ISSN 1211–8796

Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.
XC (2005): 75–88, 2005

MINERÁLNÍ ASOCIACE FORSTERITOVÝCH MRAMORŮ S BA-FLOGOPITEM A KINOSHITALITEM NA URANOVÉM LOŽISKU ROŽNÁ, MOLDANUBIKUM, ZÁPADNÍ MORAVA

BARIUM PHLOGOPITE AND KINOSHITALITE-BEARING MINERAL ASSEMBLAGE OF FORSTERITE MARBLES FROM ROŽNÁ URANIUM DEPOSIT, MOLDANUBICUM, WESTERN MORAVIA

HANA DOLEŽALOVÁ & STANISLAV HOUZAR & RADEK ŠKODA

Abstract

Doležalová, H., Houzar, S., Škoda, R. (2005): Minerální asociace forsteritových mramorů s Ba-flogopitem a kinoshitalitem na uranovém ložisku Rožná, moldanubikum, západní Morava. Acta Musei Moraviae, Sci. geol., 90, 75–88 (with English summary)

Barium phlogopite and kinoshitalite-bearing mineral assemblage of forsterite marbles from Rožná uranium deposit, Moldanubicum, western Moravia

Ore-bearing dolomite marbles with rare Ba-micas (kinoshitalite, Ba-phlogopite) were studied in uranium deposit Rožná. Mineral assemblage, chemical composition of minerals and metamorphism of marbles are presented.

Key words: barium phlogopite, kinoshitalite, marble, metamorphism, manganese, ore deposit, Rožná, Moldanubicum

Hana Doležalová, Institute of Geological Sciences, Masaryk University, Kotlářská 2, 611 37 Brno, Czech Republic. E-mail: hanadolo@email.cz

Stanislav Houzar, Department of Mineralogy and Petrography, Moravian Museum, Zelný trh 6, 659 37 Brno, Czech Republic. E-mail: shouzar@mzm.cz

Radek Škoda, Institute of Geological Sciences, Masaryk University, Kotlářská 2, 611 37 Brno, Czech Republic. E-mail: rskoda@sci.muni.cz

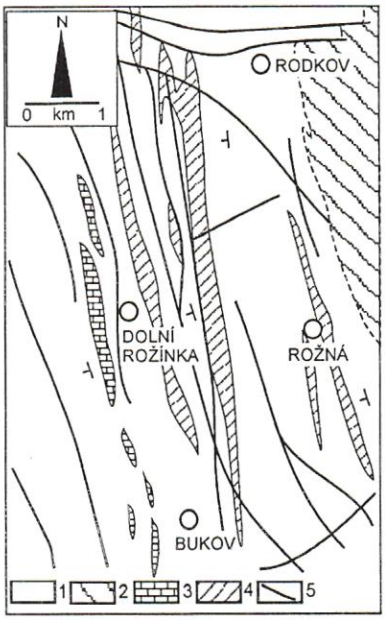
1. Úvod

Trioktaedrické slídy se zvýšeným obsahem Ba jsou známy z nečetných světových lokalit, kde jsou omezeny na alkalické vulkanity, lamproity, kimberlity, karbonatity, stratiformní rudní mineralizace a především metamanganolity (Gaspar a Wyllie 1982, Seifert a Kämpf 1994, Greenwood 1998, O'Brien a Tyni 1999, Gnos a Armbruster 2000, Novotný a Zimák 2001, Yavuz et al. 2002). Z mramorů je Ba-flogopit popisován jen ojediněle (Sauter 1983, Solie a Su 1987, Bol et al. 1989, Tracy 1991, Tracy a Beard 2003), i když lze předpokládat, že flogopity se zvýšeným obsahem Ba budou v metamorfovaných karbonátových horninách běžnější.

Výskyt Ba-slíd v baryt-hyalofán-sulfidické mineralizaci vápenatosilikátových hornin na uranovém ložisku Rožná poprvé zmiňují Kříbek a Uhlík (1993) a Kříbek et al. (1996), avšak neuvádějí jejich chemické analýzy ani pozici v asociaci minerálů. Při dalších výzkumech na tomto ložisku byly zjištěny zvýšené obsahy Ba (ve flogopitu) a Mn (karbonáty, forsterit, sfalerit) v minerální asociaci zrudněných mramorů (Doležalová 2003). Předkládaná práce je věnována charakteristice této minerální asociace, neobvyklé v moldanubických mramorech. Stručně je diskutován i původ a režim Ba a Mn ve studovaných mramorech v průběhu metamorfózy.

2. Geologická charakteristika

Uranové ložisko Rožná se nachází ve strážeckém moldanubiku v blízkosti jeho styku se svrateckým krystalinikem. Je součástí složitého komplexu, řazeného převážně ke gföhlské jednotce moldanubika, ležícího v tektonickém nadloží pestré jednotky drosendorfské (Dallmeyer et al. 1995, Kříbek et al. 2004). Vzhledem k problematickému vymezení průběhu hranice mezi těmito jednotkami (např. Fuchs 1998) však konkrétní regionálně-geologická pozice uranového ložiska není jasná. S největší pravděpodobností je součástí tzv. raabské jednotky, která se nachází v bezprostředním podloží gföhlské jednotky. Představuje patrně složitou tektonickou melanž hornin různého původu, proterozoického i paleozoického stáří (Fritz 1995, Finger a Steyrer 1995). V raabské jednotce jsou zastoupené jak horniny, náležející pestrému vývoji – dolomitické a kalcitické mramory, grafitické kvarcity i kvarcitické pararuly (pestrá skupina moldanubika ve smyslu Mísaře et al. 1983), tak i velmi hojné amfibolity, místy i serpentinity a granulity, které jsou typické spíše pro gföhlskou jednotku (Arapov et al. 1984, Dallmayer et al. 1995, Mísař 1997, Petrakakis 1997). Průběh vložek hornin i foliace metamorfitů sledují přib-



Obr. 1. Schéma geologické situace okolí ložiska Rožná (upraveno podle Kříbka et al. 2004)
1 – metapelity a migmatity moldanubika, 2 – svratecké krystalinikum (metapelity a ortoruly), 3 – mramory, 4 – amfibolity, 5 – dislokace
Fig. 1. Geological sketch of Rožná deposit area (modified after Kříbek et al. 2004)
1 – metapelites and migmatites of Moldanubicum, 2 – Svratka crystalline complex (metapelites and orthogneises), 3 – marbles, 4 – amphibolites, 5 – dislocations

ližně směr S – J a uklánějí se pod úhlem 50–60° k Z. Uranové ložisko je lokalizováno v tektonicky složitém území, kde dochází ke křížení významných tektonických struktur, např. železnohorský zlom, křídelská a vírská dislokace (Arapov et al. 1984).

Studované vzorky mramorů s vtroušeninovým sulfidickým zrudněním pocházejí z 15. patra UD Rožná. Poloha těchto mramorů je 18,5 m mocná a nachází se v jemnozrnných biotitických pararulách. V podloží mramorů byla zaznamenána 11 m mocná, silně drcená zóna bohatá grafitem, s uranovou mineralizací. Mramory leží v sekvenci pararul s hojnými vložkami metakarbonátů, které na vzdálenost stovek metrů zřejmě laterálně přecházejí do vápenatosilikátových hornin s baryt-hyalofán-sulfidickou mineralizací, popsaných dříve Křibkem et al. (1996).

3. Metodika

Vzorky k výzkumu byly odebrány pracovníky SGP státního podniku DIAMO, Stráž pod Ralskem, odštěpný závod GEAM Dolní Rožínka. Vedle petrografického studia v procházejícím i odraženém světle byly vybrané leštěné výbrusy zkoumány katodoluminiscenčním mikroskopem SIMON-NEUSER, typ HC2-LM/SG s horkou katodou, při urychlovacím napětí 14 kV a proudové hustotě 10 μA.mm^{-2}. Byly sledovány především karbonáty a jejich vztahy, ale i vlastnosti dalších minerálů.

WDS analýzy byli provedeny na přístroji CAMECA SX 100 na společném pracovišti PřF MU Brno a ČGS, při urychlovacím napětí 15 kV, proudu 10 nA a průměru svazku 5–10 μm. Změřené obsahy prvků byly upraveny užitím automatické PAP korekce (Pouchou a Pichoir 1985); byly použity následující standardy: Ca a Fe – andradit, Mn – rhodonit, Na – albit, Si, K a Al – sanidin, Ba – benitoit, Ti – TiO, Mg – forsterit, F – topaz, Cl – vanadinit, Ni, V a Cr – ryzí kovy. Doby načítání na píku a pozadí byly: 10 s pro hlavní prvky, 20 a 40 s pro stopové prvky.

Molární podíly složek X u jednotlivých minerálů byly vypočteny z apfu v příslušných pozicích a to pro silikáty: $X_F = F/(F+OH+Cl)$, $X_{Ba} = Ba/(Ba+K+Na+Ca)$, $X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe+Mn)$, $X_{Fe} = Fe/(Fe+Mg+Mn)$, $X_{Mn} = Mn/(Mn+Fe+Mg)$ a pro sfalerit $X_{Fe} = Fe/(Zn+Fe+Mn+Cd)$ a $X_{Mn} = Mn/(Zn+Fe+Mn+Cd)$. Zkratky minerálů jsou uváděny podle Kretze (1983).

4. Petrografie a mineralogie mramorů

Mramory vystupují na uranovém ložisku Rožná v několika samostatných polohách, které byly zastiženy v různých úrovních důlních prací a vrtů. Kalcitické a dolomit-kalcitické mramory v asociaci s diopsidickými a kvarcitickými rulami a amfibolity byly zastiženy spíše ve východní části ložiska, silikáty extrémně chudé, čisté dolomitové mramory se naopak vyskytují při jeho západním okraji, kde byly těženy i na povrchu ve dvou kamenolomech v Dolní Rožínce.

Studovanými horninami jsou šedě zbarvené a silikáty bohaté dolomit-kalcitické mramory zrudněné pyrhotinem, pyritem, sfaleritem a ojedinělým galenitem. Jsou drobnozrnné až středně zrnité a vyznačují se heteroblastickou strukturou. Byly v nich rozlišeny 2 minerální asociace: Cal + Dol + Phl (±Tr ± Di ± Rds) a Cal + Dol + Phl + Fo + Chl I (+ Spl + Chu). Nejstarším silikátem je flogopit (včetně Ba-variet) a pravděpodobně i tremolit a diopsid, k mladším minerálům patří vedle forsteritu a chloritu I zvláště spinel

a hydroxylklinohumit a patrně též rodochrozit. Podobné asociace minerálů jsou typické pro dolomitické horniny východní části moldanubika (Novák 1988), ležící ve vyšší části pestré jednotky při hranici s nadložní gföhlskou rulou (Houzar 2004).

Karbonáty

Karbonáty jsou zastoupeny převážně kalcitem a dolomitem, vzácný je rodochrozit. Na základě katodoluminiscenčního studia (CL) byly u kalcitu rozlišeny dva hlavní typy (tmavší a světle oranžová CL). Část kalcitu představuje nepochybně produkt metamorfní neokrystalizace (především kalcit v asociaci s Fo) a obsahuje odmíšeniny dolomitu v podobě xenomorfních nepravidelných zrn, splývajících někdy do úzkých monominerálních agregátů zejména na styku kalcitu a silikátů (srovnej Kretz 1988). Zrna kalcitu mají v CL jednoduchou vnitřní strukturu. Naopak často komplikovaná je zonálnost zrn dolomitu, která se skládá z jednotlivých reliktů růstových zón s červenou, hnědavě červenou a tmavě oranžovou CL. Jako samostatná zrna v blízkosti Ba-flogopitu a na styku sulfidů s karbonáty se lokálně vyskytuje rodochrozit (tab. 1), představující pravděpodobně mladší minerál vzniklý při metamorfní rekrystalizaci staršího nestabilního Mn-Ca karbonátu (kutnohoritu?). Nebyly zjištěny žádné výrazně mladší postmetamorfní hydrotermální karbonáty.

Forsterit

Forsterit vytváří okolo 1 mm velká serpentinizovaná zrna. Je relativně chudý fayalitovou složkou ($X_{Fe} < 0{,}03$), naopak obsah Mn je ve srovnání s forsteritem moldanubických mramorů relativně vysoký (0,026–0,030 apfu).

Hydroxylklinohumit

Hydroxylklinohumit tvoří ojedinělá zrna velikosti okolo 0,5 mm, význačná žlutým pleochroismem a srůstající s forsteritem. Obsahuje až 1,3 hm. % MnO, což odpovídá 0,115 apfu Mn, zatímco u hydroxylklinohumitů z mramorů moravského a strážeckého moldanubika je obsah MnO řádově jen 0,0X hm. % (Novák 1988, 1989, Houzar 2004, nepublikovaná data autorů). Hydroxylklinohumit je značně chudý F-komponentou (maximálně $X_F = 0{,}35$) a bohatý Ti ($\leq 0{,}289$ apfu). Vzhledem ke svému složení a asociaci s kalcitem je stabilní v podmínkách fluid s $X_{H2O} > 0{,}95$ (Rice 1980), kterých bývá v mramorech obvykle dosaženo pouze importem H_2O z externího zdroje. Protože je však hydroxylklinohumit ve studovaných vzorcích ojedinělý, zdá se být reálnější, že je produktem krystalizace v uzavřeném systému pufrovaném interními fluidy. Zdrojem těchto fluid je H_2O uvolněná reakcí 2 Dol + Chl I $\rightarrow$ Spl + 3 Fo + 2 Cal + 2 CO_2 + H_2O, nebo dekompozicí flogopitu, jak popsal Novák (1988) nebo nověji Satish-Kumar a Niimi (1998).

Ba-slídy

Baryem bohatší flogopity (> 0,280 apfu Ba) včetně kinoshitalitu byly zastižené převážně ve výbrusech mramoru bez spinelu a hydroxylklinohumitu. Tvoří drobné bezbarvé lupínky srůstající s nažloutlým Ba-serpentinem, s nímž jsou v texturní rovnováze. Jsou popsány níže v samostatné kapitole. Flogopit v asociaci s forsteritem, příp. chloritem I tvoří bezbarvé lupínky o maximální velikosti ~ 2 mm a vyznačuje se zvýšeným obsahem Ba (0,053–0,125 apfu Ba), který je rovněž ve srovnání s běžnými flogopity moldanubických dolomitických mramorů anomálně vysoký (nepublikovaná data autorů).

Tab. 1. Reprezentativní WDS analýzy karbonátů, forsteritu, hydroxylklinohumitu, chloritu, spinelu a Ba-serpentinu.

Tab 1. Representative WDS analyses of carbonates, forsterite, hydroxylklinohumite, chlorite, spinel and Ba-serpentine.

Oxid	Hmotnostní %										
	kalcit vz 3b	dolomit vz 3b	rodo-chrozit vz 3a	forsterit vz 3b		hydroxyl-klinohumit vz 3b		chlorit vz 3b		spinel vz 3b	Ba-serpentin vz 3a
SiO_2	n.d.	n.d.	n.d.	42,18	42,00	37,37	37,19	31,26	31,58	0,01	41,76
TiO_2	n.d.	n.d.	n.d.	0,01	0,01	3,65	3,18	0,09	0,06	b.d.	0,12
Al_2O_3	n.d.	n.d.	n.d.	0,01	0,01	n.d.	n.d.	20,71	20,13	69,96	2,22
V_2O_3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,03	b.d.
Cr_2O_3	n.d.	n.d.	n.d.	0,02	0,01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,03	b.d.
MgO	2,63	19,99	0,48	52,76	52,52	52,11	52,19	33,46	33,71	23,58	36,66
ZnO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	3,37	n.d.
FeO	0,13	0,39	0,10	3,51	3,50	2,92	3,00	1,11	1,03	2,98	3,08
MnO	0,75	0,72	57,62	1,44	1,45	1,20	1,28	0,16	0,18	0,71	1,41
CaO	52,00	30,65	3,34	0,08	0,01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	b.d.
BaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1,04
NiO	n.d.	n.d.	n.d.	0,01	b.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	b.d.	n.d.
SrO	0,08	0,08	b.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CO_2*	44,26	46,60	38,95	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
H_2O*	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	2,01	1,84	12,87	12,86	n.d.	12,55
F	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1,76	2,09	n.d.	n.d.	n.d.	b.d.
O=F	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	-0,74	-0,88	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
total	99,85	98,43	100,49	100,02	99,51	100,28	99,89	99,66	99,55	100,67	99,84
	apfu										
Si^{4+}	–	–	–	1,008	1,009	3,937	3,938	2,913	2,945	0,000	1,996
Ti^{4+}	–	–	–	0,000	0,000	0,289	0,253	0,006	0,004	0,000	0,004
Al^{3+}	–	–	–	0,000	0,000	–	–	2,275	2,213	2,005	0,125
V^{3+}	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,001	0,000
Cr^{3+}	–	–	–	0,000	0,000	–	–	–	–	0,001	0,000
Mg^{2+}	0,065	0,937	0,013	1,880	1,881	8,184	8,238	4,649	4,687	0,855	2,612
Zn^{2+}	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,061	–
Fe^{2+}	0,001	0,010	0,002	0,070	0,070	0,257	0,266	0,087	0,080	0,061	0,123
Mn^{2+}	0,011	0,019	0,918	0,029	0,030	0,107	0,115	0,013	0,014	0,015	0,057
Ca^{2+}	0,922	1,032	0,067	0,002	0,000	–	–	–	–	–	0,000
Ba^{2+}	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,019
Sr^{2+}	–	0,001	–	–	–	–	–	–	–	–	–
C^{4-}	1,000	2,000	1,000	–	–	–	–	–	–	–	–
H^{+}	–	–	–	–	–	1,414	1,300	8,000	8,000	–	4,000
F^{-}	–	–	–	–	–	0,586	0,700	–	–	–	0,000
O^{2-}	3,000	6,000	–	4,000	4,000	17,414	17,300	18,000	18,000	4,000	9,000
catsum	2,000	4,000	2,000	2,991	2,991	27,962	27,919	9,943	9,944	2,997	4,937
ansum	3,000	6,000	3,000	4,000	4,000	18,000	18,000	18,000	18,000	4,000	9,000

* vypočteno ze stechiometrie = is calculated by stoichiometry, n.d. – nestanoveno = not detected, b. d. – pod mezí detekce = below detection, oxid = oxide, hmotnostní % = weight %, kalcit = calcite, dolomit = dolomite, rodochrozit = rhodochrosite, forsterit = forsterite, hydroxylklinohumit = hydroxylklinohumite, chlorit = chlorite, spinel = spinel, Ba-serpentin = Ba-serpentine

Chlorit

Starší chlorit tvoří drobné bezbarvé lupínky velikosti 1 mm zatlačované spinelem. Odpovídá klinochloru chudému Fe a vyskytuje se v asociaci s flogopitem, forsteritem a hydroxylklinohumitem (tab. 1). Mladší nazelenalý chlorit někdy od okrajů zatlačuje flogopit (obr. 2).

Spinel

Hořečnatý spinel (X_{Mg} = 0,86) se vyskytuje v bezbarvých hypautomorfních zrnech o velikosti asi 0,5 mm v asociaci s klinohumitem a zatlačuje Chl I. Podobně jako spinely v minerálních asociacích většiny mramorů moldanubika je relativně chudý Zn-složkou (≤ 0,06 apfu Zn).

Ostatní minerály

Vzácně byl zjištěn v asociaci s Ba-flogopitem, dolomitem, chloritem I a kalcitem tremolit, který tvoří drobné jehličkovité agregáty. Má mírně zvýšený obsah Mn (0,052 apfu). Samostatné světle hnědé lupínky nebo jejich srůsty s Ba-slídami odpovídají svým chemickým složením serpentinu, který má zvýšený obsah Ba (až 0,052 apfu) a Mn (0,057 apfu). Některé izometrické pseudomorfózy, tvořené směsí amfibolu a chloritu patřily původně diopsidu; jeho relikty jsou však jen ojedinělé.

Z akcesorických minerálů se vyskytuje zvláště apatit, význačný žlutozelenou CL, vzácněji i zirkon. Rudní minerály jsou zastoupeny hojným pyrhotinem, pyritem, sfaleritem a galenitem (Doležalová 2003). Sfalerit se vyznačuje anomálně vysokým obsahem Mn (X_{Mn} = 0,31; X_{Fe} = 0,68).

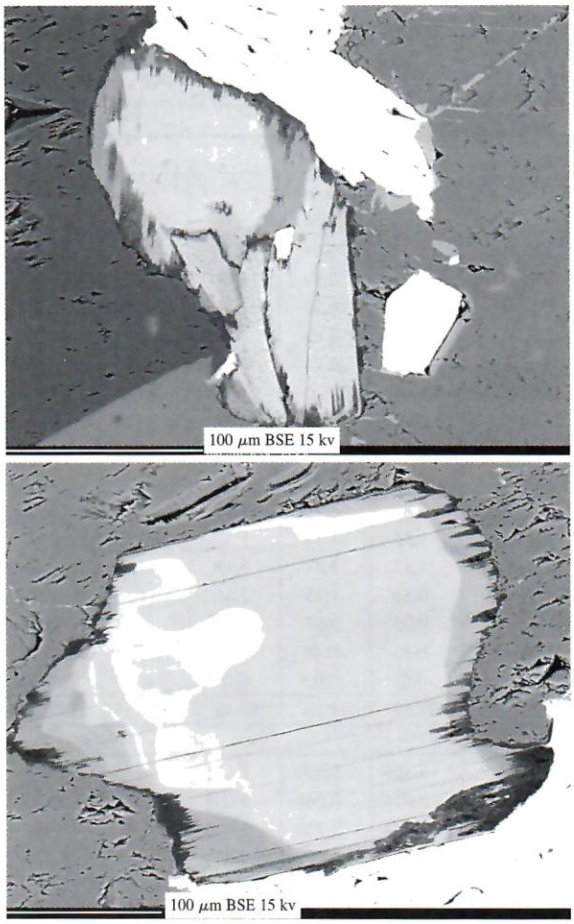
5. Charakteristika Ba-flogopitu a kinoshitalitu

Barnaté slídy studovaných mramorů nejsou makroskopicky ani mikroskopicky ve výbrusech rozlišitelné od běžného flogopitu. Vyznačují se však tmavozelenou „short-living" luminiscencí, jejíž intenzita roste s obsahem Ba. Svým chemickým složení odpovídají Ba-flogopitu až kinoshitalitu.

Kinoshitalit představuje vzácný minerál, známý jen z několika světových lokalit. Původně byl popsán jako barnatý analogon Mn-flogopitu z Mn-skarnů amfibolitové až granulitové facie v Japonsku, kde byl doprovázen hausmannitem, tefroitem, rhodonitem, celsianem, sonolitem a dalšími Ba-, Mn-minerály. Deficit Mn a vyšší obsah Fe v kinoshitalitu z dalších lokalit vedl postupně k názoru, že jde spíše o Mg bohatý anandit (Solie a Su 1987). Podle současné klasifikace je kinoshitalit minerál skupiny trioktaedrických křehkých slíd se vzorcem $Ba(Mg)_3(Al_2Si_2)O_{10}(OH)_2$, v němž se dále uplatňuje zejména K, Ti, F a Cl. Mezi kinoshitalitem a flogopitem byla popsána chemicky kontinuitní řada s negativní korelací Ba s K; struktura kinoshitalitu vzniká diskontinuitně už při poměru Ba/K 1:2 (Brigatti a Poppi 1993). Některé Ba-slídy tohoto typu mohou mít relativně vysoký obsah Ti a Cl a otázky substitucí a vztahu jednotlivých složek jsou předmětem probíhající diskuse (Bol et al. 1989, Tracy 1991, Gnos a Armbruster 2000).

Studované slídy z Rožné odpovídají čistým Mg-členům s nízkým obsahem Fe, Mn a Ti. Baryum kolísá v rozsahu 0,053–1,244 apfu Ba. Zobrazení v BSE ukazuje, že baryem byly nejbohatší především středy zrn flogopitu (X_{Ba} = 0,65) (obr. 2a). Častá je však i značně komplikovaná zonálnost (obr 2b), kdy nepravidelná zrna kinoshitalitu

srůstají nebo jsou obrůstána Ba-flogopitem (X_{Ba} = 0,26), který je, zvláště při okrajích, zatlačován mladším chloritem (obr. 2 a, obr. 2 b).



Obr. 2 a, b.
BSE fotografie: Ba-flogopit a kinoshitalit (bílý až světle šedý, převážně v centru) je zatlačován flogopitem (šedý) a na okrajích chloritem (šedočerný). Bílá zrna jsou pyrhotin, okolní tmavošedá zrna kalcit a dolomit.
Fig. 2 a, b.
BSE photo: Ba-phlogopite and kinoshitalite (from white to pale grey, mainly in the centre) are replaced by phlogopite (grey) and chlorite (almost black). White grains are pyrhotites. Surrounding dark grey grains are calcite and dolomite.

Vysoký obsah Mn byl zjištěn u typového vzorku kinoshitalitu, avšak kinoshitalit i Ba-flogopit z Rožné je Mn značně chudý (≤ 0,024 apfu). V ostatních minerálech mramoru je naopak obsah Mn relativně vysoký, a tak je překvapivé, že studovaný kinoshitalit náleží k Mn nejchudším Ba-slídám v porovnání se známými výskyty ve světě. Obsahy Fe u Ba-slíd z mramorů byly v Rožné zjištěny v rozsahu 0,003–0,071 apfu. Běžně však mívají Ba-slídy obsahy Fe vyšší. Například u slíd z podobného mramoru s diopsidem a spinelem z lokality Middle Fork (Aljaška, USA) dosahují obsahy 0,404–0,590 apfu Fe (Solie a Su 1987). Rovněž obsahy Ti bývají v barnatých slídách často zvýšené (Sauter 1983, Bol et al. 1989); studované slídy jsou Ti relativně chudé a obsahují maximálně 0,158 apfu Ti, avšak Ti značně kolísá (0,005–0,158 apfu). Obsahy Ca kolísají od hranice detekce po 0,078 apfu, podobně jako obsah Zn (≤ 048 apfu), pod detekčním limitem jsou obvykle u Ba-flogopitu a kinoshitalitu obsahy V a Cr.

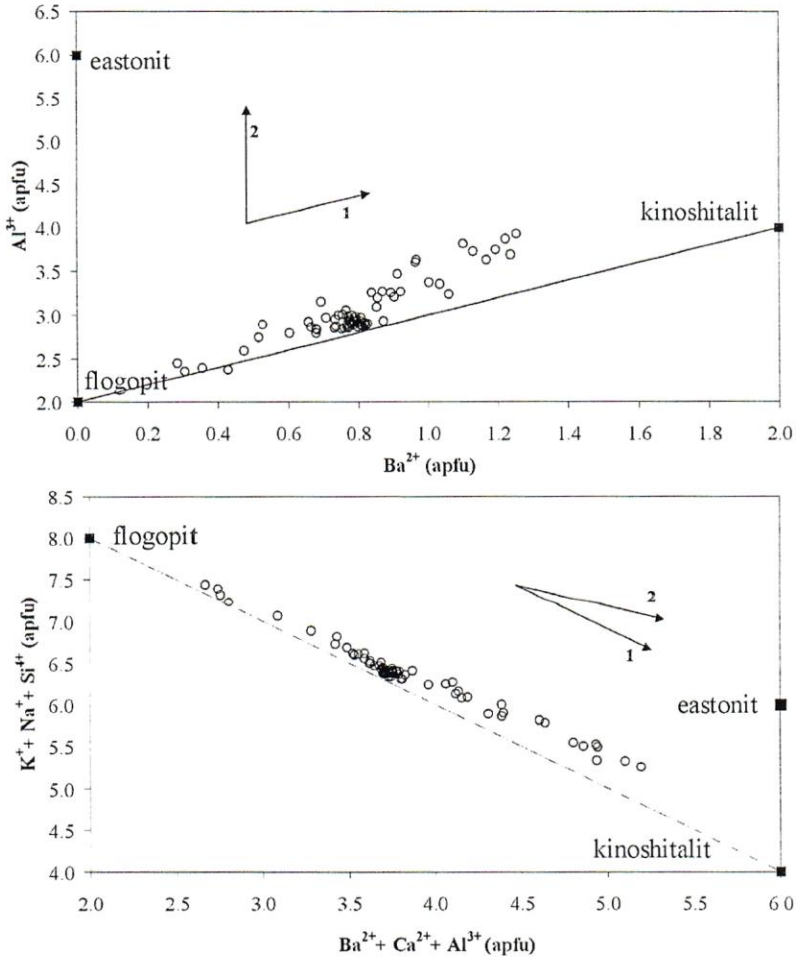
Obsah F kolísá mezi 0,244–0,728 apfu a je v průměru nižší než u Ba-flogopitu z mramoru studovaném Solie a Su (1987), který kolísá od 1,056–1,575 apfu, a vyšší než u Ba-Ti flogopitu mramorů oblasti Rogaland, Norsko (Sauter 1983). Nízké jsou obsahy Cl (0,015–0,083 apfu), který může do barnatých trioktaedrických slíd vstupovat i v podstatném množství (Tracy 1991).

Tab. 2 Reprezentativní WDS analýzy Ba-flogopitu a kinoshitalitu.
Tab. 2 Representative WDS analyses of Ba-phlogopite and kinoshitalite.

Oxid	Hmotnostní %								
	Ba-flogopit vz 3b			Ba-flogopit vz 3a			kinoshitalit vz 3a		
SiO_2	39,22	39,64	39,58	35,52	34,46	34,41	31,59	28,57	28,60
TiO_2	0,74	0,59	0,62	0,72	1,06	0,92	0,70	0,37	0,08
Al_2O_3	17,59	16,50	16,88	16,06	16,75	16,71	17,51	20,58	21,12
FeO	0,89	0,79	0,79	0,51	0,11	0,07	0,09	0,15	0,13
MnO	0,05	0,13	0,08	0,10	0,09	0,06	0,04	0,03	0,08
MgO	24,04	24,40	24,24	25,35	25,03	25,04	24,31	23,11	23,39
CaO	0,07	0,11	0,12	0,01	0,05	0,04	0,07	0,03	0,08
BaO	0,96	1,93	2,24	11,52	12,49	13,08	17,20	19,53	20,22
ZnO	n. d.	n. d.	n. d.	0,14	0,02	0,01	0,10	0,03	0,07
K_2O	8,86	8,48	8,53	5,63	5,32	5,07	3,77	2,41	1,51
Na_2O	1,50	1,32	1,39	0,57	0,60	0,55	0,57	0,87	1,40
H_2O*	3,82	3,64	3,67	3,44	3,46	3,39	3,11	3,14	3,17
F	0,83	1,15	1,11	1,15	1,02	1,19	1,48	1,26	1,28
CL	0,05	0,07	0,07	0,14	0,19	0,11	0,18	0,17	0,16
O=F	-0,35	-0,48	-0,47	-0,48	-0,43	-0,50	-0,62	-0,53	-0,54
O=CL	-0,01	-0,02	-0,02	-0,03	-0,04	-0,02	-0,04	-0,04	-0,04
total	98,34	98,29	98,88	100,35	100,18	100,12	100,05	99,68	100,72
				apfu					
Si^{4+}	5,569	5,659	5,631	5,295	5,173	5,181	4,916	4,529	4,492
Ti^{4+}	0,079	0,063	0,066	0,081	0,120	0,104	0,082	0,044	0,009
Al^{3+}	2,944	2,776	2,830	2,821	2,964	2,965	3,211	3,845	3,909
Fe^{2+}	0,106	0,094	0,094	0,064	0,014	0,009	0,012	0,020	0,017
Mn^{2+}	0,006	0,016	0,010	0,013	0,011	0,008	0,005	0,004	0,011
Mg^{2+}	5,089	5,193	5,141	5,633	5,602	5,620	5,639	5,462	5,476
Ca^{2+}	0,011	0,017	0,018	0,002	0,008	0,006	0,012	0,005	0,013
Ba^{2+}	0,053	0,108	0,125	0,673	0,735	0,772	1,049	1,213	1,244
Zn^{+}	n. d.	n. d.	n. d.	0,015	0,002	0,001	0,011	0,004	0,008
K^{+}	1,605	1,545	1,548	1,071	1,019	0,974	0,748	0,487	0,303
Na^{+}	0,413	0,365	0,383	0,165	0,175	0,161	0,172	0,267	0,426
H^{+}	3,615	3,464	3,484	3,422	3,467	3,405	3,224	3,323	3,322
F^{-}	0,373	0,519	0,499	0,542	0,484	0,567	0,728	0,632	0,636
Cl^{-}	0,012	0,017	0,017	0,035	0,048	0,028	0,047	0,046	0,043
O^{2-}	23,615	23,464	23,484	23,422	23,467	23,405	23,224	23,323	23,322
catsum	15,884	15,842	15,851	15,832	15,822	15,800	15,857	15,881	15,909
ansum	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000

* vypočteno ze stechiometrie = is calculated by stoichiometry, n.d. – nestanoveno = not detected, oxid = oxide, hmotnostní % = weight %, Ba-flogopit = Ba-phlogopite, kinoshitalit = kinoshitalite.

Vstup Ba do trioktaedrických Ba-slíd je důsledkem komplexní heterovalentní substituce (Greenwood 1998, Gnos a Armbruster 2000, Yavuz et al. 2002). Vybrané korelační diagramy studovaných Ba-slíd z Rožné (obr. 3) vykazují pozitivní korelaci Ba/Al a negativní korelaci (Ba+Ca+Al)/(K+Na+Si). Uvedené korelace jsou v souladu s údaji v literatuře (Sauter 1983, Seifert a Kämpf 1994). Hlavní substitucí, uplatňující se ve studovaných flogopitech je $(Ba^{2+}, Ca^{2+})\ (Al^{3+})\ (K^{+}, Na^{+})_{-1}\ Si^{4+}_{-1}$. Analyzované slídy v diagramu vykazují malý rozptyl hodnot a leží přibližně na spojnici dvou krajních členů flogopitu a kinoshitalitu. Odchylka od této ideální linie (obr. 3) se zvyšuje s obsahem Ba a je důsledkem uplatnění flogopit-eastonitové (tschermakitové) substituce $2Al^{3+}\ Mg^{2+}_{-1}\ Si^{4+}_{-1}$(obr. 3).



Obr. 3 Korelace hlavních prvků v Ba-slídách

Fig. 3. Correlation of main elements in Ba-phlogopites

1. substituceflogopit-kinoshitalit $Ba^{2+}Al^{3+}_{-1}K^{+}Si^{4+}_{-1}$ = the substitution phlogopite-kinoshitalite

2. substituce flogopit-eastonit (tschermakitová substituce) $2Al^{3+}Mg^{2+}_{-1}Si^{4+}_{-1}$ = the substitution phlogopite-eastonite (the Tschermak substitution) flogopit = phlogopite, eastonit = eastonite, kinoshitalit = kinoshitalite

6. Metamorfní vývoj mramorů

Studované dolomit-kalcitické mramory jsou produkty multifázové metamorfózy. Lze v nich rozeznat starší prográdní syntektonickou fázi M1, zachovanou jen v reliktech, a mladší posttektonickou HT/LP fázi M2, následovanou retrográdní fází M3 spojenou s růstem aktivity H_2O za poklesu T. Stejné metamorfní fáze byly rozeznány i v mramorech okolního moldanubika (Novák 1988, 1989).

Metamorfní podmínky starší fáze M1, zejména maximální výši P, nelze přesně odhadnout, neboť minerální asociace mramorů byla podstatně reekvilibrována za jiných podmínek (viz níže). Ve studovaných horninách ke starší metamorfní fázi patrně náleží asociace Dol + Cal + Ba-Phl (kinoshitalit) ± Tr ± Di se značně širokým polem stability (srovnej Novák 1988, 1989), přičemž vliv Ba na stabilitu flogopitu není znám. Slídy, jako hlavní silikáty mramoru, se vyznačují nejen vysokým obsahem Ba, ale i vyšším podílem „eastonitové" složky (obr. 3).

Následná fáze metamorfózy M2, charakterizovaná vznikem forsteritu (s vyšším obsahem Mn) je doprovázena rekrystalizací kinoshitalitu (resp. Ba-bohatého flogopitu) a vznikem mladší, Ba a Al ochuzené slídy. Tato hlavní fáze je charakterizována minerální asociací Cal + Fo + Chl + Spl ± Chu, stabilní při P_{fluid} = 200 MPa, T = = 540–570 °C a X_{CO2} = 0,1–0,4 („metamorfní zóna C" ve smyslu Nováka 1988, 1989). Při předpokladu P = 300–400 MPa (srovnej Petrakakis 1997, Büttner a Kruhl 1997, Houzar 2004) by se T pohybovala okolo 600–630°C a maximální T této metamorfózy reprezentuje posttektonický vznik spinelu na úkor chloritu za T ~ 630°C a X_{CO2} = 0,30. Hydroxylklinohumit s X_F = 0,35 omezuje v této asociaci maximální X_{CO2} na 0,05 a může reprezentovat „postpeak" podmínky metamorfní fáze M2. Ke zřetelně retrográdní fázi M3 náleží serpentinizace forsteritu za T < 500 °C (Novák a Houzar 1996, Houzar 2004) a patrně též vznik rodochrozitu.

Kříbek et al. (1996) uvádějí na základě izotopového geotermometru (frakcionace O v páru křemen-biotit) pro ruly v Rožné maximální odhad T prográdní metamorfózy na 660–700 °C a pro jejich retrográdní fázi 460 °C. Pro mramory (pár křemen – kalcit) byla zjištěna T = 500–540 °C odpovídající retrográdní isotopové reekvilibraci mramoru.

7. Diskuse

Studované mramory se vyznačují vysokým obsahem Ba ve slídách a zvýšeným podílem Mn v některých silikátech a karbonátech. Zvláště hydroxylklinohumit a s ním sdružené další minerály mají obsahy Mn o dva řády vyšší než jsou obsahy Mn v podobných minerálních asociacích mramorů moravské části moldanubika (srovnej Novák 1988, Houzar 2004). Rovněž sfalerit vtroušený v mramorech z Rožné má anomálně vysoké obsahy Mn (Kvaček a Novák 1974, Doležalová a Losos 2004), stejně jako karbonáty (Kříbek et al. 1996). Na základě výzkumu minerálních asociací včetně katodoluminiscenčního studia se ukázalo, že zvýšený obsah Mn není důsledkem mladší hydrotermální aktivity. Vysoký je obsah Ba ve flogopitu dolomit-kalcitických mramorů, dosahující někdy hodnot odpovídajících kinoshitalitu. Barnaté živce, baryt ani jiné Ba-minerály nebyly v minerální asociaci zjištěny.

Vyšší podíl Ba a Mn byl ve studovaných horninách přítomen již před hlavní fází M2 metamorfózy, neboť jsou významně zastoupeny v metamorfogeních silikátech. Zdrojem Ba pro flogopit mohl být primární akcesorický baryt v mramoru, nestabilní při

metamorfóze v podmínkách nízké aktivity O_2 (srovnej Harlow 1995). Původní nositel Mn není znám, patrně šlo o Mn-karbonát (rodochrozit nebo kutnohorit?). Neobvykle nízký obsah Mn v Ba-flogopitu (resp. kinoshitalitu) ve srovnání s dříve popsanými známými výskyty (Solie a Su 1987, Tracy a Beard 2003) je patrně důsledkem preferenčního vstupu Mn do metamorfogenního sfaleritu při zvýšené aktivitě S za redukčních podmínek. Zatímco mladší i starší metamorfní silikáty mají relativně vysoký podíl Mn, Ba vykazuje na základě zonálnosti lupínků flogopitu (Ba-bohatý střed, Ba-chudé okraje) směrem k mladším fázím metamorfózy pokles. Může to být sice důsledek vyčerpání Ba v okolí ve fázi růstu flogopitu, avšak vzhledem k velmi komplikované zonálnosti některých lupínků (obr. 2b) jde spíše o mladší metamorfní proces, spojený s odnosem Ba. Baryum bylo odneseno fluidy mimo studovanou asociaci, neboť ani tam, kde jsou Ba-slídy téměř zcela zatlačeny chloritem, nebyl zjištěn retrográdní baryt ani jiný Ba-minerál.

Mramory se zvýšeným obsahem Ba a Mn, příp. doprovázené Pb-Zn zrudněním, jsou v metamorfovaných karbonátových sekvencích moldanubika i okolních jednotek dosud málo prozkoumané (Houzar a Novák 2001). Zvýšený obsah Ba ve flogopitu (≤ 0,080 apfu) byl zjištěn pouze v dolomitických mramorech od Nové Vsi u Oslavan, zajímavých nejen prakticky stejnou tektonometamorfní pozici jako studovaný výskyt, ale i podobným typem komplikované CL zonálnosti zrn dolomitu (Houzar a Leichmann 2003). Z moravského moldanubika, z prostoru Au-ložiska Svojkovice u Želetavy („U jam"), byl v nepublikované zprávě také popsán diopsidický mramor, obsahující hyalofán (33–40 % celsianu), titanit, pyrit, galenit a sfalerit (Pertoldová in Veselý et al. 1988). Barnaté živce (celsian, hyalofán) doprovázené Mn-silikáty (spessartin, viridin, rodonit) jsou v moravském moldanubiku známy i z kvarcitické horniny, prostorově sdružené s kalcitickými i dolomitickými mramory z Kojetic u Třebíče (Novák 1991).

Dříve popsaný výskyt vápenatosilikátových hornin v Rožné se samostatnými polohami baryt-hyalofán-sulfidické mineralizace leží zřejmě v laterálním pokračování námi studovaného výskytu. Vedle hyalofánu tyto horniny obsahují i Ba-slídy, karbonáty se zvýšeným obsahem Mn a akcesorický Mn-ilmenit až pyrofanit. Předpokládá se, že zdrojem Mn i Ba této mineralizace byly submarinní hydrotermální fluida (Křibek a Uhlík 1993, Křibek et al. 1996).

8. Závěr

Na uranovém ložisku Rožná byly zjištěny dolomit-kalcitické mramory s Ba-slídami v minerální asociaci, jejíž chemické složení se vyznačuje zvýšeným obsahem Mn. Silikáty mramoru (hydroxylklinohumit, forsterit) mají o dva řády vyšší obsahy Mn než silikáty běžných mramorů východní části moldanubika (srovnej Novák 1988, 1989, Houzar 2004).

Kromě běžnějšího Ba-flogopitu, obsahujícího 0,053–0,125 apfu Ba, byl zjištěn i vzácný kinoshitalit (0,869–1,244 apfu Ba), minerál ze skupiny tzv. křehkých slíd, jehož výskyty v mramorech jsou ve světě ojedinělé. V porovnání se známými lokalitami se studované Ba-slídy vyznačují relativně nízkým obsahem Ti, Fe a Mn. Hlavní substituce ve studovaných Ba-slídách je (Ba^{2+}, Ca^{2+}) (Al^{3+}) $(K^{+}, Na^{+})_{-1}$ Si^{4+}_{-1} a v menší míře se uplatňuje $2Al^{3+}$ Mg^{2+}_{-1} Si^{4+}_{-1}.

Baryum a mangan byly oba nejspíše obsaženy již v protolitu mramoru, rozdílné však bylo jejich chování v průběhu metamorfózy. Zatímco Mn se uplatňuje v karboná-

tech, sfaleritu a ve starších i mladších silikátech, aktivita Ba ve flogopitu výrazně kolísala a postupně klesala (viz. komplikovaná zonálnost Ba-slíd). Nezvykle nízké obsahy Mn v Ba-slídách příp. kinoshitalitu lze vysvětlit preferenčním vstupem Mn do metamorfogenního sfaleritu, krystalizujícího v podmínkách zvýšené aktivity S.

PODĚKOVÁNÍ

Za poskytnutý materiál k výzkumu děkujeme J. Mazuchovi, dr. J. Ondříkovi a ing. A. Hájkovi. Prof. M. Novákovi, doc. Z. Lososovi a Mgr. J. Cempírkovi bychom rádi poděkovali za podnětné připomínky a doc. J. Leichmannovi za pomoc při CL studiu minerálních asociací.

Práce byla financována institucionálním záměrem MKOCEZ 00F 2402 (S. H.) a projektem FRVŠ 1948/2005 (H. D.).

SUMMARY

Barium micas – common Ba-phlogopite (0.053 – 0.125 apfu Ba) and rare kinoshitalite (0.869 – 1.244 apfu Ba) were found in sulphide bearing dolomite marbles from the Rožná uranium deposit, Moldanubicum, Czech Republic. Both Ba-micas have low contents of Ti, Fe and Mn in comparison to other Ba-micas described to date. The substitution mechanism in Ba-micas is $(Ba^{2+}, Ca^{2+})\ (Al^{3+})\ (K^{+}, Na^{+})_{-1}\ Si^{4+}_{-1}$. High contents of Mn in silicates and carbonates from host marble are typical in occurrences of Ba-micas. Barium and Mn show distinct behavior. Manganese was probably partitioned to metamorphic sphalerite relative to Mn-poor Ba--micas and other silicates. Barium was concentrated in early minerals and evidently depleted in late stage (zona-lity in micas).

LITERATURA

ARAPOV, J. A., BOJCOV, V. J., ČESNOKOV, N. I., DJAKONOV, A. V., HALBRŠTÁT, J., JAKOVJENKO, A. M., KOLEK, M., KOMÍNEK, J., KOZYREV, V. N., KREMČUKOV, G. A., LAŽANSKÝ, M., MILOVANOV, I. A., NOVÝ, V., ŠORF, F., 1984: Československá ložiska uranu. – SNTL, Praha, 368 p.

BOL, L. C. G. M., BOS, A., SAUTER, P. C. C. JANSEN, J. B. H., 1989: Barium-titanium-rich phlogopites in marbles from Rogaland, southwest Norway. – Amer. Mineralogist, 74, 439–447.

BRIGATTI, M. F., POPPI, L. 1993: Crystal chemistry of Ba-rich trioctahedral micas – 1M. – Eur. J. Mineral., 5, 857–871.

BÜTTNER, S., KRUHL, 1997: The evolution of a late-Variscan high-T/low P region: the southeastern margin of the Bohemian massif. – Geol. Rundsch., 86, 21–38.

DALLMEYER, R.D., FRANKE, W., WEBER, K., 1995: Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe.- Springer Verlag Berlin-Heidelberg, 604 p.

DOLEŽALOVÁ, H., 2003: Sulfidické parageneze na uranovém ložisku Rožná. – MS, Dipl. práce, MS PřF MU Brno, 90 p.

DOLEŽALOVÁ, H., LOSOS, Z., 2004: Sfalerit různých genetických typů sulfidického zrudnění na uranovém ložisku Rožná. – Acta Mus. Morav., Sci. geol., 89, 91–102.

FINGER, F., STEYRER, H. P., 1995: A tectonic model for the eastern Variscides: Indications from a chemical study of amphibolites in the south-eastern Bohemian Massif. Geol. Carpath., 46, 137–150.

FRITZ H. (1995): The Raabs Serie, a probable Variscan suture in the SE Bohemian Massif. – Jb. Geol. B.-A., 138, 639–653.

FUCHS, G., 1998: Kritische gedanken zur Neueren Geodynamischen Forschung in der Östlichen Böhmischen Masse. – Jb. geol. B-A., 141, 39–43.

GASPAR, J. C., WYLIE, P. J., 1982: Barium phlogopite from the Jacupiranga carbonatite, Brazil. – Amer. Mineralogist, 67, 997–1000.

GNOS, E., ARMBRUSTER, T., 2000: Kinoshitalite, $Ba(Mg)_3\ (Al_2\ Si_2)\ O_{10}(OH,F)_2$, a brittle mica from manganese deposit in Oman: Paragenesis and crystal chemistry. – Amer. Mineralogist, 85, 242–250.

GREENWOOD, J. C., 1998: Barium-titanian micas from Ilhada Trindade, South Atlantic. – Miner. Mag., 62, 687–695.

HARLOW, G. E., 1994: Crystal chemistry of barium enrichment in micas from metasomatized inclusions in serpentinite, Motagua Fault Zone, Guatemala. – Eur. J. Mineral., 7, 4, 775–789.

HOUZAR, S., 2004: Metamorfované karbonátové horniny v geologické stavbě a vývoji jihovýchodní části Českého masivu. – MS, Disertační práce, 154 p.

HOUZAR, S., LEICHMANN, J., 2003: Application of cathodoluminescence to the study of metamorphic textures in marbles from the eastern part of the Bohemian Massif. – Bull. of Geosciences, 78, 3, 241–250.

HOUZAR, S., NOVÁK M., 2001: Mramory na jihovýchodním okraji Českého masivu. – Vlastiv. Sbor. Vysočiny, Odd. Věd přír., 15, 3–33.

KRETZ, R., 1983: Symbols for rock-forming minerals. - Amer. Mineralogist, 68, 277–279.

KRETZ, R., 1988: SEM study of dolomite microcrystals in Grenville marble. – Amer. Mineralogist, 73, 619–631.

KŘÍBEK, B., UHLÍK, Z., 1993: Stratiformní baryt-hyalofán-sulfidické zrudnění na ložisku Rožná, nový typ mineralizace v moldanubiku. – Geol. Průzk., 35, 4, Praha.

KŘÍBEK, B., HLADÍKOVÁ, J., ŽÁK, K., BENDL, J., PUDILOVÁ, M., UHLÍK, Z., 1996: Barite-hyalophane sulphidic ores at Rožná, Bohemian Massif, Czech Republic: Metamorphosed black shale-hosted submarine exhalative mineralization. – Econ. Geol., 91, 14–35.

KŘÍBEK, B., LEICHMANN, J., RENÉ, M., HOLECZY, D., 2004, v tisku: Přehled geologické stavby strážeckého moldanubika. In: Kříbek, B., Hájek, A. (eds): Uranové ložisko Rožná: model pozdně variských a povariských mineralizací. – Česká geologická služba.

KVAČEK, M., NOVÁK, F., 1974: Manganem a železem bohaté sfalerity z ložiska Rožná na západní Moravě. – Čas. Mineral. Geol., 19, 2, 175–180.

MÍSAŘ, Z., 1997: Korelace tektonických a litologických jednotek rakouské a moravské části moldanubika. – Sbor. II. semináře Čes. tekton. skup. Ostrava 1997, 52–53.

MÍSAŘ, Z., DUDEK, A., HAVLENA, V., WEISS, J., 1983: Geologie ČSSR I, Český masiv. – SPN, Praha, 336 p.

NOVÁK, M., 1988: Petrologie metamorfovaných dolomitických hornin při severovýchodním okraji moldanubika. MS, Kandidátská disertační práce, Př.f. UK Praha. 1–127.

NOVÁK, M., 1989: Metamorfóza dolomitických hornin při severovýchodním okraji moldanubika. Acta Mus. Moraviae, Sci. nat., 74, 7–51.

NOVÁK, M., 1991: Manganese-rich rocks from Kojetice near Třebíč, western Moravia; A preliminary report. – Acta Mus. Moraviae, Sci. nat., 76, 279–280.

NOVÁK, M. – HOUZAR, S., 1996: The HT/LP metamorphism of dolomite marbles in the eastern part of the Moldanubicum; a manifestation of heat flow related to the Třebíč Durbachite Massif. – J. Czech Geol. Soc., 41, 3–4, 139–146.

NOVÁK, M., HOUZAR, S., ŠREIN, V., 1997: Gahnite-bearing marbles and their significance for regional classification of the eastern part of the Bohemian Massif. – Journ. Czech Geol. Soc., 42, 1–2, 33–40.

NOVOTNÝ, P., ZIMÁK, J., 2001: Barnatý muskovit a barnatý flogopit v metamorfitech a rudách zlatohorského rudního revíru. – Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 2000, 79–81.

O'BRIEN, H. E., TYNI, M., 1999: Mineralogy and Geochemistry of Kimberlites and Related Rocks from Finland. – Prooc. 7th Inter. Kimberlite Conf., 625–636.

PETRAKAKIS, K., 1997: Evolution of Moldanubian rocks in Austria: review and synthesis. – J. metamorphic Geol., 15, 203–222.

POUCHOU, J., L., PICHOIR, F., 1985: „PAP" procedure for improved quantitative microanalysis. Microbeam Analysis, 20, 104–105.

RICE, J. M., 1980: Phase equilibria involving humite minerals in impure dolomitic limestones: Part I. Calculated stability of clinohumite. – Contrib. Mineral. Petrology, 71, 219–235. Berlin, New York.

SATISH-KUMAR, M., NIIMI, N., 1998: Fluorine-rich clinohumite from Ambasamudram marbles, Southern India: mineralogical and preliminary FTIR spectroscopic characterization. Mineral. Mag., 62, 4, 509–519.

SEIFERT, W., KÄMPF, H., 1994: Ba-enrichment in phlogopite of a nephelinite from Bohemia. – Eur. J. Mineral., 6, 497–502.

SAUTER, P. C. C.,1983,: Metamorphism of siliceous dolomites in the high-grade Precambrian of Rogaland, SW Norway. – Geologica Ultraiect., 32, 1–143. Utrecht.

SLOBODNÍK, M., HLADÍKOVÁ, J., 1994: Sulphidic mineralization in the Polička crystalline complex; a discussion of the sediment-hosted type mineralization. – Věst. Čes. geol. Úst, 69, 3, 37–45, Praha.

SOLIE, D. N., SU, S. C., 1987: An occurrence of Ba-rich micas from the Alaska Range. – Amer. Mineralogist, 72, 995–999.

TRACY, R. J., 1991: Ba-rich micas from the Franklin Marble, Lime Crest and Sterling Hill, New Jersey. – Amer. Mineralogist, 76, 1683–1693.

TRACY, R. J., BEARD, J. S., 2003: Manganoan kinoshitalite in Mn-rich marble and skarn from Virginia – Amer. Mineralogist, 88, 740–747.

VESELÝ, J. et al., 1988: Opatovsko-svojkovický revír. Závěrečná zpráva. – Rukopis, Geofond Praha.

YAVUZ, F., GÜLTEKIN, A. H., ÖRGÜN Y., CELIK, N., KARAKAYA, M. C., SASMAZ, A., 2002: Mineral chemistry of barium- and titanium-bearing biotites in calc-alkaline volcanic rocks from the Mezitler area (Baltkesir-Dursunbey), western Turkey. – Geochem. Journal, 36, 563–580.