

Izotopy stroncia a neodymu v amfibolitech pestré skupiny moldanubika v okolí Chýnova

Strontium and neodymium isotopes in Moldanubian amphibolites from the surroundings of Chýnov (southern Bohemia)

VOJTEČH JANOUŠEK - KAREL VOKURKA - STANISLAV VRÁNA

(23-13 Tábor)

Amphibolites, Chýnov, Sr-Nd isotopes, Geochronology, Petrology, Whole-rock geochemistry, Petrogenesis, Moldanubian Unit, Varied Group, Bohemian Massif

Kombinované studium petrologie, geochemie (včetně minerální chemie) a Sr-Nd izotopického složení amfibolitů pestré série moldanubika poskytuje cenné informace o jejich stáří, genezi a paleotektonické pozici. Vybrány byly amfibolity chýnovské jednotky, protože byly ušetřeny pozdějšího výraznějšího přepracování (deformace, migmatitizace a kontaktní metamorfózy při okrajích granitoidních těles) a tak stále zachovávají relativně staré stavby (až DJ?). Navíc sekvence pestré série v této oblasti, studované v detailu např. Sukem et al. (1977), zahrnuje krystallické vápence (dolomity), kvarcity a grafické horniny, které umožňují lithostratigrafické korelace.

Studované amfibolity se vyznačují zřetelnými planárními a většinou i lineárními texturami. Jsou rovnomořně zrnité, a jejich modální složení je dominováno zonálním plagioklasem a obecným amfibolem (edenitickým hornblendem, méně pak edenitem a magnesio-hastingsitovým hornblendem). Ve dvou vzorcích se vyskytuje klinopyroxen. Všechny amfibolity jsou prosté mineralogické relikty původních magmatických hornin a mineralogických asociací odlišných metamorfních facií; zdá se tedy, že vznikly pouhou prográdní metamorfózou rekrytalizací vulkanitů v podmírkách amfibolitové facie.

Analýzy hlavních, vedlejších a stopových prvků ukazují na heterogenitu studovaného souboru. Vzorky z chýnovského lomu odpovídají obsahem Na_2O a K_2O alkalickým bazaltům, zbývající vzorky jsou subalkalické (tholeiitické). Výraznou heterogenitu potvrzuje i $\text{mg}^{\#}$ ($\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO}^*)$ v mol. %), distribuce REE a $T_{\text{DM}}^{\text{Nd}}$ modelová stáří. Lze rozèznat čtyři základní skupiny (DM parametry podle Liew - Hofmann 1988):

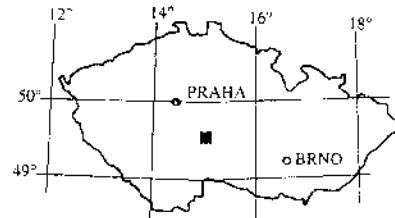
(A) $\text{mg}^{\#} \sim 0,49$, pískré vzory s výrazným nabohacením LREE ($(\text{Ce}/\text{Yb})_N \sim 8$), velkým celkovým obsahem ($\Sigma\text{REE} \sim 180$) a proterozoickým Nd modelovým stářím ($T_{\text{DM}}^{\text{Nd}} = 0,83$ Ga) (2 vzorky – Chýnov);

(B) $\text{mg}^{\#} \sim 0,40-0,42$, ploché REE vzory ($(\text{Ce}/\text{Yb})_N \sim 2$) s vysokou ΣREE (~ 130–145) a paleozoickými modelovými stářími ($T_{\text{DM}}^{\text{Nd}} = 0,43-0,50$ Ga) (2 vzorky – Chýnov);

(C) $\text{mg}^{\#} \sim 0,51-0,57$, ploché REE vzory ($(\text{Ce}/\text{Yb})_N \sim 1-2$) s nízkou ΣREE (~ 60–75) a variabilními modelovými stářími ($T_{\text{DM}}^{\text{Nd}} = 0,49, 1,47$ Ga) (Obrataň, Kladrubská hora);

(D) $\text{mg}^{\#} \sim 0,66$, ploché vzory a nízká ΣREE ; $T_{\text{DM}}^{\text{Nd}} = 0,63$ Ga (Šimpach).

Neodymová modelová stáří v rozsahu 0,6–0,4 Ga (pro skupiny B–D) ukazují na ochuzený plášťový zdroj původních bazaltů a lze je interpretovat jako maximální stáří intruze. Tyto čtyři amfibolity definují izochronu, která, pokud má přímý geologický význam (tj. horniny jsou stejně staré, málo ovlivněny kontaminací a pocházejí ze stejného



zdroje), by ukazovala na kambro-ordovické stáří (509 ± 27 Ma; 2σ).

Za předpokladu podobného stáří protolitu (~500 Ma) všech studovaných amfibolitů lze spočítat hodnoty $\text{Nd}_{\text{SM}}^{87}$. Ty jsou vesměs kladné, odpovídající plášťovým taveninám, avšak jejich rozpětí je velké (1,3–9,1). Nejprimitivnější je vzorek ze Šimpachu, nejfrakcionovanější pak chýnovské amfibolity s příkrými vzory REE a vzorek z Kladrubské hory. Iniciální poměry $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{500}$ spadají do intervalu 0,7044–0,7083; nejvyšší hodnota (0,7083) je opět pro vzorek z Kladrubské hory, a vysoký je i poměr vzorku ze Šimpachu (0,7073).

Značnou variabilitu REE a Sr-Nd izotopického složení vzorků z Chýnova lze vysvětlit:

(1) vznikem zhruba současně ze dvou různých plášťových zdrojů; oba vzorky s příkrými REE vzory by pak pocházely z výrazně méně ochuzeného plášťového rezervoáru;

(2) kontaminací materiálem bohatým MgO , CaO , REE, Sr, a s krustálními charakteristikami Sr a Nd izotopů. Nebyly to běžné moldanubické pararuly (mají nízké MgO , CaO , ΣREE), ani čisté karbonáty či mořská voda (nízká ΣREE); mohlo však jít o CO_2 bohatá fluida, která mají obecně schopnost remobilizace REE a mohla získat svoje (krustální) izotopické charakteristiky interakcí s asociovanými karbonátovými horninami. Není vyloučeno, že k tomu mohlo dojít již za rané diageneze v salinném prostředí;

(3) proterozoickým stářím obou vzorků s příkrými REE vzory.

Poměrně vysoký a variabilní stupeň oxidace Fe ukazuje, že alespoň část amfibolitů představuje původně povrchové (nebo subakovatice) vulkanity. Je možné, že byly alterovány na dně (šelfového?) moře, což podporuje výskyt silně oxidické asociace Ti-andradit-epidot-magnetit v karbonát-metabazitových horninách a zejména Mn-bohatých granátických rul při okraji amfibolitové polohy v chýnovském lomu (Vrána 1992).

Co se týče ostatních amfibolitů, vzorky relativně bohaté Mg (Šimpach, Obrataň) se vyznačují nízkým stupněm oxidace Fe. Sr-Nd izotopické složení obrataňského vzorku bylo pravděpodobně málo ovlivněno krustální kontaminací, na rozdíl od vzorku z Kladrubské hory. Primitivní Nd a radiogenní Sr izotopický poměr vzorku ze Šimpachu, asociovaného s tělesy metapyroxenitu, ukazuje na kontaminaci materiálem odlišného charakteru (s vysokou koncen-

trací poměrně radiogenního Sr a nízkým obsahem Nd s primitivním izotopickým složením), ale ostatní geochemické charakteristiky (vysoké mg#, Ni a Cr, primitivní Nd izotopické složení) odpovídají málo modifikovaným plášťovým taveninám.

Výzkum amfibolitů z širšího okolí Chýnova ukazuje na značnou variabilitu jejich chemického (včetně Sr-Nd izotopického) složení, způsobenou pravděpodobně rozdílným stupněm kontaminace krustálním materiélem. Navíc poskytuje i nové indikace spodně paleozoického stáří této části pestré série moldanubika.

Literatura

- Licw, T. C. - Hofmann, A. W. (1988): Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: Indications from a Nd and Sr isotopic study. – Contr. Mineral. Petrology, 9–138.
 Suk, M. - Šalanský, K. - Zíma, J. (1977): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1:25 000, 23-134 Černovice. – Čes. geol. úst. Praha.
 Vrána, S. (1992): The Moldanubian Zone in Southern Bohemia: Polyphase evolution of imbricated crustal and upper mantle segments. In: Z. Kukal (ed.): Proceedings of the 1st International Conference on the Bohemian Massif. – Čes. geol. úst. 331–336. Praha.

Ceský geologický ústav, Klárov 3/131, 118 21 Praha 1

Kontaktní horniny pláště leskovského masivu a jejich význam pro rekonstrukci tektometamorfního vývoje tepelsko-barrandienské oblasti

Contact-metamorphic rocks from the mantle of the Leskov Pluton and their significance for reconstruction of the tectono-metamorphic development of the Teplá-Barrandian area

VÁCLAV KACHLÍK

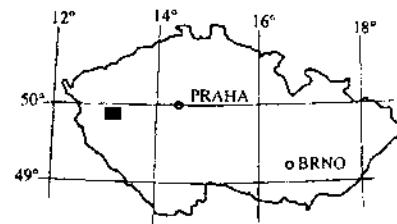
(11-41 Mariánské Lázně, 11-43 Planá u Mariánských Lázní)
Teplo-Barrandian area, Contact metamorphism, Variscan regional metamorphism, Leskov Pluton,

Leskovský masiv je sv.-jz. směrem protažené, příčnými zlomy segmentované těleso monzogranitového až granodioritového složení vystupující v prostoru mezi Pavlovicemi v údolí řeky Mže a Domaslaví v údolí potoka Hadovka sv. od Leskova. Intrudovalo v kambru (513 Ma – Dörr et al. v tisku) v transtenzním režimu do střížné zóny SV-JZ směru. V dnešním erozním řezu vystupuje v prostoru mezi biotitovou až téměř kyanitovou zónou (Cháb - Záček 1994). Pozdější heterogenní deformace, doprovázená rekrystalizací způsobila, že zejména při okrajích tělesa získávají horniny plutonu habitus S-C ortorul.

V prostoru mezi Planou u Mariánských Lázní a soutokem Mže a Hamerského potoka jsou granitoidy leskovského masivu těsně prostorově spjaty s tělesy metamorfovaných bazických hornin (olivinicko-pyroxenických metagaber, amfibolických metagaber a křemenných dioritů). Slabě metamorfovaná bazická intruziva tvoří drobná tělesa protažená sz.-jv. směrem ve směru mariánsko-lázeňského zlomu. Četné apofýzy těchto bazik pronikají i do samotného leskovského masivu. Rozsáhlá kontaktní aureola svědčí o větším podpovrchovém rozsahu bazických těles.

Plášť leskovského masivu tvoří různé typy svrchnoprotérozoických břidlic, písčitých břidlic a drob, méně časté jsou polohy tufů a tufitů. Severně od Domaslavi byly na kontaktu zjištěny i trachyandezitové a andezitové vulkanity. Horniny pláště jsou přeměněny na různé typy kontaktních hornin od plodových břidlic až po masivní pyroxenické rohovce. Kontaktní aureola dosahuje šířky desítek až prvních stovek metrů.

Intenzita kontaktní přeměny stoupá od SV k JZ. Na základě minerálních paragenese kontaktních hornin lze



v plášti masivu rozlišit tři úseky, lišící se vzájemně stupněm kontaktní přeměny.

V severovýchodním úseku mezi Hadovkou a j. okolím Svháu, tvoří kontaktní dvůr především slabě metamorfované muskoviticko-biotitické plodové břidlice s dobře zachovanými primárními znaky sedimentů i hornin vulkanogenní provenience. Typická kontaktní minerální asociace se skládá z křemene, muskovitu, biotitu a albitu.

Ve střední části mezi údolím Kosového potoka a obcí Boudy, kde je těleso leskovské žuly silně tektonicky redukováno a deformováno, tvoří plášť masivu biotitické, muskoviticko-biotitické a biotiticko-granátické rohovce.

Nejintenzivnější kontaktní přeměnu se vyznačuje j. okraj tělesa v prostoru mezi Planou u Mariánských Lázní a Vysokým Sedlištěm. Nejběžnější kontaktní minerální asociaci rohovců je granát (Alm 77, Py 20, Spes 1, Grs 2) cordierit (alterován, pseudomorfosován), biotit, oligoklas (An₁₅₋₂₅), křemen, draselný živec a ilmenit v blízkosti gabber až křemen, plagioklas, granát, ortopyroxen, cordierit a draselný živec, což dokládá, že teploty během kontaktní metamorfózy přesáhly 800 °C, při tlacích do 5 kb, vzhledem k nepřítomnosti sillimanitu se však pohybovaly v oblasti kolem 3 kb.

Nově určené stáří intruze leskovského masivu a následného variského přepracování hornin tepelského krystalinika v podmírkách amfibolitové facie, které je indikováno v širším okolí (380–360 Ma – Kreuzer et al. 1992, Dallmeyer - Urban 1994, Glodny 1995), umožňuje v kombi-