

## HEMATIT-MAGNETITOVÉ ZRUDNĚNÍ V POLIČSKÉM KRYSTALINIKU

The Hematite-magnetite mineralization in Polička Crystalline Complex

David Buriánek

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

(14-33 Polička, 24-11 Nové Město na Moravě)

**Key words:** Polička Crystalline Complex, magnetite-hematite mineralizations, amphibolites, metamorphism, mineral chemistry, whole-rock geochemistry

### Abstract

Small hematite-magnetite ore occurrences are situated in the northwest part of the Polička Crystalline Complex. The layers and lenses finely bedded quartz-magnetite-hematite ( $\pm$  Grt, Ep, Amp) mineralization, up to several meters thick are spatially and genetically bounded to the amphibolites with MORB geochemical signatures. Studied deposits precipitate from submarine exhalations are metamorphosed in amphibolite facie under  $T$  566-619 °C and  $P$  5-6 kbar. During a second metamorphic event under greenschist facie were magnetite partially replaced by hematite (martitized).

### Geologická situace

Poličské krystalinikum je vulkano-sedimentární komplex metamorfovaný během variské orogeneze převážně v amfibolitové facii, který je prorážen mladšími variskými plutonickými horninami (Buriánek et al. 2003). Na základě litologie můžeme tuto geologickou jednotku rozčlenit na tři rozdílná pásma (Melichar 1995). Na jihozápadě při kontaktu se svrateckým krystalinikem je spodní pásmo tvořené perlovými a migmatitizovanými rulami, amfibolity, mramory a leukokratickými ortorulami. Na jihovýchodním okraji této zóny vystupuje granulitové těleso u Víru. Střední pásmo tvoří drobnozrnné biotitické pararuly s složkami muskovit-biotitických rul se sillimanitem, svorů, metakonglomerátů a proniky metatonalitů. Svrchní patro v okolí Stašova má charakter svorů, kvarcitů a grafitických hornin.

Poličské krystalinikum je na rozdíl od sousedního svrateckého krystalinika poměrně chudé na výskyty zrudnění. Většina zjištěných mineralizací má spíše mineralogický charakter a nachází se poblíž kontaktu poličského krystalinika se svrateckým krystalinikem. Litologicky se jedná o horniny tzv. spodního pásma. V této jednotce je popsáno zejména uranové zrudnění, které bylo studováno v letech 1984 až 1985 a dokonce ověřováno kutacími rýhami, šachticemi a vrty. Tato mineralizace je vázána na dislokační pásma sz. směru, při styku svrateckého a poličského krystalinika. Jednalo se o výskyty uranových slíd, vázaných na tektonicky výrazně porušené křemenné žíly a na grafitické, často limonitizované horniny (Veselý 1986). V mramorech v okolí Sedlišť byl popsán drobný výskyt polymetalického zrudnění (Slobodník – Hladíková 1994). Mramory a vápenatosilikátové horniny obsahují drobné polohy a čocky se sulfidy (sfalerit, galenit, chalkopyrit, pyrotin, markazit, pyrit) a barytem. Typickým akcesorickým minerálem pro celý pruh trhonických mramorů, relativně bohatých Zn a Mn, je také gahnit ( $ZnAl_2O_4$ ). Novák et al. (1997) na základě specifického chemického složení

a přítomnosti gahnitu srovnávají trhonické mramory s podobnými mramory staroměstského krystalinika. Ze všech rudních výskytů v poličském krystaliniku byly hornicky těženy jediné železné rudy u obce Telecí. V roce 1870 se tu těžila železná ruda pro vysokou pec v Polničce. Znovu bylo toto ložisko studováno v letech 1944 a 1950–1951 (Tuček 1970).

### Metodika

Analýzy minerálů byly provedeny na elektronové mikrosondě Cameca SX100 v Brně (Laboratoř elektronové mikroskopie a mikroanalýzy, Společné pracoviště Ústavu geologických věd PřF MU a České geologické služby) ve vlnové disperzním módu. Analýzy minerálů byly provedeny při urychlovacím napětí 15 kV, proudu svazku 10 nA (amfibol, živce, slídy) a 20 nA (granáty), Použité standardy: Si, Al – sanidin, Mg – olivín, Fe – almandin, Ca – andradit, Mn – rhodonit, Ti – Ti-hornblend, Cr – chromit, Na – albit, K – ortoklas, P – apatit, F – topaz, Cl – vanadinit, Zn – gahnit, V – vanadinit, Cu – Cu, Y – YAG. Hlavní prvky byly načítány na 10-20 s. Obsahy prvků byly přepočteny PAP korekcí (Pouchou a Pichoir 1985). Slídy byly přepočteny na 12 anionů, veškeré Fe bylo uvažováno jako  $Fe^{2+}$  a obsah vody byl doložen  $OH+F+Cl=2$ . Granáty byl přepočteny na 12 O,  $Fe^{2+}$  a  $Fe^{3+}$  byly rozpočteny podle stechiometrie ( $Si+B$ -pozice = 5). Při vyhodnocení bylo pro amfiboly užito platné klasifikace Leake et. al. (1997) a trojmočné železo bylo počítáno metodou 13 eCNK (Schumacher 1996). Zkratky minerálů byly použity podle Kretze (1983). Při výpočtech PT podmínek metamorfózy pro minerální asociace studovaných hornin byl použit program THERMOCALC 2.7. Aktivitní koeficienty byly vypočteny programem AX (Holland – Powell 1998). Chemické analýzy hornin byly provedeny v laboratořích Acme Analytic Laboratories Ltd. ve Vancouveru v Kanadě metodou ISP-ES a ICP-MS. Horninové analýzy byly vyhodnoceny pomocí programu GCDkit (Janoušek et al. 2006).

### Rozsah hematit-magnetitového zrudnění

Hematit-magnetitové rudy jsou prostorově svázány s pruhy amfibolitů, které vystupují podél kontaktu poličského krystalinika se svrateckým. Pruhy amfibolitů na geologické mapě probíhají podél celého jv. okraje poličského krystalinika. Na severozápadě začínají u Proseče a pokračují až k Borovnici, kde se dělí na dvě větve, z nichž jedna dále kopíruje okraj krystalinika a na jihovýchodě končí u Víru. Druhá větev jde středem krystalinika k obci Nyklovice.

Prozatím byly zjištěny dva povrchové výskyty těchto rud v severní a střední části poličského krystalinika. První lokalita zrudnění leží východně od Proseče na severním svahu Farského kopce, asi 500 m severně od opuštěného lomu v amfibolitech. Druhý významnější výskyt leží asi 830 m ssv. od kostela sv. Maří Magdaleny v severní části obce Telecí.

Tyto dva povrchové výskyty hematit-magnetitového zrudnění ale nemusí představovat maximální rozsah studované mineralizace jak dokládají výsledky aeromagnetometrie. Amfibolity obsahují běžně akcesorický magnetit a díky tomu mohou být touto metodou dobře sledovatelné. Na kontaktu svrateckého a poličského krystalinika je situována zóna drobných kladných magnetických anomálií v sz.-jv. směru odpovídající právě pruhům zmíněných amfibolitů. Severovýchodně od obce Telecí vytváří výskyty magnetitových rud poněkud výraznější kladnou anomálii pokračující k Luckému vrchu a k obci Korouhev (Buriánek et al. 2006).

### Petrografie

Amfibolity jsou horniny drobnozrnné, až středně zrnité. Mají granonematoblastickou strukturu a místy obsahují větší porfyroblasty plagioklasu nebo pyroxenu. Na severozápadě jsou výrazně plošně paralelní, zatímco na jihovýchodě u Nyklovic převládají masivní typy. Někdy se vyskytují páskované amfibolity, v nichž se střídají až několik mm mocné pásy složené převážně z amfibolu a pásy s převahou světlých minerálů. Mezi Prosečí a Svato Kateřinou tvoří amfibolity tenký pruh směru SSZ–JJZ v granitech na hranici tonalitů a rul nebo mezi svorovými rulami a perlovými rulami (Hanžl et al. 2005). Jemně až středně zrnitý páskovaný amfibolit tvoří ve střední části

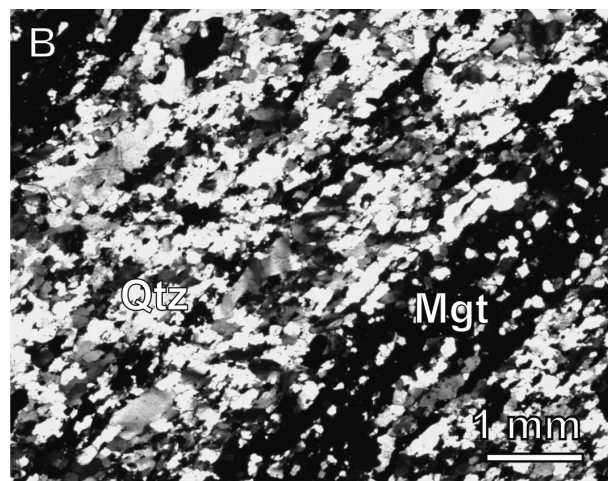
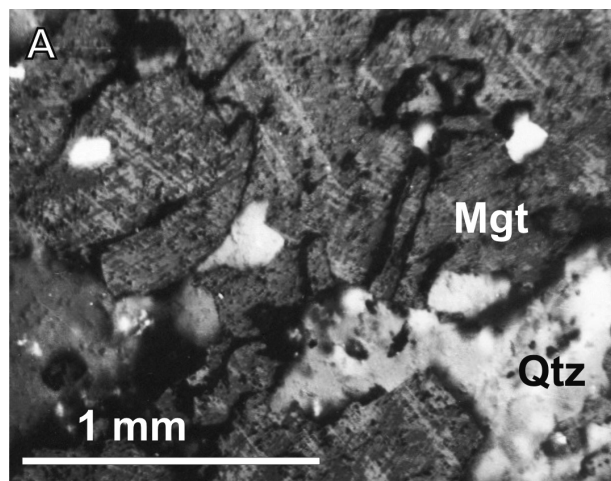
krystalinika několik pruhů. Nejvýraznější pruh se táhne především od obce Telecí přes Borovnici až k obci Nedvězí a pokračuje dále na jv. Velmi často jsou amfibolity obklopeny perlovými rulami a dvojslídny rulami. Někdy amfibolity proráží žilky mladších biotitických granitů. Vrtný průzkum v okolí Lačnova prokázal, že amfibolitové pruhy mají často mocnost jen několik desítek metrů a že hlavní pruhy jsou někdy provázeny drobnějšími, často jen několik metrů mocnými polohami amfibolitů (Zrůstek 1963).

V jižní části poličského krystalinika magnetitové rudy nalezeny nebyly, avšak u obce Nyklovice se vzácně vyskytují polohy granátických amfibolitů. Tyto horniny mají minerální asociaci podobnou některým metamorfovaným Ferudám (např. Mücke 2003). Převažuje v nich amfibol cum-mingtonit-gruneritové řady ( $Fe/(Fe+Mg) = 0,50-0,55$ ;  $Si = 7,57-8,00$  apfu). Pouze v malém množství je přítomen amfibol tschermakit-ferotschermakitové řady ( $Fe/(Fe+Mg) = 0,44-0,62$ ;  $Si = 5,74-6,53$  apfu). Granát (tab. 1) tvoří až 1,5 cm velké porfyroblasty ( $Grs_{5-12} Alm_{68-71} Sps_{4-7} Prp_{13-15} Adr_{0-5}$ ). V hornině je přítomen hypautomorfní plagioklas ( $An_{23-24}$ ) o velikosti 0,2 až 0,8 mm. Křemen je poměrně vzácný.

### Proseč

Podle plošného rozšíření úlomků v ornici má výskyt zrudnění u městečka Proseč jen nepatrný rozsah (maximálně několik m mocná poloha nebo čočka). Jemnozrnné až drobnozrnné křemen-magnetitové rudy jsou složeny z pásků o mocnosti 0,2 až 1 mm. Ve světlých polohách je magnetit zastoupen jen podružně a hlavní složkou je xenomorfní křemen. Tmavé polohy se skládají ze zrn magnetitu o velikosti 0,1 až 0,7 mm. Na některých vzorcích podléhá magnetit částečné, nebo úplné martitizaci. Během této přeměny vznikají v magnetitu lamely hematitu orientované souhlasně s plochami oktaedru (obr. 1A). Martitizace je vázána hlavně na jemnozrnnější partie s výrazněji protaženými pásy magnetitu. Tento proces tedy postihuje hlavně partie, které nesou známky výraznější deformace.

Zrudnění je prostorově svázáno s tmavě šedozeleňými, masivními, často jemně páskovanými amfibolity. Střídají se pásy složené převážně z plagioklasu a křemene



Obr. 1: Magnetit (Mgt) postížený martitizací v křemeni (Qtz) z lokality Proseč (A) a páskovaná křemen-magnetitová ruda z lokality Telecí (B).  
Fig. 1: Magnetite (Mgt) affected by martitization in quartz (Qtz) from locality Proseč (A) and banded quartz magnetite ore from locality Telecí (B).

	1	1	2	2
SiO <sub>2</sub>	35,55	35,59	37,01	36,85
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,38	0,02	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,24	2,68	20,44	20,62
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,51	22,24	1,11	1,43
FeO	6,84	6,84	31,26	31,43
MnO	0,70	1,23	2,88	2,91
MgO	0,00	0,00	3,53	3,68
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,43	0,30
CaO	31,74	31,61	2,97	3,21
<b>Total</b>	<b>99,58</b>	<b>100,57</b>	<b>99,65</b>	<b>100,48</b>
Si	3,030	3,003	2,979	2,949
Ti	0,000	0,000	0,001	0,003
T site	3,030	3,003	2,980	2,951
Al	0,225	0,267	1,939	1,944
Fe <sup>3+</sup>	1,444	1,412	0,067	0,086
Ti	0,000	0,024	0,000	0,000
B site	1,669	1,703	2,006	2,031
Fe <sup>2+</sup>	0,487	0,482	2,104	2,104
Mn	0,051	0,088	0,196	0,197
Mg	0,000	0,000	0,424	0,439
Ca	2,898	2,858	0,256	0,275
Na	0,000	0,000	0,103	0,072
A site	3,436	3,428	3,082	3,087
Alm	0	0	71	69
Adr	87	84	3	4
Grs	11	12	5	5
Prp	0	0	14	15
Sps	2	3	7	7

Tab. 1: Chemické složení granátů z lokalit: 1 Telecí (Fe-ruda), 2 Nyklovice (amfibolit).

Tab. 1: Chemical composition of garnet from localities: 1 Telecí (Fe-ore), 2 Nyklovice (amphibolite).

a pásky s převahou amfibolu nad plagioklasem. V malém množství je zastoupen křemen, magnetit a titanit. Někdy se v hornině vyskytují izolované lupínky biotitu. Tento minerál také vzniká na mladších střížných zónách v amfibolitu. U Proseče se setkáváme s amfibolitem tvořeným střídajícími se pásky původního amfibolitu s pásky složenými převážně z biotitu ( $Fe/(Fe+Mg) = 0,44-0,45$ ,  $Al^{IV} = 2,36-2,42$  apfu). Plagioklasy vzácně tvoří větší automorfní porfyroblasty. Většinou se vyskytují jako drobná hypautomorfní zrna v základní hmotě. Bazicitu plagioklasů kolísá v rozmezí  $An_{17-29}$ . Plagioklasy jsou jen slabě zakalené, nebo jen slabě sericitizované. Amfi-

bol tvoří hypautomorfní sloupce o délce 0,5 až 1,5 mm. Množství amfibolu dosahuje 35 až 68 % objemu horniny. Svým chemickým složením amfiboly v klasifikaci Leakeho et al. (1997) odpovídají (obr 2A) magnesiohornblendu, ferrohornblendu, ferrotschermatitu, pargasitu a ferropargasitu, edenitu ( $Fe/(Fe+Mg) = 0,37-0,62$ ,  $Si = 6,20-6,80$  apfu). Typickým akcesorickým minerálem je magnetit, který tvoří drobná automorfní zrna, často uspořádaná do neprůběžných pásků.

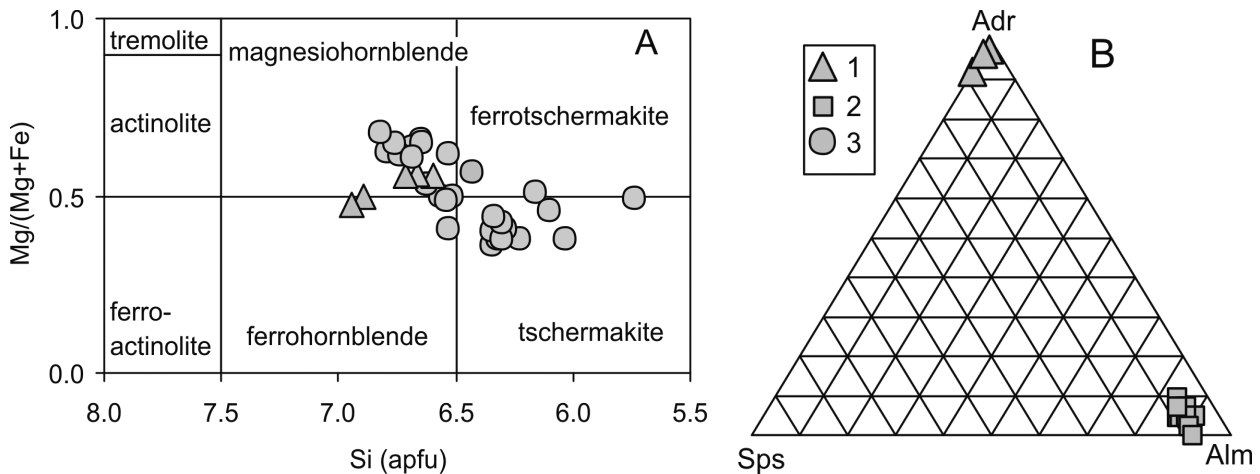
Místy se v tělesech amfibolitů vyskytují erlanové polohy. V nich je bazicitu plagioklasů vyšší ( $An_{56-83}$ ). V erlanových polohách se společně s amfibolem vyskytují drobná zrna i větší porfyroblasty diopsidického pyroxenu ( $Fe/(Fe+Mg) = 0,36-0,41$ ). Porfyroblasty pyroxenů jsou většinou omezené hypautomorfně a mají velikost až 2 mm. Společně s ním se hojně objevují drobná automorfní zrna titanitu.

### Telecí

Ložisko u obce Telecí bylo otevřeno asi 1 km dlouhou štolou, která odkryla 60 až 90 cm mocnou rudní polohu (Kratochvíl, 1957). Podle stejného autora je zrudnění tvořeno nejen magnetitem, ale i hematitem. Dnes na povrchu nalezené vzorky rudniny jsou drobnozrnité a páskované (obr. 1B). Jde o masivní drobně až středně zrnité horniny, tvořené z 40–70 mod. % středně zrnitým křemenem. Magnetit ( $MnO = 0,3-0,6$  hm. %,  $TiO_2 = 0,0-0,1$  hm. %) je přítomen v okrouhlých zrnek, mnohdy seskupených do protáhlých agregátů až pásků o šířce až 2 mm. Světlé pásy tvoří xenomorfní křemen až 1 mm velký. V této hornině je možné nalézt i proužky s amfibolem a plagioklasem, které představují přechod do amfibolitů. Amfibol v těchto páscích má stejné chemické složení jako amfibol v okolních amfibolitech. Místy se vyskytuje i granát ( $Adr_{83-87} Sps_{2-7} Grs_{10-12}$ , obr. 2B), který tvoří drobná izometrická zrna o velikosti maximálně 1 mm. Granát uzavírá četná zrna křemene a je přítomen v protáhlých zrnek o délce až 1cm. V celém vzorku jsou roztroušena drobná zrna klinopyroxenu, která jsou silně chloritizovaná.

Amfibolity provázející tento výskyt jsou tmavě šedé, místy nazelenalé, drobně až středně zrnité horniny s výraznou plošně paralelní stavbou. Někdy se střídají několik mm mocné polohy vápenatosilikátových hornin s podobně mocnými polohami amfibolitů. Typická je granonematoblastická struktura. Amfibol odpovídá magnesiohornblendu až ferrohornblendu ( $Fe/(Fe+Mg) = 0,34-0,53$ ,  $Si = 6,6-7,0$  apfu). Tvoří hypautomorfní sloupce o délce 0,5 až 1,5 mm. Množství amfibolu dosahuje 35 až 73 modálních % horniny. Plagioklas tvoří xenomorfní, až hypautomorfní zrna o velikosti 0,1 až 1 mm, která jsou jen někdy polysynteticky zdvojitá. Mnohdy je zakalen patrně jílovými minerály, nebo postížen sericitizací. Plagioklas má složení  $An_{34-35}$ . V některých amfibolitech se mohou objevit v malém množství i xenomorfní zrna draselného živce ( $Ab_{2-3}$ ). Xenomorfní zrna křemene jsou kolem 1 mm velká a v amfibolitech tvoří maximálně 5 %. V některých amfibolitech se setkáváme s polohami, které obsahují drobná zrna, nebo 1 až 2 mm velké porfyroblasty klinopyroxenu. Magnetit je v amfibolitech poměrně běžnou akcesorií. Tvoří kolem 0,3 mm velká, okrouhlá zrna. Mnohdy se koncentruje v až 1 mm mocných





Obr. 2: Klasifikační diagram pro amfiboly (Leake et al. 1997) (A) a diagram Sps-Adr-Grs pro minerály granátové skupiny (B): z magnetit-hematitová ruda (1), polohy cummingtonitového amfibolitu (2), amfiboly z poličského krystalinika (3).  
 Fig. 2: Classification diagram of amphiboles (Leake et al. 1997) (A) and diagram Sps-Adr-Grs for garnet group minerals (B): from magnetite-hematite ore (1), cummingtonite amphibolites (2), and amphibolites from Polička Crystalline Complex (3).

páscích. Jeho modální obsah v hornině může dosáhnout až 16 %. Apatit je přítomen v akcesorickém množství a tvoří 0,1 mm dlouhé sloupce. Někdy je přítomen světlezelený chlorit, který je produktem sekundárních přeměn tmavých minerálů jako amfibol a pyroxen. Jeho obsah v hornině může dosáhnout až 11 mod. %. Epidoty (Ps 29–30 %) jsou přítomny jako až 0,5 mm velká zrna. V hornině nebývají roztroušeny rovnoměrně, ale tvoří polohy o mocnosti až několik cm. Příkladem může být lokalita Telecí, kde epidoty v některých polohách naprosto převažují a tvoří polohy složené hlavně epidotem a křemenem. Polohy drobnozrnných epidozitů (mocnost až 10 cm) hojně vystupují na hranici mezi amfiboly a magnetitovými rudami. Někdy epidozity obsahují až několik mm mocné polohy bohaté na magnetit. Titanit je v některých vzorcích poměrně hojný a dosahuje až 8 mod. %. Vesměs jde o hypautomorfní zrna 0,4 až 0,6 mm velká. Některé vzorky amfibolitů z Telecího si zachovaly relikty původních staveb. Původní hornina obsahovala porfyrické vyrostlice plagioklasu a amfibolu. Dnes jsou větší porfyrické vyrostlice rekrystalované na agregáty drobných zrn. Původní porfyrická vyrostlice plagioklasu obsahuje ve střední části zrna ( $An_{45-62}$ ) s vyšší bazicitou než na okraji ( $An_{32-35}$ ).

**Geochemie**

Na základě chemického složení v TAS diagramu (obr. 3A; Le Bas et al. 1986) můžeme protolit amfibolitů klasifikovat jako tholeitické bazalty až pikrobazalty ( $SiO_2 = 40,6-49,5$  hm. %;  $K_2O + Na_2O = 2,3-4,4$  hm. %). Ve většině klasifikačních diagramů (např. Pearce - Norry 1979 nebo Meschede 1986) leží tyto amfibolity v poli odpovídajícím MORB bazaltům ( $Zr/Y = 3-4$ ;  $TiO_2 = 1,6-2,7$  hm. %). Tomu odpovídají také křivky REE normované na chondrit (Boynton 1984), které jsou relativně ploché ( $Ce_N/Yb_N = 0,8-1,1$ ) a mají negativní europiovou anomálii ( $Eu/Eu^* = 0,7-0,9$ ). Oproti typickým MORB bazaltům jsou však studované amfibolity obohacené o LILE prvky (např. Rb = 7–36 ppm).

Hematit-magnetitové rudy mají ve srovnání s amfibolity vyšší obsahy  $SiO_2$  (54,8 vs. 40,6–49,5 hm. %)

a  $Fe_2O_3$  (43,8 vs. 2,2–17,6 hm. %) obsahy ostatních hlavních i stopových prvků jsou nižší než v průměrném amfibolitu. Magnetitové rudy mají také nízké obsahy REE ve srovnání s okolními amfibolity (15 vs. 57–142 ppm). Křivka REE (obr. 3B) normovaná na chondrit (Boynton 1984) je relativně plochá s mírným úklonem od LREE k HREE ( $Ce_N/Yb_N = 2,3$ ). Charakteristická je negativní europiová anomálie  $Eu/Eu^* = 0,7$ . Obsahy  $P_2O_5$  ve vzorku hematit-magnetitové rudy (0,16 hm. %) jsou srovnatelné s obsahy v amfibolitech (většinou kolem 0,17 s jednou anomální hodnotou 0,37 hm.%). Tyto obsahy souvisí s přítomností apatitu v rudnině. Obsahy Mn, Zn, Cu, Pb, Ni, V,  $TiO_2$  jsou v rudnině relativně nízké ve srovnání s průměrnými obsahy v okolních amfibolitech.

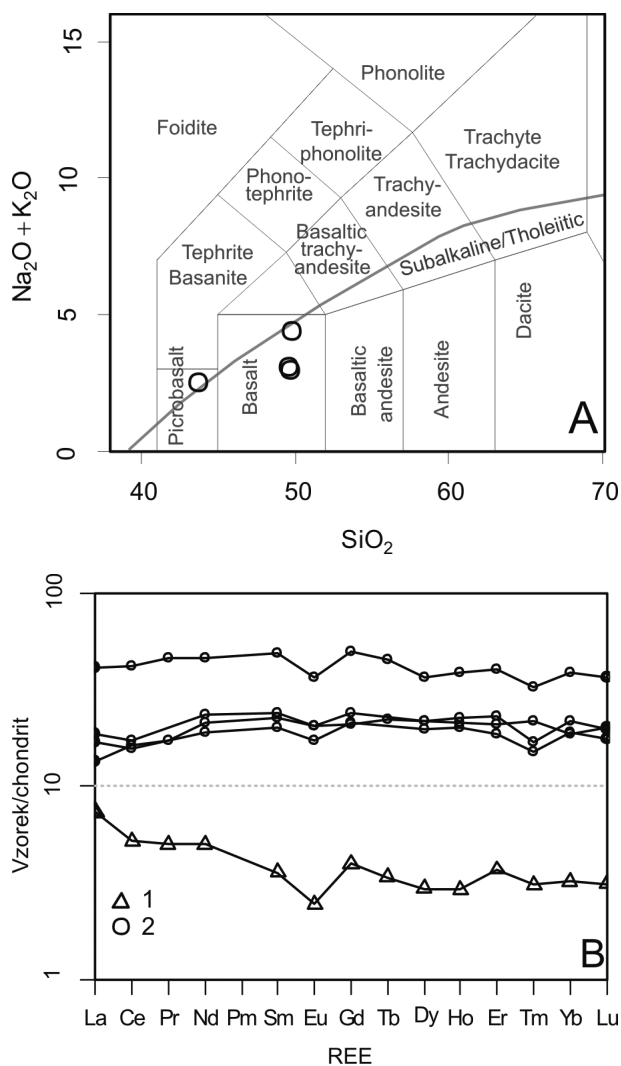
**Metamorfóza**

Během variské orogeneze prošly rudy společně s amfibolity nejméně dvěma metamorfózami. PT podmínky starší metamorfózy byly vypočtené pro okolní ruly programem THERMOCALC 2.7. Pro severní okraj krystalinika byly zjištěny PT podmínky z metapelitů na lokalitě Paseky (jižně od obce Proseč)  $566 \pm 28$  °C a  $5 \pm 1$  kbar. Biotitická rula z obce Borovnice indikuje podmínky metamorfózy pro amfibolity ve střední části poličského krystalinika ( $619 \pm 29$  °C a  $6 \pm 1$  kbar).

Magnetitové rudy nesou známky retrogradní metamorfózy, která se projevuje hlavně martitizací magnetitu. Martitizace indikuje existenci mladší metamorfózy následující po vzniku magnetitu a to za podmínek relativně vysoké fugacity kyslíku. Tato mladší retrogradní metamorfóza patrně proběhla ve facii zelených břidlic, jak dokládají pozorování z vápenatosilikátových hornin v poličském krystaliniku (Buriánek 2006). Protože většina studovaných vzorků magnetitových rud byla postižena zvětváváním, proto je pravděpodobné že část hematitu vznikla také během tohoto procesu.

**Vznik a metamorfóza magnetit-hematitových rud**

Hematit-magnetitové rudy jsou prostorově vázány na amfibolitové pruhy, které se táhnou od Proseče až k obci Telecí. Oba studované výskyty rud vystupují na okraji



Obr. 3: Srovnání chemického složení hematit-magnetitové rudy (1) a amfibolitů (2): (A) TAS diagram (Le Bas et al. 1986), (B) chondritem normalizované REE křivky (složení chondritu podle Boyntona, 1984).

Fig. 3: Comparison chemical composition of magnetite-hematite ore (1) and amphibolites (2): (A) TAS diagram (Le Bas et al. 1986), (B) chondrite-normalized REE patterns (chondrite composition is after Boynton, 1984).

amfibolitových pruhů. Tomu odpovídá chemické složení amfibolu, který se vyskytuje vzácně v některých páscích uvnitř magnetitových rud. Amfiboly mají podobné chemické složení jako v okolních amfibolitech. V magnetitových rudách nebyly nalezeny Fe-Mg amfiboly typické pro exhalitu (Mücke 2003). Vtroušený magnetit se také vyskytuje přímo v amfibolitech. Charakter a pozice těchto rud naznačují, že jde o rudy vzniklé v souvislosti s vulkanickou činností. Tento vulkanismus byl vázán na dno mořského bazénu s oceánskou kůrou, protože amfibolity geochemicky odpovídají bazaltům oceánského dna (MORB).

Chemické složení studované rudy naznačuje, že vznikla jako výsledek vysrážení vulkanických exhalitů. Charakteristický je nízký obsah hliníku a alkálií, což naznačuje nízký podíl klastů silikátových minerálů v původním protolitu ( $Al_2O_3 + Na_2O + K_2O = 0,7$  hm. %). Mobilita Eu

velmi závisí na redox a teplotních podmínkách v mořské vodě. Negativní Eu anomálie může souviset s precipitací v relativně chladném a oxidovaném prostředí (Parr 1992). Ochuzení o Eu je charakteristické pro dnešní hydrotermální fluida spojená s orogenními pásmo (Michard – Albarède, 1986). Pro studovaný vzorek je charakteristický také vyšší obsah La oproti ostatním REE. Podle Barreta a Jarvise (1988) jsou zvýšené obsahy La typické pro dnešní sedimenty exhalitů. Obsahy Ni (31 ppm) a V (42 ppm) jsou charakteristické pro Fe formace a jsou nízké oproti hodnotám typickým pro magnetitové magmatické rudy (Loberg – Horndahl 1983).

Studované vzorky jsou svým charakterem podobné páskovaným magnetit-hematitovým rudám, svázaným s podmořskou vulkanickou činností (například ložiska typu Lahn-Dill). Důležitá je přítomnost drobného výskytu polymetalických rud na blízké lokalitě Sedlišť. Toto zrudnění interpretují (Slobodník – Hladíková 1994) jako ložisko typu „sediment-hosted“. Prostorová souvislost mezi polymetalickým zrudněním vázaným na trhonické mramory a studovaným magnetitovým zrudněním naznačuje mírně zvýšené obsahy Zn (106–128 ppm), Cu (32–38 ppm) a Pb (7–18 ppm) v rulách obklopujících amfibolity a mramory (Buriánek et al. 2006). Přímou ve studovaném rudním vzorku magnetit-hematitové rudy jsou však obsahy Zn (6 ppm), Cu (5 ppm) a Pb (0,4 ppm) nízké. Drobné výskytu Fe rud v poličském krystaliniku jsou tedy patrně produktem srážení relativně chladných hydrotermálních roztoků produkovaných vulkanickou činností na mořském dně. Na základě zjištěných dat můžeme předpokládat, že představují část drobného výskytu ložiska typu SEDEX.

Magnetitové rudy a amfibolity prodělaly metamorfózu v amfibolitové facii. V této souvislosti je velmi zajímavá přítomnost andraditového granátu (obr. 2B) v magnetit-hematitových rudách u obce Telecí. V amfibolitech poličského krystaliniku je totiž granát poměrně vzácný a vyskytuje se jen v jižní části krystaliniku v okolí obce Nyklovice, kde byly nalezeny polohy granátických amfibolitů. Almandinový granát ( $Alm_{68-71}$ ) se vyskytuje v asociaci s amfiboly cummingtonit-gruneritové řady, křemenem a plagioklasem. Granát zde mohl vzniknout například reakcí grunerit + anortit = grossular + almandin + křemen + H<sub>2</sub>O (Curetton – Essene 1994). Na rozdíl od granátu v magnetit-hematitových rudách, kde převažuje andraditová komponenta, je zde v převaze komponenta almandinová. Andraditový granát mohl vznikat reakcí: křemen + kalcit + hematit + magnetit + O<sub>2</sub> = andradit + CO<sub>2</sub>, která probíhá v podmínkách amfibolitové facie (Taylor a Liou, 1978). Granát je tedy přítomen pouze v horninách s vysokým obsahem železa, což je typické pro amfibolity, které dosáhly vrcholných podmínek metamorfózy ve střední amfibolitové facii.

Vznik hematitu na úkor magnetitu je výsledkem retrográdní metamorfózy. Pravděpodobně také část epidotu ve studovaných rudách vznikala během retrográdní metamorfózy. Avšak samotná přítomnost hematitu v asociaci s epidotem neumožňuje blíže specifikovat teplotní, nebo tlakové podmínky, protože stabilita magnetitu je výrazně závislá na fugacitě kyslíku. V některých vzorcích může také martitizace souviset s pozdějším zvětráváním.

**Závěr**

Hematit-magnetitové rudy v poličském krystaliniku jsou prostorově a geneticky svázané s amfibolity, které svým chemickým složením odpovídají MORB bazaltům. Drobné výskyty Fe rud jsou produktem precipitace ze submarinálních hydrotermálních roztoků svázaných s podmořskou vulkanickou činností. Studované zrudnění se sráželo z relativně chladných roztoků v prostředí s vysokou fugacitou kyslíku a to ve větší vzdálenosti od vulkanického centra. Pravděpodobně jsou tyto rudy geneticky spřízněny

s polymetalickou mineralizací v trhonických mramorech. Během variské orogeneze prošly tyto rudy metamorfózou v amfibolitové facii a pozdější retrogradní metamorfózou patrně ve facii zelených břidlic.

**Poděkování**

*Autor děkuje S. Houzarovi a B. Fojtovi za kritické pročetí rukopisu. Práce byla vypracována s finanční podporou projektu MŽP 6352: „Korelace litologicky kontrastních hornin v jednotkách krystalinika při sv. okraji moldanubika“.*

**Literatura**

- Barret, T. J. – Jarvis, I. (1988): Rare-earth elements geochemistry of metalliferous sediments from DSDP Reg 92: the East Pacific Rise transect. – *Chem. Geol.* 67, 243–259.
- Boynnton, W. V. (1984): Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. *Rare Earth Element Geochemistry*. – Developments in Geochemistry 2 (Henderson, R., ed.), 89–92, Elsevier, Amsterdam.
- Buriánek, D. – Břízová, E. – Čech, S. – Čurda, J. – Fűrých, V. – Hanzl, P. – Kirchner, K. – Lysenko, V. – Roštinský, P. – Rýda, K. – Skácelová, D. – Skácelová, Z. – Verner, K. – Vít, J. (2006): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČR 1 : 25 000 24-112 Jedlová. – MS, Výzkumná zpráva, MS MŽP, Archiv ČGS, 89 s.
- Buriánek, D. – Němečková, M. – Hanzl, P. (2003): Petrology and geochemistry of tonalites from the Polička and Zábřeh crystalline units (NE Bohemian Massif). – *Bull. Czech Geol. Survey*, 78, 1, 9–22.
- Buriánek, D. (2006): Vápenatosilikátové horniny v poličském krystaliniku. – *Acta Musei Moraviae, Scientiae geologicae* 91, 10, 191–206.
- Cureton, S., – Essene, E. (1994): Cummingtonite-plagioclase-garnet-quartz: A new geobarometer for amphibolites. – *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 26(7), A-43.
- Hanzl, P. – Břízová, E. – Buriánek, D. – Buriánková, K. – Čurda, J. – Fűrých, V. – Kirchner, K. – Lysenko, V. – Mrnková, J. – Otava, J. – Pertoldová, J. – Roštinský, P. – Rýda, K. – Skácelová, Z. – Vít, J. – Zelenka, P. (2005): Vysvětlivky k základní geologické mapě 1:25 000, list 14-333, Svratka. ČGS.
- Holland, T. J. B. – Powell, R. (1998): An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. – *J. Metamorph. Geol.*, 16, 309–343.
- Janoušek, V. – Farrow, C. M. – Erban, V. (2006): Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). – *J. Petrology*, 47, 1255–1259.
- Kratochvíl, J. (1957): Topografická mineralogie Čech, 2. vyd., ČSAV Praha, 1432 s.
- Kretz, R. (1983): Symbols for rock-forming minerals. – *Amer. Mineralogist*, 68, 277–279.
- Le Bas, M. J. – Le Maitre, R. W. – Streckeisen, A. – Zanettin, B. (1986): A chemical classification of volcanic rocks on the total alkali-silica diagram. – *J. Petrol.* 27 3, pp. 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. – Mandaino, 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. – *Eur. J. Mineral.*, 9, 623–651. Stuttgart.
- Loberg, B. – Horndahl, A. (1983): Ferride geochemistry of Swedish Precambrian iron ores. *Miner. Depos.*, 18, 487–504.
- Melichar, R. (1995): Analýza vztahů poličského a svrateckého krystalinika. – MS, Přír. fak. Univ. Karl. Praha.
- 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.
- Michard, A. – Albare`de, F. (1986): The REE content of some hydrothermal fluids. – *Chem. Geol.* 55, 51–60.
- Mücke, A. (2003): General and comparative considerations of whole-rock and mineral compositions of Precambrian iron-formations and their implications. – *Neu. Jb. Mineral.*, Abh 179, 175–219.
- Novák, M. – Houzar, S. – Šrein, V. (1997): Gahnite-bearing marbles and their significance for regional classification of the eastern part of the Bohemian Massif. – *J. Czech Geol. Soc.*, 42, 1–2, 33–40. Brno.
- Parr, J. M. (1992): Rare-earth element distribution in the exhalites associated with Broken Hill-type mineralisation at the Pinnacles deposit, New South Wales, Australia. – *Chem. Geol.* 100, 73–91.
- Pearce, J. A. – Norry, M. J. (1979): Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. – *Contrib Mineral Petrol*, 69, 33–47.
- Pouchou, J. L. – Pichoir, F. (1985): „PAP“ procedure for improved quantitative microanalysis. – *Microbeam Analysis*, 20, 104–105.
- 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.
- Schumacher, J. (1996): The estimation of the proportion of ferric iron in the electron-microprobe analysis of amphiboles. – *Can. Mineral.* 34, 238–246.
- Taylor, B. E. – Liou, J. G. (1978): The low-temperature stability of andradite in C-O-H fluids *Amer. Mineralogist*, 63, 378–393.
- Tuček, K. (1970): Naleziště českých nerostů a jejich literatura 1951–1965. – Academia, Praha.
- Veselý, T. (1986): Zpráva o výsledku geologicko – průzkumných prací za rok 1985. ČUP Příbram, závod Liberec. – MS, ČGS – Geofond. Praha.
- Zrůstek, V. (1963): Závěrečná zpráva o geologickém mapování oblasti styku svratecké antiklinály a poličského krystalinika v širším okolí obce Telecí v roce 1962. – MS Geofond Praha. P 15908.