

Petrologie hornin v severní části mariánskolázeňského metaofiolitového komplexu a přilehlé oblasti tepelského krystalinika

Petrology of rocks in the north part of the Mariánské Lázně Metaophiolite Complex and adjacent area Teplá Crystalline Unit

DAVID BURIÁNEK^{1)*} A BEDŘICH MLČOCH²⁾

¹⁾Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 59 Brno; *e-mail: david.burianek@geology.cz

²⁾Česká geologická služba, Klárov 3, 118 21 Praha 1

BURIÁNEK D., MLČOCH B. (2014) Petrologie hornin v severní části mariánskolázeňského metaofiolitového komplexu a přilehlé oblasti tepelského krystalinika. *Bull. mineral.-petrol. Odd. Nár. Muz. (Praha) 22, 2, 346-355. ISSN 1211-0329.*

Abstract

The northern part of the Mariánské Lázně Metaophiolite Complex, consist of inhomogeneous amphibolites (sometimes with a garnet), locally with small layers of calc-silicate rocks. Mineral assemblage of calc-silicate rocks is relatively simple and includes garnet, clinopyroxene and plagioclase. Chemical composition of garnet from surrounding amphibolites ($\text{Alm}_{45-54} \text{Grs}_{33-35} \text{Prp}_{8-14} \text{Sps}_{2-4} \text{Adr}_{0-4}$) differs from the chemical composition of garnets from calc-silicate rocks ($\text{Grs}_{84-88} \text{Adr}_{11-15} \text{Sps}_1$). Microstructural relations indicate clinozoisite-consuming reaction for formation of garnets in calc-silicate rocks. Mineral assemblage preserved as inclusions in garnet in amphibolites indicate PT conditions for the formation of garnet are ~ 660 °C and 10 kbar. The main metamorphic event in the adjacent Teplá Crystalline Complex, indicates significantly lower temperature and pressure setting (~ 600 °C and 7 kbar).

Key words: Calc-silicate rock, amphibolite, gneiss, PT-conditions, Mariánské Lázně Metaophiolite Complex, Teplá Crystalline Unit, Czech Republic

Obdrženo: 27. 10. 2014; přijato: 14. 11. 2014

Úvod

Článek shrnuje výsledky petrografického studia metamorfovaných hornin severního výběžku mariánskolázeňského komplexu a severozápadního okraje tepelského krystalinika při kontaktu s vulkanickým komplexem Doupovských hor, kterých bylo dosaženo během nového geologického mapování (Mlčoch ed. 2014). V této oblasti je odkrytost terénu poměrně špatná. Povrch krystalinika na mnoha místech pokrývají až několik metrů mocné kaolinické fosilní zvětraliny a kvartérně redeponované zjilovělé tufy (viz geologickou mapu Bochova; Mlčoch ed. 2014). Je zde velmi málo výchozů nezávětralých hornin, takže tato oblast nebyla prozatím po petrografické stránce detailněji popsána. Mariánskolázeňský komplex je zde zastoupen amfibolity, které přecházejí do páskovaných granátických amfibolitů až vápenatosilikátových hornin. Tyto páskované horniny se texturně liší od typických amfibolitů v této jednotce. Vzhledem k jejich specifickému minerálnímu složení a pozici na severním okraji mariánskolázeňského komplexu bylo zpočátku jejich geologické zařazení nejasné. Cílem práce tedy je ověřit zda tyto horniny skutečně patří k mariánskolázeňskému komplexu a jaký je jejich vztah k horninám sousedního tepelského krystalinika.

Geologická stavba

Studované území je situováno do okolí Bochova. V této oblasti leží tektonický kontakt mezi saxothuringikem a tepelsko-barrandienskou oblastí (TBU) reprezentovanou tepelským krystalinikem a mariánskolázeňským

komplexem. Metamorfované horniny mariánskolázeňského komplexu jsou zastoupeny amfibolity a vápenatosilikátovými horninami. Vzhledem ke špatné odkrytosti se podařilo vyřešit severní zakončení mariánskolázeňského komplexu pomocí magnetometrického profilování (Skácelová, Mlčoch 2011). Tepelské krystalinikum je ve studovaném území budováno biotitickými až muskovit-biotitickými pararamami s polohami muskovit-biotitických svorů až svorových rul. Tento komplex metasedimentů neoproterozoického stáří je prorážen tělesy kambro-ordovických granitoidů a dioritů až gaber, které jsou metamorfně postiženy.

Mariánskolázeňský komplex je považován za kambro-ordovický ofiolitový komplex, který byl variský exhumován při uzavření sasko-durynského oceánu (např. Beard et al. 1995). Podél své severní hranice je tento komplex přesunut přes saxothuringikum (Kachlík 1993) a od jihovýchodu jsou přes něj přesunuty metasedimenty TBU (Matte et al. 1990; Zulauf et al. 1997). Zapadání tělesa mariánskolázeňského komplexu pod TBU je doloženo na základě interpretace reflexního seismického profilu 9HR (Tomek et al. 1997). Ve spodní části tohoto komplexu dominují serpentinizované spinelové peridotity a v jejichž nadloží je komplex metagaber, amfibolitů a eklogitů. Vzácně se také setkáme s metapelitey, ortorulami a granulity (Fiala 1958; Jelínek 1997; Štědrá et al. 2002; Timmermann et al. 2006). Stáří metagaber se podle datování zirkonů pohybuje kolem 503 - 496 Ma (Timmermann et al. 2006) a stáří protolitu amfibolitů uvádějí Timmermann et al. (2004) kolem 540 Ma. Stáří metamorfózy amfibolitů je pak kolem 384 ± 2 Ma (Timmermann et al. 2004) a eklogitů kolem 377 - 367 Ma (Beard et al. 1995).

Tepelské krystalinikum (Kettner 1913, 1917; Zoubek 1948) je situováno na západním okraji TBU. Na svém západním okraji hraničí se saxothuringikem, přičemž podél této hranice též vystupují horniny mariánskolázeňského komplexu (obr. 1). Východní hranice s hlavní částí TBU je konvenčně situována na začátek biotitové izogrady (Mísař et al. 1983).

Tepelské krystalinikum je polyfázově metamorfovaný (nízkotlaká metamorfóza za středních teplot a vysokotlaká/vysokoteplotní metamorfóza) komplex neoproterozoických sedimentů (droby, prachovce, jílovce) s vločkami vulkanitů. Dobře patrné jsou známky kadomské regionální metamorfózy (Zulauf et al. 1999), jejíž intenzita roste od jihovýchodu k severozápadu. Typická je pro ni barrovienská metamorfní zonálnost s izogrady: bititovou, granátovou, staurolitovou a kyanitovou (Zoubek 1948; Žáček et al. 1993; Žáček, Cháb 1993; Cháb, Žáček 1994; Žáček 1999; Zulauf 2001). Během kambria intrudovala do tohoto komplexu tělesa plutonických hornin (hlavně granodiority až granity a méně pak diority až gabra), která byla během variské orogeneze postižena metamorfózou a rekrytalizací (metagranity až metagranodiority, metadiority, metagabra). Dörr et al. (1998, 2002), Zulauf (2001) uvádějí jejich stáří kolem 518 - 511 Ma (lestkovský masiv). Kolem těchto těles jsou často patrné reliktu kontaktní aureoly (Dörr et al. 1998; Zulauf 2001). Například v kontaktní aureole lestkovského masivu byly popsány pseudomorfózy staurolitu po cordieritu (Cháb, Žáček 1994). Deformační stavby v metagranodioritech indikují metamorfózu v nižší amfibolitové facii (Dörr et al. 1998). Také přítomnost dvou generací granátů v některých pararulách dokládá působení variské metamorfózy (např. Zulauf et al. 1997) přičemž její stáří je kolem 387 až 382 Ma (Timmermann et al. 2006).

Doupovský vulkanický komplex překrývá severní kontakt mezi výše uvedenými geologickými jednotkami. Je budován kenozoickými alkalickými vulkanity.

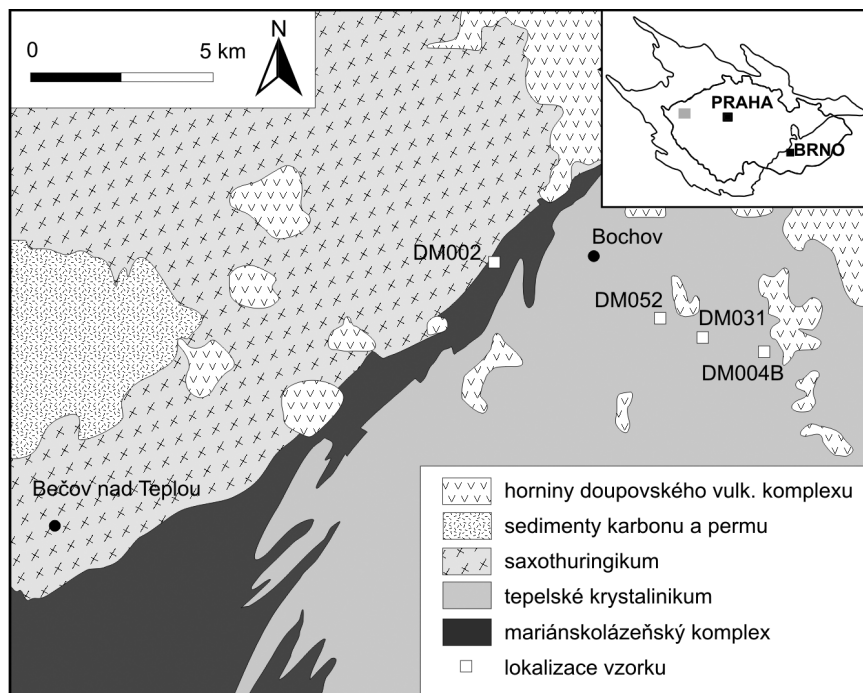
Metodika

Pro studium chemického složení minerálů byly, v případě mariánskolázeňského komplexu, použity dva vzorky (po jednom vzorku z amfibolitu a vápenatosilikátové horniny), oba z dokumentačního bodu DM002. Horniny tepelského krystalinika byly reprezentovány 14 výbrusy z metasedimentů a osmi výbrusy z metamorfovaných plutonických hornin. Pro podrobnější výzkum byly zvoleny tři vzorky (rula DM031, metagabro DM052 a metagranodiorit DM04B).

Chemické složení minerálů bylo studováno na elektronové mikroskopě Cameca SX-100 ve vlnově disperzním módu v Laboratoři elektronové mikroskopie a mikroanalýzy, společném pracovišti Masarykovy univerzity a České geologické služby, Brno (operátor P. Gadas). Byly použity tyto standardy: Si, K, Al - sanidin, Mg - MgO, Fe - almandin, Ca - grosulár, Mn - spesartin, Ti - titanit, Cr - chromit, Na - albit, Sr - SrSO₄, P - fluorapatit, F - topaz, Cl - NaCl, Zn - gahnit, V - vanadinit, Cu - Cu, Y - YAG. Obsahy prvků byly přepočteny PAP korekcí (Pouchou, Pichoir 1985). Vzorce minerálů epidotové skupiny jsou přepočteny na 3 Si a živců na 8 O. Krystalochemické vzorce amfibolů byly přepočteny na 23 O a poměr Fe²⁺/Fe³⁺ byl odhadnut metodou 13 eCNK (Schumacher 1996). Pyroxeny (6 O) jsou klasifikovány podle Morimota et al. (1988). Krystalochemické vzorce slíd jsou vypočteny na 20 O + 4 OH + F. Granáty byly přepočteny na 12 O, Fe²⁺ a Fe³⁺ bylo rozpočteno na základě stechiometrie (Si + B-pozice = 5). Použité zkratky minerálů jsou podle Whitneyové a Evanse (2010).

Pro výpočet PT podmínek byl použit program THERMOCALC (Holland, Powell 1998 verze 3.3) výsledky byly získány za použití vnitřně konzistentní termodynamické databáze tc-ds55s v módu average PT. Pro výpočet aktivit minerálních fází byl použit program AX (Holland, Powell 2006). Ostatní geotermometry a geobarometry jsou citovány v příslušné kapitole.

Chemická analýza vzorku amfibolitu byla provedena v Centrální laboratoři České geologické služby v Praze. Byly stanoveny obsahy hlavních a vedlejších prvků (silikátová analýza úplná a modifikovaná) a obsahy stopových prvků metodou RFA (Cr, Cu, Mo, Ni, Sn, Sr, Ti, Zn a Zr), FAAS (Ag, Be, Cd, Co, Cs), AAS (As, Sb) a AMA (Hg). Obsahy REE a také Ba, Nb, Pb, Rb, Sc, Th, Sr, U, Y a Ta byly stanoveny metodou ICP-MS. Pro vyhodnocení chemických analýz byl použit program Geochemical Data Toolkit (GCDkit - Janoušek et al. 2006).



Obr. 1 Zjednodušená mapa studované oblasti (upraveno podle Kodyma 1995 a Míčochoa ed. 2014). V pravém horním rohu je lokalizace studované oblasti (šedý čtvereček) na mapě České republiky.

Petrografie

a) Metamorfované horniny mariánskolázeňského komplexu

Ze sporadických výchozů (zjz. od Bochova) a soliflukcí rozvlečených bloků jsou známy jen páskované, středně zrnité, převážně granátické amfibolity. V amfibolitech se vyskytují hojné pásy a čočky vápenatosilikátových hornin o mocnosti nepřesahující první dm.

Polohy **amfibolitů** jsou poměrně nehomogenní pokud jde o zrnitost a modální zastoupení minerálů v hornině. Na výchozu můžeme pozorovat až několik cm mocné pásy, které se liší také barvou (světlé pásy obsahují více plagioklasu). V amfibolitových polohách obvykle dominují hypidioblasty amfibolu (49 - 67 mod. %), který svým chemickým složením (obr. 2a,b) odpovídá hastingsitu a ferroedenitu ($Fe/(Fe+Mg) = 0.32 - 0.49$; $Si = 6.41 - 6.66$ apfu). Druhým nejrozšířenějším minerálem je plagioklas (30 - 48 mod. %) o chemickém složení andezínu (An_{42-44}). Granát (0 - 18 mod. %) vystupuje v podobě drobných porfyroblastů a obsahuje inkluze (obr. 3a) plagioklasu (An_{45}), draselného živce, klinozoisitu (pistacitová komponenta 4 - 11 mol. %), hastingsitu ($Fe/(Fe+Mg) = 0.41$; $Si = 6.20$ apfu) a vzácně také diopsidu (obr. 2c, $Fe/(Fe+Mg) = 0.39$). Chemické složení porfyroblastů granátu je poměrně homogenní. Avšak mezi jednotlivými porfyroblasty existují určité rozdíly v obsazích Alm komponenty (Alm_{45-54} Grs_{33-35} Prp_{8-14} Sps_{2-4} Adr_{0-4} , tab. 1). Relikty klinopyroxenu (0 - 8 mod. %) jsou také v základní hmotě a jsou obklopeny symplektitickými srůsty amfibolu

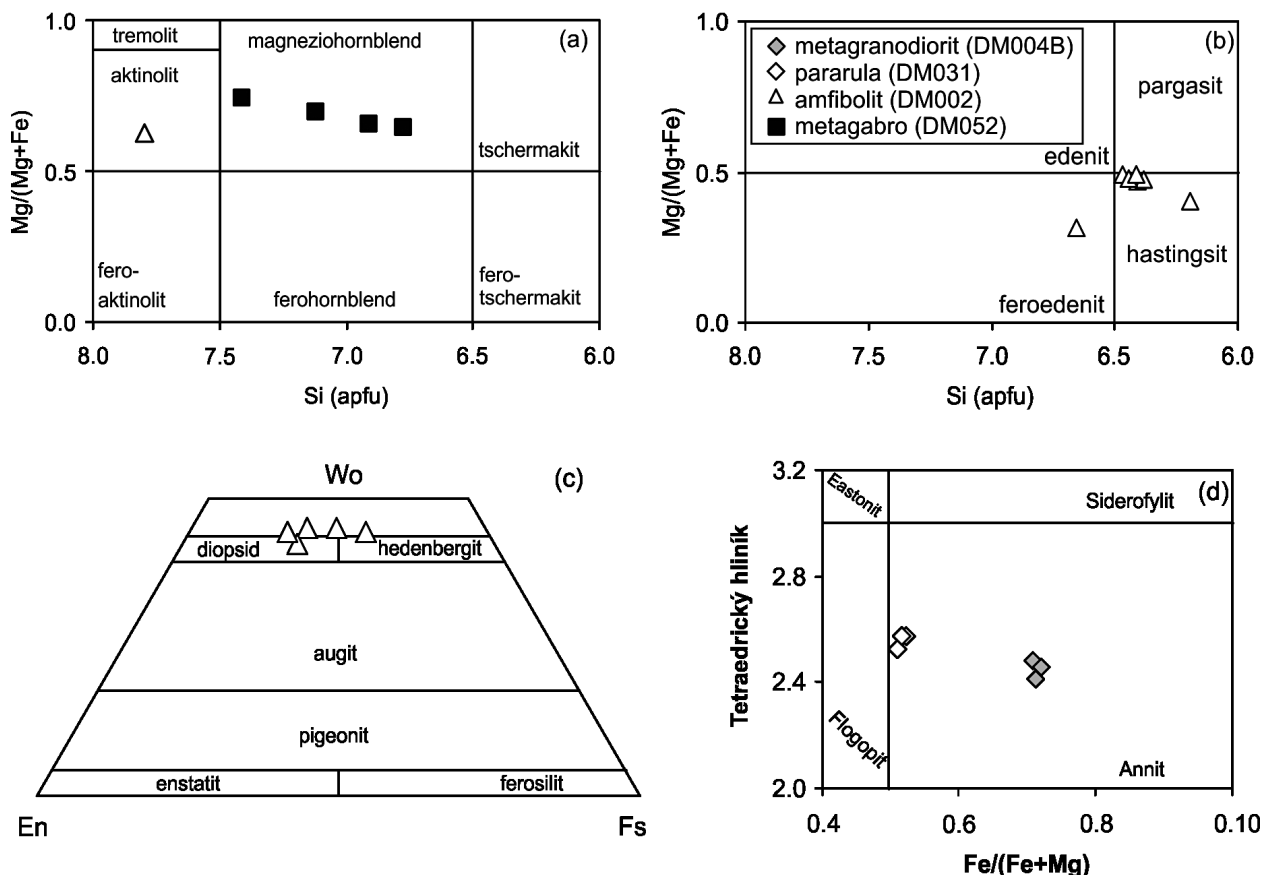
a plagioklasu. Chemické složení minerálů ze symplektitů se neliší od amfibolu a plagioklasu tvořících hypidioblasty v okolním amfibolitu. Vzácně se objevuje v lemech kolem reliků klinopyroxenu také aktinolit ($Fe/(Fe+Mg) = 0.63$; $Si = 7.80$ apfu). V akcesorickém množství se vyskytují drobné idioblasty titanitu.

Světlé polohy **vápenatosilikátových hornin** se skládají hlavně z plagioklasu (51 - 65 mod. %), grosuláru (15 - 21 mod. %), klinozoisitu (10 - 19 mod. %) a pyroxenu (5 - 10 mod. %). Xenoblasty plagioklasu (An_{35-44}) bývají postiženy sericitizací. Idiomorfní až hypidiomorfní pyroxen svým chemickým složením odpovídá Fe bohatému diopsidu až hedenbergitu ($Fe/(Fe+Mg) = 0.39 - 0.58$; $Na \sim 0.01$ apfu). Porfyroblasty grosulárem bohatého granátu (Grs_{84-88} Adr_{11-15} Sps_1 , obr. 4) vykazují anomální dvojlom a bývají obklopeny plagioklasem (obr. 3b). V grosuláru jsou běžné drobné inkluze diopsidu ($Fe/(Fe+Mg) = 0.32 - 0.36$; $Na \sim 0.04 - 0.06$ apfu). Klinozoisit (pistacitová komponenta kolem 8 mol. %) tvoří drobné inkluze uzavřené v granátu nebo pyroxenu. Běžnými akcesorickými minerály jsou titanit a apatit.

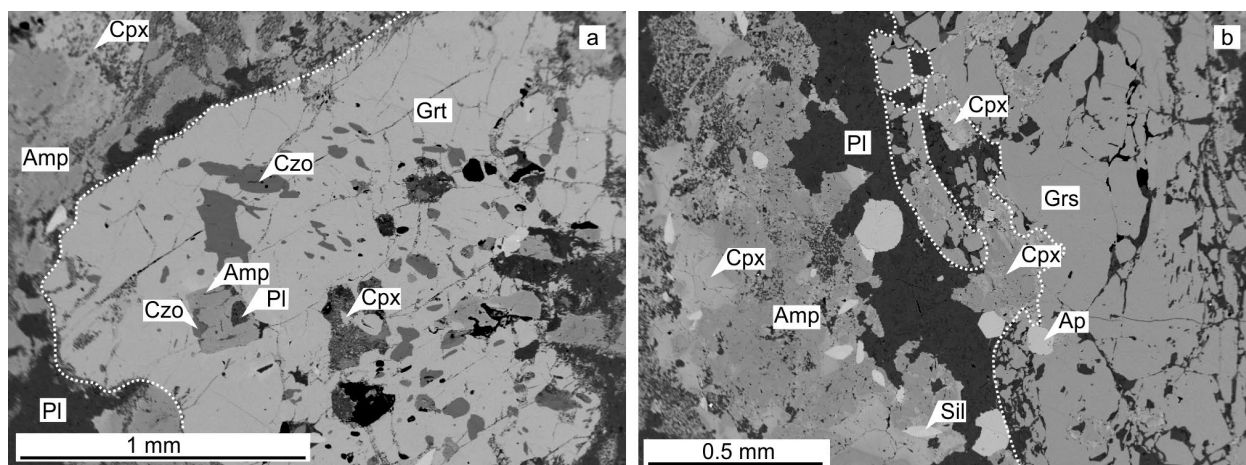
b) Metasedimenty tepelského krystalinika

Ve studované oblasti dominují biotitické až muskovit-biotitické pararuly, které často přecházejí do jemně zrnitých granát-biotitických pararul a mohou obsahovat polohy muskovit-biotitických svorů až svorových rul s granátem. Na kontaktech s metagranodiority mají charakter kontaktních rohvců (často s výraznými křemen-živcovými pásy, konformními s foliací).

Biotitické až muskovit-biotitické pararuly jsou středně



Obr. 2 Chemické složení vybraných minerálů z metamorfovaných a vyvřelých hornin: (a, b) klasifikační diagramy pro amfiboly (Leake et al. 1997); (c) klasifikační diagram pro Ca-Mg-Fe pyroxeny (Morimoto et al. 1988); (d) diagram tetraedrický hliník vs. X_{Fe} pro biotity.



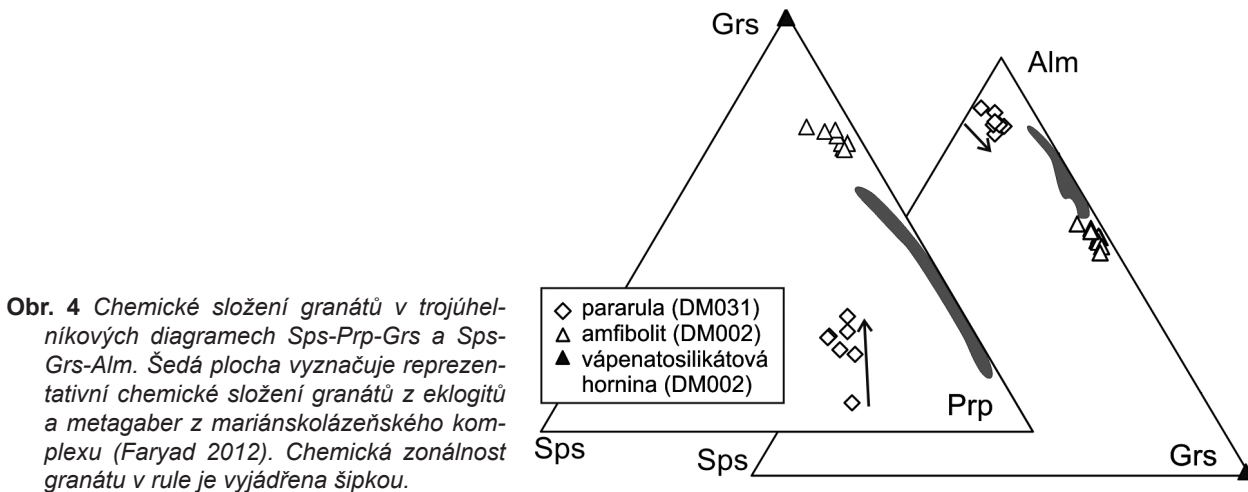
Obř. 3 Petrografická charakteristika hornin mariánskolázeňskému komplexu: (a) porfyroblast granátu s četnými inkluzemi v amfibolitu; (b) porfyroblast grosuláru v poloze vápenatosilikátových hornin uvnitř amfibolitu (Bochov, d. b. DM002). Bílá přerušovaná čára označuje okraj porfyroblastů granátu. BSE snímky P. Gadas.

Tabulka 1 Reprezentativní chemické složení granátu z amfibolitu (DM002) mariánskolázeňského komplexu a pararuly (DM031) tepelského krystalinika

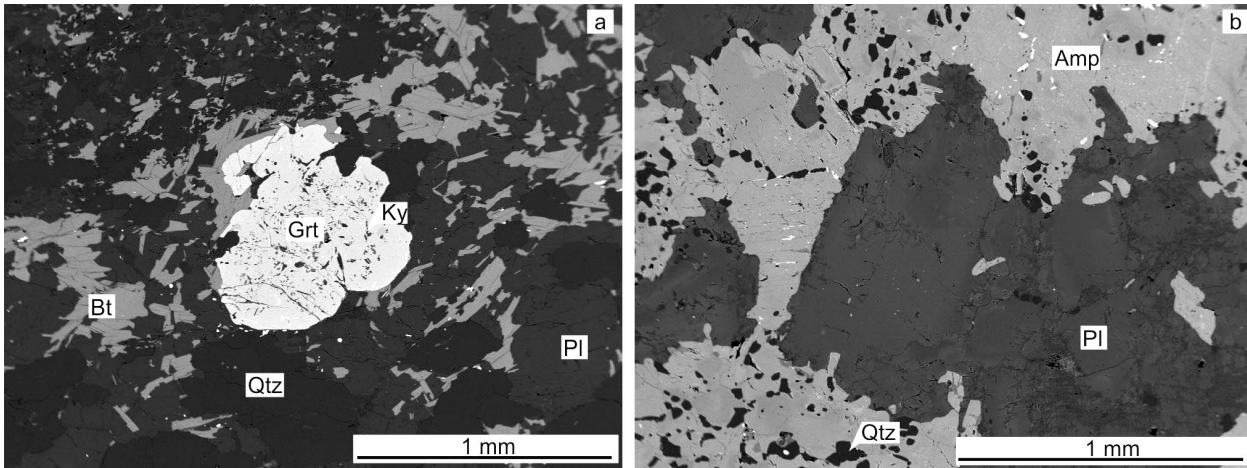
Číslo	2	4	7	8	12	13	15	16	19
Vzorek	DM002	DM002	DM002	DM002	DM002	DM031	DM031	DM031	DM031
SiO ₂	38.43	38.02	38.41	38.14	40.05	37.60	37.63	37.75	37.29
TiO ₂	0.16	0.27	0.18	0.21	0.03	0.01	0.00	0.02	0.06
Al ₂ O ₃	20.98	20.83	21.26	20.86	19.75	20.78	20.74	20.84	20.83
Cr ₂ O ₃	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
Fe ₂ O ₃ ^{calc}	0.67	1.46	0.00	1.29	3.74	0.00	0.00	0.00	0.19
FeO ^{calc}	22.47	22.19	22.65	20.57	1.18	33.33	31.57	33.24	32.80
MnO	0.70	0.96	0.95	1.42	0.25	2.99	3.94	3.78	3.43
MgO	3.50	3.27	3.08	2.83	0.07	3.44	3.50	3.83	3.02
CaO	12.98	12.87	13.21	14.47	36.30	1.67	2.40	0.66	2.25
Na ₂ O	0.02	0.05	0.02	0.06	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02
F	0.04	0.03	0.05	0.07	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00
Celkem	99.95	99.94	99.81	99.91	101.52	99.84	99.79	100.12	99.90
Si	3.003	2.981	3.008	2.987	3.009	3.023	3.021	3.027	3.004
Ti	0.009	0.016	0.010	0.012	0.001	0.000	0.000	0.001	0.003
Al	1.932	1.925	1.962	1.926	1.748	1.970	1.962	1.970	1.977
Fe ³⁺	0.039	0.086	0.000	0.076	0.211	0.000	0.000	0.000	0.011
Cr	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Mg	0.408	0.382	0.359	0.330	0.007	0.413	0.419	0.458	0.363
Fe ²⁺	1.468	1.455	1.483	1.348	0.074	2.242	2.120	2.230	2.209
Mn	0.046	0.064	0.063	0.094	0.016	0.204	0.268	0.257	0.234
Ca	1.087	1.081	1.108	1.214	2.923	0.144	0.206	0.057	0.194
Na	0.003	0.008	0.003	0.009	0.000	0.002	0.002	0.000	0.004
F	0.010	0.007	0.013	0.016	0.038	0.000	0.000	0.000	0.000
ΣKat.	7.996	7.998	7.997	7.996	7.990	7.998	7.999	8.000	7.999
Alm	48	49	48	45	0	74	70	74	73
Adr	2	4	0	4	11	0	0	0	1
Grs	35	32	38	37	88	5	7	2	6
Prp	14	13	12	11	0	14	14	15	12
Sps	2	2	2	3	1	7	9	9	8

až drobně zrnité horniny (obvyklá velikost zrna se pohybuje mezi 0.2 - 0.5 mm) s lepidogranoblastickou stavbou. Většinou jsou páskované, přičemž pásy tvoří polohy s různým obsahem křemene a biotitu. Polohy bohaté křemem bývají jemnozrné a masivní a mohou obsahovat

až 2 mm velké porfyroblasty křemene či plagioklasu. S přibýváním křemene přechází pararula do kvarcitické pararuly. Souhlasně se zvrášenou foliací jsou uloženy až několik cm mocné křemenné žilky a čočky. Zastoupení slíd v hornině se pohybuje mezi 1 - 15 mod. %. Hypidio-



Obr. 4 Chemické složení granátů v trojúhelníkových diagramech Sps-Prp-Grs a Sps-Grs-Alm. Šedá plocha vyznačuje reprezentativní chemické složení granátů z eklogitů a metagaber z mariánskolázeňského komplexu (Faryad 2012). Chemická zonálnost granátu v rule je vyjádřena šipkou.



Obr. 5 Petrografická charakteristika hornin tepelského krystalinika: (a) biotitická rula s granátem (Údrč, d. b. DM031). (b) inkluze křemene v amfibolu z amfibolického gabru (Údrč, d. b. DM052). BSE snímky P. Gadas.

morfní plagioklas (obr. 5a) obvykle nevykazuje zonálnost (An_{21-22}). Biotit (obr. 2d) tvoří drobné lupínky, s chemickým složením odpovídajícím annitu ($Fe/(Fe+Mg) = 0.51 - 0.54$; $^{IV}Al = 2.53 - 2.58$ apfu). Porfyroblasty granátu (obr. 5a) mají velikost 0.5 - 0.8 mm a někdy uzavírají drobné lištovité kyanity nebo ilmenity. Granát (tab. 1) vykazuje nevýraznou zonálnost, charakterizovanou hlavně vyššími obsahy almandinu ve středu a na okrajích (obr. 4). Rostoucí zastoupení almandinu je provázeno především poklesem grosulárové komponenty ($Alm_{70-74} Sps_{7-9} Prp_{12-15} Adr_{0-2} Grs_{2-8}$). Kyanit se vyskytuje jako inkluze v granátu nebo drobné lištovité krystaly o délce kolem 0.1 - 0.4 mm v základní hmotě. Vzácně se objevují drobná zrna hypidiomorfního staurolitu. Z akcesorických minerálů je nutné zmínit ilmenit, zirkon a apatit. U kontaktních rohovců byly zjištěny velmi jemné agregáty idioblastických zrn (jehliček) kyanitu, patrně v pseudomorfózách po cordieritu.

c) Metamorfované granitoidy a bazické horniny tepelského krystalinika

Metamorfované vyvřelé horniny kambro-ordovického stáří tvoří většinou ložní tělesa v metamorfovaném vulkanosedimentárním komplexu tepelského krystalinika. Kontakt s okolními horninami je ostrý, dominují středně zrnité biotitický až dvojslídny metagranit až metagranodiorit (v okolí obcí Herstošice a Kninice). U obce Údrč byla zjištěna drobná tělesa amfibolických metagaber až meta-

dioritů. Středně zrnité biotitický až dvojslídny metagranit až metagranodiorit tvoří protáhlá tělesa v okolí Údrče, orientovaná ve směru V - Z až ZJZ - VSV. Patří k severnímu okraji polomského masivu, který zahrnuje skupinu metamorfovaných intruzivních těles v okolí zaniklé obce Polom.

Tělesa jsou subparalelní s dominantní foliací v okolních pararulách. Okraje těles jsou makroskopicky zřetelně usměrněné, vnitřní části, a to i těch málo mocných, prakticky neusměrněné. Místa se objevují enklávy až 1 m velké, tvořené drobnozrnnou varietou metagranodioritu. Běžné jsou také biotitem bohaté smouhy a drobnozrnné mafické enklávy o velikosti až 50 cm. Při kontaktech jsou časté až několik metrů dlouhé xenolity kontaktně metamorfovaných pararul, konformně orientovaných s okolní foliací.

Metagranity až metagranodiority se skládají z xenomorfního křemene, který většinou nese známky deformace (undulózní zhášení, rekrystalizace na drobná subzrna). Draselný živec (Ab_{8-9}) tvoří xenomorfní až hypidiomorfní zrna a vzácně společně s plagioklasem také větší porfyroklasty. V některých vzorcích je draselný živec zastoupen v poměrně malém množství (8 - 20 mod. %). Hypautomorfní plagioklas je oscilačně zonální přičemž bazicita roste směrem do středu zrna (An_{12-33}). Tenké, někdy deformované lupínky biotitu bývají uspořádány souhlasně s foliací. Chemické složení biotitů leží v poli annitu

(Fe/(Fe+Mg) = 0.71 - 0.72; Al^{IV} = 2.41 - 2.45 apfu). Někdy se společně s biotitem vyskytuje také muskovit a to hlavně v horninách s vyšším obsahem draselného živce. V biotitu a plagioklasu se běžně vyskytují inkluze apatitu, zirkonu a vzácně také chalkopyritu. Drobnozrné mafické enklávy jsou bohaté biotitem a dále obsahují plagioklas a křemen.

Těleso amfibolického metagabra až metadoritu bylo zjištěno asi 1.5 km západně od obce Údrč jako součást tělesa metagranodioritu. Vzájemný kontakt není odkryt. Jedná se o středně zrnitou horninu šedé barvy místy slabě usměrněnou. Skládá se hlavně z hypidiomorfního amfibolu a plagioklasu. Amfibol (obr. 2a) tvoří samostatná zrna nebo zrnité agregáty a svým chemickým složením odpovídá magnesioblendě ($X_{Mg} = 0.63 - 0.74$; Si = 6.77 - 7.80 apfu; tab. 2) přičemž středy zrn jsou obvykle oproti okrajům obohaceny Mg. Na okrajích větších amfibolových zrn pozorujeme mladší sloupcovité krystaly magnesioblendy, který často obsahují drobná zrna křemene (obr. 4b). Inkluze křemene jsou také koncentrovány při okrajích větších amfibolových zrn (obr. 2a). Podél

štěpných trhlin a na kontaktu s plagioklasem jsou amfiboly zatlačovány sekundárními minerály a to hlavně chloritem a pumpellyitem-(Al). Plagioklas není zonální nebo vykazuje normální zonálnost (An_{50-58}). Běžně bývá podél trhlin a ve středech zrn postižen sekundárními přeměnami (sericitizace). Poměrně běžnými akcesorickými minerály jsou sloupcovitý apatit a destičkovitý ilmenit (MnO ~1.5 hm. %). Ilmenit je na okrajích lemován mladším titanitem.

Chemické složení studovaného amfibolitu

Mariánskolázeňský komplex je zastoupen jednou analýzou amfibolitu (DM002, tab. 3). Jedná se o petrograficky poměrně nehomogenní horninu, složenou z pásků s různým obsahem hlavních horninotvorných minerálů. Pro analýzu byl zvolen relativně homogenní vzorek s převahou amfibolu a plagioklasu a s malým množstvím granátu. Díky tomu má vzorek chemické složení, které se příliš neliší od běžných amfibolitů (například CaO = 11 hm. %). Obsahy SiO₂ (47 hm. %), Na₂O + K₂O (3.8 hm. %) a poměry Zr/Ti a Nb/Y jsou typické pro amfibolity

Tabulka 2 Reprezentativní chemické složení amfibolu a pyroxenu z amfibolitu (DM002) mariánskolázeňského komplexu a amfibolu z metagabra (DM052) tepelského krystalinika

minerál	amfibol							pyroxen				
	Číslo	29	43	45	46	3	4	7	25	27	44	48
Vzorek	DM002	DM002	DM002	DM002	DM052	DM052	DM052	DM052	DM002	DM002	DM002	DM002
SiO ₂	40.88	42.62	43.01	53.52	46.43	51.79	49.27	52.63	51.27	51.35	52.51	
TiO ₂	0.17	0.94	0.86	0.07	0.81	0.47	0.83	0.00	0	0.12	0.06	
Al ₂ O ₃	16.74	13.03	12.58	2.20	11.27	5.58	7.90	0.26	0.13	3.17	1.61	
Cr ₂ O ₃	0.02	0.01	0.01	0.01	0.05	0.07	0.05	0.00	0.00	0.01	0.02	
FeO ^{calc}	16.96	16.58	16.42	14.61	11.44	9.26	10.43	11.36	16.84	8.38	8.73	
Fe ₂ O ₃ ^{calc}	1.50	0.73	1.04	0.00	2.19	2.72	2.45	0.53	0.68	2.85	1.04	
MnO	0.07	0.22	0.23	0.31	0.27	0.22	0.25	0.19	0.43	0.31	0.23	
MgO	6.48	8.76	8.89	13.82	11.64	14.85	13.40	10.48	7.05	11.00	11.49	
CaO	11.66	12.09	11.99	12.68	12.05	12.10	12.10	25.17	24.31	22.62	24.15	
Na ₂ O	1.81	1.93	2.04	0.35	1.06	0.52	0.72	0.10	0.07	0.91	0.53	
K ₂ O	0.66	0.69	0.66	0.10	0.41	0.20	0.37	-	-	-	-	
H ₂ O*	1.99	2.01	2.01	2.07	2.07	2.11	2.09	-	-	-	-	
Cl	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	-	-	-	-	
F	0.08	0.08	0.13	0.07	0.09	0.10	0.10	-	-	-	-	
O=F,Cl	-0.04	-0.03	-0.05	-0.03	-0.04	-0.04	-0.04	-	-	-	-	
Celkem	99.00	99.65	99.81	99.78	99.76	99.95	99.91	100.66	100.70	100.44	100.25	
Si	6.195	6.416	6.468	7.795	6.770	7.408	7.117	1.990	1.990	1.920	1.967	
^{IV} Al	1.805	1.584	1.532	0.205	1.230	0.592	0.883	0.010	0.006	0.080	0.033	
^{VI} Al	1.184	0.729	0.697	0.172	0.706	0.348	0.462	0.002	0.000	0.059	0.038	
Ti	0.020	0.106	0.097	0.008	0.089	0.051	0.090	0.000	0.000	0.003	0.002	
Fe ³⁺	0.171	0.083	0.118	0.000	0.240	0.293	0.267	0.015	0.020	0.080	0.029	
Cr	0.002	0.001	0.001	0.001	0.006	0.008	0.006	0.000	0.000	0.000	0.001	
Fe ²⁺	2.149	2.088	2.065	1.780	1.395	1.107	1.259	0.359	0.547	0.262	0.273	
Mg	1.465	1.966	1.994	3.001	2.530	3.167	2.886	0.591	0.408	0.613	0.642	
Mn	0.009	0.028	0.029	0.039	0.034	0.026	0.030	0.006	0.014	0.010	0.007	
Ca	1.894	1.950	1.931	1.978	1.882	1.853	1.873	1.020	1.011	0.906	0.969	
Na	0.532	0.564	0.594	0.099	0.300	0.145	0.201	0.007	0.005	0.066	0.039	
K	0.127	0.132	0.127	0.018	0.077	0.036	0.067	-	-	-	-	
Cl	0.003	0.001	0.001	0.000	0.004	0.000	0.002	-	-	-	-	
F	0.038	0.038	0.060	0.034	0.041	0.047	0.046	-	-	-	-	
ΣKat.	15.552	15.646	15.652	15.095	15.259	15.035	15.141	4.000	4.000	4.000	4.000	

Tabulka 3 Chemické složení amfibolitu (DM002) mariánskolázeňského komplexu. Oxidy hlavních prvků. F a S jsou uvedeny v hmot. % a stopové prvky v ppm.

č.vzorku	DM002				
SiO ₂	46.73	As	2.81	U	0.47
TiO ₂	2.19	Ba	99.5	V	277.9
Al ₂ O ₃	15.095	Be	1.8	Zn	99.9
Fe ₂ O ₃	2.562	Bi	< 2	Zr	152.0
FeO	8.9	Co	51	Y	28.38
MgO	6.628	Cr	79.3	La	15.73
MnO	0.195	Cu	51.5	Ce	36.52
CaO	10.963	Hg	0.005	Pr	4.76
Na ₂ O	3.35	Nb	13.5	Nd	21.39
K ₂ O	0.49	Ni	57.21	Sm	5.44
P ₂ O ₅	0.263	Ni	55.66	Eu	1.76
F	0.057	Pb	1.52	Gd	4.70
CO ₂	0.035	Rb	7	Tb	0.83
S	0.092	Rb	6.24	Dy	5.32
H ₂ O ⁺	1.525	Ta	2.02	Ho	1.17
H ₂ O ⁻	0.07	Th	4.12	Er	2.73
Celkem	99.22	Sb	0.07	Tm	0.44
		Sc	37.5	Yb	2.54
		Sn	< 2.0	Lu	0.42
		Sr	356.72		

vzniklé metamorfózou tholeitických bazaltů (viz Le Bas et al. 1986; Pearce 1996). Crowley et al. (2002) vyčlenili v mariánskolázeňském komplexu tholeitické metabazity s nízkým a normálním obsahem TiO₂. Popisovaný amfibolit svým obsahem TiO₂ 2.2 hm. % náleží k druhé skupině. Křivka koncentrací REE normalizovaných chondritem (Boynton 1984) vykazuje nevýraznou europiovou anomálii (Eu/Eu* = 1.1) a mírně klesající trend od LREE k HREE (La_N/Yb_N = 4.2; obr. 6a). Obsahy řady stopových prvků jsou mírně zvýšené proti průměrnému složení E-MORB (obr. 6b, srovn. Sun, McDonough 1989). Především je patrná výrazná pozitivní Th anomálie. Průměrnému složení E-MORB se blíží obsahy HREE.

PT podmínky metamorfózy

Pro amfibolit z mariánskolázeňského komplexu byly pomocí programu THERMOCALC (Holland, Powell 1998; verze 3.3) vypočteny PT ze střední části porfyroblastu granátu (664 ± 41 °C a 10 ± 1 kbar). Pro tuto minerální asociaci (Amp + Cpx + Czo + Grt + Pl + Kfs) byly PT podmínky ověřeny geotermometry (amfibol-plagioklas, Holland, Blundy 1994; granát-amfibol, Ravna 2000a; granát-klinoptyroxen, Ravna 2000b) a tlaky vypočteny geobarometrem granát-plagioklas-křemen-klinoptyroxen (Eckert et al. 1991). Na základě těchto výpočtů byly pro vznik granátu vypočteny PT podmínky ~ 650 - 680 °C a 8 - 10 kbar (tab. 4). Minerální asociace, která koexistuje s okrajem porfyroblastu granátu (Amp + Grt + Pl ± Cpx ± Ttn), patrně není rovnovážná, jak naznačují symplektity kolem pyroxenu. Pro základní hmotu proto byly spočteny pouze teploty (627 - 687 °C, pro tlak 10 kbar) vzniku amfibol-plagioklasových symplektitů kolem pyroxenu (viz. tab. 4).

Pro studium PT podmínek metamorfózy tepelského krystalinika byla zvolena biotická pararula s granátem a kyanitem. Pro tento vzorek byly programem THERMOCALC (Holland, Powell 1998; verze 3.3) vypočteny PT podmínky růstu okrajové části porfyroblastu granátu 595 ± 115 °C a 7 ± 2 kbar. Tyto podmínky jsou podobné těm, které byly pro tuto horninu vypočteny granát-biotitovým geotermometrem (Bhattacharya et al. 1992) a GASP geobarometrem (Holdaway 2001) tedy 609 - 613 °C a 6.0 - 7.6 kbar. Teplota kolem 600 °C je tedy pravděpodobně blíže pravdě než hodnoty 654 - 677 °C vypočtené biotitovým geotermometrem založeným na obsahu Ti (Henry et al. 2005). Pro amfibolické metagabro byly vypočteny teploty rekrystalizace 664 - 678 °C (amfibol-plagioklasový geotermometr, Holland, Blundy 1994) při tlaku 7 kbar.

Diskuse

Srovnání metamorfních podmínek studovaných amfibolitů s horninami v jejich okolí

PT podmínky zjištěné pro centrální část porfyroblastu granátu ve studovaném amfibolitu (664 ± 41 °C a 10 ± 1 kbar; tab. 4) jsou srovnatelné s podmínkami uváděnými pro granátické amfibolity z této jednotky (680 - 780 °C a 7 - 11 kbar; Jelínek, Štědrá 1997).

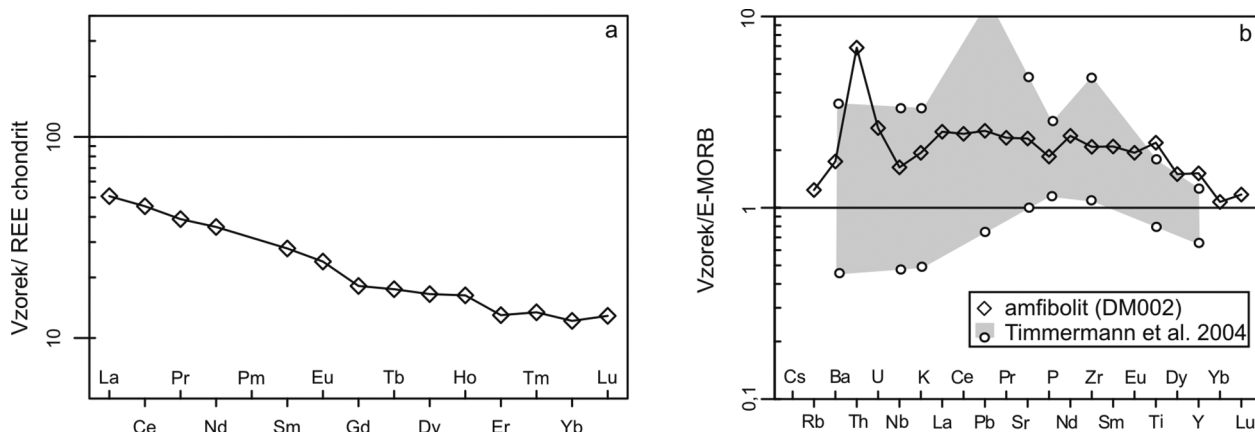
Eklogity mariánskolázeňského komplexu indikují podstatně vyšší tlaky, přičemž Faryad (2012) uvádí vrcholné PT podmínky metamorfózy kolem 640 °C a 27 - 28 kbar. Zmíněné tlaky jsou poněkud vyšší ve srovnání s PT podmínkami (640 - 715 °C a 17 - 20 kbar) které publikoval O'Brien (1992, 1997).

Ruly a metagabra sousedního tepelského krystalinika nebyly takto vysokými teplotami postiženy, což odpovídá dříve prokázanému tektonickému kontaktu (viz přehled Mičoch ed. 2014). PT podmínky vypočtené pro ruly tepelského krystalinika (595 ± 115 °C a 7 ± 2 kbar) se blíží hodnotám které Žáček (1999) vypočetl pro tepelské krystalinikum v oblasti jižně od obce Teplá (570 - 640 °C a 6.5 - 9.5 kbar).

Vznik a metamorfóza vápenatosilikátových hornin

Studovaný výchoz amfibolitů mariánskolázeňského komplexu je po petrografické stránce poměrně nehomogenní. Mineralogické rozdíly mezi jednotlivými pásy patrně odrážejí odlišný charakter protolitu. Nacházíme zde pásy amfibolitů složené hlavně z amfibolu, plagioklasu a granátu, které se střídají s pásy vápenatosilikátových hornin obsahujících plagioklas, grosulár, klinozoisit a pyroxen. Chemické složení studovaných amfibolitů odpovídá bazaltům oceánského dna. Obsahy CaO (11 hmot. %) jsou podobné jako v jiných metabazitech mariánskolázeňského komplexu (6 - 13 hmot. %; Schüssler et al. 1992). V okolí nebyly nalezeny žádné ultrabazické horniny, proto je málo pravděpodobné, že by vápenato-silikátové horniny vznikly metamorfózou rodingitů (např. Wang et al. 2012). Jednalo se spíše o metamorfované karbonátové výplně mezi polštářovými lávami nebo o karbonatizovaná hyaloklastika (např. Sobolev et al. 2006, Klemd et al. 1994).

Amfibolity obsahují granát (Alm₄₅₋₅₄ Grs₃₃₋₃₅ Prp₈₋₁₄ Sps₂₋₄ Adr₀₋₄), který vykazuje poněkud vyšší obsahy Grs a nižší obsahy Prp komponenty než granáty v eklogitech a metagabrech (Alm₃₉₋₅₆ Prp₁₅₋₄₀ Grs₁₈₋₂₆ Sps₁₋₃; Faryad 2012). Na druhou stranu se podobají některým granátům z amfibolitů publikovaných Štědrou (1994) (Alm₄₈₋₅₇ Grs₂₂₋₃₂ Prp₁₀₋₂₆ Sps₀₋₅). Granáty (Grs₈₄₋₈₈ Adr₁₁₋₁₅ Sps₁) zjiš-



Obr. 6 Chemické složení amfibolitu mariánskolázeňského komplexu (amfibolit DM002): (a) obsahy REE normalizované chondritem (Boynnton 1984); (b) vybrané stopové prvky normalizované obsahy prvků v N-MORB, Sun a McDonough 1989), šedé pole označuje rozsah chemického složení amfibolitů a eklogitů v mariánskolázeňském komplexu (černé kroužky omezují rozsahy analyzovaných prvků, Timmermann 2004).

Tabulka 4 Přehled PT podmínek metamorfózy vypočtených z minerálních asociací amfibolitu (DM002) mariánskolázeňského komplexu, ruly (DM031) a metagabro (DM052) tepelského krystalinika. V amfibolitu byly vypočteny podmínky pro střední část porfyroblastu granátu (I). PT podmínky byly vypočteny pomocí program THERMOCALC (Holland, Powell 1998; verze 3.3). Dále byla použita řada geotermometrů: $T(\text{Grt-Amp})$ = granát-amfibol (Ravna 2000a); $T(\text{Grt-Cpx})$ = granát-klinopyroxen (Ravna 2000b); $T(\text{Amp/Pl})$ = amfibol-plagioklas (Holland, Blundy 1994); $T(\text{Bt})$ = Ti v biotitu (Henry et al. 2005); $T(\text{Grt-Bt})$ = granát-biotit (Bhattacharya et al. 1992) a geobarometrů: $P(\text{Cpx-Pl-Grt-Qtz})$ = granát-plagioklas-křemen-klinopyroxen (Eckert et al 1991); $P(\text{GASP})$ = GASP (Holdaway 2001). * Zvolený tlak, pro který byla teplota vypočtena u ostatních termometrů, je vždy tlak vypočten nezávislým geobarometrem. ** Teplota vypočtena z plagioklasu a amfibolu v symplektitu kolem pyroxenu.

	I (střed granátu)			II (základní hmota)		
	T (°C)	P (kbar)	Corr.	T (°C)	P (kbar)	Corr.
Amfibolit (DM002)	Amp+Cpx+Czo+Grt+Pl+Kfs			Amp+Grt+Pl±Cpx±Ttn		
THERMOCALC	664 ± 41	10.4 ± 1.1	0.956	-	-	-
$T(\text{Grt-Amp})$	678	-	-	-	-	-
$T(\text{Grt-Cpx})/P(\text{Cpx-Pl-Grt-Qtz})$	664-676	8-10	-	-	-	-
$T(\text{Amp/Pl})$	650	10*	-	627-687**	10*	-
Rula (DM031)				Qtz+Pl+Bt+Grt+Sill		
THERMOCALC	-	-	-	595 ± 115	6.9 ± 2.1	0.882
$T(\text{Bt})$	-	-	-	654-677	-	-
$T(\text{Grt-Bt})/P(\text{GASP})$	-	-	-	609-613	6.0-7.6	-
Metagabro (DM052)				Pl+Amp+Qtz		
$T(\text{Amp/Pl})$	-	-	-	664-678	7*	-

těné ve světlých vápenatosilikátových polohách prozatím popsány z této jednotky nebyly. Tento granát vznikl na úkor železem chudého klinozoisitu ($\text{Fe}^{3+} = 2.2 \text{ apfu}$), který se zachoval pouze v podobě drobných inkluzí. V hornině nebyl nalezen kalcit, proto předpokládáme, že nebyl přítomen ani během vzniku grosuláru na úkor křemene a klinozoisitu (nebo zoisitu). Reakce $\text{Czo} (\text{Zo}) + \text{Qtz} = \text{Grs} + \text{An} + \text{H}_2\text{O}$ (Perkins et al. 1980) tedy pravděpodobně proběhla za relativně nízkého XCO_2 .

Závěr

Severní část mariánskolázeňského metaofiolitového komplexu je budována amfibolity (lokálně s granátem), které místy obsahují drobné polohy vápenatosilikátových hornin. Vápenatosilikátové horniny mají poměrně jednoduchou minerální asociaci složenou z granátu, klinopyroxenu

a plagioklasu. Chemické složení granátu v amfibolitech ($\text{Alm}_{45-54} \text{Grs}_{33-35} \text{Prp}_{8-14} \text{Sps}_{2-4} \text{Adr}_{0-4}$) je podobné granátu z amfibolitů z jiných částí této jednotky a liší se od chemického složení granátu z eklogitů. Granát z vápenatosilikátových hornin se blíží svým chemickým složením čistému grosuláru ($\text{Grs}_{84-88} \text{Adr}_{11-15} \text{Sps}_1$) a vznikl v důsledku reakce konzumující klinozoisit. Minerální asociace uvnitř granátu indikuje jeho vznik v podmínkách od ~660 °C a 10 kbar. Horniny sousedního tepelského krystalinika vykazují nižší stupeň metamorfózy (595 ± 115 °C a 7 ± 2 kbar), což potvrzuje, že dnešní kontakt obou jednotek je tektonický.

Poděkování

Autoři děkují J. Kotkové, S. Vránovi a anonymnímu recenzentovi za kritické pročetí rukopisu. Předložená práce vznikla za finanční podpory projektu ČGS 321180 (Základní geologické mapování v měřítku 1 : 25 000).

Literatura

- Beard B. L., Medaris L. G. jr., Johnson C. M., Jelínek E., Tonika J., Riciputi L. R. (1995) Geochronology and geochemistry of eclogites from the Mariánské Lázně Complex, Czech Republic : Implications for Variscan orogenesis. *Geol. Rundsch.* 84, 552-567.
- Bhattacharya A., Mohanty L., Maji A. Sen S. K., Raith M. (1992) Non-ideal mixing in the phlogopite-annite binary: constraints from experimental data on Mg-Fe partitioning and a reformulation of the biotite-garnet geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* 111, 87-93.
- Boynton W. V. (1984) Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. E. (ed.): Rare Earth Element Geochemistry. 63-114. Elsevier. Amsterdam.
- Crowley Q. G., Floyd P. A., Štědrá V., Winchester J. A., Kachlík V., Holland G. (2002) The Mariánské Lázně Complex, NW Bohemian Massif: development and destruction of an early Palaeozoic seaway. In: Winchester J. A., Pharaoh T. C., Vernieres J. (ed.): Palaeozoic Amalgamation of Central Europe. Geological Society, London. Special Publications 201, 177-195.
- Dörr W., Fiala J., Vejnar Z., Zulauf G. (1998) U-Pb zircon ages, geochemistry and structural development of metagranitoids of the Teplá Crystalline Complex - evidence for pervasive Cambrian plutonism within the Bohemian Massif (Czech Republic). *Geol. Rundsch.* 87, 135-149.
- Dörr W., Zulauf G., Fiala J., Franke W., Vejnar Z. (2002): Neoproterozoic to Early Cambrian history of an active plate margin in the Teplá-Barrandian unit - a correlation of U-Pb isotopic dilution-TIMS ages (Bohemia, Czech Republic). *Tectonophysics* 352, 65-85.
- Eckert J. O. J., 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. *Am. Mineral.* 76, 148-160.
- Faryad S.W. (2012) High-pressure polymetamorphic garnet growth in eclogites from the Mariánské Lázně Complex (Bohemian Massif). *Eur. J. Mineral.* 24, 483-497.
- Fiala F. (1958) Hlavní typy hornin v širším okolí Pramenů v Cisařském lese. *Geologické práce* 50, Bratislava, 3-70.
- Hajná J., Žák J., Kachlík V., Chadima M. (2010) Subduction-driven shortening and differential exhumation in a Cadomian accretionary wedge: The Teplá-Barrandian unit, Bohemian Massif. *Precambrian Research* 176, 27-45.
- Henry D. J., Guidotti C. V., Thomson J. A. (2005) The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotite: Implications for Geothermometry and Ti-substitution Mechanisms. *Am. Mineral.* 90, 316-328.
- Holdaway M. J. (1971) Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. *Amer. J. Sci.* 271, 97-131.
- Holdaway M. J. (2001) Recalibration of the GASP geobarometer in light of recent garnet and plagioclase activity models and versions of the garnet-biotite geothermometer. *Am. Mineral.* 86, 1117-1129.
- Holland T. J. B., Blundy J. D. (1994) Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.* 116, 433-447.
- Holland T. J. B., Powell R. (1998) An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *J. Met. Geol.* 16, 309-343.
- Holland, T.J.B., Powell R. (2006) Mineral activity-composition relations and petrological calculations involving cation equipartition in multisite minerals: A logical inconsistency. *J. Met. Geol.* 24, 851-861.
- Cháb J., Žáček V. (1994) Metamorphism of the Teplá Crystalline Complex. *KTB Report 94-3*, 33-37. Hannover.
- Janoušek V., Farrow C. M., Erban V. (2006) Interpretation of Whole-rock Geochemical Data in Igneous Geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCD-kit). *J. Petrol.* 47, 6, 1255-1259.
- Jelínek E. (1997) C.2.4. Isotope geochemistry and geochronology. - in Vrána S., Štědrá V.(eds): Geological model of Western Bohemia related to the KTB borehole in Germany. *Journ. Geol. Sci., Geology* 47, 68-70, Prague.
- Jelínek E., Štědrá V. (1997) Petrology and geochemistry of the Mariánské Lázně Complex. In: S. Vrána a V. Štědrá (eds): Geological model of Western Bohemia related to the KTB borehole in Germany. *Journ. Geol. Sci.* 47, 63-65, Prague.
- Kachlík, V. (1993) The evidence for late Variscan nappe thrusting of the Mariánské Lázně Complex over the Saxothuringian terrane (West Bohemia). *Journ. Czech Geol. Soc.* 38, 1-2, 43-58.
- Klemd R., Matthes S., Schussler U. (1994) Reaction textures and fluid behaviour in very high-pressure calc-silicate rocks of the Münchberger? gneiss complex, Bavaria, Germany. *J. Met. Geol.* 12, 735-745.
- Kettner R. (1913) O poměru svorů k fylitům a rulám na Žluticku. *Rozpr. Čes. Akad. Věd* 22, II, č. 43, Praha.
- Kettner R. (1917) Versuch einer stratigraphischen Einteilung des böhmischen Algonkiums. *Geol. Rdsch., B.* VIII, 5/8, 169-188. Leipzig.
- Kodym O. (1995) Geologická mapa ČR, list 11-24 Žlutice 1:50 000. MS, archiv ČGS. Praha.
- Le Bas M. J., Le Maitre R. W., Streckeisen A., Zanettin B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.* 27, 745-750.
- Leake B. E., Woolley A. R., Arps C. E. S., Birch W. D., Gilbert M. C., Grice J. D., Hawthorne F. C., Kato A., Kisch H. J., Krivovichev V. G., Linthout K., Laird J., Mandarino J., Maresch W. V., Nickel E. H., Rock N. M. S., Schumacher J. C., Smith D. C., Stephenson N. C. N., Ungaretti L., Whittaker E. J. W., Youzhi G. (1997) Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. *Am. Mineral.* 82, 9-10, 1019-1037.
- Linnemann U., Gemlich M., Tichomirowa M., Bushmenn B., Nasdala L., Jonas P., Lützner H., Bombach K. (2000) From Cadomian subduction to Early Paleozoic rifting: The evolution of Saxo-Thuringia at the margin of Gondwana in the light of single zircon geochronology and basin development (Central European Variscides, Germany). *Geological Society Special Publication*, 131-153.
- Matte P., Maluski H., Rajlich P., Franke W. (1990) Terrane boundaries in the Bohemian Massif: result of large-scale Variscan shearing. *Tectonophysics* 177, 151-170.
- Meschede M. (1986) A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.* 56, 207-218.

- Mísař Z., Dudek A., Havlena H., Weiss J. (1983) Geologie ČSSR I. Český masív. *Státní pedagogické nakladatelství, Praha*.
- Mlčoch B., Breiter K., Břízová E., Buriánek D., Godány J., Havlíček P., Hošek J., Hrazdára P., Knésl I., Janderková J., Kycl P., Martínek K., Rappich V., Sidorinová T., Šebesta J., Skácelová Z., Skácelová Z., Verner K. (2014) Vysvětlivky k základní geologické mapě České republiky 1 : 25000, list 11-241 Bochoř. *MS, archiv ČGS. 1-150*.
- Morimoto N., Fabries J., Ferguson A. K., Ginzburg I. V., Ross M., Seifert F. A., Zussman J., Aoki K., Gottardi G. (1988) Nomenclature of pyroxenes. *Am. Mineral.* 73, 9-10, 1123-1133.
- O'Brien P. J. (1992) The formation of sapphirine and orthopyroxene during overprinting of Mariánské Lázně Complex eclogites. *Zbl. Geol. Paläont.* 7/8, 827-836.
- O'Brien P. J. (1997) Garnet zoning and reaction textures in overprinted eclogites, Bohemian Massif, European Variscides: A record of their thermal history during exhumation. *Lithos* 41, 119-133.
- Pearce J. A. (1996) A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D. A. ed.: *Trace element geochemistry of volcanic rocks: Applications for massive sulphide exploration*. *Geol. Assoc. Canada. Short course notes* 12, 79-113.
- Perkins III, Dexter Westrum jr., Edgar F., Essene Eric J. (1980) The thermodynamic properties and phase relations of some minerals in the system CaO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *Geochim. Cosmochim. Acta* 44, 1, 61-84.
- Pouchou J. L., Pichoir F. (1985): PAP (Z) procedure for improved quantitative microanalysis. In: Armstrong J. T. (ed.): *Microbeam Anal.* 104-106. *San Francisco Press. San Francisco. California*.
- Ravna E. J. K. (2000a) Distribution of Fe²⁺ and Mg between coexisting garnet and hornblende in synthetic and natural systems: an empirical calibration of the garnet-hornblende Fe-Mg geothermometer. *Lithos* 53, 265-277.
- Ravna E. J. K. (2000b) The garnet-clinopyroxene Fe²⁺-Mg geothermometer: an updated calibration. *J. Met. Geol.* 18, 2, 211.
- Schumacher J. C. (1996) The estimation of the proportion of ferric iron in the electron-microprobe analysis of amphiboles. *Can. Mineral.* 34, 238-246.
- Skácelová Z., Mlčoch B. (2011) Magnetometrické měření v severní části mariánsko-lázeňského komplexu. *Zpr. geol. Výzk. v R.* 2010, 44, 267-270.
- Sobolev N. V., Schertl H. P., Neuser R. D. (2006) Composition and paragenesis of garnets from ultrahigh-pressure calc-silicate metamorphic rocks of the Kokchetav Massif (Northern Kazakhstan). *R. Geol. Geophys.* 47, 519-529.
- Sun S., McDonough W F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D., Norry, M. J. (ed.): *Magmatism in the Oceanic Basins*. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 42, 313-345.
- Schüssler U., Vejnar Z., Okrusch M., Rose D., Seidel E. (1992) Geochemistry of metabasites and gabbroic rocks from the Tepla-Domazlice zone. In: Kukul Z. (ed.): *Proceedings of the 1st International Conference on the Bohemian Massif 26.9.-3.10.1988 Prag*, 247-256.
- Štědrá V. (1994) Amphibolite facies metamorphism of the Mariánské Lázně Complex. *Journ. Czech Geol. Soc.* 39, 1, 111.
- Štědrá V., Kryza R., Kachlík V. (2002) Coronitic metagabbros of the Mariánské Lázně Complex and Teplá Crystalline Unit: inferences for the tectonometamorphic evolution of the western margin of the Teplá-Barrandian Unit, Bohemian Massif. In: Winchester J. A., Pharaoh T. C., Verniers J. (eds) *Palaeozoic Amalgamation of Central Europe*. *Geological Society, London, Special Publications* 201, 217-236.
- Timmermann H., Dörr W., Krenn E., Finger F., Zulauf G. (2006) Conventional and in situ geochronology of the Teplá Crystalline unit, Bohemian Massif: implications for the processes involving monazite formation. *Inter. J. Earth Sci.* 95, 629-647.
- Timmermann H., Štědrá V., Gerdes A., Noble S. R., Parrish R. R., Dörr W. (2004) The problem of dating high-pressure metamorphism: a U-Pb isotope and geochemical study on eclogites and related rocks of the Mariánské Lázně Complex, Czech Republic. *J. Petrol.* 45, 1311-1338.
- Tomek Č., Dvořáková V., Vrána S. (1997) In: Vrána S., Štědrá V. (eds): *Geological model of Western Bohemia related to the KTB borehole in Germany*. *J. Geol. Sci.* 47, 240.
- Wang X., Shi G. H., Qiu D. F., Wang J., Cui W. Y. (2012) Grossular-bearing jadeite omphacite rock in the Myanmar jadeite area: a kind of jadeitized rodingite?. *Eur. J. Mineral.* 24, 2, 237-246.
- Whitney D. L., Evans B. W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Am. Mineral.* 95, 1, 185-187.
- Zoubek V. (1948) Poznámky ke geologii českého masívu. *Sbor. Stát. geol. Úst. ČSR* 15, 339-398. *Praha*.
- Zulauf G. (2001) Structural style, deformation mechanisms and paleostress along an exposed crustal section: Constraints on the rheology of quartzofeldspathic rocks at supra- and infrastructural levels (Tepla Barrandian unit, Bohemian Massif). *Tectonophysics* 332, 211-237.
- Zulauf G., Dörr W., Fiala J., Vejnar Z. (1997) Late Cadomian crustal tilting and Cambrian transtension in the Teplá-Barrandian unit (Bohemian Massif, Central European Variscides). *Geol. Rundsch.* 86, 3, 571-584. *Springer Berlin*.
- Zulauf G., Schitter F., Riegler G., Finger F., Fiala J., Vejnar Z. (1999) Age constraints on the Cadomian evolution of the Teplá-Barrandian unit (Bohemian Massif) through electron microprobe dating of metamorphic monazite. *Z. Dtsch. Geol. Ges.* 150, 627-639.
- Žáček V. (1999) Kyanite Pseudomorphs after Andalusite from the Teplá Crystalline Complex - Evidence for Pre-Variscan Low- Pressure Metamorphism. *Geolines* 8, 76-77.
- Žáček V., Cháb J. (1993) Metamorphism in the Teplá Upland, Bohemian Massif, Czech Republic (Preliminary report). *Bull. Czech geol. Surv.* 68, 3, 33-37.
- Žáček V., Cháb J., Slabý J. (1993) Metamorfni vývoj krystalinika Tepelské plošiny. Dílčí závěrečná zpráva úkolu 2100. *MS, archiv ČGS. Praha*.