oxysalt	oxosoli (kyslíkaté soli)	
oxy-sulfosalt	oxysulfosoľ	*sulfosoľ s obsahom kyslíka*
PbS-like arrays	PbS usporiadanie	
perchalcogenides	perchalkogenidy	
persulfides	persulfidy	
plesiotypic derivates	pleziotypové deriváty	
pnictides	pniktidy	
pnictogen (polyhedra)	pniktogén	
polyhedron	polyéder	
polychalcogenides	polychalkogenidy	
polysulfides	polysulfidy	
polytype	polytypy	
polytypoids	polytypoid	
quaternary sulfosalts	štvorzložkové sulfosoli	
ribbons	pruhy	
rod-based	tyčinkovitá	
rod-layer sub-type	tyčinkovito-vrstevnatý subtyp	
rod-type building blocks	stavebné bloky tyčinkovitého typu	
Sb-rich members	členy bohaté na Sb	
selenio-salt	selenosoli	
sheared derivate	strižné deriváty	
sheared layers	strižné vrstvy	
sheet	vrstvy	*vrstva so slabšou medzivrstvovou väzbou*
single type	samostatný typ	
slab	doska	*hrubé komplexné vrstvy*
solid solution	tuhý roztok	
stannate	ciničitan (stanát)	
stepped layers	stupňovité vrstvy	
sub-group	podskupina	
subchalcogenide	subchalkogenid	
subsulfide	subsulfid	
sulfosalt families	oddelenie sulfosolí	
sulfosalt limbo		*skupina nedostatočne identifikovaných sulfosolí*
supergroup	superskupina	
superstructure	superštruktúra	
syntactic intergrowths	syntaktické prerastanie	
telluro-salts	telurosoli	
ternary sulfosalt	trojzložková sulfosoľ	
thio molybdates	tiomolybdénany	
thioantimonates	tioantimonáty (tioantimoničnany)	
thioantimonites	tioantimonitany	
thiobismuthites	tiobizmutitany	
thiophosphate	tiofosfát (tiofosforečnan)	
thiotellurite	tioteluričitan	
triangular coordination	trojuholníková koordinácia	
tropochemical	tropochemický	
undersubstitued	neúplne substituovaný	
unit-cell-intergrowth derivate	deriváty s prerastaním na úrovni základnej bunky	

GeoVestník

Informačný spravodajca pre geológiu, baníctvo, úpravníctvo a životné prostredie Príloha časopisu Mineralia Slovaca, roč. 41, č. 1

SOLIPHA

Výskumno-vzdelávacie centrum excelentnosti pre výskum pevnej fázy so zameraním na nanomateriály, environmentálnu mineralógiu a materiálovú technológiu

Research-education Centre of Excelence for investigation of solid phase focussed on nanomaterials, environmental mineralogy and material technology

Martin Chovan[1], Jana Madejová[2] a Peter Bačík[1]
[1]Katedra mineralógie a petrológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava; chovan@fns.uniba.sk
[2]Ústav anorganickej chémie SAV, Dúbravská cesta 9, 845 36 Bratislava

Výskumno-vzdelávacie centrum excelentnosti (VVCE) budujeme od 1. júla 2008, keď sa začalo financovanie projektu Agentúrou na podporu výskumu a vývoja (APVV). Náš projekt bol úspešný v mimoriadne silnej konkurencii iných vedeckých tímov z rôznych oblastí vedeckého výskumu na Slovensku.

Základnou koncepciou vzniku centra je integrácia excelentných vedeckých tímov príbuzných odvetví (mineralógia, anorganická chémia, geochémia, pedológia, environmentalistika, ložisková geológia, materiálová chémia), ktoré z rôznych hľadísk a s výstupmi do rôznych oblastí spoločenskej praxe skúmajú tuhú fázu na mikro- a nanoúrovni a ktoré používajú rovnaké metódy výskumu. Pomocou VVCE sa významne zvýši kvalita vedeckého bádania v jeho analytickej aj interpretačnej časti pri riešení interdisciplinárnych projektov. Zabezpečí sa zlepšenie prístrojového vybavenia a čo najefektívnejšie využívanie existujúcich prístrojov na rôznych špičkových pracoviskách Univerzity Komenského (Prírodovedecká fakulta – geologická, environmentálna a chemická sekcia) a Slovenskej akadémie vied (Ústav anorganickej chémie a Geologický ústav). Vytvorí sa fungujúca sieť laboratórií.

Hlavnou stratégiou na dosiahnutie predstáv o vzniku VVCE je dať vedeckým tímom spoločnú náplň. V tomto prípade je to metodika výskumu kryštalickej tuhej fázy. Na takýto výskum potrebujú zúčastnené tímy také isté prístrojové vybavenie, ktoré je drahé, ale nevyhnutné. Aby sa investície využili efektívne, je dobré spojiť príslušné vedecké tímy do centra a takto zintenzívniť ich využitie. O schopnosti vedcov v navrhovanom centre využívať a vhodne prezentovať výsledky svojej vedeckej práce nemôže byť pochýb vzhľadom na doterajšiu publikačnú činnosť, ohlasy na ňu a výstupy do rôznych odvetví praxe. Projekt VVCE je garantovaný piatimi špičkovými vedeckými osobnosťami.

Základná myšlienka pedagogického pôsobenia na prírodovedných smeroch štúdia je robiť vysokokvalitný výskum a zároveň do tohto procesu zakomponovať študentov na všetkých stupňoch, najmä však na druhom a treťom stupni VŠ vzdelávania. Bez kvalitného výskumného programu vysokej školy sa nedá očakávať dostačujúca kvalita absolventov. Prírodovedecká fakulta UK, ako aj ústavy SAV, ktoré už teraz úzko spolupracujú, sú v tomto smere vynikajúcimi príkladmi spojenia výskumu a vzdelávania. Ambíciou PriF UK je čo najlepšie napĺňať túto predstavu aj v budúcnosti napriek mnohým úskaliam a nedoceneniu tejto činnosti v súčasnosti. Absolventi PriF UK, ako aj mladí vedeckí pracovníci spoluriešiteľských organizácií predstavujú mimoriadnu intelektuálnu silu. Prejavuje sa to v mnohých činnostiach, aj úspešnosťou v zapájaní do medzinárodnej siete vedeckých pracovísk či už v Európe, Amerike alebo inde na svete.

Výsledky riešenia projektu budú mať dosah na oblasti využitia, ktoré patria medzi priority vedeckého výskumu v Európskej únii:

– eliminácia environmentálnych záťaží po starej ťažbe alebo pri súčasnej ťažbe nerastných surovín;

– charakteristika a výber rudných a nerudných nerastných surovín vhodných na udržateľnú ťažbu v 21. stor.;

– štúdium nanomateriálov vo forme nanoprášok a nanoštruktúrovaných vrstiev s dôrazom na ich aplikácie ako fotokatalyzátorov, biomedicínskych materiálov a senzorov;

– charakteristika vysokoteplotných supravodičov so zameraním na materiály použiteľné v meracích systémoch ako SQUIDy;

– príprava nanokompozitných materiálov s cielenými vlastnosťami na báze slovenských prírodných materiálov.

Nemenej dôležité je zabezpečenie školenia študentov magisterského a doktorandského štúdia a umožnenie zamestnania pre postdoktorandov.

Do VVCE sa zakúpili dva nové prístroje.

Laboratórium rtg. difrakcie má k dispozícii moderný **difraktometer BRUKER D8 ADVANCE** v konfigurácii Theta-

-2Theta s možnosťou merania v geometrii Bragg-Brentano na odraz a v geometrii s paralelným lúčom. Na meranie sa v súčasnosti používa žiarenie Cu Kα, pričom sa plánuje doplniť v budúcnosti ďalšie typy antikatód (Co, Mo). Vertikálne uložený goniometer s preddefinovanými pozíciami 435, 500 (štandardne používaná) a 600 mm má minimálny krok –0,000 1° a uhlovú presnosť ± 0,000 1°. Goniometer v tomto nastavení umožňuje merať uhlový rozsah od –10 do 160° 2Θ, pričom efektívne meranie sa dá vykonávať od 2° 2Θ.

Možno najväčšou prednosťou difraktometra BRUKER D8 ADVANCE sú detektory. Popri scintilačnom detektore je možné použiť špičkový 1D detektor LynxEye s vynikajúcimi parametrami (uhlové rozlíšenie –0,01°, efektivita > 98 %, maximálny počet impulzov – >100 000 000 cps, maximálny rozsah pokrytia –3,7° 2Θ). Na filtráciu rtg. žiarenia sa dajú použiť Ni Kβ filtre a v paralelnom nastavení aj Göbelovo zrkadlo s dĺžkou zrkadla 60 mm a sekundárny grafitový monochromátor. Priemer rtg. lúča sa dá meniť pomocou fixných alebo automaticky ovládaných variabilných štrbín.

Veľkou výhodou pri obsluhe je automatizovaný multinosič vzoriek FLIP-STICK SAMPLE STAGE pre deväť vzoriek. Vzorky sa pripravujú do špecializovaných nosičov s objemom asi 1 ml. Je možné merať aj vzorky s oveľa menším objemom, ktoré môžu byť pripravené na podložné sklíčka (ak neprekáža zvýšenie pozadia) alebo držiaky s kremíkovými platničkami. Podobným spôsobom môžu byť pripravené aj orientované preparáty. Pri analýze ílových minerálov je možné použiť tzv. beam knife, ktorý redukuje primárne žiarenie pri nízkych uhloch 2Θ. Na analýzu orientovaných preparátov vzoriek s malým objemom sa môže použiť kapilárový nosič.

Na obsluhu prístroja a vyhodnocovanie záznamov je k dispozícii originálne programové vybavenie od firmy BRUKER – softvérový balík na získavanie a analýzu práškových röntgenových difrakčných údajov **DIFFRAC^{plus}**. DIFFRAC^{plus} obsahuje niekoľko modulov určených na ovládanie prístroja a riadenie analýz (BASIC Measurement Package) a na ich spracovanie DIFFRAC^{plus}. Súčasťou BASIC Measurement Package sú programy XRD Wizard (nastavenie experimentálnych podmienok) a XRD Commander (kontrolné centrum difraktometra, ovládanie prístroja a získavanie analýz). DIFFRAC^{plus} EVA je program na spracovanie XRD záznamov s grafickým užívateľským rozhraním. Umožňuje vyhľadávanie difrakčných maxím a tvorbu d/I-súborov, ale aj odčítanie pozadia, vyhladzovanie údajov (metóda Savitzky-Golay alebo Fourierovo filtrovanie), odstraňovanie Kα2 (Rachingerova metóda), výpočet parametrov záznamu (pozícia maxím, integrovaná plocha, šírka), grafickú semikvantitatívnu analýzu, grafickú adjustáciu mriežkových parametrov, sčítavanie, odčítavanie, spájanie skenov a ich 3D prezentáciu. DIFFRAC^{plus} SEARCH je vyhľadávací (search/match) modul v programe DIFFRAC^{plus} EVA s plnou podporou databázy rtg. záznamov PDF-4+, ktorá je tiež k dispozícii. Databáza PDF-4 obsahuje 285 402 záznamov (256 934 záznamov anorganických látok, 32 408 záznamov organických látok, 29 607 záznamov minerálov, 114 630 záznamov so súradnicami atómov). DIFFRAC^{plus} TOPAS je špičkový program na profilovú a štruktúrnu analýzu. Umožňuje spresňovanie jednotlivých maxím, rozklad práškového záznamu (metódy Pawleyho a Le Bailova), rietveldovské spresňovanie štruktúry a kvantitatívnu rietveldovskú analýzu.

Difraktometer BRUKER D8 ADVANCE, inštalovaný v laboratóriu rtg. difrakcie na Prírodovedeckej fakulte Univerzity Komenského v Bratislave

Laboratórium rtg. difrakcie bude do 30. júna 2011 pracovať na nekomerčnom princípe. Bude plniť základné zadanie projektu – budovať a rozvíjať centrum excelentnosti a prispievať k vytvoreniu širokej siete spolupracujúcich vedeckých kolektívov. Adresa laboratória: SOLIPHA, G-349, Prírodovedecká fakulta UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava, e-mail: bacikp@fns.uniba.sk, tel.: +421 2 60296 294.

Z finančných prostriedkov, ktoré poskytla agentúra APVV pre projekt SOLIPHA, sa zakúpil aj infračervený (IČ) **spektrometer Nicolet 6700** s príslušenstvom. Tento prístroj je umiestnený v areáli SAV na Patrónke a meranie na ňom zabezpečujú pracovníci Ústavu anorganickej chémie. Infračervená spektroskopia je metóda, ktorá sa zaoberá interakciou elektromagnetického žiarenia z infračervenej oblasti s molekulami, resp. skupinami atómov tvoriacimi danú látku. Jej využitie

pri výskume pevnej fázy v poslednom období výrazne stúpa. Je to spôsobené väčšou dostupnosťou prístrojov, a predovšetkým ich vyššou kvalitou. IČ spektroskopia sa používa na identifikáciu látok, na charakterizáciu ich štruktúry a chemického zloženia, na sledovanie kinetiky niektorých reakcií a na mnohé iné aplikácie. Jej veľkou výhodou je, že je to metóda jednoduchá, ekonomická a poskytuje informácie tak o kryštalických látkach, ako aj o mikrokryštalických čiže röntgenoamorfných látkach.

FTIR (Fourier Transform Infrared) spektrometer Nicolet 6700 patrí medzi špičkové IČ spektrometre, ktoré sú v súčasnosti na trhu. Je to variabilný spektrometrický systém vhodný na širokú škálu analytických aplikácií. Jeho mimoriadne optické vlastnosti sú dané spojením najnovšej riadiacej technológie DSP (Digital Signal Processing) s vnútornou inteligenciou a jedinečným usporiadaním optickej lavice. DSP je nepretržitá dynamická optimalizácia optickej dráhy (dynamic alignment). Vnútorná inteligencia (Smart Technology) zabezpečuje dlhodobú spektrálnu stabilitu, zobrazovanie spektier v reálnom čase, diagnostiku všetkých častí optickej lavice, výnimočný pomer signálu k šumu a okamžitú komunikáciu s užívateľom. Interferometer Vectra umožňuje systému Nicolet 6700 spektrálne rozlíšenie až 0,09 cm^{-1}. Jednotlivé komponenty (zdroje žiarenia, detektory, laser, zrkadlá atď.) optickej lavice sú adjustované výrobcom a v prípade potreby ich môže vymeniť priamo užívateľ bez účasti servisného technika. FTIR spektrometer Nicolet 6700 umožňuje meranie nielen v „tradičnej“ strednej IČ oblasti 4 000 – 400 cm^{-1}, ale aj v blízkej IČ oblasti 11 000 – 4 000 cm^{-1}, ktorá sa v súčasnosti mimoriadne intenzívne rozvíja.

Spektroskopický programový balík Omnic®, pracujúci pod operačným systémom Microsoft Windows, je variabilný softvér na meranie, spracovanie a vyhodnocovanie spektier. Umožňuje súčasné meranie a spracovanie spektier (multitasking), ich editovanie, modifikáciu zobrazení, vytváranie textových komentárov, výpočet štatistického spektra a vytváranie panela nástrojov na zjednodušenie ovládania prístroja.

Veľký a flexibilný vzorkový priestor spektrometra Nicolet 6700 umožňuje využitie rôznych typov vzorkovacích nadstavcov SMART na meranie transmisnými aj reflexnými technikami. V súčasnosti je na pracovisku k dispozícii nadstavec **Smart Orbit** pre metódu zoslabenia úplného odrazu (ATR), **Smart Diffuse Reflectance** na difúznu reflexiu (DRIFT) a **Smart Specul ATR** na zrkadlovú reflexiu. Takéto vybavenie prístroja umožňuje analyzovať nielen práškové vzorky, ale aj rozličné pasty, roztoky, tenké filmy nanesené na podložných sklíčkach alebo povrchové vrstvy kovových materiálov.

Pre partnerov projektu SOLIPHA bude Ústav anorganickej chémie do 30. júna 2011 zabezpečovať meranie na FTIR spektrometri Nicolet 6700 na nekomerčnom princípe. Adresa: ÚACH SAV, oddelenie hydrosilikátov, pracovisko SOLIPHA, Dúbravská cesta 9, 845 36 Bratislava, e-mail: martin.pentrak@savba.sk, tel.: +421 2 59410 484.

Existujú polymetalické ložiská porfýrového typu?

May we apply the term “Base metal porphyry deposits”?

Jaroslav Štohl a Michal Kaličiak, 2009

V článku *Metalogenéza žilníkových polymetalických mineralizácií v neovulkanitoch Západných Karpát,* publikovanom pred 15 rokmi v časopise Mineralia Slovaca č. 26/1994, autori J. Štohl, J. Lexa, M. Kaličiak a Z. Bacsó detailne opisujú genetické a geologické postavenie viacerých polymetalických rudných ložísk spätých s nevulkanickou aktivitou ZK. Ložiská ako hlavný jednotiaci príznak majú nepravidelnú žilníkovú stavbu štokverkového typu s častou vtrúseno-impregnačnou mineralizáciou a nedosahujú ekonomické parametre.

Skupina týchto ložísk v 80. rokoch minulého storočia bola na Slovensku nákladne geologicky preskúmaná, často až do etapy podrobného prieskumu. Pri prieskume sa použili vrtné a banské práce a celý rad ďalších prieskumných metodík. Tento prieskum, vzhľadom na nebilančnosť zrudnenia preexponovaný, bol umožnený najmä liberálnym prístupom a centrálne riadeným geologickým prieskumom, ktorý praktizoval starý politický systém. Ložiská sú t. č. opustené, možno sa uplatnia v budúcnosti.

In Mineralia Slovaca, Vol. 26, 1994, thus 15 years ago, appeared the paper by Štohl, J., Lexa, J., Kaličiak, M. and Bacsó, Z.: Genesis of stock-work base metal mineralizations in the Neogene volcanics of the Western Carpathians.

There were in details described genetic features and geological settings of several base metal deposits, formed by typical irregular veinlets, stock-work and disseminated mineralized bodies. All explored deposits were of low grade and as a whole clearly sub-economic, no paying any attention to the LME (London Metal Exchange) standards.

The deposits treated within the paper were during the 1980s extensively followed up by means of mining, drilling and many others exploration techniques. All those activities might had been carried on just under the very liberal economic policy of “the soviet socialist economic system”. Though, all these deposits are presently abandoned, maybe in far future some of them can be used.

Porfýrový typ zrudnenia za posledných 10 – 15 rokov prešiel značným pokrokom. Už sa neviaže výhradne na medenú mineralizáciu, ale do inventára postupne pribúdali typy s Mo, Sn a Au.

V tejto súvislosti by sme radi pripomenuli najmä geologické znaky porfýrovej mineralizácie:

• postavenie na okrajových častiach malých štokových intermediárnych porfýrických intrúzií;

• sprevádzajú ich typické, niekedy až vysokotermálne hydrotermálne alterácie, ktoré majú zonárny a areálny charakter;

• mineralizácie sa viažu na nepravidelný diskrétny žilníkový systém, hranice rudných telies sa konvenčné riadia dohodnutým obsahom úžitkovej zložky, variabilita obsahu je pomerne nízka;

• pôvod intruzívneho trieštenia sa pripisuje hlbokej explozívnej aktivite počas zovretia prevažne magmatických vôd v procese konsolidácie intrúzie;

During the last 10–15 years the designation porphyry deposit type was not limited just to copper, but gradually expanded to associated metals (copper, copper-gold, tin, gold, molybdenum).

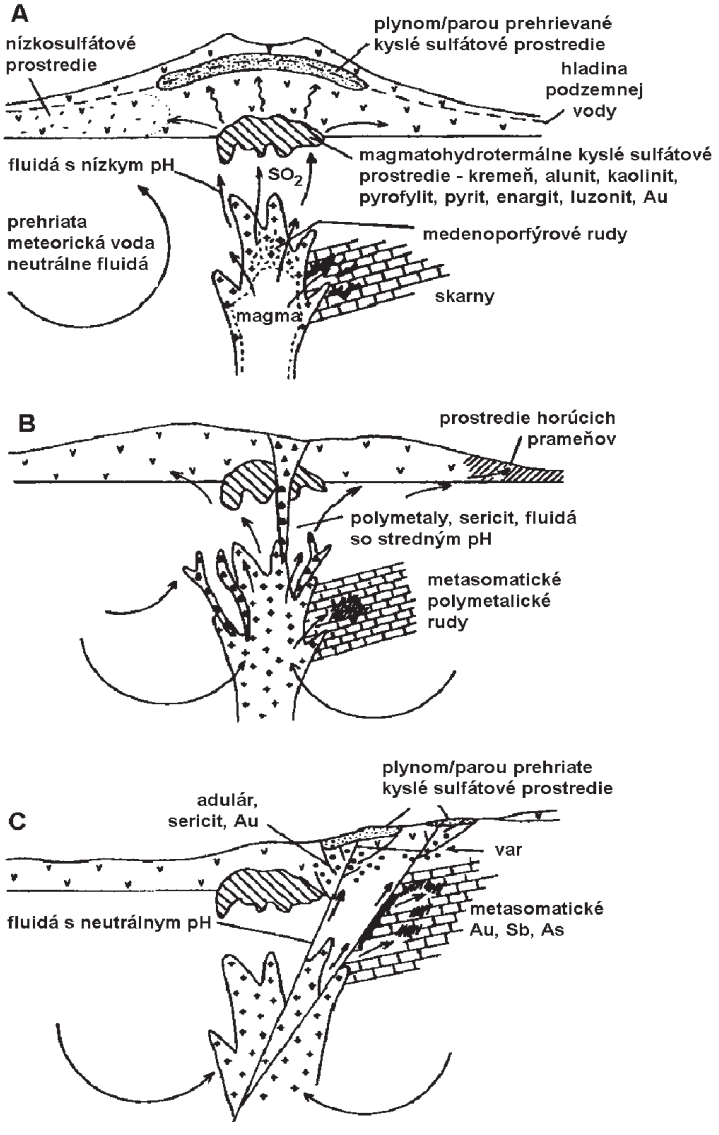
We would like to remind here in short the main geological features of porphyry type deposits:

• Setting over the marginal zones of minor stock-like intermediate intrusions mainly with porphyric structure. (The name is coming from this resemblance, as well as from the disseminated nature of ore grains.)

• They are accompanied with characteristic adjacent extensively altered aureoles.

• The ore is bounded to irregular pattern of discrete veinlets and disseminations. Limits of the ore bodies are gradual and thus conventional on basis of the grades. Grade is quite stable, only with minor variability.

• Origin of the cracking systems is attributed to the deep-seated subterraneous explosion activity due to boiling stage of magmatic water during the magma consolidation stage.



Obr. 1. Základné metalogenetické modely vulkanogénnych ložísk (Štohl et al., 1994). A – mineralizácie syngenetické s kryštalizujúcou intrúziou pri úniku magmatických fluíd, B – mineralizácie vyvíjajúce sa tesne po skončení kryštalizácie intruzívneho telesa v súvislosti s kolapsom cirkulačného systému meteorickej vody do intruzívneho telesa, C – mineralizácie vyvíjajúce sa s väčším časovým odstupom pri cirkulácii meteorickej vody podmienenej extenznou tektonikou.

Fig. 1. Principal metallogenetic models of volcanogenic deposits (Štohl et al., 1994). A – mineralization types syngenetic with crystallizing intrusion at leakage of magmatic fluids, B – mineralization types developed tightly after the termination of crystallization of intrusive body in relation with collapse of circulation system of meteoric water into intrusive body, C – mineralization types developed with longer time lapse at circulation of meteoric water conditioned by extension tectonics.

• porfýrové systémy bývajú lokalizované hlboko, často až vo fundamente produktov vulkanickej nadstavby;
• v podmienkach Západných Karpát je pravidlom, že najstaršie bývajú pri multietapovom vývoji rudných mineralizácií;
• mineralizácia je charakteristická svojím tepelným režimom a izotopickým zložením fluíd.

Uvedené príznaky sa potvrdili aj na našich polymetalických mineralizáciách v ZK. Zvlášť treba uviesť prítomnosť najvýznamnejšej, t. j. časovo-priestorovej väzby na malú intrúziu (intrusion-related!). Niektoré polymetalické mineralizácie vystupujúce vo vápencovom prostredí podložia majú aj skarnový charakter. Na základe mnohých príbuzností sme dospeli k záveru, že aj v prípade Pb-Zn mineralizácie je možné uplatniť genetické aspekty z iných, už známych porfýrových mineralizácií. Hoci sú ložiská neekonomické, len vďaka rozsiahlym prieskumným prácam v minulosti sa mohli definovať ich „porfýrové" genetické kritériá. V podmienkach trhovej ekonomiky by sa iste nenašli prostriedky na ich realizáciu. Použitie termínu „polymetalická porfýrová mineralizácia" je podľa nášho názoru možné.

• Porphyry systems, as a rule, appear well beneath the volcanic edifice, mostly within the basement complexes.
• Characteristics of mineralogy, fluids, isotopes and temperature indicate common signs.
• In the Western Carpathians they are as a rule the predecessors of vein type deposits.

All above mentioned features are commonly present in our base metal stock-work like mineralizations, particularly the most important one: "the intrusion related environment". Many of them, as the host calcareous rocks, are forming even skarn-type deposits. Therefore we conclude, why not denominate all those low-grade base metal deposits with adjacent porphyry stocks as the Base Metal Porphyry Deposits? Our suggestion is based on numerous data from the past detailed exploration activities, despite that time not being economically significant. Exploration of low-grade base metal porphyry deposits in market economy, is not and will be not of any interest. Anyway, reached results proved to be useful in another way – in enriching the ore genesis theories in the field of porphyry type mineralization.

SEMINÁR – SEMINARY
Nové výsledky geologického výskumu na východnom Slovensku
New results of geological investigation in Eastern Slovakia
(Slovak Geological Society seminary)

Dňa 25. 11. 2008 v popoludňajších hodinách sa v prednáškovej miestnosti ŠGÚDŠ v Košiciach uskutočnil poldňový seminár košickej pobočky SGS. Bol súčasťou celodenného programu Dňa otvorených dverí v tomto regionálnom centre.

Prednášky v prvej časti seminára boli zamerané na problematiku terciérnych sedimentov flyšového pásma na východnom Slovensku. Abstrakty prednášok z tejto časti sú uvedené v nasledujúcom texte. Záver seminára bol venovaný rozsiahlejším prezentáciám J. Janočka o výsledkoch štúdia turbiditných systémov na území Turecka a P. Greculu a M. Greculu o geologickej stavbe a uhľovodíkovom potenciáli Malajzie.

Počas prestávky sa uskutočnilo komisionálne sčítanie hlasov pre jednotlivých kandidátov vo voľbách do trojčlenného výboru pobočky SGS v Košiciach. Členmi výboru tejto pobočky na nadchádzajúce obdobie sa stali Z. Németh, S. Jacko ml. a R. Farkašovský.

Z. Németh

Účastníci seminára počas prednášky M. Kováčika (úplne vľavo)/Participants of seminary during lecture by M. Kováčik (sitting left)

Abstrakty – Abstracts

M. KOVÁČIK[1], J. BÓNA[1], Ľ. GAZDAČKO[1], J. KOBULSKÝ[1], K. ŽECOVÁ[1], J. DERCO[1], Z. SIRÁŇOVÁ[2], A. ZLINSKÁ[2], D. BOOROVÁ[2], S. BUČEK[2] a K. BÓNOVÁ[3]: **Niektoré nové poznatky o geologickej stavbe magurskej jednotky v západnej časti Nízkych Beskýd**

[1]Štátny geologický ústav D. Štúra, regionálne centrum, Jesenského 8, 040 01 Košice; martin.kovacik@geology.sk; [2]Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava; [3]Ústav geografie, Prírodovedecká fakulta, Univerzita Pavla Jozefa Šafárika, Jesenná 5, 040 01 Košice

Príspevok prezentuje najnovšie výsledky geologického mapovania a výskumu magurského príkrovu v západnej časti Nízkych Beskýd (Kováčik et al., 2008). Magurský príkrov v tomto regióne tvorí krynická, bystrická a račianska čiastková tektonicko-faciálna jednotka. Nové biostratigrafické, sedimentologické, tektonické, petrografické a mineralogicko-petrologické poznatky viedli k modifikácii a detailnejšiemu stratigrafickému členeniu jednotlivých čiastkových jednotiek.

Krynická jednotka je najjužnejšia čiastková jednotka magurského príkrovu na východnom Slovensku. V zhode s novšími názormi (napr. Potfaj in Žec et al., 1997) považujeme za súčasť krynickej jednotky aj pročské súvrstvie pri jej južnom okraji na styku s bradlovým pásmom. Východne od Tople má táto jednotka odlišnú litostratigrafickú náplň a vnútornú tektonickú stavbu ako v časti regiónu medzi dolinou Tople a Sekčova. Východnú časť krynickej jednotky v študovanom území tvorí strihovské súvrstvie (starší eocén až mladší eocén), v ktorom dominujú 2 litofaciálne vývoje: pieskovcový (strihovský a magurský pieskovec) a ílovcovo-pieskovcový („flyšový“) vývoj. V oboch sú lokálne prítomné tenké polohy pestrého ílovca. Vnútorná stavba tejto časti krynickej jednotky je charakteristická striedaním synklinálnych a antiklinálnych pásiem sz.-jv. smeru. Západne od Tople je pre krynickú jednotku charakteristická prítomnosť relatívne plytkých, menej deformovaných synklinórií (richvaldské a raslavické synklinórium) vyplnených malcovským súvrstvím. Naň sú z juhu nasunuté staršie sedimenty strihovského súvrstvia. Dominantnou litofáciou strihovského súvrstvia v študovanom území sú strihovské pieskovce (subarkózy až sublitické arenity, sensu Pettijohn et al., 1972). Spolu s pieskovcami sú prítomné polohy zlepencov pravdepodobne sklzového typu a polohy mikrokonglomerátov, ktoré tvoria šošovkovité a doskovité vrstvičky uprostred alebo na báze lavíc pieskovcov. Významnou litofáciou sú polymiktné zlepence s obliakmi exotických hornín (Mišík et al., 1991). Južne od Kukovej exotický materiál zastupujú najmä sivé škvrnité vápence (spodný alb), menej pelagické vápence typu biancone (vrchná jura až spodná krieda). V nadloží zlepencov s exotikami vystupuje poloha piesčitých ílovcov a siltovcov sivej farby hrubá niekoľko desiatok metrov (spodný eocén, nanoplanktónová zóna NP-12). V rámci strihovského súvrstvia sú zastúpené aj faciálne asociácie stredno- až tenkovrstvovitých pieskovcov (prevažne kalklitické arenity) a ílovcov („flyšový vývoj“). Tvoria pravdepodobne niekoľko horizontov spodno- (zóny NP-12, NP-13) až strednoeocénneho veku (zóna NP-17), lokálne s vložkami červených nevápnitých ílovcov. Najmladšie súvrstvie krynickej jednotky je malcovské súvrstvie (mladší eocén až mladší oligocén) s menilitovými vrstvami prítomnými minimálne vo 2 horizontoch (NP-21, NP-24) a pestrými ílovcami v bazálnej časti súvrstvia.

Bystrická jednotka sa vyznačuje výraznou pozdĺžnou vrásovo-šupinovou stavbou. Pre jednotlivé šupinové pásma je charakteristická zložitá tektonická stavba, ktorá sa prejavuje predovšetkým na styku s račianskou jednotkou, resp. na styku mechanicky kompetentných a nekompetentných horizontov v rámci jej vnútornej stavby. Vo vrásovo-prešmykových zónach dochádza k úplnej alebo čiastočnej tektonickej amputácii severných ramien antiklinál (belovežské súvrstvie). Južné časti šupín sú často zachované len ako monoklinálne uložené (prevažne na JZ) vrstvy zlínskeho súvrstvia, resp. neúplné synklinály s uťatým južným ramenom.

Najstaršie súvrstvie v bystrickej jednotke je belovežské súvrstvie (paleocén? až stredný eocén). Tvoria ho prevažne tenkovrstvovité ílovce a pieskovce s polohami pestrých ílovcov. Aglutinované asociácie foraminifer poukazujú na paleocénny až strednoeocénny vek. Nanoplanktónové asociácie dokazujú spodno- (NP-13) až strednoeocénny vek tohto súvrstvia (zóny NP-16 a NP-17). Pre nadložné zlínske súvrstvie (stredný až mladší eocén, NP-16 až NP-19) je charakteristické stredno- až hruborytmické striedanie kremenno-drobových a glaukonitických pieskovcov a sivozelených vápenatých ílovcov zlínskeho typu.

Račiansku jednotku v študovanom území tvorí belovežské, zlínske a malcovské súvrstvie. Spodnú časť belovežského súvrstvia (paleocén? až stredný eocén) tvorí pieskovcovo-zlepencový horizont (novodefinované mrázovecké vrstvy, paleocén? až spodný eocén), ktorý smerom do nadložia pozvoľna prechádza do tenkovrstvovitého vývoja „drobnorytmického flyšu“ s polohami pestrých ílovcov. Pieskovce mrázoveckých vrstiev obsahujú redeponované klasty vrchnokriedových ílovcov a foraminifer. Strednoeocénny vek ílovcov vrchnej časti belovežského súvrstvia sa preukázal na základe ojedinelých nálezov nanoplanktónu (zóna NP-16) a foraminifer. V asociácii ťažkých minerálov zo spodnej časti mrázoveckých vrstiev dominuje granát, rutil a zirkón. Turmalín, apatit, magnetit, amfibol, ilmenit (± staurolit a chalkopyrit) sú prítomné v menšom množstve. Granát a zirkón boli študované detailne. Chemické zloženie granátov poukazuje na to, že vznikli pri nízko- až strednostupňovej metamorfóze (fácia zelených bridlíc a epidoticko-amfibolitová fácia). Zirkóny majú vysokú variabilitu vnútornej zonality a vznikli v magmatických horninách a metamorfitoch. V nadloží belovežského súvrstvia vystupuje zlínske súvrstvie (stredný eocén až spodný oligocén, zóna NP-16 až NP-21), ktoré je typickým flyšovým súvrstvím. V skúmanom regióne môžeme vyčleniť 3 základné litofaciálne vývoje tohto súvrstvia – makovické pieskovce, vápnité ílovce s polohami prevažne glaukonitových pieskovcov a pieskovcový vývoj s prevahou pieskovcov s glaukonitom oproti vápenatým ílovcom.

Makovické pieskovce sú dominantné prevažne v južnej (vnútornej) časti račianskej jednotky (stredný až vrchný eocén, zóna NP-16 až NP-19). Glaukonitové pieskovce s ílovcami tvoria horizonty hrubé niekoľko desiatok metrov. Tieto horizonty sú početnejšie najmä v spodnej časti zlínskeho súvrstvia, smerom do vrchnej časti súvrstvia postupne prevláda ílovcový vývoj. Ílovcový vývoj má dominantné zastúpenie v severnej (vonkajšej) časti račianskej jednotky. V niekoľkých horizontoch sú prítomné šošovkovité polohy hnedých silicifikovaných ílovcov až prachovcov. Ílovce zlínskeho typu sú bohaté na vápnitý nanoplanktón, ktorý preukázal vek stredný eocén (NP-16) až starší oligocén (NP-21). Najmladšie súvrstvie račianskej jednotky je malcovské súvrstvie (mladší eocén až mladší? oligocén). Prevažne svetlohnedé, sivé a okrové ílovce sa striedajú s vápnitými laminovanými pieskovcami. Vo vyššej časti súvrstvia sa lokálne vyskytujú hrubozrnné pieskovce a zlepence (Štefurov). Menilitové vrstvy (čokoládovohnedé tvrdé ílovce a menilitové bridlice, sporadicky pelokarbonáty) tvoria v malcovskom súvrství aspoň 2 horizonty. Mladší horizont je biostratigraficky datovaný do zóny NP-24. Vzhľadom na to, že v nadloží mladších menilitových vrstiev pokračujú malcovské fácie v normálnom slede ešte niekoľko desiatok až stoviek metrov, je veľmi pravdepodobné, že sedimentácia malcovského súvrstvia v brezovskom synklinóriu pokračovala minimálne do mladšieho oligocénu. Tento predpoklad si vyžaduje ďalší biostratigrafický výskum.

K. BÓNOVÁ[1], M. KOVÁČIK[2], J. BÓNA[2] a J. DERCO[2]:

Detritické granáty sedimentov magurskej jednotky vo východnej časti flyšového pásma Západných Karpát – chemické zloženie a proveniencia

[1]Ústav geografie Prírodovedeckej fakulty UPJŠ, Jesenná 5, 040 01 Košice; [2]Štátny geologický ústav Dionýza Štúra – RC Košice, Jesenského 8, 040 01 Košice

Štúdium detritických granátov v klastických sedimentoch magurského príkrovu flyšového pásma vo východnej časti Západných Karpát poskytlo cenné informácie o charaktere ich zdrojových hornín. Granáty, ktoré sú v koncentráte ťažkých minerálov študovaných sedimentov významne zastúpené, sa študovali z jednotlivých súvrství všetkých základných litotektonických jednotiek – račianskej, bystrickej a krynickej. V račianskej jednotke v malcovskom súvrství tvoria granáty 12 – 44 %, pričom v pieskovcovo-zlepencovom vývoji je v porovnaní s „flyšovým“ zastúpenie významne vyššie. V zlínskom súvrství v makovických pieskovcoch tvoria 21 – 31 %. Približne rovnaké kvantitatívne zastúpenie majú v ílovcovo-pieskovcovom vývoji tohto súvrstvia. V belovežskom súvrství (mrázovecké vrstvy) zaberá granát v ťažkom produkte takmer 44 %. V bystrickej jednotke v pieskovcovom vývoji zlínskeho aj belovežského súvrstvia tvorí okolo 46 %, relatívne menej (15 až 21 %) je zastúpený v tenkovrstvovitom drobnorytmickom vývoji belovežského súvrstvia. V strihovskom súvrství krynickej jednotky sa množstvo granátov pohybuje v intervale 42 – 45 %, pričom v pieskovcovom (strihovské pieskovce) aj vo „flyšovom“ vývoji je zastúpenie približne rovnaké. Granáty sa analyzovali na elektrónovom mikroanalyzátore CAMECA SX 100. Chemické analýzy lokalizované v centre aj na okrajoch zŕn (najmä ak zrná vykazovali zdanlivú zonalitu, prípadne boli čiastočne zachované kryštalografické plochy) sa prepočítali na 12 kyslíkov. Celkové Fe (vyjadrené analýzou ako FeO) sa rozpočítalo na Fe^{2+} a Fe^{3+} podľa ideálnej stechiometrie. Analýzy sa prepočítali na koncové členy Prp-Alm-Grs-Sps-And-Uvr.

Granáty obyčajne vystupujú vo forme mierne opracovaných nepravidelných fragmentov bez zachovania pôvodného tvaru zrna. Vzácnejšie sa vyskytujú izometrické, výrazne opracované zrná. Bývajú ružové, sporadicky oranžovočervené až oranžovohnedé. Niektoré obsahujú množstvo inklúzií, najčastejšie kremeň, menej zirkón, rutil, muskovit a chlorit. Iba vzácne sa v rámci inklúzií identifikovali xenotím, titanit a monazit. Z mikrochemického hľadiska ako najpestrejšie sa javia granáty račianskej jednotky. V belovežskom a malcovskom súvrství sú zastúpené najmä spessartíny-almandíny a grosuláry-almandíny indikujúce vznik v metamorfovaných horninách amfibolitovej a epidotovo-amfibolitovej fácie (ruly a amfibolity). Sporadicky sa vyskytujúce almandíny-spessartíny v pieskovcovo-zlepencovom vývoji malcovského súvrstvia poukazujú na prítomnosť pegmatitov (aplitov), prípadne hornín kontaktných aureol v zdrojovom materiáli (Deer et al., 1962). V mrázoveckých vrstvách sú pomerne bežné pyropy-almandíny. Asociácia detritických granátov v zlínskom súvrství tejto jednotky je výraznejšie pestrejšia. Okrem prevládajúcich spessartínov-almandínov v makovických vrstvách a grosulárov-almandínov v ílovcovo-pieskovcovom vývoji sa hojne vyskytujú pyropy-almandíny a pyropy-almandíny s mierne zvýšeným obsahom grosulárovej molekuly. Vyšší stupeň metamorfózy zdrojových hornín granátov (granulity a eklogity) indikuje prítomnosť almandínu-pyropu (9,84 hm. % MgO).

Takmer identické zloženie detritických granátov majú sedimenty bystrickej jednotky. V zlínskom aj belovežskom súvrství tejto jednotky sa vyskytujú grosuláry-almandíny, menej spessartíny-almandíny poukazujúce na stredný stupeň metamorfózy zdrojových hornín (svory, pararuly a metagranity). Chemické zloženie granátov strihovského súvrstvia krynickej jednotky, t. j. almandíny a grosuláry-almandíny s významným zastúpením pyropového komponentu poukazujú na zdroj v rulách, menej v amfibolitoch. V pieskovcovom vývoji tohto súvrstvia sú však hojné aj pyropy-almandíny, ktoré môžu pochádzať z felzitických granátických granulitov. Granáty pochádzajúce z granulitov a eklogitov v pieskovcoch račianskej jednotky flyšového pásma boli identifikované aj v iných oblastiach tejto jednotky (Otava et al., 1997, 1998; Salata, 2004; Oszczypko a Salata, 2004), pričom autori predpokladajú, že majú pôvod v horninách moldanubika Českého masívu alebo v horninách dnes neexistujúcej sliezskej kordiléry medzi sliezskym a magurským bazénom. Na druhej strane, časť detritických granátov v sedimentoch bystrickej, a najmä krynickej jednotky môže pochádzať z rúl, svorov a amfibolitov vyskytujúcich sa v oblasti interných Karpát (Salata, l. c.; Oszczypko et al., 2006). Príbuzné chemické zloženie granátov v sedimentoch jednotlivých

litotektonických jednotiek flyšového pásma jasne poukazuje na potrebu doplniť údaje o chemickom zložení ďalších skupín ťažkých minerálov na bližšiu diagnostiku zdrojových hornín.

Poďakovanie. Práca je výsledkom štúdia v rámci úlohy MŽP SR 0306 Geologická mapa Nízkych Beskýd – západná časť v mierke 1 : 50 000.

J. BÓNA, M. KOVÁČIK, Ľ. GAZDAČKO, Ľ. PETRO a J. KOBULSKÝ: **Zlomové štruktúry v západnej časti Nízkych Beskýd, ich prejavy a možnosti identifikácie**

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra – RC Košice, Jesenského 8, 040 01 Košice

Skúmaný región západnej časti Nízkych Beskýd je súčasťou magurskej tektonickej jednotky východoslovenského úseku flyšového pásma vonkajších Západných Karpát. Z tektonického hľadiska predstavuje súčasť zvrásneného komplexu príkrovových jednotiek kolíznej akrečnej prizmy, ktorej litologickú náplň tvoria vrchnokriedovo-oligocénne, prevažne siliciklastické sedimenty.

Pozdĺžna stavba magurského príkrovu a jeho hierarchicky nižších štruktúrnych pásiem je segmentovaná priečnou zlomovou tektonikou. Súčasťou výskumu ostatných rokov bola identifikácia a bližšie poznanie priebehu zlomov smerujúce k následnej paleonapäťovej rekonštrukcii. Významným zdrojom informácií o priebehu a kinematike zlomových štruktúr bolo geologické mapovanie doplnené systematickým zberom štruktúrnych údajov. Dôraz sa kládol na analýzu tektonických zrkadiel a prizlomových vlečných vrás (*drag folds*) generovaných pohybom na zlome.

Z geologických máp v mierke 1 : 25 000 (Kováčik et al., 2008), resp. z orientácie mezoskopických zlomových štruktúr je zrejmé, že v študovanom regióne sú dominantné dva významné systémy dislokácií. Ide predovšetkým o štruktúry, ktorých priebeh je generálne S – J a SV – JZ. Prvú skupinu tvoria zlomy s.-j. až ssv.-jjz., ale aj ssz.-jjv. smeru so strmým sklonom na V a Z, obdobne na VJV a ZSZ, resp. na VSV a ZJZ. Pri týchto zlomových štruktúrach je najmarkantnejší dextrálny smerne posuvný režim, miestami sprevádzaný vznikom prizlomových vrás so stredne až strmo sklonenou osou generálne na J. Lokálne sme pozorovali aj poklesové štruktúry orientované na V. Z významnejších štruktúr možno spomenúť ondavský, voliansky a potocký zlom. Druhú skupinu tvorí systém principiálne sv.-jz. (ssv.-jjz.) smeru so strmým, miestami až stredným sklonom na JV a SZ, resp. na VJV a ZSZ. Charakteristickú zložku pohybu na týchto štruktúrach tvoria sinistrálne smerné posuny až šikmé poklesy. Olšavský, tisinecký a štiavnický zlom sú významné regionálne štruktúry reprezentujúce uvedený súbor.

Zistené paleonapäťové pole, v ktorom vznikali opisované horizontálne posuny a šikmé poklesy, charakterizuje orientácia hlavnej kompresnej zložky $\sigma 1$ pôsobiaca v smere SV – JZ (SSV – JJZ). Os maximálnej extenzie je na ňu kolmá. Predpokladáme, že kompresiu tohto smeru spôsobila deformačná udalosť v období sarmat – panón?. To korešponduje s vývojom stredno- až vrchnomiocénneho paleonapäťového poľa v širšej oblasti (Kováč, 2000; Pomianowski, 2003).

Na neotektonickú aktivitu (sensu Hók a Vojtko, 2006; koniec pliocénu – recent) v regióne Nízkych Beskýd poukazujú nasledujúce skutočnosti. V deluviálnych (litifikovaných) sedimentoch (pleistocén – holocén) pokrývajúcich významnú časť predkvartérneho podložia sa zaznamenal lokálny výskyt (okolie obce Kurimka) dislokácií smeru S – J. Ide o zlomové štruktúry so strmým sklonom na V, vykazujúce poklesové tendencie. Nemenej významná sa javí prítomnosť maloplošných, ale pomerne hojných výskytov „mladých" sladkovodných (pramenných) vápencov – penovcov – v dnách a svahoch dolín. Uvedené štruktúry vznikli vo v.-z. extenznom režime pôsobiacom v období vrchný pleistocén? – holocén – recent so subvertikálne orientovanou osou maximálnej kompresie $\sigma 1$. Pôsobením tohto paleonapäťového poľa sa zrejme reaktivovali aj zlomové línie smeru SSZ – JJV až SSV – JJZ (SV – JZ), založené už skôr. Ich priebeh je sledovaný výskytom penovcových kôp (cf. Baňacký et al., 1993; Hancock et al., 1999). Vertikálne pohyby vyvolané týmto režimom mali významný vplyv na formovanie riečnej siete. Názorným príkladom toho je povodie Ondavy (Harčár, 2002).

Recentné napäťové pole s osou maximálnej kompresie $\sigma 1$ orientovanou generálne kolmo na karpatský oblúk (cf. Jarosiński, 1997, 2005, 2006; Zuchiewicz et al., 2007) sa vysvetľuje ako efekt pretrvávajúcej konvergencie stabilnej európskej platformy a bloku Západných Karpát (Hók et al., 2000). Z uvedeného vyplýva, že kompresný režim s prevládajúcim prešmykovo-násunovým charakterom tektonických deformácií je charakteristický pre externejšie zóny flyšových Karpát. Smerom na juh (oblasť magurského príkrovu) os maximálnej kompresie $\sigma 1$ rotuje do subvertikálnej pozície.

Poďakovanie. Výskum bol financovaný z projektu 03 06 Geologická mapa regiónu Nízke Beskydy – západná časť v mierke 1 : 50 000, zadaného MŽP SR pre ŠGÚDŠ.

K. BÓNOVÁ[1], J. DERCO[2] a Z. HOCHMUTH[1]: **Výsledky predbežného štúdia autochtónnych minerálov v sedimentoch jaskyne Skalistý potok (Slovenský kras)**

[1]Ústav geografie Prírodovedeckej fakulty UPJŠ, Jesenná 5, 040 01 Košice; [2]Štátny geologický ústav Dionýza Štúra – RC Košice, Jesenského 8, 040 01 Košice

V autochtónnej výplni jaskyne Skalistý potok nachádzajúcej sa na južnom úpätí Jasovskej planiny v Slovenskom krase sa zistila prítomnosť minerálov Fe a Mn.

Na identifikáciu jednotlivých fáz Fe a Mn sa použila rtg. difrakčná analýza, ktorá sa urobila na prístroji DRON-UM 1 (CuKα žiarenie). Na identifikáciu rtg. záznamu sa použili tabuľky ASTM (Berry et al., 1974). Na presnejšiu diagnostiku problematických oxidov Mn sa využila diferenciálna termická analýza (prístroj Derivatograph C) s navážkou 162,4 mg a rýchlosťou ohrevu 5 °C/min. a infračervená spektroskopia

(IČ). IČ spektrá sa získali pomocou prístroja Specord M80 s navážkami 1 mg a 0,5 mg v rozsahu 4 000 cm^{-1} až 200 cm^{-1} prostredníctvom KBr pelety. Amorfné oxidy železa v asociácii s hematitom a goethitom vystupujú vo forme nepravidelnej kôry (povlaku) hnedastej až okrovej farby na stenách jaskyne. Kôry často obsahujú zrná alochtónnych minerálov (najčastejšie kremeň) splavených z povrchu. Povlaky amorfných oxidov Fe signalizujú oxidačné podmienky. Amorfné oxidy sú iniciálne štádium precipitácie Fe, goethit a hematit sú výsledkom ich rekryštalizácie. Oxidy mangánu vystupujú vo forme lesklých mäkkých povlakov (substancií) na stenách jaskyne, prípadne vypĺňajú priestor medzi zrnami v spevnených alochtónnych sedimentoch. Najčastejšie vytvárajú kryptokryštalické sypké čierne až oceľovosivé agregáty.

Na rtg. záznamoch sa najvýraznejšie a najostrejšie prejavil reflex pri 0,311 (nm) a jeden nižší pri 0,240 (nm). Pozícia reflexov indikuje prítomnosť pyroluzitu, vernaditu a/alebo kryptomelánu vo vzorke, keďže sa reflexy týchto minerálov prekrývajú. Dôležitú úlohu zohráva ich kryptokryštalický charakter, ktorý identifikáciu čiastočne komplikuje. Derivatogram (DTA) poukázal na prítomnosť prvého endotermického efektu indikujúceho tepelný rozklad oxidu Mn pri teplote 652 °C. Druhý endoefekt sa objavil pri teplote 986 °C. Uvedené teplotné hodnoty môžu korešpondovať s rozkladom pyroluzitu a uvoľňovaním O v intervale 600 – 700 °C a tvorbou Mn_3O_4 v teplotnom intervale 900 – 1 050 °C (Kulikov et al., 1985) alebo rozkladom kryptomelánu na β–Mn_2O_3 a α–Mn_3O_4 v intervale 550 – 680 °C (l. c.) a tvorbou β–Mn_3O_4 v teplotnom intervale 900 – 1 000 °C (Blažek, 1974). IČ spektrum indikuje prítomnosť minerálov z radu kryptomelánu, aj keď priebeh krivky je výrazne ovplyvnený tým, že ide o zmes Mn-Fe oxidov/hydroxidov. Chemickou analýzou (elektrónový mikroanalyzátor CAMECA SX 100) sa potvrdila prítomnosť takmer čistého MnO_2 – pyroluzitu – a pravdepodobne vernaditu s prímesou kryptomelánu. Kryptomelán je indikovaný mierne zvýšeným obsahom K_2O (0,67 hmot. %).

Mangán (Mn^{2+}) môže byť derivovaný z organického materiálu na povrchu alebo zo samotných dobre rozpustných karbonátov obohatených o Mn, neskôr transportovaný tečúcou vodou, prípadne presakujúcou vodou do krasových dutín. Tam sa prostredníctvom baktérií (mikroorganizmov) z mobilného Mn^{2+} vytvorí nemobilná forma Mn^{4+} podieľajúca sa na stavbe mangánových oxidov/hydroxidov (Cílek a Fábry, 1989). Oxidy Mn sa obyčajne zrážajú na bariére pH na kontakte povrchovej vody a vápencovej steny, napríklad v miestach, kde voda, ktorá nebola v dlhšom kontakte s vápencovou stenou, prekvapkáva alebo preteká z povrchu. To indikuje komunikáciu jaskynných priestorov s krasovým povrchom (Cílek, 2005). Oxidy Fe a Mn v jaskynných priestoroch sa môžu lokálne vyzrážať účinkom kyseliny sírovej na ílové minerály (cf. Palmer, 2007). Obmedzená tvorba kyseliny sírovej súvisí s lokálnym znížením pH, kde hlavným zdrojom býva oxidácia sulfidu (napr. pyritu). Keďže transport oxidov/hydroxidov Mn v pevnom skupenstve je nepravdepodobný, predpokladáme ich kryštalizáciu z infiltrujúcich roztokov bohatých na Mn, ktoré môžu vznikať pri zvetrávacích procesoch karbonátov. Nie je však vylúčená lokálna tvorba oxidov Mn z pôsobenia slabej kyseliny na ílové minerály vznikajúcej oxidáciou hojne sa vyskytujúceho pyritu v jaskyni.

Poďakovanie. Príspevok vznikol za podpory grantovej úlohy VEGA 1/3062/06.

Ľ. ŠTRBA: **Identifikácia lalokov turbiditných systémov v teréne; príklad z oblasti doliny Popradu**

Ústav geovied, Fakulta BERG, Technická univerzita v Košiciach; lubomir.strba@tuke.sk

Identifikácia typu a pozície jednotlivých architektonických prvkov podmorského kužeľa (napr. distribučné kanály, agradačné valy, laloky) je veľmi dôležitou súčasťou procesu charakterizovania celého systému. Objasňuje nielen vznik, ale aj geometriu a ďalšie parametre daného systému. Tento proces preto môže ovplyvniť celkové vyhodnocovanie depozičného prostredia z rôznych hľadísk. Laloky turbiditov sú v súčasnosti predmetom intenzívneho výskumu vďaka ich uhľovodíkovému potenciálu. Ich presná identifikácia je preto nevyhnutná.

Jednoznačné určenie konkrétneho architektonického prvku v oblasti Karpát je často obmedzené slabým odkrytím terénu, a preto množstvo interpretácií je založených na prácach z podobných, ale lepšie odokrytých oblastí. Pomerne dobre sú odokryté masívne pieskovce v údolí rieky Poprad pozdĺž hranice medzi Slovenskom a Poľskom. V rámci sedimentologického výskumu na viacerých odkryvoch boli opísané predovšetkým hrubé polohy masívnych pieskovcov. Tieto jemno- až hrubozrnné pieskovce často vytvárajú ostro ohraničené vrstvy s hrúbkou viac ako 3 metre. Ďalšie, zriedkavo sa vyskytujúce fácie na tomto území sú: pieskovec so šikmým výmoľovým zvrstvením, pieskovec so šikmým čerinovým zvrstvením, paralelne laminovaný pieskovec a paralelne laminovaný kalovec. Všetky znaky pozorované na jednotlivých odkryvoch ako napr. vertikálne trendy hrúbky vrstiev naznačujúce kompenzačné cykly, náznaky gradačného zvrstvenia a laterálny priebeh jednotlivých vrstiev indikujú, že ide o prostredie lalokov turbiditných systémov magurského príkrovu v oblasti vonkajších Západných Karpát.

Tento príspevok vznikol vďaka podpore projektu VEGA 1/3061/06.

M. PREKOPOVÁ a D. DIRNEROVÁ: **Hlbokovodné sedimenty duklianskej jednotky: interpretácia depozičných prostredí**

Ústav geovied FBERG TU v Košiciach; marta.prekopova@tuke.sk

Duklianska jednotka je súčasťou flyšového pásma vonkajších Západných Karpát. Je pre ňu charakteristické striedanie pieskovcových a kalovcových vrstiev, čo je typické pre turbiditné systémy v morskom prostredí. V oblasti 8 km sv. od Sniny v blízkom okolí vodnej nádrže Starina je možné pozorovať dobre odkryté sedimenty duklianskej jednotky.

Patria do cišnianskeho, podmenilitového a menilitového súvrstvia, ktorého súčasťou sú aj cergovské vrstvy. Cišnianske súvrstvie reprezentujú hrubé polohy pieskovcov, ktoré výrazne prevažujú nad kalovcami. V podmenilitovom súvrství sa striedajú pieskovcové a kalovcové vrstvy, pričom ich pomer je viac vyrovnaný. V menilitovom súvrství môžeme pozorovať hrubšie polohy kalovcov na báze prerušené pieskovcami, ktoré postupne prechádzajú opäť do kalovcov. Vek týchto sedimentov sa pohybuje v rozmedzí paleocén až spodný oligocén.

Sedimentologickou analýzou, ktorej cieľom je interpretácia depozičného prostredia týchto sedimentov, sme vyčlenili 11 litofácií. Z nich 8 je pieskovcových a 3 sú kalovcové. Tieto litofácie tvoria 6 litofaciálnych asociácií. Každá z nich je charakteristická pre určitú oblasť depozičného prostredia. Sedimentologická analýza zahŕňala aj štúdium eróznych a deformačných štruktúr a identifikáciu ichnofácií. Z eróznych štruktúr, ktorých význam spočíva v určení paleoprúdenia či hustoty prúdu, sa v študovanej oblasti nachádzajú rozmyvové stopy a stopy po predmetoch (vlečné ryhy, stopy po dopade, odraze či zapichnutí, šípovité stopy). Výsledky meraní naznačujú, že zdrojová oblasť cišnianskeho súvrstvia sa nachádzala na SV, podmenilitového súvrstvia na JV a menilitového súvrstvia na SZ. Deformačné štruktúry sa zachovali v podobe záťažových štruktúr a L-chrbtov. Z ichnofácií sa v každom type súvrstvia nachádza iný druh. V cišnianskom súvrství bola identifikovaná *Ophiomorpha rudis*, ktorá je charakteristická pre prostredie hlbokovodných kanálov či lalokov. V podmenilitovom súvrství sa vyskytuje typický indikátor bazénovej pláne – ichnofácia *Nereites*. V menilitovom súvrství sa našla *Scolicia*, ktorá podobne ako *Ophiomorpha rudis* nie je typickým zástupcom jedného depozičného prvku, ale môže poukazovať na depozíciu v kanáloch aj lalokoch.

Ďalšou použitou metódou bolo vyhodnotenie hrúbky turbiditných pieskovcov na základe štatistickej metódy, ktorú používajú Carlson a Grotzinger (2001). Podľa tejto metódy sa sedimenty cišnianskeho súvrstvia usadzovali v najproximálnejšej oblasti bazénu (vzhľadom na ostatné súvrstvia) a sedimenty podmenilitového súvrstvia v najdistálnejšej časti bazénu.

Zjednotením sedimentologickej analýzy a analýzy hrúbky turbiditných pieskovcov spolu s poznatkami, ktoré zverejnil Oszczypko (2006) o subsidencii a rýchlosti depozície sedimentov v duklianskom bazéne, sme dospeli k záveru, že sedimenty cišnianskeho súvrstvia deponované v období zvyšujúcej sa subsidencie a vysokej sedimentačnej rýchlosti predstavujú sústavu nízkeho stavu (*lowstand systems tract*). Počas nej sa formovali kužele svahu bazénu (*slope fan*). V období sedimentácie podmenilitového súvrstvia sa subsidencia aj naďalej zväčšovala, no sedimentačná rýchlosť klesala. Preto predpokladáme, že tieto sedimenty vznikali počas záverečnej fázy sústavy nízkeho stavu (*lowstand systems tract*) a jej postupného prechodu do fázy vysokého stavu (*highstand systems tract*). Sedimenty podmenilitového súvrstvia teda môžu predstavovať distálny okraj svahového kužeľa (*distal slope fan*).

Menilitové súvrstvie sa ukladalo v období, v ktorom nastala výrazná zmena v charaktere subsidencie. V bazéne, ktorý prestal subsidovať, je veľká rýchlosť sedimentácie. Preto predpokladáme, že sedimenty menilitového súvrstvia vznikali počas sústavy klesajúceho stavu (*falling stage systems tract*), keď sa formovali kužele dna bazénu (*basin floor fan*) a ich sedimentácia prebiehala v oblasti lalokov.

Tento príspevok sa realizoval vďaka podpore grantu VEGA 1/3061/06.

M. UDIČ, S. JACKO, I. CUPEROVÁ, J. JANOČKO a M. PREKOPOVÁ: **Pieskovcové dajky v račianskej jednotke vonkajšieho flyšového pásma (Nová Polianka, východné Slovensko)**

Ústav geovied FBERG TU v Košiciach; martin.udic@tuke.sk

Geologickú stavbu územia v oblasti Novej Polianky tvoria výhradne sedimenty zlínskeho súvrstvia račianskej litotektonickej jednotky (stredný až vrchný eocén). Na základe podrobného výskumu sme v zlínskom súvrství vyčlenili tri litofácie: pieskovcovú (makovické pieskovce), pieskovcovo-ílovcovú a ílovcovú s tenkými polohami pieskovcov (Udič et al., 2007). Pomocou analýzy sedimentárneho prostredia sme dospeli k záveru, že ide o sedimenty turbiditného systému, ktoré sa ukladali na podmorskom svahu (Cuperová, 2007).

Pieskovcové intrúzie v zlínskom súvrství boli interpretované podľa ich geometrie a vzťahu k okolitým horninám ako pieskovcové dajky. Oblasť s najväčším výskytom pieskovcových dajok sa nachádza neďaleko obce Nová Polianka v odkryve eróznej ryhy potoka Olšava. Pieskovcové dajky intrudovali do ílovcovej litofácie, ktorú tvoria masívne, paralelne laminované sivé, tmavohnedé až hnedočierne, tektonicky porušené ílovce. Dajky sú vyvinuté v puklinách sz.-jv. smeru so sklonom 80 – 90° na JZ. Výskyt študovaných pieskovcových dajok v zlínskom súvrství račianskej litotektonickej jednotky poukazuje na extenzné otváranie puklín v magurskom sedimentačnom bazéne v čase depozície sedimentov. Tento predpoklad podporuje aj prítomnosť ďalších synsedimentárnych telies (Udič, 2007), ktoré dokumentujú aktívny okraj bazénu v čase depozície sedimentov. Ide predovšetkým o prítomnosť synsedimentárnych sklzových telies. To poukazuje na orientáciu lokálneho dynamického vývoja v čase ich formovania.

M. Bizubová: **Kamene (Stones)**. Vydavateľstvo Dajama, 2008, 119 s.

V edícii Prírodné krásy Slovenska v málo známom vydavateľstve Dajama doteraz vyšli tieto knižné tituly:

Najkrajšie vrchy,
Najvyššie vrchy,
Drevené kostoly,
Najkrajšie mestá,
Hrady – najkrajšie zrúcaniny,
Technické pamiatky.

Poslednou knihou v uvedenej edícii je recenzovaná útla kniha z pera pracovníčky Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského v Bratislave. Pod prívlastkom „útla“ mám na mysli jej rozsah vyjadrený počtom strán, a nie úroveň spracovania, a najmä nie význam diela. Z hľadiska posledných uvedených atribútov dielo M. Bizubovej patrí do prvej línie v oblasti šírenia poznatkov medzi populáciou. Poďme však poporiadku.

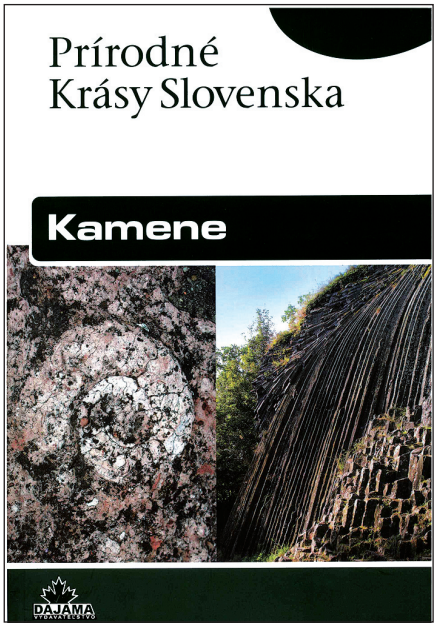
Prvé decénium 21. storočia OSN a UNESCO vyhlásili za obdobie kreovania ľudskej spoločnosti založenej na vedomostiach – *Knowledge based societies*. Uvedený program bol prijatý jednoznačne pozitívne. V posledných rokoch sa však v daných súvislostiach už objavili aj otázniky. Ktorá spoločnosť je na vyššom stupni rebríčka: tá, z prostredia ktorej vyšli napr. traja nositelia Nobelovej ceny, ale ostatná populácia výrazne zaostáva za štandardom, alebo tá, v ktorej sa takýto premiant nenachádza, no spoločenstvo (národ) nemá analfabetov, spoločnosť sa riadi napísanými i nepísanými etickými zásadami, vzťahy medzi občanmi, ale aj medzi občanom a štátnou správou sa riadia právnymi kódexmi a podobne? Osobne dávam prednosť druhej alternatíve.

Je evidentné, že na výraznom posune poznania všeobecne na vyššiu úroveň má zásluhu výskum, vývoj nových technológií či jednoducho ich čo najrýchlejšie aplikovanie do denného života. Ak akceptujeme uvedenú premisu, nastupuje druhá úroveň problematiky: aká je následnosť krokov od myšlienky cez jej realizáciu až po aplikáciu v spoločnosti? Bez nároku na veľký priestor potrebný na niektoré základné vysvetlenia je takáto:

a) výskum, či presnejšie poznávanie nepoznaného, a to každého druhu;

b) výsledky výskumu a vývoja či objavenie nových technológií sa musia čo najskôr dostať na papier – myslím to obrazne, aby nasledovníci mohli stavať na už známych faktoch (neobjavovať Ameriku);

c) výsledky vedy, výskumu, vývoja nových technológií a i. sa musia dostať do povedomia čo najširšej vrstvy obyvateľov štátu. Medzi nich patria totiž aj tvorcovia zákonov či jednoducho občania pôsobiaci v rozhodovacom konaní na každej úrovni, počítajúc do toho aj poslancov



parlamentu. Z toho jednoznačne vyplýva, že len tí príslušníci ľudského rodu, ktorí veľa vedia, sa vedia aj správne rozhodnúť a prijať koncepčne správne rozhodnutia. Práve toto je parketa na popularizáciu vedy, jej výsledkov a zdôvodnenie jej potrieb pre modernú spoločnosť.

V takomto kontexte treba posudzovať aj dielo M. Bizubovej. Tematicky sa člení na dva neostro oddelené celky. V prvom z nich sú uvedené horniny, ich stručná genéza, ale najmä rôzne morfologické zaujímavosti. V tejto časti sa autorka nezaprie: graduovaná geologička celý život pôsobí na Katedre fyzickej geografie Prírodovedeckej fakulty UK v Bratislave. V prípade posudzovaného knižného diela sa toto prepojenie ukázalo ako užitočné a inšpirujúce. Druhá časť diela je tematicky venovaná morfologicky zaujímavým fenoménom, ktoré za svoj vznik vďačia rozličným typom hornín na jednej strane a nasledujúcim geologickým procesom na druhej strane. Väčšina variabilných morfologických útvarov je prezentovaná na nadštandardnej technickej, ale aj estetickej úrovni. Veľkým pozitívom je aj to, že pri každom fenoméne, akým je napr. ryolitové more vo Vyhniach, bazaltový vodopád pri Šomoške a iné, sú uvedené inštrukcie o tom, ako a kadiaľ sa k danému fenoménu dá priblížiť. Je to teda akýsi netradičný sprievodca po kamenných fenoménoch Slovenska. Takto dielo spĺňa predpoklady základného „poradcu“ pri plánovaní školských exkurzií či vlastivedných vychádzok do najbližšieho okolia. Pri ich organizovaní je veľmi nápomocná aj prehľadná mapa Slovenskej republiky, ktorá má na vnútorných stranách prebalu vyznačené lokality uvedené v texte knižky.

Je logické, že v každej práci sa nájdu aj nejaké nie najvhodnejšie vyjadrenia či vedecky správne vysvetlenia. V knihe M. Bizubovej je ich veľmi málo. Aby som však dokázal, že som knihu čítal pozorne, uvádzam niektoré príklady. Členenie Veľkej Fatry na Hôľnu a Bralnú Fatru (s. 15) som doteraz nezaevidoval. V tomto prípade by sa žiadalo podrobnejšie vysvetlenie, napr. pod čiarou. Podobne petrograf nemôže súhlasiť s výskytom olivínu v mandliach (s. 9) či lingvista s formuláciou „s väčším obsahom vápenca“ na s. 11.

Keďže stále platí, že „kto nič nerobí, neurobí chybu“, dielo hodnotím výbornou známkou a pripájam adjektíva vydarené, potrebné a inšpirujúce.

Vážení čitatelia, zoznámte sa s ním a kúpte si ho.

Kontakt: DAJAMA, Ľubľanská 2, 831 02 Bratislava
info@dajama.sk

D. Hovorka

I. PETRÍK: **Pemza a bronz. Na pomedzí mytológie a histórie Egejského sveta**
Pumice and bronze. At the boundary of mythology and history of Aegean world

Vo Vede, vydavateľstve Slovenskej akadémie vied, v edícii Svet vedy uzrela v marci 2009 svetlo sveta kniha nášho kolegu, pracovníka Geologického ústavu SAV Igora Petríka. Nebolo by to nič výnimočné, keby témou spracovania boli magmatity granitovej série či niektoré ďalšie aktuálne problémy modernej petrológie. To sú totiž témy, v rámci ktorých sa RNDr. Igor Petrík, CSc., predstavuje ako medzinárodne uznávaný odborník. Igor si však za námet knižného spracovania zvolil svet a obdobie gréckej antiky, tému, ktorá bola v nedávnej minulosti slovenskému čitateľovi sprostredkovaná medzinárodne uznávaným autorom V. Zamarovským. Igor Petrík urobil dobre. Na napísanie recenzovaného diela sa dokonale pripravil. Niekoľkokrát navštívil klasické lokality gréckej antiky, z originálnej fotodokumentácie časť zaradil aj do tohto knižného diela.

Po prečítaní diela I. Petríka o východnom Stredomorí bronzovej doby vieme toho podstatne viacej. A čo je nezanedbateľné, vieme viacej z pohľadu poznatkov 1. decénia 21. storočia.

V období, keď národy Česko-Slovenska pod vedením rodnej strany budovali socializmus, autori všetkých žánrov písaného slova sa museli riadiť dogmami socialistického realizmu. A dôsledok uvedeného stavu? Kníh

a iných tlačených materiálov bola záplava, len čítať prakticky nebolo čo. Preto v tomto období akousi bielou vranou v kŕdli čiernych krkavcov boli diela Vojtecha Zamarovského venované vzdialeným krajinám a nemenej vzdialenému, či presnejšie, dávnemu obdobiu. Pre všetkých, ktorí mali ambíciu vedieť o danej problematike viacej, ako bolo uvedené vo veľmi strohých kapitolách dejepisu, boli knihy V. Zamarovského základnou takpovediac potravou nutnou na prežitie. Tento autor, vzdelaním právnik, vynikajúco literárne stvárnil aj vybrané aspekty, ktoré patria do oblasti geovied. A urobil to veľmi dobre. A po V. Zamarovskom prišla na trh kniha vynikajúceho geovedca, ktorý píše o predhistórii a ranej histórii, ale aj o geologických fenoménoch, resp. na ne nadväzujúcich dejoch v ľudskej spoločnosti. Z tohto pohľadu I. Petrík mal pred V. Zamarovským určitý „náskok". Hoci obidvaja autori, nehistorici, písali o predhistórii a ranej histórii, Igor Petrík mal k prírodným dejom predsa len intímnejší vzťah.

Kniha I. Petríka patrí do kategórie vedecko-popularizačnej literatúry a v rámci tejto kategórie do vyššej, pre čitateľa náročnejšej podkategórie. Kniha sa nedá čítať ako detektívka v posteli pred spaním, ale nemusí sa čítať ani kontinuálne. Čitateľ si medzi ponúkanými témami môže vybrať. A osobný dojem? Je taký, že kto raz začne dielo I. Petríka čítať, neprestane, kým ho neprečíta od á po zet. Podľa slov autora sa dá obsah knihy vyjadriť v dvoch rozmeroch. Prvý rozmer je horizontálny, keď termín „pemza" vyjadruje prírodovedný, vulkanicko-seizmický aspekt „zázračnej" egejskej oblasti a „bronz" je vyjadrením bronzovej doby (3 600 – 1 100 pred n. l.) – doby, keď už vznikli prvé veľké civilizácie, ale aj prvé veľké vojny a masakre. Druhý rozmer, takpovediac vertikálny, vyjadruje vzťah medzi mytológiou a históriou, koľko skutočnosti, ak vôbec je, je v gréckych mýtoch.

Aby som splnil požadované aspekty recenzie, uvádzam: kniha I. Petríka má rozsah 256 strán + 44 farebných, prevažne originálnych(!), kompozične výborných fotografií, ktoré tvoria farebnú obrazovú prílohu. Okrem nich je v texte 34 námetovo rôznych čiernobielych počítačových kompozícií, ktoré dopĺňajú text. Čo ma ale najviacej ohromilo, je rozsah spracovaných odkazov a poznámok pod čiarou, ktorý sa dá vyjadriť číslom 401. Autor aj v poznámkach a komentároch dokumentoval neobvyklú hĺbku poznania spracovanej témy. No a na koniec: keď som v kníhkupectve na Štefánikovej ulici č. 3 v Bratislave (vedľa kaviarne Štefánka naproti prezidentskému palácu) chytil knihu do ruky, trochu ma zarazil jej názov. To zarazenie trvalo naozaj len chvíľu – dovtedy, kým som ju v priebehu niekoľkých minút neprelistoval. A môj súčasný dojem? Názov je stručný, výstižný, provokujúci. Veď pemza bola jedným z produktov vulkánov východného Stredomoria a bronz predstavuje zliatinu, ktorá dala meno celej epoche vývoja rodu *Homo sapiens sapiens*. V prípade, ak si knihu kúpite v kníhkupectve vydavateľstva Veda (na uvedenej adrese), dostanete zľavu 10 %. Ak vás uvedený žáner vedeckej popularizácie nezaujíma, kniha predstavuje vhodný darček pre tých, ktorým je téma blízka. Nepripravíte si darček na Vianoce už teraz?

D. Hovorka

Zdravica k životnému jubileu RNDr. Viery Gašparikovej, CSc.

Congratulation to life jubilee of RNDr. Viera Gašpariková, CSc.

RNDr. Viera Gašpariková sa narodila 23. 8. 1929 v Žiline. Gymnázium navštevovala v Banskej Bystrici a v Bratislave, kde v roku 1948 zmaturovala. V rokoch 1948 – 1951 študovala na Prírodovedeckej fakulte Univerzity Komenského v Bratislave, študijný odbor geológia. Štúdium skončila v roku 1952 na Prírodovedeckej fakulte Karlovej univerzity v Prahe. Pretože v tomto období bol výskum na Slovensku zameraný najmä na rudné ložiská Spišsko-gemerského rudohoria, skončila štúdium na Katedre nerastných surovín PriF KU dizertačnou prácou *Geologické pomery ložiska Sadlovská a jeho postavenie v sideritovej formácii Spišsko-gemerského rudohoria* a získala titul doktorka prírodných vied (RNDr.). Obhájením kandidátskej dizertačnej práce *Foraminifery a ich význam pre biostratigrafiu kriedy bradlového pásma okolia Skrabského* získala v r. 1971 hodnosť kandidátky geologických vied (CSc.). V rokoch 1952 – 1956 pracovala na Katedre geológie PriF UK v Bratislave ako asistentka a odborná asistentka. Popri pedagogickej činnosti sa venovala výskumu Juhoslovenského krasu a vyčlenila v ňom novú litofaciálnu jednotku – meliatsku sériu. V rokoch 1956 – 1969 V. Gašpariková pracovala v Geologickom prieskume v Turčianskych Tepliciach a v Žiline. Riešila najmä mikrobiostratigrafické problémy terciérnych a kriedových sedimentov Západných Karpát.

V rokoch 1969 – 1989 pracovala v Geologickom ústave Dionýza Štúra v Bratislave. Pokračovala tam v mikrobiostratigrafickom výskume najmä paleogénnych a kriedových sedimentov na základe foraminiferových spoločenstiev.

Ako prvá začala od roku 1975 študovať v Západných Karpatoch vápnitý nanoplanktón vrchnej kriedy. Vymedzila nanoplanktónové zóny, ktoré korelovala s foraminiferovými zónami J. Salaja a O. Samuela. Štúdium nanoplanktónu rozšírila aj na spodnú a strednú kriedu. Významným prínosom pre biostratigrafiu mezozoika bolo v roku 1982 zistenie nanoplanktónových spoločenstiev v triase bradlového pásma.

Výsledky týchto výskumov aplikovala aj v praktickej geológii pri vyhodnocovaní hlbokých vrtov (nafta a iné nerastné suroviny) a iných technických prácach. Publikovala v rozličných odborných domácich a zahraničných časopisoch. Svoje poznatky prednášala na mnohých paleontologických kolokviách vo viacerých štátoch. Z jej prác sú to napr.: *Geologické pomery západnej časti Juhoslovenského krasu*, Geologické práce, Správy, 1 (1954), *Mikrobiostratigrafické pomery okolia ložiska Zbudza*, Geologické práce, Správy, 29 (1963), *Výskyt vrchnej kriedy v Rimavskej kotline*, Regionálna geológia Západných Karpát, Správy o geologických výskumoch, 21 (1986), *Cretaceous nannoplankton zones of the West Carpathians*, Západné Karpaty, séria Paleontológia, 9 (1987), *Vápnitý nanoplanktón z podložia Viedenskej panvy*, Západné Karpaty, séria Geológia, 11 (1988). V spoluautorstve je to napr.: *Spodný tortón v severovýchodnej časti Vihorlatu*, Geologické práce, Správy, 43 (1967).

Do ďalších rokov želáme jubilantke pevné zdravie, veľa pohody a osobných úspechov.

A. Zlinská

Prínos RNDr. Jozefa Határa, PhD., k rozvoju slovenskej geológie

Contribution of RNDr. Jozef Határ, PhD., to development of Slovak geology

V máji 2009 odišiel na zaslúžený odpočinok významný slovenský geológ a dlhoročný pracovník Štátneho geologického ústavu D. Štúra a sekcie geológie a prírodných zdrojov Ministerstva životného prostredia Slovenskej republiky RNDr. Jozef Határ, PhD. Počas aktívnej činnosti absolvoval pestrú škálu pracovno-odborného zaradenia.

Dr. J. Határ sa narodil 11. 8. 1946 na Kysuciach v obci Rudinská. Maturoval v Spišskej Novej Vsi na Strednej priemyselnej škole geologickej a baníckej, odbor geológia (1965). Absolventi tejto školy sa uplatnili v praxi ako vynikajúci odborníci a riadiaci pracovníci. Geológiu, základný výskum, vyštudoval na Prírodovedeckej fakulte Univerzity Komenského v Bratislave (1965 – 1970). Titul doktor prírodných vied (RNDr.) získal v roku 1977 a vedeckú hodnosť kandidát geologických vied (CSc., resp. PhD.) v roku 1980.

Po skončení vysokoškolského štúdia v rokoch 1970 – 1972 absolvoval študijný pobyt v Geologickom ústave SAV so zameraním na mineralógiu a geochémiu. V rokoch 1972 – 1980 pôsobil ako asistent a odborný asistent na Katedre mineralógie a kryštalografie PriF UK. V pedagogickom procese viedol cvičenia zo systematickej mineralógie, kryštalografie, resp. rudnej mikroskopie a neskôr túto problematiku aj prednášal. Zapájal sa aj do vedeckovýskumných úloh v rámci Katedry mineralógie a petrografie. Počas tohto pôsobenia absolvoval v rokoch 1974 – 1979 externé ašpirantské štúdium v odbore mineralógia a petrografia. Pod odborným vedením prof. M. Koděru v roku 1980 obhájil kandidátsku dizertačnú prácu na tému *Akcesorické minerály niektorých hornín kryštalinika západnej časti ďumbierskeho pásma Nízkych Tatier*. V tom čase intenzívne pracoval aj pod vedením doc. P. Hvožďaru na šlichovej prospekcii vo Veporských vrchoch, Malej Magure a Malej Fatre. Výskumy priniesli celý rad zaujímavých výsledkov o výskyte scheelitového zrudnenia a distribúcii zlata a ďalších rudných minerálov danej oblasti.

Počas pôsobenia na Katedre mineralógie a kryštalografie sa Dr. Határ zapojil do spolupráce na významnom 3-dielnom encyklopedickom diele *Topografická mineralógia Slovenska*, ktoré vyšlo vo vydavateľstve Veda Slovenskej akadémie vied. Táto súborná práca v rozsahu 1 590 strán zachytáva všetky publikované mineralogické a ložiskové poznatky z územia Slovenska od konca 18. stor. do roku 1981. Dielo je významným podkladom na rôznorodé využitie v rámci mineralogicko-metalogeneticko-ložiskových výskumov a prieskumov.

V roku 1981 Dr. J. Határ prešiel do služieb Geologického ústavu D. Štúra (neskôr Geologickej služby SR a ŠGÚDŠ), kde pracoval do júna 2000, t. j. plných 19 rokov. V rokoch 1981–1985 sa zapojil do prác novoootvoreného centrálneho laboratória elektrónovej mikroanalýzy. Prístroj JCXA-733 japonskej výroby slúžil pre potreby všetkých organizácií na Slovensku zaoberajúcich sa geologickým výskumom a prieskumom. Ako analytik špecialista vhodne využíval mineralogické a geochemické vedomosti získané počas pôsobenia na PriF UK. Tieto znalosti prispeli k zdarnému riešeniu metodickej ústavnej úlohy *Modernizácia metód geologického výskumu*, ktorú viedol a úspešne dokončil.

Od roku 1985 Dr. J. Határ pracoval na oddelení mineralógie, geochémie a petrológie GÚDŠ. V priebehu roku 1985 sa stal jeho vedúcim a úspešne ho viedol až do roku 1994. Oddelenie v týchto rokoch prechádzalo organizačnými zmenami, pričom sa k nemu pričlenilo pracovisko elektrónovej mikroanalýzy a mikroskopie. V tom čase malo aj 25 pracovníkov. Okrem organizačného vedenia širokého kolektívu sa Dr. J. Határ intenzívne venoval aj vedeckovýskumnej činnosti na poli mineralogicko-geochemického a ložiskového výskumu. Úspešne sa podieľal na výskume novoobjaveného W-Mo zrudnenia v oblasti Rochoviec vo východnej časti veporského kryštalinika. Svoje odborné znalosti uplatnil pri výskume a riešení metalogenetického modelu styčnej zóny veporika a gemerika. Podieľal sa na geochemickom štúdiu kryštalinika v západnej časti Nízkych Tatier. Venoval sa aj riešeniu otázok životného prostredia Hornej Nitry, kde sa podieľal na zostavení *Geochemicko-ekologickej mapy riečnych sedimentov Hornej Nitry*. Okrem toho vypracoval celý rad výskumných správ uložených v archíve Geofondu, resp. publikovaných v odborných časopisoch.

Po organizačných zmenách v ústave a po transformácii oddelenia pracoval v r. 1994 a 1995 na oddelení nerastných surovín. Popri tom sa už zapájal do geologického mapovania kryštalinika Západných Karpát. Po vzniku Geologickej služby SR v r. 1996 sa Dr. J. Határ ako špičkový pracovník včlenil do prác na oddelení kryštalinika a paleozoika. Plne sa venoval geologickému mapovaniu v mierke 1 : 50 000, a to regiónov Tribeč a Považský Inovec. Pri výskume metamorfitov a granitoidov úspešne využíval dlhoročné skúsenosti z predchádzajúceho pôsobenia v oblasti mineralógie, petrografie, geochémie a výskumu nerastných surovín. Bol poverený vedením geologického mapovania a širokospektrálne zameraného výskumu regiónu Považský Inovec.

V tom čase sa Dr. J. Határ angažoval aj vo zvyšovaní kvalifikácie pracovníkov GÚDŠ formou ašpirantského štúdia. Bol školiteľom dvoch mladých pracovníkov oddelenia, ktorí riešili problematiku granitoidných a metamorfovaných hornín vo východnej časti veporika. Okrem toho posudzoval viaceré odborné a vedecké práce z oblasti mineralógie, petrografie, geochémie, výskumu a prieskumu nerastných surovín, dizertačných a diplomových prác a tým prispel k ich vysokej kvalite.

Aktívne sa zúčastnil na viacerých zjazdoch, seminároch a ďalších odborných akciách doma aj v zahraničí. Absolvoval zahraničné služobné cesty do okolitých štátov (Maďarsko, Rakúsko, Poľsko), ale aj do Fínska, bývalej Juhoslávie, Bulharska a krajín bývalého Sovietskeho zväzu. Získané skúsenosti z nich, ako aj z aktuálnych foriem vzájomnej spolupráce uplatnil nielen vo výsledkoch správ, ale aj v organizačnej sfére.

Dr. J. Határ sa zapájal aj do rôznorodých organizačných aktivít. Pod patronátom GÚDŠ a PriF UK úspešne organizoval celoštátne súťaže v ryžovaní zlata (Magurka 1985, Kremnica 1989). Tieto súťaže prebiehajúce striedavo na Slovensku a v Čechách vychádzajú z bohatej prospekčnej a ťažobnej činnosti oboch krajín. Popri pracovných aktivitách Dr. J. Határ pôsobil aj ako člen odborných komisií, či už mineralogicko-geochemickej komisie v rámci Karpatsko-balkánskej geologickej asociácie alebo komisie na obhajoby dizertačných prác vo vednom odbore mineralógia a petrografia pri PriF UK. Pôsobil aj ako člen redakčného okruhu Západné Karpaty, séria Mineralógia, petrografia, geochémia, metalogenéza, ako člen edičnej rady GÚDŠ, resp. GS SR. Je členom aprobačnej komisie SR na schvaľovanie geologických máp do tlače, dlhoročným členom Slovenskej geologickej spoločnosti a členom Asociácie geológov Slovenska.

Od júla 2000 odišiel Dr. J. Határ pracovať na Ministerstvo životného prostredia SR do sekcie geológie a prírodných zdrojov. Vo funkcii hlavného štátneho radcu mal na starosti problematiku regionálnej geológie, najmä geologické mapovanie a niektoré problémy z oblasti nerastných surovín. Aj v tejto funkcii sa uplatnili jeho odborné poznatky a organizačné vlohy. Ako garant mnohých geologických úloh (pozri zoznam prác) sa ich aktívnym riadením podieľal na dobrom priebežnom riešení, včasnom skončení v plánovaných termínoch, ako aj na ich vysokej odbornej úrovni.

Popri hodnotení odborných a riadiacich aktivít Dr. J. Határa je potrebné vyzdvihnúť aj jeho morálne a ľudské vlastnosti, ktorými si získaval svoje okolie. Príslovečná je jeho húževnatosť, ktorú si priniesol z detstva, s ktorou zdolával študentské roky, roky pracovného vyťaženia a v poslednom období aj svoje zdravotné problémy. Jeho dobré ľudské vlastnosti – zmysel pre spravodlivosť, primeraná prísnosť, ale aj dávka pokory – sa pretavili do všetkých jeho životných aktivít. Takého sme ho poznali ako jeho spolupútnici od študentských čias až doteraz.

Odchod z profesionálnych aktivít je podmienený rôznymi okolnosťami. Dr. J. Határ sa rozhodol odísť na zaslúžený odpočinok a prežiť ho v kruhu rodiny, ktorej rozhodujúcu úlohu vždy uznával a ktorá mu jeho starostlivosť o ňu nadmieru vracia. To však neznamená, že nás, svojich bývalých spolupracovníkov a priateľov nenavštívi. Veď ešte stále ,,bežia“ úlohy, ktorých bol garantom, a je potrebné dokončiť ich. Určite mu na tom veľmi záleží. A určite, tak ako doteraz, ho bude tešiť, ak výsledky prác neskončia ako manuskripty, ale budú vytlačené, resp. vydané na iných médiách. Veď o šírenie dobrého mena slovenskej geológie sa snažil po celý svoj život.

Za zásluhy o rozvoj geológie na Slovensku a za prehĺbenie poznatkov o geologickej stavbe Západných Karpát Dr. J. Határovi udelili viaceré vyznamenania. Okrem iných to bola Čestná medaila GÚDŠ, Pamätná medaila udelená pri 60. výročí založenia Štátneho geologického ústavu D. Štúra a Čestné uznanie Ministerstva životného prostredia SR pri príležitosti osláv Dňa baníkov, geológov a naftových pracovníkov.

Pri oficiálnom odchode do dôchodku je zmysluplné poďakovať Dr. J. Határovi v mene širokej geologickej obce za jeho celoživotný vklad do rozvoja slovenskej geológie. My jeho spolupracovníci, priatelia a známi mu prajeme najmä dobré zdravie, pohodu v rodine a splnenie všetkých plánovaných zámerov.

M. Elečko

Zoznam prác RNDr. Jozefa Határa, PhD.

Zoznam prác je rozčlenený na publikované práce v rôznych edíciách, knižné publikácie, manuskripty, geologické mapy, ostatné práce a správy zo zahraničných ciest. Osobitne sú zvýraznené práce, ktoré Dr. Határ organizačne viedol ako garant v rámci MŽP SR.

Publikované práce

Határ, J., Hvožďara, P. & Chovan, M., 1975: Akcesorické ťažké minerály hornín veporidného kryštalinika. *In: Zbor. ref. zo semin. Problémy geológie a metalogenézy tatroveporíd, Čremošné 23. – 24. 10. Banská Bystrica, SVTS, s. 116 – 129.*

Határ, J., Hvožďara, P. & Chovan, M., 1975: Akcesorické minerály hornín veporidného kryštalinika. *In: Zbor. ref. zo semin. Problémy geológie a metalogenézy tatroveporíd, Čremošné, Banská Bystrica, SVTS, s. 116 – 127.*

Határ, J., 1977: Allanit, rozšírený akcesorický minerál veporidného kryštalinika. *In: Zbor. ref. z konf. Ložiskotvorné procesy ZK. Bratislava, SVTS pri GÚ PriF UK, Katedra nerastných surovín, SGS pri SAV, s. 129 – 134.*

Chovan, M. & Határ, J., 1978: Akcesorické minerály niektorých typov hornín kryštalinika veporika. *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 10, č. 9, s. 24 – 32.*

Hvožďara, P. & Határ, J., 1978: Akcesorické minerály niektorých magmatických a metamorfovaných hornín veporika. *In: Acta geol. geogr. Univ. Comen. (Bratislava), č. 33, s. 113 – 128.*

Hvožďara, P., Határ, J. & Greguš, J., 1979: Die scheelitmineralisation im nordweslichen teil der Veporiden. *In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 30, č. 4, s. 475 – 488.*

Chovan, M., Greguš, J. & Határ, J., 1981: Antimónové sulfidy v horninách veporidného kryštalinika. *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 13, č. 6, s. 565 – 568.*

Gbelský, J. & Határ, J., 1982: Zircon from granitoids rocks of the Valenceand Mecsek montains (Hungary). *In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 33, č. 3, s. 343 – 363.*

Horniš, J., Határ, J. & Krištín, J., 1984: Hlbokomorské mangánové konkrécie a ich štúdium pomocou elektrónového mikroanalyzátora. *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 16, č. 2, s. 195 – 209.*

Krist, E., Határ, J., Greguš, J. & Vídenský, J., 1986: Petrogenesis and accessory leptinite minerals of the Čierny Balog groupe (Kráľova Hola zone of the Veporide crystalline complex). *In: Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), No. 41, pp. 49 – 65.*

Hovorka, D., Dávidová, Š., Fejdi, P., Gregorová, Z., Határ, J., Kátlovský, V., Pramuka, S. & Spišiak, J., 1987: The Muráň gneisses – the Kohút crystalline complex, the Western Carpathians. *In: Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), No. 42, pp. 5 – 101.*

Gbelský, J. & Határ, J., 1985: Investigation of accessory minerals of crystalline rocks in the Tatride part of the Nízke Tatry Mts. (West Carpathians). *In: Proceeding reports of the XII-th Congress of KBGA, Part II. Poland Cracow, 5 – 10 Sept., pp. 13 – 16.*

Határ, J. & Krištín, J., 1985: Rýdze železo z amfibolických hornín pri Liptovskej Lúžnej v západnej časti Nízkych Tatier. *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 17, č. 6, s. 569 – 573.*

Határ, J. & Miko, O., 1985: Možnosti štúdia akcesorických minerálov v migmatitoch. *In: Zbor. ref. z konf. Akcesorické minerály, ich petrogenetický a metalogenetický význam. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 57 – 64.*

Miko, O., Pulec, M. & Határ, J., 1985: Vzťah akcesórií k horninovým komplexom kryštalinika Žiaru. *In: Zbor. ref. z konf. Akcesorické minerály, ich petrogenetický a metalogenetický význam. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 51 – 55.*

Veselský, J., Broska, I. & Határ, J., 1986: Accessory minerals in the metapelites of the Malé Karpaty Mts. *In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), Vol. 37, No. 2, pp. 175 – 188.*

Hraško, Ľ., Miko, O. & Határ, J., 1986: Akcesorické a ťažké minerály metavulkanitov nízkotatranskej časti veporského kryštalinika. *In: Zbor. predn. zo semin. Akcesorické minerály a ich význam, Domaša 14. – 15. október 1985. Košice, Čsl. VTS a SGS pri BF VŠT, s. 39 – 46.*

Forgáč, J., Határ, J., Krištín, J. & Medveď, J., 1986: Olivines in the Western Carpathians basalts. *In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), Vol. 37, No. 2, pp. 147 – 165.*

Horniš, J., Határ, J., Krištín, J. & Caňo, F., 1987: Issledovanie železomargancevych konkrecij s pomosčju skanirujuščego mikroskopa i elektronovogo mikroanalizatora. *In: Inf. bull. č. 1 – 2, úloha Výskum moří a oceánů za účelem využití surovinových zdrojů. Kutná Hora, Ústav nerastných surovin.*

Shengelia, M. D. & Határ, J., 1987: Evolution of regional metamorfism of the Sophian uplit (The Great Caucasus). *In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), Vol. 38, No. 4, pp. 457 – 476.*

Határ, J. & Vozár, J., 1987: Minerály permských vulkanitov Malužinského súvrstvia Štureckého príkrovu v Nízkych Tatrách. *In: Zbor. ref. z celoštát. konf. Úkoly československé mineralogie a petrologie po XVII. sjezdu KSČ. Blansko, s. 156 – 162.*

Koráb, T., Miko, O. & Határ, J., 1988: Kryštalinikum vo vrte Šariš-1. *In: Geol. Průzk. (Praha), 8, s. 230 – 233.*

Václav, J., Határ, J., Vozárová, A. & Beňka, J., 1988: Mo-W mineralizácia južne od Rochoviec. *In: Geol. Průzk. (Praha), 10, s. 291 – 294.*

Határ, J. & Greguš, J., 1989: Typológia zirkónu granitoidných hornín veporského plutónu. *In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 89, s. 159 – 173.*

Kaličiak, M., Lexa, J. & Határ, J., 1989: Prejavy hydrotermálnej mineralizácie pri Zemplíne. *In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 89, Region. geol. Západ. Karpát, č. 25, s. 217 – 226.*

Václav, J., Határ, J., Vozárová, A. & Beňka, J., 1989: Mo-W zrudnenie južne od Rochoviec v Slovenskom rudohorí. *In: Horník – energetik.*

Václav, J., Határ, J., Vozárová, A. & Beňka, J., 1989: Porphyry Mo-W deposit Rochovce – new type of ore mineralization in the Slovenské rudohorie Mts. (West Carpathians). *In: Extended Abstracts, XIV congress CBGA, Sofia, 1989, pp. 1 378 – 1 390.*

Határ, J., Hraško, Ľ. & Václav, J., 1989: Hidden granite intrusion near Rochovce with Mo (W) stockwork mineralization (first object of its kind in the West Carpathians). *In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), Vol. 40, No. 5, pp. 621 – 654.*

Václav, J., Molák, B., Határ, J., Vozárová, A. & Repčok, I., 1990: Surovinový potenciál západnej časti styčnej zóny veporika a gemerika a nové poznatky o Mo-W porfýrovom zrudnení pri Rochovciach. *In: Zbor. predn. zo semin. Prínos 50-ročnej činnosti GÚDŠ k rozvoju Slovenskej geológie. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 93 – 97.*

Labuda, J. & Határ, J., 1990: Die Montan-archäologii im Erzbergbau--revier von Banská Štiavnica. *In: Zbor. ref. z archeol. kolokvia, Freiberg (Nemecko).*

Feriančík, E. & Határ, J., 1990: Rozvoj metód a techniky laboratórnych prác v geologickom prieskume a výskume. Abstrakt predn. *In: V. celoslovenská geologická konferencia, Bratislava 1990, SGÚ, s. 202.*

Čeburkin, A. K., Šnjukov, S. E., Határ, J. & Greguš, J., 1991: Petrologičeskij analiz geochimii akcesornych cirkonov i apatita iz granitoidov Rochoveckoj intruzii (Slovakija). *In: Geol. žurnal AN USSR, Ministerstvo geol. ZSSR.*

Gregor, T., Határ, J., Stránska, M. & Václav, J., 1992: Magnetic, density and radioaktive properties of Rochovce granites (Slovenské rudohorie Mts., Western Carpathians). *In: Geol. Carpath. (Bratislava), Vol. 43, No. 1, pp. 41 – 47.*

Repčok, I., Eliáš, K., Ferenčíková, E., Garaj, M., Hašková, A., Határ, J., Kovaňová, A., Rúčka, I. & Sládková, M., 1992: Výsledky izotopového výskumu Mo-W zrudnenia pri Rochovciach. Styčná zóna gemerika a veporika. *In: Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen. (Bratislava), č. 15, s. 29 – 59.*

Határ, J., Greguš, J., Šnjukov, E. H., Andreev, A. V. & Čeburkin, A. K., 1993: Geochémia apatitu a zirkónu z Mo-W nosných rochovských granitov. *In: Zbor. referátov zo seminára Geodynamický vývoj a hlbinná stavba ZK, 17. – 18. 12. 1992. Konf., symp., sem., Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 159 – 168.*

Határ, J. & Greguš, J., 1994: Geochemicko-ekologická mapa regiónu Horná Nitra. *In: Zbor. predn. zo semin. Mineralogie, geochemie a životní prostředí, 28. – 30. červen 1994 Ostrava – Poruba. Ostrava, Česká spol. průmysl. chemie, ČV TS, Vysoká škola báňská – Praha, ČGÚ.*

Határ, J. & Greguš, J., 1994: Geochemical and Environmental studies of Dtream-Sediments from the area of Horná Nitra – Slovakia. *In: Abstracts from 3rd International Symposium on Environmental Geochemistry, 12 – 15 Sept. 1994, Kraków, Poland, University of Mining and Metalurgy in Kraków, FGGf and Env. Pr. with SEGH and IAGC, pp. 150 – 152.*

Határ, J., 1995: Geochemicko-ekologická mapa regiónu Horná Nitra. *In: Geofaktory životného prostredia regiónu Horná Nitra. Bratislava, MŽP SR – Geol. Úst. D. Štúra, s. 27 – 34.*

Hraško, Ľ., Michalko, J., Határ, J., Vaasjoki, M. & Kotov, A. B., 1995: Upper Cretaceous granite in Western Carpathian Region. Oral and poster presentation abstracts, EUG 8 – 9. – 13. April1995, Strasbourg (France). *Terra Nova abstr. Suppl., No. 1, 7.*

Hraško, Ľ., Vozárová, A., Kováčik, M., Hók, J., Michalko, J., Filo, M., Határ, J., Greguš, J., Ďurkovičová, J., Martinský, L., Siman, P., Sládková, M., Wiegerová, V. & Gregor, T., 1996: Alpine granitoids – their possible existence within the zone of contact between the Veporicum and Gemericum Units and their role in the structure of the Western Carpathians. *In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), No. 101, Spec. Vol. Abstr. Sci. Rep. (Rakús, M., ed.).*

Uher, P., Černý, P., Chapman, R., Határ, J. & Miko, O., 1998: Evolution of Nb, Ta – oxide minerals in the Prašivá granitic pegmatites, Slovakia. I. primary Fe, Ti-rich assemblage. *In: Canad. Mineralogist (Ottawa), No. 36, pp. 525 – 534.*

Uher, P., Černý, P., Chapman, P., Határ, J. & Miko, O., 1998: Evolution of Nb, Ta – oxide in the Prašivá granitic pegmatites, Slovakia. II. External hydrothermal Pb, Sb overprint. *In: Canad. Mineralogist (Ottawa), No. 36, pp. 535 – 545.*

Ivanička, J., Hók, J., Határ, J. & Polák, M., 1998: The nape contact of the contrast tectonic units – new results from geological mapping of the Tribeč Mts. Abstrakt predn. CBGA – XVI Congres, 30. 8. – 2. 9. 1998, Vienna, p. 234.

Michalko, J., Bezák, V., Kráľ, J., Huhma, H., Mäntari, I., Vaasjoki, M., Broska, I., Hraško, Ľ. & Határ, J., 1998: U/Pb data from the Veporic granitoids (Western Carpathians). *In: Krystalinikum (Brno), 24, pp. 91 – 104.*

Hraško, Ľ., Határ, J., Michalko, J., Huhma, H., Mäntäri, I. & Vaasjoki, M., 1999: U/Pb zircon dating of the Upper Cretaceous granite (Rochovce type) in Western Carpathians. *In: Krystalinikum (Brno), 25, pp. 163 – 171.*

Broska, I., Chekmir, A. S. & Határ, J., 1999: Allanite solubility and the role of accessory mineral paragenesis in the Carpathian granite petrology. Symposium II: Variscan basement and volcanism in the Alpine orogenic belt. *Geol. Carpath., Spec. Iss. (Bratislava), 50, pp. 90 – 91.*

Határ, J. & Ďurža, O., 2003: RNDr. Jozef Veselský, CSc., sedemdesiatročný. *In: Zbor. predn. zo semin. Geochémia 2003, 4. 12. 2003. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Knihy

Határ, J. in Koděra, M. (ed.), 1986: Topografická mineralógia Slovenska 1 (A – Kl). (Encyklopédia). *Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 576 s.*

Határ, J. in Koděra, M. (ed.)., 1990: Topografická mineralógia Slovenska 2 (Ko – Seč) a 3 (Sed – Ž). (Encyklopédia). *Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, s. 585 – 1 098.*

Határ, J. in Chovan, M., Háber, M., Jeleň, S. & Rojkovič, I. (eds.), 1994: Ore Textures in the Western Carpathians. *Bratislava, Slovak Academic Press, 219 s.*

Výskumné správy (manuskripty)

Határ, J., 1973: Riešenie zákonitostí asociácií ťažkých minerálov v oporných šlichoch zo strednej časti veporíd. Správa za výskum. úlohu pre Geologický prieskum Sp. N. Ves. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Határ, J. in Hvožďara, P. et al., 1976: Akcesorické minerály magmatických a metamorfovaných hornín. ZS čiastkovej úlohy II-8-6/7-3. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Határ, J. et al., 1980: Akcesorické minerály granitoidných hornín veporíd a ich petrogenetická interpretácia. *In: E. Krist et al. (eds.): Granitoidné horniny veporidného kryštalinika. Záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Katedry petrografie PriF UK.*

Krištín, J. & Határ, J., 1981: Metodický postup pre kvalitatívnu a kvantitatívnu analýzu vybraných minerálov. Čiastková záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Határ, J. in Horniš, J. et al., 1982: Výsledky expedície „Pacifik 81 – Georgij Maksimov". Čiastková záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Krištín, J. & Határ, J., 1982: Metodika pre kvantitatívnu analýzu minerálov podľa metódy ZAF. Možnosti použitia mikročasticového analyzátora SM-MPA. Čiastková záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Határ, J. in Gubač, J. et al., 1983: Metodika zostavovania regionálnych geochemických máp (list Magurka a Jasenie). Čiastková záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Krištín, J., Határ, J. & Caňo, F., 1983: Rozšírenie programov pre kvantitatívnu analýzu kysličníkových, alumosilikátových a sulfidických minerálov. Čiastková záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Határ, J., Miko, O. & Hraško, Ľ., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 36-214 (Demänovská dol. 4). Čiastková záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Krištín, J. & Határ, J., 1983: Vyhodnotenie vzoriek živcov z oblasti Nízkych Tatier. Čiastková záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Határ, J. in Hovorka, D. et al., 1984: Litológia, petrogenéza a potenciálne nerastné suroviny muránskych žulorúl. Správa za kontrolovateľnú etapu 1981 – 1983. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Krištín, J., Határ, J. & Caňo, F., 1984: Bodová kvantitatívna analýza prvkov vzácnych zemín na vybraných mineráloch. Čiastková záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Határ, J., Krištín, J., Caňo, F., Karolusová, E., Gbelský, J., Horniš, J. & Broska, I., 1985: Použitie riadkovacej elektrónovej mikroskopie pre identifikáciu akcesorických minerálov. Čiastková záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Veselský, J., Ďurža, O., Vilinovič, V., Khun, M., Gbelský, J., Határ, J., Broska, I., Rajnoha, J., Kátlovský, V., Holický, I. & Krištín, J., 1985: Akcesorické minerály ako indikátory endogénnych a exogénnych procesov. Záverečná správa Čiastkovej úlohy II-4-6/03 za roky 1981 – 1985. *Manuskript. Bratislava, archív Katedry geochémie PriF UK.*

Határ, J., 1985: Zhodnotenie rudnej a nerudnej mineralizácie vo vrte KŠ-33 (cca v intervale pod 400 m). Čiastková záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Horniš, J., Határ, J., Krištín, J. & Caňo, F., 1985: Výskum látkového zloženia mangánových konkrécií a podmienok ich vzniku. Čiastková záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Gbelský, J., Gubač, J., Suchý, S., Miko, O., Határ, J., Danillová, J. & Gargulák, M., 1985: Litogeochemické mapy a profily Nízkych Tatier v M 1 : 50 000. Čiastková záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Határ, J. in Krištín, J. et al., 1985: Vymedzenie a aplikácia elektrónovej mikroanalýzy v geológii. Záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Krištín, J., Határ, J., Sonaková, A. & Caňo, F., 1985: Modernizácia metód geologického výskumu. Záverečná správa za roky 1981 – 1985. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Vozár, J., Határ, J., Caňo, F. & Krištín, J., 1986: Charakteristika mafických minerálov permských vulkanitov ipoltickej skupiny v štureckom príkrove Nízkych Tatier. Čiastková záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Határ, J., 1986: Charakteristika akcesorických minerálov vo vrte Šariš-1. Čiastková záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Molák, B., Suchý, S., Hraško, Ľ., Martinský, L., Gubač, J., Václav, J., Beňka, J., Határ, J., Vozárová, A., Snopko, L., Gargulák, M., Böhmer, Ľ., Kováčik, M., Dovina, V. & Bodiš, D., 1986: Metalogenetický výskum styčnej zóny gemerika a veporika a výskum Sb-mineralizácie ZK. Ročná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Molák, B., Václav, J., Gargulák, M., Határ, J., Vozárová, A., Gubač, J., Böhmer, Ľ., Stankovič, J., Snopko, L., Vanek, J., Podoláková, S., Krištín, J., Bodiš, D., Chmelík, J., Hvožďara, P. & Dovina, V., 1987: Metalogenetický výskum styčnej zóny veporika a gemerika a výskum Sb mineralizácie vých. časti Slovenského rudohoria. Etapová správa za rok 1986. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Rakús, M. & Határ, J., 1987: Kondenzované fácie, hardgroundy a neptunické dajky mezozoika ZK. Čiastk. spr. úlohy R-52-547--203-02. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Miko, O., Planderová, E., Putiš, M., Határ, J., Greguš, J., Suchý, S. & Stránska, M., 1987: Petrológia a reinterpretácia hornín vrtu KV-1 (Pohronská Polhora – Veporské vrchy). *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Václav, J. et al.: 1988: Prognózne zhodnotenie Mo-W mineralizácie južne od Rochoviec. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 386.*

Határ, J., Gabauer, G. & Bálint, J., 1988: Modernizácia metód geologického výskumu. Správa k priebežnej oponentúre úlohy 306. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Václav, J., Határ, J., Gubač, J., Hraško, Ľ., Martinský, L., Kováčik, M., Greguš, J. & Snopko, L., 1990: Pôdna geochemická prospekcia styčnej zóny gemerika a veporika (A – Rochovce, B – Lubeník, Hnúšťa, C – Hnúšťa – Rimavská Baňa). Čiastková záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Václav, J., Beňka, J., Ďurža, O., Határ, J., Greguš, J. & Hraško, Ľ., 1990: Litogeochémia horninových vzoriek, termometrické vlastnosti pyritov a akcesorické minerály vrtov Ro-1 až Ro-6 Rochovce. Čiastk. záver. spr. 1. diel – úloha Metalogenetický výskum styčnej zóny..., map. list M-34-113-D-c. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Határ, J., Klinčeková, M., Kováčik, M., Širáňova, V. & Lučeničová, Ľ., 1991: Modernizácia metód geologického výskumu. Záver. spr. za roky 1986 – 1990. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Greguš, J., Határ, J. & Miko, O., 1992: Korelačné štúdium vysoko a nízko metamorfovaných komplexov kryštalinika, variských a alpínskych granitoidov spolu so zrudnením (hlavne W, Mo a Au) v ZK a Rakúskych Alpách. Správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Ivanička, J., Hók, J., Polák, M., Határ, J., Greguš, J., Kováčik, M., Vozár, J., Vozárová, A., Nagy, A., Kernátsch, G., Brlay, A., Vranovská, A. & Jánová, V., 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list Partizánske-3 (35-423). Čiastková záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Határ, J., Greguš, J. & Horniš, J., 1993: Geochemicko-ekologická mapa regiónu Horná Nitra v M 1 : 50 000. Čiastková záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Hraško, Ľ., Vozárová, A., Hók, J., Filo, M., Határ, J., Greguš, J., Ďurkovičová, J., Martinský, L., Siman, P., Sládková, M., Wiegerová, V. & Gregor, T., 1993: Alpínske granitoidy, možnosť existencie v stykovej zóne veporika a gemerika, postavenie v štruktúre ZK. Správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Ivanička, J., Hók, J., Kováčik, M., Határ, J., Greguš, J. & Vozárová, A., 1993: Metamorfity a granitoidy sv. časti Tribeča (geologická stavba, tektonický a metamorfný vývoj). Čiastková záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Kováčik, M., Marsina, K., Vrana, K., Határ, J., Smolárová, H., Čížek, P. & Čurlík, J., 1993: Súbor regionálnych máp geofaktorov životného prostredia. Správa k priebež. oponent. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Határ, J., Gargulák, M. & Snopko, L., 1994: Zhodnotenie šlichovej prospekcie v styčnej zóne veporika a gemerika, oblasť medzi Ochtinou a Dobšinou. Čiastková záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Gargulák, M., Kováčik, M., Határ, J., Molák, B. & Fejdiová, O., 1994: Metalogenetické vyhodnotenie vrtov RBA-1, RBA-2 (Rimavská Baňa). Čiastková záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Gargulák, M., Beňka, J., Határ, J., Hók, J., Hraško, Ľ., Ivanička, J., Kováč, P., Kováčik, M., Martinský, L., Ráchela, Vozár, J. & Vozárová, A., 1994: Zákonitosti vzniku a rozmiestnenia rudných ložísk v styčnej zóne gemerika a veporika. Čiastková záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Ivanička, J., Polák, M., Pristaš, J., Határ, J., Greguš, J., Nagy, A., Vozár, J., Vozárová, A., Hók, J., Liščák, P., Marcin, D., Brlay, A. & Fordinál, K., 1994: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 34-414 (Topoľčany). Čiastková záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Ivanička, J., Hók, J., Greguš, J., Vozár, J., Polák, M., Pristaš, J., Határ, J., Kováčik, M., Vozárová, A., Nagy, A., Šimon, L., Marcin, D., Liščák, P. & Brlay, A., 1955: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 35-441 (Zlaté Moravce). Čiastková záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Gargulák, M., Molák, B., Hraško, Ľ., Vozárová, A., Hók, J., Madarás, J., Maťo, Ľ., Beňka, J., Határ, J., Repčok, I., Harčová, E., Kováňová, E., Rúčka, I., Ferenčíková, E., Slavkay, M., Kanda, J., Drlička, R., Boorová, D. & Novotný, L., 1995: Zákonitosti vzniku a lokalizácie rudných ložísk v styčnej zóne veporika a gemerika. Záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Regionálne geologické mapy v M 1 : 50 000 a vysvetlivky

Ivanička, J., Hók, J., Határ, J., Greguš, J., Vozár, J., Nagy, A., Fordinál, K., Pristaš, J., Konečný, V. & Šimon, L., 1998: Geologická mapa Tribeča 1 : 50 000. *Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra.*

Ivanička, J., Hók, J., Polák, M., Határ, J., Vozár, J., Nagy, A., Fordinál, K., Pristaš, J., Konečný, V., Šimon, L., Kováčik, M., Vozárová, A., Fejdiová, O., Marcin, D., Liščák, P., Macko, A., Lanc, J., Šantavý, J. & Szalaiová, V., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Tribeča 1 : 50 000. *Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 247 s.*

Pristaš, J. et al., 2000: Geologická mapa Podunajskej nížiny – Nitrianskej pahorkatiny 1 : 50 000. *Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Pristaš, J., Elečko, M., Maglay, J., Fordinál, K., Šimon, L., Gross, P., Polák, M., Havrila, M., Ivanička, J., Határ, J., Vozár, J., Tkáčová, H., Tkáč, J., Liščák, P., Jánová, V., Švasta, J., Remšík, A., Žáková, E. & Töröková, I., 2000: Vysvetlivky ku geologickej mape Podunajskej nížiny – Nitrianskej pahorkatiny 1 : 50 000. *Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 250 s.*

Ostatné práce

Határ, J., 1977: Allanit, rozšírený akcesorický minerál veporidného kryštalinika. Rigorózna práca. *Manuskript. Bratislava, archív Katedry mineralógie PriF UK.*

Határ, J., 1977: Rudné minerály Fe-Ti kysličníkov vo vyvrelých a metamorfovaných horninách a ich význam pri štúdiu petrologických a ložiskotvorných procesov. Minimová práca. *Manuskript. Bratislava, archív Katedry mineralógie PriF UK.*

Határ, J., 1979: Akcesorické minerály niektorých hornín kryštalinika západnej časti dumbierskeho pásma Nízkych Tatier. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript. Bratislava, archív Katedry mineralógie PriF UK.*

Správy zo zahraničných služobných ciest

Krištín, J. & Határ, J., 1981: Správa o služobnej ceste do Maďarska v dňoch 26. – 28. 5. 1981. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Miko, O., Bujnovský, A., Határ, J., Marsina, K. & Molák, B., 1984: Správa o služobnej ceste v Gruzínskej SSR v dňoch 28. 6. až 7. 7. 1984. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Kaličiak, M., Határ, J. & Pristaš, J., 1986: Správa o služobnej ceste vo Fínsku v dňoch 21. – 26. 6. 1987. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Ivanička, J. & Határ, J., 1987: Správa o služobnej zahraničnej ceste v Juhoslávii v dňoch 21. – 26. 6. 1987. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Határ, J., 1987: Správa o služobnej ceste v Maďarsku v dňoch 21. až 26. 9. 1987. Účasť na geochemicko-mineralogickej komisii KBGA. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Vrana, K. & Határ, J., 1988: Cestovná správa zo služobnej cesty do Rakúska v dňoch 26. – 27. 5. 1988. Štúdium metodiky hydrogeochemického, geochemického a mineralogického výskumu, Geologische Bundesanstalt, Wien. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Greguš, J. & Határ, J., 1989: Cestovná správa zo služobnej cesty do záver. spr. SR v dňoch 2. – 9. 6. 1989. Štúdium granitoidov – akcesorické minerály. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Határ, J., 1989: Cestovná správa zo služobnej cesty do Fínska v dňoch 14. – 20. 8. 1989. Sympózium PRECAMBRIAN GRANITOIDS – petrogenesis, geochemistry and metallogeny. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Slavkay, M., Samuel, O., Maheľ, M., Hanzel, V., Határ, J., Kaličiak, M., Konečný, V., Miko, O. & Nemčok, J., 1989: Cestovná správa zo služobnej cesty do BĽR v dňoch 18. – 26. 9. 1989. Účasť na XIV. kongrese KBGA. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Határ, J. & Greguš, J., 1990: Cestovná správa zo služobnej cesty do Maďarska v dňoch 7. – 8. 5. 1990. Štúdium granitov v pohorí Velence. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Határ, J. & Greguš, J., 1990: Cestovná správa zo služobnej cesty do Sovietskeho zväzu v dňoch 10. – 19. 6. 1990. Analýzy apatitu a zirkónu RTG-fluorescenčnou mikro analýzou. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

MŽP SR – garant úloh (od 1. 7. 2000)

Geologické mapy regiónov 1 : 50 000

Polák, M. et al., 2003: Zostavenie geologickej mapy a vysvetliviek Starohorských vrchov, Čierťaže a sev. časti Zvolenskej kotliny v M 1 : 50 000. Záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra* (tlač mapy 2003).

Mello, J. et al., 2003: Geologická mapa regiónu Stredného Považia v M 1 : 50 000. Záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra* (tlač mapy 2005, vysvetlivky v tlači).

Geologická mapa regiónu Nízke Beskydy – stred. časť v M 1 : 50 000. Záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, stredisko Košice* (tlač mapy 2006).

Maglay, J. et al., 2005: Geologická mapa regiónu Trnavská pahorkatina v M 1 : 50 000. Záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra* (tlač mapy 2006).

Kobulský, J. & Grecula, P. et al., 2006: Geologická mapa regiónu Spišsko-gemerského rudohoria v M 1 : 50 000. Záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra* (tlač mapy 2009).

Ivanička, J. et al., 2006: Geologická mapa Považského Inovca a jv. časti Trenčianskej kotliny v M 1 : 50 000. Záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra* (tlač mapy 2007, vysvetlivky v tlači).

Potfaj, M. et al. (v riešení – 2010): Geologická mapa regiónu Bielych Karpát – juž. časť a Myjavskej pahorkatiny v M 1 : 50 000. *Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Fordinál, K. et al. (v riešení – 2011): Geologická mapa regiónu Záhorska nížina v M 1 : 50 000. *Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Iné geologické mapy

Kobulský, J. et al., 2001: Atlas geomáp SGR. Záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Žec, B. et al., 2001: Geologická mapa s problematikou ochrany prírody, CHKO – Vihorlat v M 1 : 50 000. Záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra* (tlač mapy 2001).

Elečko, M. et al., 2001: Geologická mapa s problematikou ochrany prírody CHKO – Cerová vrchovina. Záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra* (tlač mapy 2001).

Mello, J. et al., 2004: Geologická mapa regiónu Gemer – Bükk v M 1 : 100 000. Záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra* (tlač mapy Budapešť, Maďarsko 2004).

Káčer, Š. et al. (digitálne spracovanie) a kolekt. geológov (zostavovatelia), 2007: Digitálna geologická mapa SR v M 1 : 50 000 a 1 : 500 000. Internet – stránky ŠGÚDŠ, www.gssr.sk. Záverečná správa 2006. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Bezák, V. et al., 2007: Prehľadná geologická mapa SR v M 1 : 200 000. Záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra* (tlač mapy a textových vysvetliviek 2009) vrátane tektonickej mapy SR v M 1 : 500 000 (tlač mapy a vysvetliviek 2004).

Maglay, J. et al., 2008: Geologická mapa kvartéru SR v M 1 : 500 000. Záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra* (tlač mapy 2008).

Garant ostatných výskumných úloh

Lexa, J. et al., 2002: Metalogenetické hodnotenie územia SR. Záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Hók, J. et al., 2002: Tektonické a regionálne zhodnotenie výsledkov prieskumných prác zo štôlne Višňové – Dubná Skala. Záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Hroncová, Z. et al., 2002: Výskum minerálneho zloženia pre intenzifikáciu a diverzifikáciu využitia nerudných surovín. Záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Zuberec, J. et al., 2003: Komplexné zhodnotenie nerastných surovín SR. Záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Smiešková, K. et al., 2004: Nové možnosti využitia niektorých surovín SR, najmä v oblasti ochrany životného prostredia. Záver. spr. Progeo, s. r. o., Žilina. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Knézl, J. et al., 2004: Tribeč – Rázdiel, Au mineralizácia. Záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Elečko, M. et al., 2004: Tektogenéza sedimentárnych paniev Západných Karpát. Záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Siman, P. et al., 2005: Teplotno-tlakové zmeny v zemskej kôre ZK v geologickej minulosti a ich pravdepodobná opakovateľnosť v blízkej budúcnosti. Záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Galko, I. et al., 2005: Stanovenie vyhľadávacích kritérií na prieskum keramických a žiaruvzdorných ílov a ílovitých materiálov v sedimentárnom prostredí ZK. Záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Hraško, Ľ. et al., 2006: Hodnotenie surovinového potenciálu oblasti Slovenské rudohorie – západ a možnosti využitia pre rozvoj regiónu (vrátane geologickej mapy v M 1 : 50 000). Záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Lexa, J. et al., 2007: Zdroje rudonosných fluíd v metalogenéze ZK. (Vedecko-technický projekt). Záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Inštrukcie autorom

Všeobecné inštrukcie

1. Rukopis v dvoch exemplároch a originály obrázkov musia byť zhotovené podľa inštrukcií pre autorov časopisu *Mineralia Slovaca.* V opačnom prípade redakcia článok vráti autorovi pred jeho zaslaním recenzentovi.
2. Rozsah článku je najviac 30 rukopisných strán včítane literatúry, obrázkov a vysvetliviek. Uverejnenie rozsiahlejších článkov musí schváliť redakčná rada a ich zaradenie do tlače bude zdĺhavejšie.
3. Články sa publikujú v slovenčine, češtine alebo v angličtine. Uprednostňuje sa angličtina. Abstrakt a skrátené znenie článku napísaného v slovenčine alebo češtine (resumé) musia byť v angličtine.
4. Text článku spracovaný v editore MS Word PC zašlite redakcii v dvoch vytlačených exemplároch s riadkovaním 2 a tiež na CD. Obrázky a tabuľky musia byť vytlačené samostatne vo formáte nepresahujúcom formát A4 a na CD uložené v samostatných súboroch.
5. Súčasne s článkom treba redakcii poslať autorské vyhlásenie, že nijaká časť rukopisu ešte nebola publikovaná a originálne sú aj obrázky. Kópie obrázkov z iných publikácií musia byť legalizované získaním práva na publikovanie. Vyhlásenie musí obsahovať meno autora (autorov), akademický titul a trvalé bydlisko.

Text

1. Úpravu textu aj zoznamu literatúry treba prispôsobiť súčasnej úprave článkov v časopise.
2. Text sa má písať s dvojitou linkovou medzerou (riadkovačom 2), na strane má byť približne 30 riadkov, šírka riadka je asi 60 znakov.
3. Abstrakt stručne sumarizujúci hlavné výsledky článku môže mať najviac 200 slov a nemá obsahovať citácie.
4. Text má mať úvod, charakteristiku (stav) skúmaného problému, použitú metodiku práce, zistené údaje a poznatky, diskusiu, záver a zoznam literatúry.
5. V článku treba zreteľne odlíšiť východiskové údaje od interpretácií.
6. Údaje z tabuliek a obrázkov v texte neopakovať, iba ich komentovať a odvolať sa na príslušnú tabuľku, resp. obrázok.
7. Text treba členiť nadpismi – hlavné písať do stredu a vedľajšie na ľavý okraj strany. Použiť možno najviac tri druhy hierarchických nadpisov a podľa dôležitosti ich vyznačiť ceruzkou na ľavom okraji strany: 1 – najvyšší, 2 – nižší, 3 – najnižší.
8. V texte sa uprednostňuje citácia v zátvorke, napr. (Dubčák, 1987; Hrubý et al., 1988), pred formou ... podľa Dubčáka (1987). Krstné (rodné) mená sa ani v jednom prípade neuvádzajú.
9. Umiestnenie obrázkov a tabuliek sa označí ceruzkou na ľavom okraji rukopisu. Nie je vhodné, aby text v editore MS Word obsahoval vložené obrázky.
10. Grécke písmená použité v texte treba identifikovať na ľavom okraji slovom (napr. sigma).
11. Pri písaní treba dôsledne odlišovať pomlčku od spojovníka.
12. Symboly, matematické značky, názvy skamenelín, slová a pod., ktoré sa majú vysádzať kurzívou, autor v rukopise podčiarkne vlnovkou.
13. Články napísané v slovenčine alebo češtine musia obsahovať anglický preklad názvu, abstraktu, kľúčových slov, resumé a popisov k obrázkom a tabuľkám.

Ilustrácie

1. Ilustrácie musia byť vysokej kvality, majú dokumentovať a vysvetľovať text. **Musia sa pripravovať s vedomím, že budú zmenšené na šírku stĺpca (81 mm) alebo strany (170 mm).** Tomu treba prispôsobiť ich veľkosť a formu, resp. zoskupenie. Vhodne upravený obrázok (veľkosť písmen, hrúbka čiar) možno reprodukovať aj v pomere 1 : 1, ale kresby (perovky) odporúčame urobiť väčšie, ako budú vytlačené. Perovky majú byť zhotovené sýtym čiernym tušom. Úmerne k predpokladanému zmenšeniu treba zvoliť hrúbku čiar, veľkosť písma, čísiel, hustotu šrafovania a pod. Obrázky treba popisovať šablónou, nie voľnou rukou. Optimálna veľkosť písma v časopise po zmenšení je pri veľkých písmenách a číslach 2 mm. Ak je článok v slovenčine, popisy v obrázkoch musia byť v slovenčine, ak je v angličtine, aj ilustrácie musia byť v angličtine. Originál (pred zmenšením) môže mať najviac 340 x 210 mm. **Maximálny rozmer ilustrácie vytlačený v časopise je 170 x 230 mm.** Skladacie ilustrácie treba podľa možnosti úplne vylúčiť.

Obrázky urobené na počítači musia byť vytlačené laserovou tlačiarňou v kamerálnej podobe pri vysokom rozlíšení (min. 300 DPI) a musia sa poslať spolu s textom na CD. **Pri počítačovej tvorbe obrázkov redakcia odporúča pracovať s programami vo vektorovom zobrazení (napr. Corel Draw).** Veľmi tenké čiary (tzv. vlasovej hrúbky) sa nesmú používať ani na obrysy, ani vo výplni. Vylučuje sa používanie softvérovej výplne (napr. v Corel Draw). Výplne v obrázkoch sa musia skladať zo samostatne vysádzaných objektov. Vhodné nie sú ani rastrové výplne.
2. Všetky ilustrácie včítane fotografií musia obsahovať grafickú (metrickú) mierku.
3. Zoskupené obrázky, napr. fotografie a diagramy, musia byť pripravené (nalepené) ako jeden obrázok a jeho časti treba označiť písmenami (a, b, c atď.). Takto zoskupené obrázky sa citujú ako jeden obrázok.
4. Fotografie musia byť ostré, čiernobiele, kontrastné a vyhotovené na lesklom papieri. Je vhodné, aby sa pre tlač zmenšovali najmenej o 50 %. **Pri zasielaní fotografií vo forme počítačových súborov (vo formáte JPG alebo TIF) sa požaduje vysoké rozlíšenie – minimálne 600 DPI.**
5. Na všetkých obrázkoch sa na okraji (na fotografiách na zadnej strane) ceruzkou uvedie číslo obrázka a meno autora a na fotografiách sa šípkou označí aj orientácia obrázka.
6. Na mapách a profiloch treba voliť jednotné vysvetlivky, ktoré sa uvedú pri prvom obrázku.
7. Názvy obrázkov s vysvetlivkami treba priložiť k textu na osobitnom liste v slovenčine a v angličtine.
8. Všetky ilustrácie sa musia citovať v texte.
9. Ilustrácie sa zasielajú redakcii už imprimované. Pri korektúre ich už nemožno opravovať a dopĺňať.
10. Farebné ilustrácie vysokej kvality možno publikovať po dohode s vydavateľstvom.
11. Redakcia si vyhradzuje právo vrátiť autorovi grafické prílohy na opravu po jazykovej úprave, resp. požiadať o ich nahradenie za prílohy v požadovanej kvalite.

Tabuľky

1. Tabuľky treba písať na osobitný list. Ich rozsah a vnútornú úpravu limituje maximálna šírka tlačového stĺpca (81 mm) alebo strany (170 mm). **Rozsiahlejšie tabuľky sa neprijímajú.**
2. Údaje sa zaraďujú do tabuľky, iba ak sa nedajú uviesť v texte.
3. Vertikálne čiary sa v tabuľkách nepoužívajú.
4. Tabuľky sa číslujú priebežne a uverejňujú sa v číselnom poradí.

Literatúra

1. V zozname literatúry sa v abecednom poradí uvádza iba literatúra citovaná v danom článku. Citácia označená „v tlači“ sa môže uviesť v zozname, len ak je z citovaného článku aspoň stĺpcová korektúra. „Osobná informácia“ sa cituje iba v texte (Zajac, os. informácia, 1988).
2. Spôsob uvádzania literatúry
Knižná publikácia
Gazda, L. & Čech, M., 1988: Paleozoikum medzevského príkrovu. *Bratislava, Alfa, 155.*
Časopis
Vrba, P., 1989: Strižné zóny v komplexoch metapelitov. *Mineralia Slov., 21, 135 – 142.*
Zborník
Návesný, D., 1987: Vysokodraselné ryolity. *In: V. Romanov (red.): Stratiformné ložiská gemerika. Špec. publ. Slov. geol. spol., Košice, 203 – 215.*
Manuskript
Radvanský, F., Slivka, B., Viktor, J. & Srnka, T., 1985: Žilné ložiská jedľoveckého príkrovu gemerika. Záverečná správa z úlohy SGR--geofyzika. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Spišská Nová Ves, 28.*
3. Pri článku viac ako dvoch autorov sa v texte cituje iba prvý autor s dodatkom et al., ale v zozname literatúry sa uvádzajú všetci.
4. Ak sa v článku (v knižnej publikácii) cituje názov, údaje a pod. iného autora, ktorý nie je spoluautorom publikácie, v texte sa cituje vo forme (Gerda in Kubka, 1975), ale v zozname literatúry sa uvádza iba Kubka, J., 1975.

V prípade nejasností si možno vyžiadať podrobnosti e-mailom na adrese mineralia.slovaca@geology.sk, alena.wolfova@geology.sk, zoltan.nemeth@geology.sk

Michálek, M. & Putiš, M.
P-T-d vývoj eklogitického metabazitu a neoproterozoickej ortoruly vo fundamente severného veporika centrálnych Západných Karpát
P-T-d evolution of eclogitic metabasite and Neoproterozoic orthogneiss in the North-Veporic basement of the central Western Carpathians 1

Dyda, M.
Reaction rate estimates based on muscovite dehydration and CSD of garnets in the Malé Karpaty Mts. metapelites
Odhad reakčných rýchlostí na základe dehydratácie muskovitu a distribúcie veľkostí kryštálov granátov v metapelitoch Malých Karpát 23

Ružička, P. & Vozárová, A.
Aplikácia kalcitovo-dolomitovej solvusovej geotermometrie na stanovenie stupňa metamorfnej rekryštalizácie tuhárskych mramorov
Application of the calcite-dolomite solvus geothermometry for determination of the metamorphic grade of Tuhár marbles 31

Majzlan, J.
Ore mineralization at the Rabenstein occurrence near Banská Hodruša, Slovakia
Rudná mineralizácia na výskyte Rabenstein pri Banskej Hodruši 45

Laurinc, D. & Vozárová, A.
Petrologické a geochemické štúdium pieskovcov štítnického súvrstvia: interpretácia proveniencie
Petrological and geochemical study of sandstone of the Štítnik Formation: Interpretation of the provenance 55

Šarinová, K. & Slemenský, O.
Jarositový cement vo fluviálnych pieskoch volkovského súvrstvia na lokalite Hlohovec-tehelňa (neogén, Nitrianska pahorkatina)
The jarosite cement in the fluvial sand of the Volkovce Fm. in the locality Hlohovec-brickyard (Neogene, Nitrianska pahorkatina Upland, Slovakia) 67

Števko, M., Ozdín, D. & Bačík, P.
Nové minerály schválené IMA a publikované v rokoch 2003 – 2004
New minerals published in 2003 – 2004 73

Ozdín, D., Bačík, P., Števko, M., Vančová, I. & Chovan, M.
Transkripcia anglických výrazov z problematiky sulfosolí do slovenského jazyka
Transcript of English vocable from sulfosalt systematics into Slovak language 83

GEOvestník

Chovan, M., Madejová, J. & Bačík, P.
SOLIPHA
Výskumno-vzdelávacie centrum excelentnosti pre výskum pevnej fázy so zameraním na nanomateriály, environmentálnu mineralógiu a materiálovú technológiu
Research-education Centre of Excelence for investigation of solid phase focussed on nanomaterials, environmental mineralogy and material technology 85

Štohl, J. & Kaličiak, M.
Existujú polymetalické ložiská porfýrového typu?
May we apply the term “Base metal porphyry deposits”? 87

Obsah pokračuje na strane „iv“ v úvode čísla/for continuation see p. “iv” at the beginning of the number.

www.geology.sk/mineralia