ISSN 1211–8796

Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.
CIII (2018): 1, 17–27, 2018

MAGNETITOVÝ SKARN S FERROBUSTAMITEM V MRAMORU V SOKOLÍ U TŘEBÍČE (MOLDANUBIKUM, ZÁPADNÍ MORAVA, ČESKÝ MASIV)

FERROBUSTAMITE-BEARING MAGNETITE SKARN IN MARBLE AT SOKOLÍ NEAR TŘEBÍČ (MOLDANUBIAN ZONE, WESTERN MORAVIA)

STANISLAV HOUZAR & VLADIMÍR ŠREIN

Abstract

Houzar, S., Šrein, V., 2018: Magnetitový skarn s ferrobustamitem v mramoru v Sokolí u Třebíče (moldanubikum, západní Morava, Český masiv). – Acta Mus. Morav., Sci. Geol., 103, 1, 17–27.

Ferrobustamite-bearing magnetite skarn in marble at Sokolí near Třebíč (Moldanubian zone, Western Moravia)

Ferrobustamite was found in Fe-skarn at Sokolí and it is the first known occurrence in the Bohemian Massif. The skarn forms layer in marble enclosed in leucocratic migmatites (diatexites). Ferrobustamite ($Ca_{4.58-4.70}$ $Mn_{0.14-0.20}$ $Mg_{0.01-0.13})_5$ $Fe_{0.95-1.6}$ $Si_{5.86-6.01}$ O_{18}) forms microscopic needle-like aggregates with hedenbergite (Hd_{71-99}) filling intergranulars of grossular-andradite. It forms a massive skarn (endoskarn) whereas exoskarn is composed of andradite + hedenbergite + abundant magnetite with microscopic inclusions of gahnite. The adjacent calcite marble is very poor in flogopite, diopside, and rare hydroxylchondrodite. Marble locally contains veins of diopside, prehnitized anorthite and wollastonite. The mineral assemblage of ferrobustamite is a product of HT/LP-MP metamorphism (skarnization) at T > 600 ° C in the contact aureole of the Třebíč pluton (Moldanubian Zone).

Key words: ferrobustamite, magnetite, gahnite, calcic skarn, Moldanubian Zone, Bohemian Massif

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

Vladimír Šrein, Czech Geological Survey, Klárov 131/3, 118 00 Praha, Czech Republic

ÚVOD

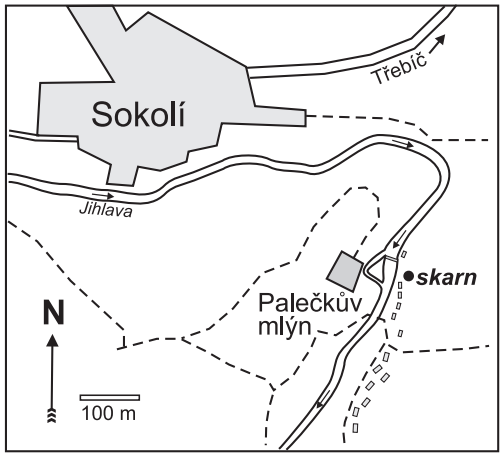
V moldanubiku západní Moravy nacházíme několik typů železem bohatých magnetitových skarnů. Většina z nich se vyznačuje se složitým vývojem, v němž lze rozlišit několik fází regionální metamorfózy.

V *pestré jednotce* to jsou až několik desítek, ojediněle stovek m mocné vápenaté magnetitové skarny tvořené grossular-almandinem (lokálně andraditem), hedenbergitem a amfiboly. Vystupují v pararulách až svorech s kvarcity, kalcitickými mramory a amfibolity (např. Županovice, Bělčovice).

V *gföhlské jednotce* jde o řádově desítky m mocná složená tělesa s dominujícími almandin-grossular – hedenbergitovými skarny (obvykle bez magnetitu) a obsahující podřízeně pyroxenické až olivín-pyroxenické (± flogopit) hořečnaté skarny s masivním magnetitem (Kordula, Rešice, Višňové). Jsou uloženy v leukokratních migmatitech (gföhlských rulách) společně s ultrabaziky, příp. eklogity, zcela výjimečně (Třebenice, Kordula) i s dolomitickými mramory.

Vznik těchto skarnů byl odedávna předmětem diskuse, zabývající se jak možným genetickým vztahem mezi skarny a mramory, původem některých složek (izochemická metamorfóza vs metasomatóza) a vlivem metamorfních podmínek na celkovou minerální asociaci skarnů. V obou případech jde o skarny postižené regionální metamorfózou úrovně vyšší amfibolitové až granulitové facie (NĚMEC 1991, PERTOLDOVÁ *et al.* 2009, BUBAL 2013).

Železem bohaté magnetitové skarny s významnějšími relikty karbonátových hornin, nebo uložené přímo v mramorech, se na západní Moravě vyskytují poměrně vzácně a navíc nejsou dnes obvykle přístupné ve výchozech.



Obr. 1. Topografická situace lokality skarnu s ferrobustamitem u Sokolí.
Fig. 1. Topographic situation of ferrobustamite-bearing skarn near Sokolí.

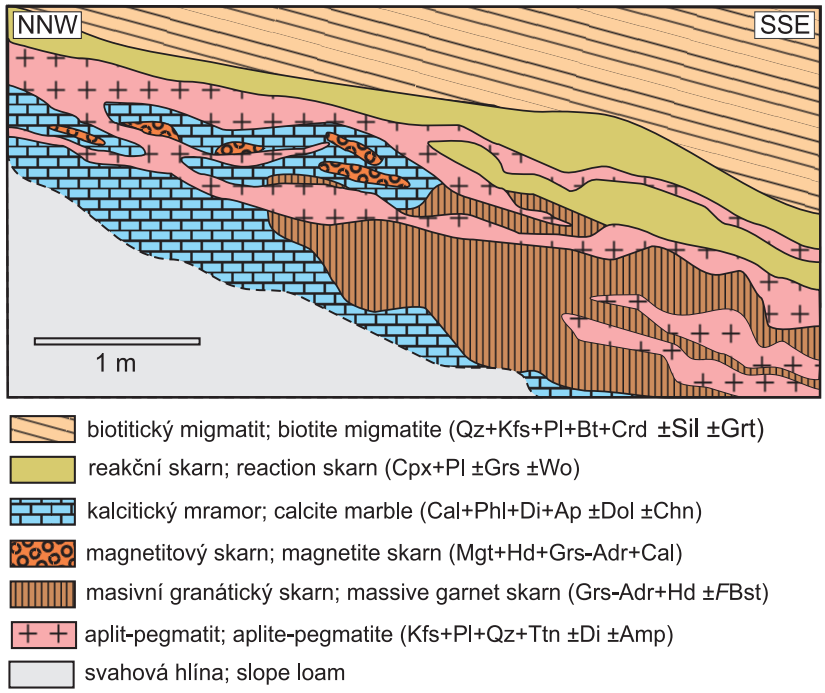
K jedné z výjimek náleží malý, dlouho známý skarn u Sokolí–Palečkova mlýna, 5 km z. od Třebíče. Lokalita se nachází na skalním útesu asi 30 m nad levým břehem řeky Jihlavy u splavu (obr. 1). Přístup je přes neoplocený soukromý pozemek (HOUZAR 1982).

GEOLOGICKÁ SITUACE

Magnetitový skarn u Sokolí vystupuje v leukokratních migmatitech (diatexitech) pestré jednotky moldanubika nedaleko jejich styku s melagranity (durbachity) třebíčského plutonu. Tyto migmatity s převahou leukosomu a malým množstvím biotitu přecházejí až do anatektických granitů a byly dříve řazeny k tzv. aplitické (přesněji, podle SUESSE 1906, k aplity bohaté) zóně ležící v bezprostředním podloží durbachitů. Lokálně obsahují polohy pyroxen-plagioklasových skarnoidů a ojediněle tenké, tektonicky rozvlečené vložky chondroditových dolomit-kalcitických mramorů s pargasitem a clintonitem (HOUZAR 1982, HOUZAR a NOVÁK 1998, 2006).

V okolí těchto leukokratních migmatitů nacházíme tmavé migmatitizované cordierit-biotitické pararuly s vložkami dolomitických mramorů, wollastonit-pyroxenických rohovců (skarnoidů) a vzácně i amfibolitů (obr. 2).

Minerální asociace mramorů a skarnoidů odpovídá podmínkám vzniku při HT/LP metamorfóze za T ~ 650–700 °C při P = 2–4 kbar a je variského stáří (HOUZAR 1982, HOUZAR a NOVÁK 2006, ČOPJAKOVÁ a HOUZAR 2009).



Obr. 2. Profil skarnem na lokalitě Sokolí-Palečkův mlýn (podle stavu v r. 1977).
Fig. 2. Cross-section of the skarn in Sokolí-Palečkův mlýn locality (according to the situation in 1977).

METODIKA

Výchozí analýzy části granátů, pyroxenů a ferrobustamitu byly realizovány na elektronovém mikroanalyzátoru JEOL JXA-50A při urychlovacím napětí 20 kV a proudu 0,03 µA, průměr svazku 2 µm. Za standardy byly použity předem analyzované minerály: leucit – K, jadeit – Na, diopsid – Ca a syntetické oxidy SiO_2, TiO_2, MgO, Mn_3O_4, Fe_2O_3 a Al_2O_3. Operátor B. Kolman. GlÚ AVČR. Další analýzy silikátů a spinelidů byly realizovány na společném pracovišti elektronové mikroskopie a mikroanalýzy ÚGV PřF MU a ČGS (analytik R. Škoda, J. Haifler) za použití přístroje Cameca SX 100. Měření probíhalo za těchto podmínek: vlnově disperzní mód, urychlovací napětí 15 keV, proud svazku 10–20 nA, velikost svazku 2–7 µm. Při analýze jednotlivých oxidů a silikátů bylo využito těchto standardů: sanidin (Al, K Kα); albit (Na Kα); baryt (Ba Lα); pyrop (Mg Kα), u karbonátů Mg_2SiO_4 (Mg Kα); wollastonit (Ca, Si Kα); spessartin (Mn Kα); titanit (Ti Kα); almandin (Fe Kα); u spinelidů hematit (Fe Kα); topaz (F Kα); vanadinit (V, Cl Kα); chromit (Cr Kα); gahnit (Zn Kα); Ni_2SiO_4 (Ni Kα); fluorapatit (P Kα); Sn (Sn Lα); $SrSO_4$ (Sr, S Kα); YAG (Y Lα); zirkon (Zr Lα); fosfáty příslušných REE prvků (Ce, La, Pr, Nd, Sm, Gd, Dy, Er, Yb). Obsahy měřených prvků, které nejsou uvedeny v tabulkách, byly pod mezí detekce přístroje (cca 0.02–0.05 hm. %). Raw data byla korigována pomocí X-phi korekce (Merlet 1994).

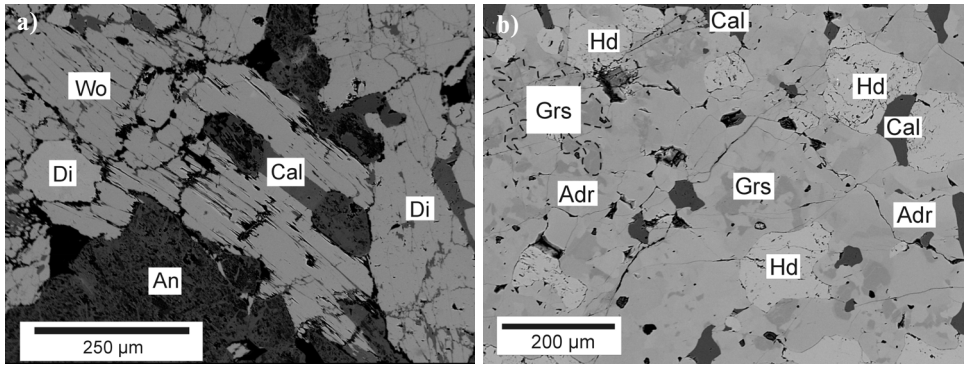
CHARAKTERISTIKA SKARNU

Skarn je uložen v asi 2 m mocné poloze našedlého, středně až hrubě zrnitého mramoru tvořeného kalcitem (< 0,12 hm. % FeO, < 0,05 hm. % MgO a < 600 ppm Sr). Mramor je poměrně chudý silikáty (cca < 1 obj. %); jako vedlejší silikáty obsahuje převážně flogo-

pit, diopsid a ojedinělý hydroxyl-chondrodit. Při styku se skarnem vzácně pronikají mramorem asi 5–10 mm mocné provrásněné žilky složené z diopsidu, wollastonitu, prehnitu a alterovaných Ca-plagioklasů (obr. 3a).

Studovaná hornina odpovídá vápenatému skarnu bohatému Fe. V rámci skarnu objemově převládá červenohnědý masivní granátický skarn (***endoskarn***) s kolísavým obsahem tmavozeleného železnatého pyroxenu (obr. 3b). Pyrhotin a pyrit jsou v masivním skarnu běžnými akcesoriemi, ojedinělý je sfalerit, arzenopyrit a scheelit. Na výchozu je hornina zvětralá, povlečená *limonitem* a sádrovcem. Masivní skarn je prostoupen hrubozrnnými bezslídnými granitoidními horninami chudými křemenem a obsahujícími lokálně diopsid, aktinolitický amfibol a titanit. Menší objem zaujímá ***exoskarn***, reprezentovaný drobně zrnitým granátem, pyroxenem a magnetitem, tvořícím žilky a drobné budiny v hrubozrnném našedlém kalcitickém mramoru (obr. 2).

Podél styku s leukokratními migmatity s biotitem, ojediněle i s cordieritem, granátem a sillimanitem, jsou vyvinuty světlejší jemnozrnné granát-diopsidické skarnoidní horniny (CaSi rohovce) s vtroušeninami pyrhotinu a vzácněji s akcesorickým scheelitem.



Obr. 3a. Wollastonit s diopsidem-hedenbergitem a prehnitizovaným anortitem. Tenké žilky v mramoru přilehlém ke skarnu (BSE foto, J. Haifler).

Fig. 3a. Wollastonite with diopside-hedenbergite and prehnitized anorthite. Thin veins in marble adjacent to the skarn (BSE photo, J. Haifler).

Obr. 3b. Andraditový skarn (vyznačena laločnatě omezená tmavší jádra grossularu) s hedenbergitem (BSE foto, R. Škoda).

Fig. 3b. Andradite skarn (marked by the lobate darker grossular core) with hedenbergite (BSE photo, R. Škoda).

MINERALOGIE SKARNU

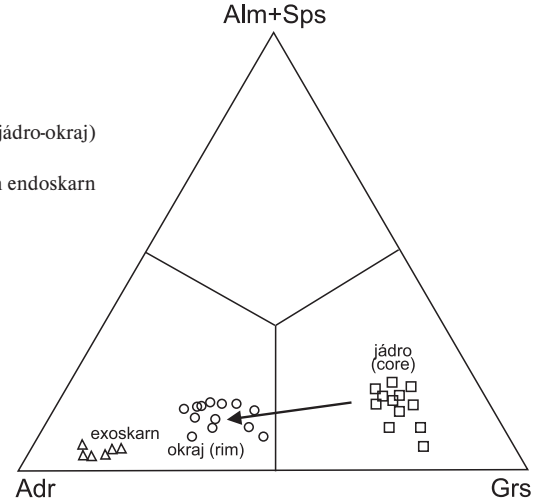
Granáty

Dominujícími minerály ve skarnu jsou granáty (grossular-andradit) a hedenbergit. V masivním skarnu převládá granát nad pyroxenem. V mramoru převažuje hedenbergit s magnetitem nad andraditem nebo se granát vzácně vyskytuje téměř bez pyroxenu a magnetitu samostatně; tvoří tenké monominerální žilky.

Červenohnědý masivní granát tvoří skarn bez magnetitu a místy jeví znaky křehké deformace, kdy nepravidelné úzké trhliny vyplňují žilky hedenbergitu s kalcitem a ojediněle ferrobustamitem. Zrna granátu vykazují nevýraznou zonálnost: v nepravidelně omezených centrech ***převládá grossularová složka*** (69–48 % Grs; 23–42 % Adr a 8–16 %

pyralspitové složky), užší okraje mají složení andraditu (51–67 % Adr; 45–28 % Grs a 10–16 % pyralspitu). V pyralspitové složce výrazně dominuje almandinová komponenta nad spessartinovou, zatímco pyropová téměř úplně chybí (obr. 4). Za zmínku stojí mírně zvýšený obsah titanu (>0,25 hm. % TiO_2; >0.008 *apfu* Ti), jehož obsah v granátech Fe-skarnů může odlišovat endo- a exoskarny (NĚMEC 1970, EINAUDI a HARRIS 1982).

Červenohnědé subhedrální krystaly velikosti 0,5–2 mm granátu, srůstající se zrnitým pyroxenem a magnetitem, tvoří drobně až středně zrnité agregáty s kalcitem v mramoru, které lze pokládat za exoskarn. Granát odpovídá ***andraditu*** s nízkým obsahem grossularové složky, nejnižší v granátu z asociace s magnetitem (≤87 % Adr; ≤11 % Grs). Velmi nízký je obsah pyralspitové komponenty (≤2 %), přičemž podíl Mn/Fe je vyrovnaný. Nízký je také, ve srovnání s granátem endoskarnu, obsah Ti, který je na hranici a pod hranicí stanovení (tab. 1). Obsahy jiných elementů (Cr, Na, P, Sn, V, Zn, Zr) byly ve všech typech granátů pod mezí stanovení.



Obr. 4. Složení granátů z endoskarnu (jádro-okraj) a exoskarnu.
Fig. 4. The composition of garnets from endoskarn (core-rim) and exoskarn.

Hedenbergit

Složení tmavozeleného klinopyroxenu, který v masivním skarnu vystupuje oproti granátu podřízeně, odpovídá relativně čistému hedenbergitu (>85 % Hd) s nízkým, ale vyváženým poměrem johansenitové (4–6 % Jo) a diopsidové složky (3–9 % Di). Hedenbergit obsahuje 0,25–0,58 hm. % TiO_2 (0,008–0,018 *apfu* Ti), 0,93–1,68 hm. % Al_2O_3; 0,025–0,060 *apfu* ^{IV}Al a 0,11–0,63 hm. % Na_2O; 0,009–0,042 *apfu* Na. Čistý hedenbergit (99–100 % Hd) byl zjištěn v ojedinělých mikroskopických zrnech s ferrobustamitem (Fe nejbohatší analýzy v obr 5).

Středně zrnitý, trávově zelený klinopyroxen v exoskarnu má vyšší obsah diopsidové (35–50 % Di) a nízký podíl johansenitové složky (≤ 2 % Jo), odpovídá hořečnatému hedenbergitu. Ostatní složky a prvky jsou zastoupeny minimálně. Hedenbergit exoskarnu má nižší podíl Al (0,35–0,90 hm. % Al_2O_3; 0,016–0,042 *apfu* ^{IV}Al) a Zn (0,26–0,36 hm. % ZnO; 0,007–0,10 *apfu* Zn), Cr, Na, Ti, V, je na hranici stanovení. Vyskytuje se v asociaci s andraditem nebo může tvořit lemy na styku magnetitu s kalcitem nebo granátem. Pyroxen z asociace s wollastonitem je hedenbergit s vysokým podílem Di-složky (tab. 1), ve srovnání s asociacemi s granáty obsahuje poněkud více Mn (6 % Jo)

Tabulka 1. Reprezentativní složení pyroxenů a granátů ze skarnu u Sokolí.
Table 1. Representative composition of pyroxenes and garnets from skarn near Sokolí.

	hedenbergit (endoskarn)						hedenbergit (exoskarn)			
asociace	Adr	Adr	Adr	Adr	Adr	Adr	Mag + Adr		Cal + Adr	Prh + Wo
SiO_2	46,97	47,34	47,25	47,55	47,25	48,46	49,60	50,71	51,10	51,11
TiO_2	0,50	0,58	0,36	0,40	0,45	0,25	b.d.	b.d.	b.d.	0,02
Al_2O_3	1,39	1,68	1,09	1,65	1,40	0,93	0,90	0,35	0,40	0,53
FeO	27,16	26,77	26,62	26,53	26,46	25,26	19,19	15,88	15,95	14,79
MnO	1,16	0,99	1,61	1,36	1,07	1,00	0,60	0,59	0,61	1,75
MgO	0,61	0,48	0,90	0,10	0,68	1,55	6,01	7,85	8,30	8,04
CaO	21,49	21,68	21,34	22,09	22,11	22,17	23,79	24,25	24,16	24,18
ZnO	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0,35	0,36	0,36	0,26
Na_2O	0,52	0,25	0,63	0,11	0,37	0,28	0,03	0,06	0,02	0,13
Celkem	99,80	99,77	99,80	99,79	99,79	99,90	100,47	100,05	100,9	100,81
Si^{4+}	1,940	1,946	1,950	1,956	1,945	1,975	1,957	1,978	1,974	1,975
^{VI}Al	0,060	0,054	0,050	0,044	0,055	0,025	0,042	0,016	0,018	0,024
Ti^{4+}	0,016	0,018	0,011	0,012	0,014	0,008				0,001
Al^{3+}	0,008	0,027	0,003	0,036	0,013	0,020				
Fe^{2+}	0,938	0,920	0,919	0,913	0,911	0,861	0,633	0,518	0,515	0,478
Mn^{2+}	0,041	0,034	0,056	0,047	0,037	0,035	0,02	0,019	0,020	0,057
Mg^{2+}	0,038	0,029	0,055	0,006	0,042	0,094	0,353	0,456	0,478	0,463
Ca^{2+}	0,951	0,955	0,943	0,973	0,975	0,968	1,006	1,013	1,000	1,001
Zn^{2+}							0,010	0,010	0,010	0,007
Na^{+}	0,042	0,020	0,050	0,009	0,030	0,022	0,002	0,005	0,001	0,010
CATSUM	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
O	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
Hd	92	91	90	90	89	87	63	52	51	48
Jo	4	4	6	6	5	4	2	2	2	6
Di	4	5	4	3	5	9	35	46	47	46

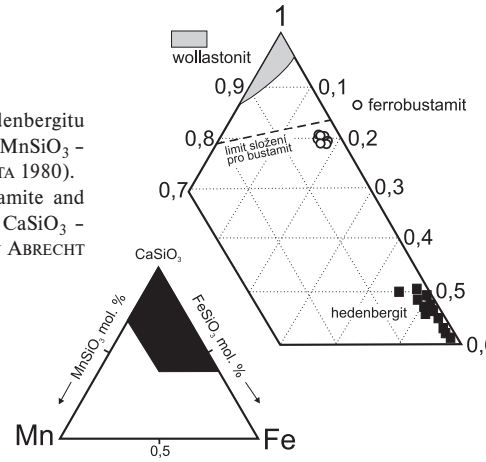
	grossular-andradit (endoskarn)						andradit (exoskarn)			
asociace	Hd	Hd	Hd	Hd	Hd	Hd	Hd + Cal		Cal + Mag	Cal + Mag
SiO_2	37,99	37,30	38,17	37,48	37,12	36,76	35,90	35,60	35,36	35,47
TiO_2	0,36	0,20	0,40	0,25	0,29	0,32	0,05	0,08	0,02	0,05
Al_2O_3	17,16	12,27	16,34	13,76	12,22	9,91	4,49	3,83	2,85	2,80
Fe_2O_3*	7,96	13,83	8,02	11,91	14,42	17,16	24,87	25,84	27,35	27,19
FeO	2,72	3,51	3,72	5,63	4,39	3,61	1,01	0,44	0,30	0,42
MnO	1,00	1,08	1,03	1,43	1,28	1,04	0,34	0,36	0,34	0,30
MgO	0,02	0,01	0,03	0,04	0,03	0,04	0,06	0,07	0,09	0,07
CaO	32,77	31,35	32,15	29,58	30,37	30,84	32,4	32,56	32,39	32,48
Celkem	99,98	99,55	99,85	100,07	100,11	99,68	99,12	98,78	98,70	98,77
Si^{4+}	2,958	2,991	2,987	2,983	2,972	2,983	2,995	2,989	2,987	2,994
Ti^{4+}	0,021	0,012	0,024	0,015	0,017	0,020	0,003	0,005	0,001	0,003
Al^{3+}	1,575	1,160	1,507	1,291	1,153	0,948	0,442	0,379	0,284	0,279
Fe^{3+}	0,466	0,835	0,472	0,713	0,868	1,048	1,561	1,633	1,739	1,727
Fe^{2+}	0,177	0,235	0,243	0,374	0,294	0,245	0,071	0,031	0,021	0,029
Mn^{2+}	0,066	0,073	0,068	0,096	0,087	0,071	0,024	0,026	0,024	0,021
Mg^{2+}	0,002	0,001	0,003	0,005	0,004	0,005	0,007	0,009	0,011	0,009
Ca^{2+}	2,734	2,693	2,696	2,522	2,605	2,681	2,896	2,929	2,932	2,938
CATSUM	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
O	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12
Grs	69	48	66	48	44	38	19	16	11	12
Adr	23	42	24	36	43	52	78	82	87	86
Pyralsp	8	10	10	16	13	10	3	2	2	2

* rozpočteno ze stechiometrie; calculated by stoichiometry

Ferrobustamit a wollastonit

Teoretické složení ferrobustamitu lze nejlépe vyjádřit jako $\mathbf{Ca_5FeSi_6O_{18}}$ (SHIMAZAKI 1980), častěji se používají vzorce (Fe,Ca, Mn)SiO_3 nebo Ca(Fe^{2+},Ca, Mn^{2+})Si_2O_6. Jde o relativně vzácný minerál skarnů vzniklých na kontaktu granitů s mramory (DEER *et al.* 1997, SATO 1980).

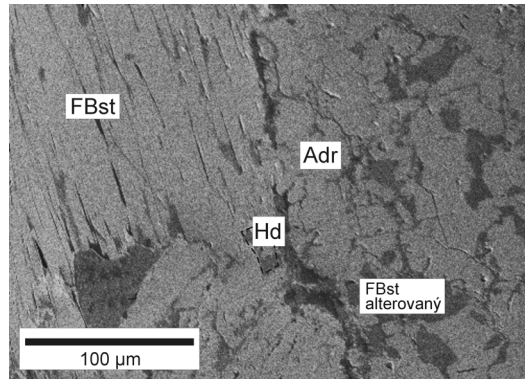
V magnetitovém skarnu u Sokolí byl ***ferrobustamit***, poprvé v Českém masivu, určen ŠREINEM *et al.* (1999). Jeho drobně jehličkovité, žlutavě hnědé agregáty, makroskopicky neodlišitelné od wollastonitu, vyplňují společně s hedenbergitem a kalcitem asi 1 mm mocné trhliny v masivním granátickém skarnu (obr. 6). Mikroskopicky tvoří paralelně srůstající jehlicovité agregáty velikosti ≤ 500 µm v asociaci s hedenbergitem (71–99 Hd), granátem (59–68 Adr) a klinozoisitem (< 0,48 % hm. % FeO).



Obr. 5. Složení ferrobustamitu a hedenbergitu v ternárním diagramu $CaSiO_3$ – $MnSiO_3$ – $FeSiO_3$ (upraveno podle ABRECHTA 1980).

Fig. 5. The compositions of ferrobustamite and hedenbergite in ternar diagram $CaSiO_3$ – $MnSiO_3$ – $FeSiO_3$ (modified by ABRECHT 1980).

Alterace, zejména zatlačování kalcitem a Mn-Fe oxo-hydroxidy včetně mikroskopické formy agregátů ferrobustamitu, zatím neumožnila jeho rentgenometrické studium. Od podobného wollastonitu byl však spolehlivě odlišen svým chemickým složením (obr. 5, tab. 2), které odpovídá přibližně složení typového ferrobustamitu z lokality Camas Malag, Skye, Skotsko (TILLEY 1948, MASON 1975, YAMANAKA *et al.* 1977).



Obr. 6. Částečně alterovaný ferrobustamit v andraditovém skarnu s ojedinělým hedenbergitem (BSE foto, V. Šrein).

Fig. 6. Partially altered ferrobustamite in andradite skarn with sporadic hedenbergite (BSE photo, V. Šrein).

Tabulka 2. Reprezentativní složení ferrobustamitu ze skarnu u Sokolí.
Table 2. Representative composition of ferrobustamite from skarn near Sokolí.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	49,68	50,18	50,01	49,74	50,19	49,58	50,03	50,26	49,64	49,88
TiO_2	0,24	0,10	0,14	0,16	0,08	0,14	0,28	0,37	0,39	0,24
Al_2O_3	0,95	0,48	0,42	0,95	0,60	0,99	1,03	0,80	1,07	0,69
FeO	10,39	10,29	10,29	10,04	10,57	10,21	9,56	10,06	10,19	9,78
MnO	1,51	1,68	1,67	1,88	1,63	1,41	1,34	1,44	1,78	1,68
MgO	0,52	b.d.	b.d.	0,60	0,09	0,52	0,73	0,58	0,52	0,63
CaO	35,74	36,79	36,38	35,59	36,12	35,93	36,20	36,75	36,05	36,27
Na_2O	0,09	0,09	0,17	0,20	b.d.	0,34	0,58	0,54	0,18	0,29
Celkem	99,12	99,61	99,08	99,16	99,28	99,12	99,75	100,80	99,82	99,46
Si^{4+}	5,941	5,986	5,996	5,945	5,998	5,932	5,930	5,917	5,903	5,945
Al^{3+}	0,134	0,067	0,059	0,134	0,085	0,140	0,144	0,111	0,150	0,097
Ti^{4+}	0,022	0,009	0,013	0,014	0,007	0,013	0,025	0,033	0,035	0,022
Fe^{2+}	**1,04**	**1,03**	**1,03**	**1,00**	**1,06**	**1,02**	**0,95**	**0,99**	**1,01**	**0,98**
Mn^{2+}	0,153	0,170	0,170	0,190	0,165	0,143	0,135	0,144	0,179	0,170
Mg^{2+}	0,093			0,107	0,016	0,093	0,129	0,102	0,092	0,112
Ca^{2+}	4,579	4,702	4,673	4,557	4,625	4,606	4,597	4,636	4,593	4,632
Na^{+}	0,021	0,021	0,040	0,046		0,079	0,133	0,123	0,042	0,067
CATSUM	1,981	11,982	11,982	11,997	11,952	12,025	12,040	12,056	12,008	12,019
O	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18

Ferrobustamit ze Sokolí je relativně chudší Fe (9,56–10,57 hm. % FeO; 0,95–1,06 *apfu* Fe; ~ 20% $FeSiO_3$) a chudý Mn (1,34–1,78 hm. % MnO; 0,135–0,190 *apfu* Mn; ~ 4% $MnSiO_3$). Z ostatních složek stojí za zmínku místy relativně vyšší obsah hliníku (1,07 hm. % Al_2O_2; 0,15 *apfu* Al), kolísavé obsahy sodíku (0,00–0,58 hm. % Na_2O; 0,00–0,133 *apfu* Na) a titanu (0,08–0,39 hm. % TiO_2; 0,007–0,035 *apfu* Ti) (tab. 2). Jeho průměrné složení (20 analýz) odpovídá $(Ca_{4.58-4,70}Mn_{0,14-0,20}Mg_{0,01-0,13})_5\ Fe_{0.95-1.6}\ Si_{5,86-6,01}\ O_{18}$.

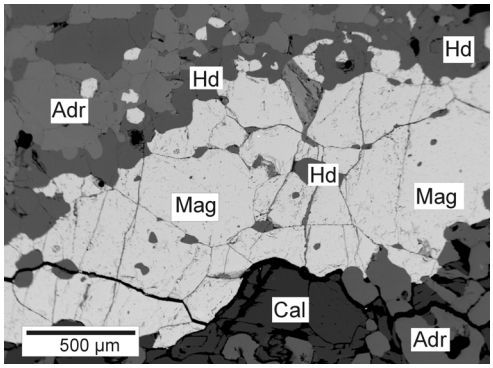
Wollastonit se složením $(Ca_{5,817-5,859}Mn_{0,054-0,090}Fe_{0,053-0,063}Mg_{0,007-0,014})_6$ $Si_{5,995-6,009}\ O_{18}$, se vyskytuje v kalcitickém mramoru přiléhajícím ke skarnu ve zmíněných žilkách tvořených hořečnatým hedenbergitem a prehnitizovaným anortitem.

Magnetit (s odmíšeninami **gahnitu**)

Výskyt magnetitu se soustřeďuje převážně na exoskarn, kde tvoří v kalcitickém mramoru žilky a vtroušeniny s pyroxenem a andraditem. Obsah magnetitu kolísá od cca 20 po 80 % (obr. 7).

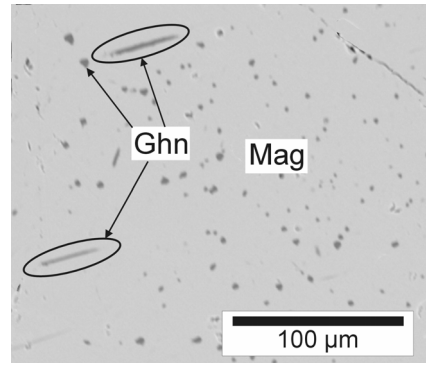
Subhedrální zrna **magnetitu** velikosti ~ 1 mm těsně srůstají převážně s hedenbergitem. Magnetit je homogenní, odpovídající složení $(Fe^{2+}_{0,999}Mn_{0,005-0,010}Mg_{0-0,003})(Fe^{3+}_{1,972-1,978}Al_{0,019-0,025})_2\ O_4$, obsahy Si, Ti, Cr, Ni a V jsou na hranici a pod mezí stanovení. Lokálně zvýšený Zn (≤0,027 *apfu*) a zároveň Al (≤0,077 *apfu*) v analýzách pochází ze submikroskopických inkluzí zinečnatých spinelidů o velikosti ≤5 µm (obr. 8). V ojedinělých větších inkluzích (odmíšeninách?) těchto spinelidů (10–15 µm), izometrických až mírně laločnatých a tence tyčinkovitých tvarů byl identifikován **gahnit** o složení $(Zn_{0,797}Fe^{2+}_{0,165}Mg_{0,031}Mn_{0,006})(Al_{1,914}Fe^{3+}_{0.086})_2\ O_4$.

V endoskarnu je magnetit pouze akcesorický, bez inkluzí, v zrnech velkosti < 0,5 mm a to zarostlý převážně v grossular-andraditu.



Obr. 7. Magnetit s inkluzemi Zn-spinelidu a hedenbergitem v andraditovém exoskarnu. (BSE foto J. Haifler).

Fig. 7. Magnetite with Zn-spinels inclusions and hedenbergite in andradite exoskarn (BSE photo, J. Haifler).



Obr. 8. Izometrické až jehlicovité inkluze gahnitu v magnetitu (BSE foto J. Haifler).

Fig. 8. Isometric and needle-like inclusions of gahnite in magnetite (BSE photo, J. Haifler).

DISKUSE A ZÁVĚR

Magnetitový skarn u Sokolí představuje drobný výskyt skarnu v mramoru, který odpovídá vápenatým skarnům Fe-typu, tak jak byly vymezeny např. EINAUDIM *et al.* (1981) nebo MEINERTEM (1992, 2005).

V rámci skarnu lze rozlišit exoskarn, představovaný v mramoru asociací andradit-hedenbergit-magnetit (granát chudý Ti a Al), a masivní andradit-grossularový endoskarn (granát bohatší Al a Ti). Zdroj železem bohatých fluid není jasný, infiltračně-metasomatický původ skarnu je však pravděpodobný. Skarn nejeví, ve srovnání s většinou vápenatých Fe-skarnů v moldanubiku, znaky HP-HT regionální metamorfózy (chybí např. typický almandin-grossularový granát nebo amfiboly, srov. NĚMEC 1991, PERTOLDOVÁ *et al.* 2009). Vysoký podíl andraditové složky v granátu odpovídá relativně oxidačním podmínkám vzniku skarnu. Naopak redukční asociace zastupuje hedenbergit (zvláště v asociaci bez magnetitu), sdružený s akcesorickým pyrhotinem a výjimečně sfaleritem a arzenopyritem. Za zmínku stojí inkluze (odmíšeniny?) gahnitu v magnetitu exoskarnu. Deformace skarnu se projevila převážně jen budináží exoskarnů a rozlámáním granátu v masivním skarnu. Nepravidelné trhliny granátu byly vyplněny železem bohatým hedenbergitem, ojediněle s kalcitem.

V této asociaci se zcela výjimečně vyskytl mikroskopický jemně vláknitý ***ferrobustamit***. Tento minerál vznikl místo wollastonitu za relativně vysoké teploty spíše v redukčních podmínkách (pole stability Hd+Po) a při obsahu Fe ve fluidech. Ferrobustamit byl původně pokládán za vysokoteplotní minerál T > 800° C (RUTTSTEIN 1971). Ve skarnech by mělo pole stability železem chudého ferrobustamitu ležet mezi hedenbergitem a wollastonitem (SCHIMAZAKI a YAMANAKA 1973). Později byl za těchto nižších teplot (převážně při T > 500 °C (pro P = 1 kbar) také syntetizován a zjištěno, že s množstvím Fe v systému se pole jeho stability vůči wollastonitu rozšiřuje (ABRECHT 1980, BROWN a HUEBNER 1985, KAGEYAMA 2008).

Složení granátu a koexistujícího klinopyroxenu studovaného skarnu nebylo příliš vhodné pro výpočet teploty vzniku skarnu. Při použití termobarometru Ravny (2000) by při P 3 kb odpovídaly reálnější vypočtené teploty hodnotám 808–835 °C (ústní sdělení D. Buriánka). Tento teplotní rozsah je asi o 100 °C vyšší, než vyžaduje vznik wollastonitu v prográdní asociaci Wo+An+Cal v koexistujícím mramoru při stejném tlaku a středních hodnotách X_{CO2} (MASCH a HEUSS-AßBICHLER 1991).

Asociace ferrobustamitu s relativně čistým hedenbergitem a andraditem na studované lokalitě odráží zejména lokálně ***velmi omezené*** podmínky za vysoké aktivity Fe; mimo masivní andraditový skarn se na lokalitě v přilehlém mramoru vyskytuje pouze wollastonit!

PODĚKOVÁNÍ

Předložená práce vznikla za finanční podpory Ministerstva kultury v rámci institucionálního financování na dlouhodobý koncepční rozvoj výzkumné organizace Moravské zemské muzeum (DKRVO, MK000094862). Za další podporu děkuje V. Š. projektu ČGS č. 223500.).

LITERATURA

Abrecht, J. (1980): Stability Relations in the System $CaSiO_3$ – $CaMnSi_2O_6$ – $CaFeSi_2O_6$. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 74, 253–260.

Brown, P. E., Huebner, J. S. (1983): Stability of ferrobustamite. – *US Geol. Survey Prof. Paper*, 138–139.

Bubal, J. (2013): Geochemie a vznik skarnů Českého masivu. Praha, 2013. – *MS*, Diplomová práce. Ústav petrologie a strukturní geologie, Přírod. fak., Univerzita Karlova, 142 p.

Čopjaková, R., Houzar, S. (2009): Zirkonolit v mramoru u Krahulova a stáří HT/LP metamorfózy moldanubika v kontaktní aureole třebíčského plutonu. – *Acta Mus. Morav.*, Sci. geol., 94, 67–76.

Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, M. A. (1997): Rock-forming Minerals. Volume 2A Single-Chain Silicates. – *Geol. Soc. London*, 668 p.

Einaudi, M. T., Harris, N. B. (1982): Skarn deposits in the Yerington District, Nevada; metasomatic skarn evolution near Ludwig. – *Econ. Geol.*, 77, 4, 877–898.

Einaudi, M. T., Meinert, L. D., Newberry, R. J. (1981): Skarn deposits. – *Econ. Geol.*, 75th Anniversary Vol., 317–391.

Houzar S. (1982): Příspěvek k poznání výskytů mramorů u Sokolí. – *Přírod. Sbor. Západomorav. muz.*, 12, 3–12.

Houzar S., Novák M. (1998): Fluorine-enriched rocks on exocontact of the Třebíč Durbachite Massif: evidence from underlying chondrodite marbles. – *Acta Univ. Carol.*, Abstract Vol. conf. POCEEL Praha, 42, 2, 267.

Houzar, S., Novák, M. (2006): Clintonite-bearing assemblage in chondrodite marbles from the Moldanubian Zone, western Moravia, Bohemian Massif. – *J. Czech geol. Soc.*, 51, 3–4, 249–258.

Kageyama, T. (2008): Chemical composition and low temperature stability of ferrobustamite in the systém $CaSiO_3$ – $CaFeSi_2O_6$ under hydrothermal condition. – *Japanese Mag. Mineral. Petrolog. Sci.*, 35, 5, 137–145.

Masch, L., Heuss-Aßbichler, S. (1991): Decarbonation reactions in siliceous dolomites and impure limestones. In: Voll, G, Töpel, J., Pattison, D. R. M., Seifert, F. (eds.): Equilibrium and Kinetics in Contact Metamorphism: The Ballachulish Complex and Its Aureole – Springer-Verlag, Berlin.

Mason, B. (1975): Compositional limits of wollastonite and bustamite. – *Amer. Mineralogist*, 60 (3–4), 209–212.

Meinert, L. D. (1992): Skarns and Skarn Deposits. – *Geoscience Canada*, 19, 4, 145–162.

Meinert, L. D., Dipple, G. M., and Nicolescu, S., (2005): World Skarn Deposits: in Hedenquist, J. W., Thompson, J. F. H., Goldfarb, R. J., and Richards, J. P., eds., – Econ. Geol. 100th Anniversary Volume, Society of Economic Geologists, Littleton, Colorado, USA, Includes supplementary appendices on CD-ROM (filename: Meinert), p. 299–336.

Merlet, C. (1994): An accurate Computer Correction Program for Quantitative Electron Probe Microanalyses. – *Microchimica Acta*, 114/115, 363–376.

Němec, D. (1970): Zur Geochemie des Titans in den regionalmetamorphen Skarnen der Böhmischen Masse. – *Geologie*, 19, 7, 831–845.

Němec, D. (1991): Regional typization of the iron skarns of the Bohemian – Moravian heights. – *Acta Mus. Moraviae*, Sci. nat., 76, 51–82.

Pertoldová, J., Týcová, P., Verner, K., Košuličová, M., Pertold, Z., Košle, J., Konopásek, J., Pudilová, M. (2009): Metamorphic history of skarns, origin of their protolith and implications for genetic interpretation: an example from three units of the Bohemian Massif. – *J. Geosci.*, 54: 101–134.

Ravna, K. (2000): The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer: an updated calibration. – *J. Metamorph. Geol.*, 2, 211–219.

Ruttstein, M. S. (1971): Re-examination of the wollastonite-hedenbergite ($CaSiO_3$-$CaFeSi_2O_6$) equilibria. – *Amer. Mineral.*, 56, 2040–2052.

SHIMAZAKI, H. (1980): Characteristics of skarn deposit and related acid magmatism in Japan. – *Econ. Geol.*, 75, 2, 173–183.

SHIMAZAKI, H., YAMANAKA, T. (1973): Iron wollastonite from skarns and its stability relations in the $CaSiO_3$-$CaFeSi_2O_6$ join. – *Geochem. J.*, 7, 67–79.

SATO K. (1980): Tungsten Skarn Deposit of the Fujigatani Mine, Southwest Japan. – *Econ. Geol.*, 75, 1066–1082.

SUESS, F. E., (1906): Erläuterungen zur geologischen Karte Trebitsch–Kromau. – *Geolog. Reichsanst.* Wien, 72 p.

ŠREIN, V., ŠŤASTNÝ, M., ŠREINOVÁ, B., LANGROVÁ, A., LITOCHLEB, J., HOUZAR, S. (1999): Nové výsledky ve výzkumu skarnů Českého masivu. – *Bull. mineral.-petrolog. Odd. Nár. Muz. (Praha)*, 7, 221–224.

TILLEY, C. E. (1948) On iron-wollastonites in contact-skarns: an example from Skye. *Amer. Mineralogist*, 33, 736–738.

YAMANAKA, T., SADANAGA, R., TAKÉUCHI, Y. (1977): Structural variation in the ferrobustamite solis solution. – *Amer. Mineralogist*, 62, 1216–1224.