

## RUDNÍ MINERÁLY DOLOMITOVÝCH ŽIL V HADCÍCH LETOVICKÉHO KRYSTALINIKA

ORE MINERALS FROM THE DOLOMITIC VEINS IN THE SERPENTINITE ROCKS  
OF THE LETOVICE CRYSTALLINE COMPLEX (CZECH REPUBLIC)

BOHUSLAV FOJT, PETR DOBEŠ, KAREL MALÝ & RADEK ŠKODA

### *Abstract*

Fojt B., Dobeš P., Malý K., Škoda R., 2008: Rudní minerály dolomitových žil v hadcích letovického krystalinika. *Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.*, 93, 3-18.

*Ore minerals from the dolomitic veins in the serpentinite rocks of the Letovice crystalline complex (Czech Republic)*

Minerals found in dolomite veins cutting serpentine rocks around Letovice and its surroundings composed remarkably heterogeneous set which is different from any other locality in the Bohemian Massif. The composition of copper minerals (bornite, chalcocite, covellite, chalcopyrite), millerite, dolomite veins and magnetite is similar to the composition of their host ultrabasic rocks. Lead and bismuth (galena, native Bi) are considered in this environment as atypical. Parkerite and wittichenite are transitional - they consist of elements of both groups. Despite being impossible to determine detailed order of crystallization, it was implied by microscopic studies that sulphides Pb-Bi(Cu) are relatively older than copper minerals. Fe-Cr spinelides that are rarely found in dolomite veins on the outline of serpentine rock are possibly relicts of pre-metamorphic magmatic stage. The formation of "ribbon-like" pure magnetite in the immediate vicinity of sulphides is probably related to redeposition processes of older stages in process of hydrothermal alteration. Chondrite normalized REE pattern of dolomite shows positive Eu anomaly and MREE depletion.

The isotopic composition of sulphur of hydrothermal fluids ( $\delta^{34}\text{S} = +4$  to  $+5$  ‰ CDT) indicates that sulphur was not derived from meta-ultrabasic rocks. Calculated  $\delta^{18}\text{O}$  value of hydrothermal fluids is  $-1,9$  to  $+0,9$  ‰ SMOW (temperatures 188-238 °C, i.e. temperatures of homogenisation of primary fluid inclusions); calculated  $\delta^{13}\text{C}$  value of hydrothermal fluids is  $-5$  to  $-6$  ‰ PDB. On the formation of Pb-Bi minerals the temperature could be higher (approx. 250 to 300 °C). Secondary fluid inclusions in dolomite contain methane, primary fluid inclusions are relatively high in salinity (17.0 to 20.9 wt.% NaCl equiv.). Such parameters correspond mainly to brine derived from a sedimentary basin. The substance of metals was probably extracted during migration of solutions from its surroundings.

*Key words:* Letovice, dolomite veins in serpentinite, Cu-Pb-Ni-Bi-sulfides, Fe-Cr spinelides, stable isotopes, fluid inclusions, genesis.

Bohuslav Fojt, Radek Škoda, Institute of Geological Sciences, Masaryk University, Kotlářská 2, 611 37 Brno, Czech Republic

Petr Dobeš, Czech Geological Service, Geologická 6, 152 00 Praha-Barrandov, Czech Republic

Karel Malý, Muzeum Vysočiny, Masarykovo nám., 586 01 Jihlava, Czech Republic

### Úvod

Při geologickém mapování širšího území kolem Letovic, zaměřeném na rekognoskaci zbytků starých těžebních prací na železné rudy vzniklé zvětráváním hadců (tzv., bobových

rud“), nalezl PRACHAŘ (1956) v dolomitových žilách, pronikajících zmíněnými horninami, drobné rudní shluky, které byly již dříve stručně uvedeny v topografickém mineralogickém kompendiu BURKARTA (1942), doplněném Krutou (BURKART 1953). Snaha o detailní studium této zajímavé asociace narázela na potíže při určení některých složek klasickými mineralogicko-analytickými metodami. Teprve analýzy pomocí elektronové mikrosondy umožnily kompletní identifikaci mineralů dané rudní paragenese. Výsledky jsou shrnuty v předložené práci.

### Stručný přehled dosavadních mineralogických údajů

Soubor poznatků o minerálech letovického krystalinika do roku 1952 je shrnut ve výše zmiňovaném kompendiu BURKARTA (1953). V něm je uveden i poměrně důkladný mineralogický popis a Fiedlerova chemická analýza letovického dolomitu, z rudních mineralů galenit (GLOCKER 1855) a KUČERŮV (1929) nález „redruthitu“ (= chalkozinu). Podrobnější mineralogické údaje uvádí spis BOUŠKY a KRUTI (1964). Vedle úplného seznamu do té doby nalezných mineralů jsou v práci dokumentovány i RTG analýzami a semi-kvantitativními spektrálními analýzami chromit ze Slatinky a chalkozin z Letovic. Na základě výsledků diplomní práce J. ULRYCHA (ULRYCH 1965), která pojednávala o mineralogii hadcových těles v okolí Letovic, byly z hadců daného území zevrubně popsány stichtit (ULRYCH 1966), tremolitový azbest (DOSTÁL, ULRYCH 1968) a nepouit (ULRYCH 1971). V topografické mineralogii KRUTI (1966), v níž autor navázal na výše uvedenou práci BURKARTA (1953), je zaznamenán z dolomitové žily v kamenolomu „U koupaliště“ bornit a sfalerit, ze sekundárních mineralů cerusit, covellin, chrysokol a pyromorfit. Od té doby se žádné nové údaje o minerálech z Letovicka neobjevily.

### Bližší charakteristika výskytů

Letovické krystalinikum je tvořeno jednak monotónní skupinou svorů s doprovodem rul, kvarcitů a metalyditů, jednak skupinou ofiolitovou s amfibolity a ultrabazity lherzolitového až harzburgitového typu, jejichž metamorfózou vznikly hadce (MÍSAŘ *a kol.* 1983). Těleso ultrabazitů zaujímá plochu cca 10×0,5 km (MÍSAŘ *et al.* 1984). Právě v hadcích byly na třech lokalitách nalezeny v dolomitových žilách drobné rudní kumulace Cu-Pb-Ni-Fe-Bi sulfidů spolu s Fe ( $\pm$ Cr) spinelidy. Zatímco výskyty sulfidů v lomu u Slatinky (součást Letovic, obr. 1, výskyt č. 2) a ve dnes již téměř nezřetelném a zasutěném lůmku nedaleko kóty Červený kopec (obr. 1, výskyt č. 3) jsou zanedbatelné, relativně více rudních hnízd a vtroušenin bylo zaznamenáno v bývalém lomu „U koupaliště“ v Letovicích (obr. 1, výskyt č. 1).

V jižní stěně hadcového lomu lokality č.1 vystupovaly dvě subparalelní žíly hrubozrnného dolomitu o směru Z-V s úklo-



Obr. 1. Topografická situace lokalit v okolí Letovic. 1 - bývalý lom „U koupaliště“; 2 - lom ve Slatince; 3 - zcela zasutěný lůmek pod Červeným vrchem. Výřez z mapy KČT č. 50.

Fig. 1. Topographic situation of the studied localities. 1 - Letovice, 2 - Slatinka, 3 - Červený vrch.

nem 30–40° k jihu. Jejich proměnlivá mocnost nepřesahovala 10 cm. Sulfidické shluky, většinou protažené paralelně s průběhem žil, se vyskytovaly hlavně při hranici s okolní horninou; relativně největší kumulace dosahovaly rozměrů 2,5×1,5 cm (PRACHAŘ 1956). Obdobnou pozici zaujímala i dolomitová žíla v lomu ve Slatince se strmějším úklonem (80°), ve které byly nalezeny agregáty magnetitu o velikosti až 4 cm, převážně bez sulfidů. Kromě rudních minerálů obsahovaly žíly i úlomky hydrotermálně přeměněných hadců.

### Přehled použité pracovní metodiky

Vzorky, kterých bylo použito pro bližší mineralogický a chemický výzkum, byly odebrány jednak L. Prachařem a V. Kuděláskem při terénním geologickém mapování, jednak prvním z autorů tohoto sdělení. Mikroskopické preparáty (výbrusy a nábrusy) byly zhotoveny J. Povolným v laboratoři ÚGV MU Brno, stejně jako klasické chemické analýzy dolomitu (P. Kadlec). Chemismus minerálů byl měřen na elektronové mikrosondě Cameca SX 100 na společném pracovišti PrF MU a ČGS v Brně R. Škodou. Analýzy sulfidů byly provedeny za následujících podmínek: urychlovací napětí 25 kV, proud svazku 20 nA a průměr svazku pod 1 μm. Oxidické minerály byly analyzovány za těchto podmínek: urychlovací napětí 15 kV, proud svazku 20 nA s průměrem svazku 1 μm. Jako standardy byly použity syntetické a přírodní, dobře definované fáze. Sekundární fáze byly měřeny za podmínek: 15 kV, 10 nA s průměrem svazku 5–10 μm. Načítací doby na piky byly 10 s pro hlavní prvky a 20 až 40 s pro minoritní až stopové prvky. Změřená data byla upravena automatickou PAP korekcí.

Fluidní inkluze byly studovány metodou optické mikrotermometrie P. Dobešem v oboustranně leštěných destičkách o síle 0,3 mm pomocí aparatury Chaixmeca (POTY *et al.* 1976). Aparatura byla kalibrována pro teploty mezi -10 až +400 °C chemickými standardy fy. Merck a fázovými přechody v inkluzích s čistým CO<sub>2</sub> a H<sub>2</sub>O. Homogenizační a kryometrická data vykazují reprodukovatelnost ±0,2 °C a ±3 °C při teplotách do 200 °C. Salinita vodných roztoků byla počítána podle BODNARA a VITYKA (1995), hustota CH<sub>4</sub> podle ANGUSE *et al.* (1976).

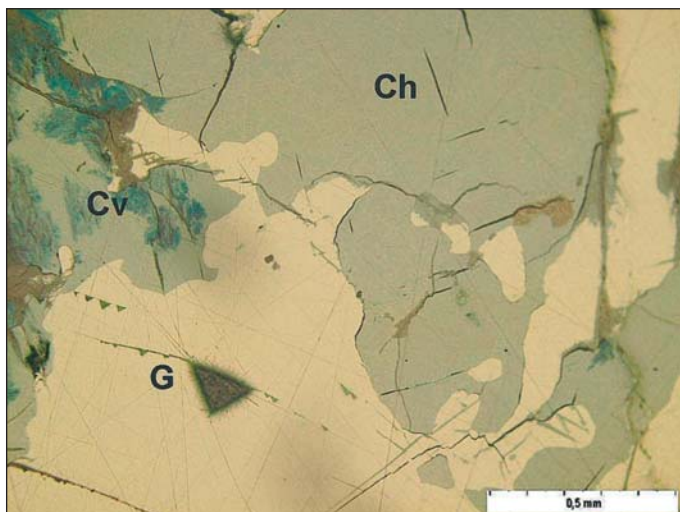
Izotopové analýzy byly provedeny v laboratoři České geologické služby na přístroji Finnigan MAT 251 (analytik K. Žák, I. Jačková, K. Malý); vzorky byly připraveny standardní metodikou: galenit byl oxidován při 800 °C CuO, karbonáty byly rozloženy 100% H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub>. Kyslík byl z magnetitu uvolněn fluorační technikou (s použitím BrF<sub>5</sub>; uvolněný kyslík byl převeden na CO<sub>2</sub> zahříváním s grafitem), analytik M. Pudilová.

Na mineralogickém zhodnocení se podíleli všichni spoluautoři.

### Mineralogická charakteristika obsahu dolomitových žil

Jak bylo uvedeno výše, rudní shluky sulfidů se v dolomitových žilách objevují poměrně sporadicky. Relativně nejhojněji je v hnízdovitých agregátech zastoupen jemnozrnný až středně zrnitý *galenit*, o němž se zmiňuje již GLOCKER (1855). Objevuje se samostatně i ve společnosti namodralého chalkozínu, s nímž intimně (až myrmekiticky) srůstá (obr. 2). Ojedinele uzavírá zrna primárního covellínu, ryzího bismutu, wittichenitu a milleritu. Podél štěpných trhlin bývá galenit v důsledku supergeneze přeměněn na cerusit a anglesit, často i s chomáčkovitými lemy druhotného covellínu. Chemismus galenitu (tab. 1) je velmi jednoduchý, za pozornost stojí jen stopové obsahy Se a As a překvapující (v rámci meze detekce elektronové mikrosondy) nepřítomnost Ag. Obsah Bi souvisí pravděpodobně se submikroskopickými inkluzemi Bi-minerálů.

Druhým nejčastějším, makroskopicky pozorovatelným minerálem, je výše uvedený *chalkozín*. Poprvé se o něm zmiňuje již KUČERA (1929). Přeměnou chalkozínu vznikají



Obr. 2. Srůst galenitu (G) s chalkozinem (Ch). Cv - covellin. Nábrus. Foto M. Gregerová.  
Fig. 2. The intergrowths of galena (G) with chalcocite (Ch). Cv - covellite. Reflected light. Photo made by M. Gregerová.

druhotné Cu-minerály - covellin, malachit a chryzokol. Chemismus uvádí tab. 2. Atomové zastoupení mědi po přepočtu na 1 atom síry kolísá u 6 provedených analýz v rozsahu 1,80 až 1,89. Průměrný vzorec  $Cu_{1,85}S_{1,00}$  se nejvíce blíží *digenitu* ( $Cu_{1,80}S_{1,00}$ ) s náznaky přechodu k *djurleyitu* ( $Cu_{1,97}S_{1,00}$ ). Na rozdíl od galenitu obsahuje chalkozin také malé množství stříbra (0,03–0,30 hm.%) a stopové obsahy zinku (0,02–0,06 hm.%), některé i malý podíl selenu (do 0,18 hm.%).

Méně častými, ale přesto i makroskopicky postřehnutelnými, jsou individua a rozměrem malé (milimetrové) agregáty *bornitu* doprovázené primárním *covellinem* (obr. 4) s charakteristickou, mikroskopicky velmi nápadnou, bazální odlučností. Při okrajích zrn bornitu se zřídka objevují drobné a úzké lamely *chalkopyritu*, které jsou typickým projevem

Tabulka 1. WDX analýzy bismutu a galenitu (hm. %).  
Table 1. WDX analyses of bismuth and galena (wt. %).

	11/1	1/1	5/1
Bi	99,36	0,00	0,12
Pb	0,00	84,78	85,65
Sb	0,02	0,00	0,00
Cu	0,02	0,00	0,01
Zn	0,01	0,00	0,00
Ni	0,47	0,00	0,00
Cd	0,15	0,00	0,00
S	0,01	13,05	13,17
Se	0,00	0,07	0,08
As	0,00	0,04	0,07
Total	100,04	97,95	99,11
Bi	0,973		
Pb		1,002	1,002
Ni	0,016		
Cd	0,002		
S	0,009	0,997	0,997
Se		0,001	0,001
As		0,001	0,001
Apfu	1,000	2,001	2,001

11/1 - bismut (bismuth); 1/1, 5/1 - galenit (galena)

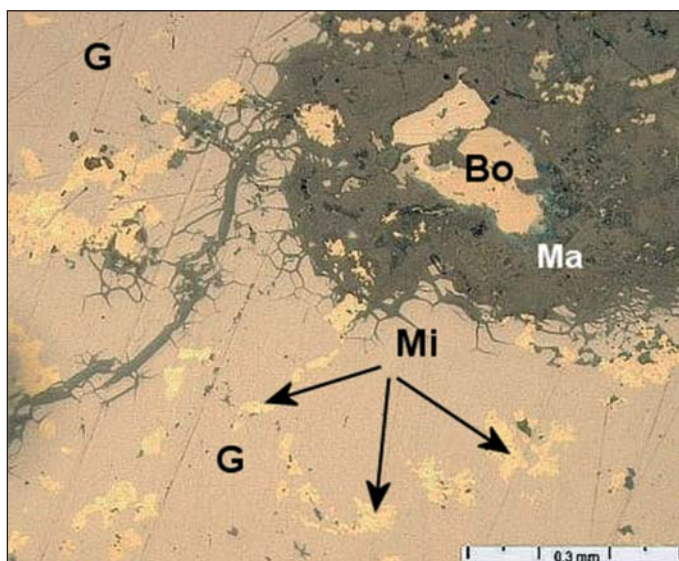
rozpadu pevného roztoku daných minerálních fází (obr. 5). Supergenní přeměnou bornitu podél trhlin a při styku s žilným dolomitem vzniká druhotný covellin, jehož růžicovité shluky jsou tvořeny agregáty drobných listovitých individuí ve společnosti s jehličkami a „chloupky“ malachitu (obr. 5). Také bornit i covellin (byl analyzován jen primární covellin) obsahují relativně zvýšený podíl stříbra (0,23–0,74 hm.%), stopy zinku a selenu (tab. 2).

I když je *pyrit* běžným minerálem sulfidických paragenezí, v našem případě byl zjištěn jen v podobě drobných protáhlých shluků v mladších kalcitových žilkách, které pronikají ojediněle dolomitovou maticí.

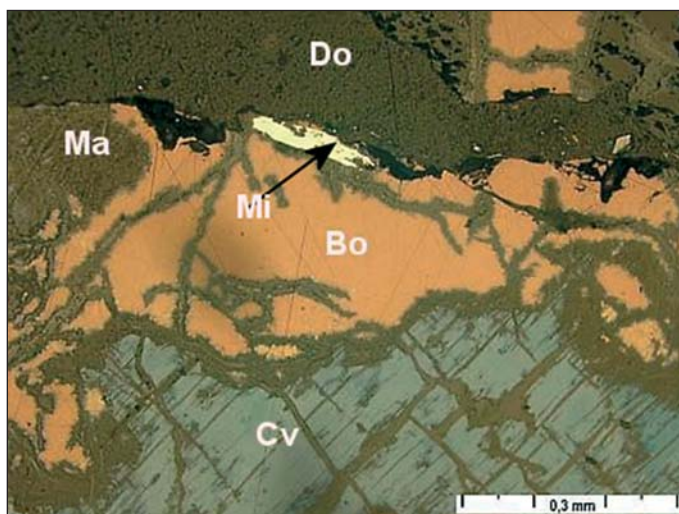
Ve starší literatuře uváděný sfalerit (KRUTA 1966) nebyl v našem materiálu zjištěn.

Nejzajímavější asociaci tvoří skupina minerálů s podstatným zastoupením bis-

Obr. 3. Drobně rozptýlené inkluze milleritu (Mi) v galenitu (G).  
 Ma - malachit;  
 Bo - bornit. Nábrus.  
 Foto M. Gregerová.  
 Fig. 3. Disseminated inclusions of millerite (Mi) in galena (G).  
 Ma - malachite;  
 Bo - bornite. Reflected light. Photo made by M. Gregerová.



Obr. 4. Výrazně štěpné individuuum covellínu (Cv) s bornitem (Bo) a lištou milleritu (Mi).  
 Ma - žilky a agregáty malachitu, Do - dolomit.  
 Nábrus. Foto M. Gregerová.  
 Fig. 4. Covellite (Cv) with bornite (Bo) and millerite (Mi).  
 Ma - malachite,  
 Do - dolomite. Reflected light. Photo made by M. Gregerová.



mutu a niklu. Parkerit, wittichenit i ryzí Bi byly identifikovány pouze ve vzorcích s převládajícím galenitem. *Parkerit*, svou odrazností blízký galenitu, je výrazně anizotropní, zřetelně štěpný, se zrny kolem desetin mm (obr. 6). Drobná, většinou oválná individua *ryzího Bi* (<0,1 mm) byla nalezena v galenitu a parkeritu, stejně jako zrna *wittichenitu* (obr. 6) a problematického *Ni-wittichenitu* (?). Chemismus uvedených Bi-minerálů uvádí tab. 3.

Ni-sulfid - *millerit* - je běžným minerálem dané paragenese. Tvoří obyčejně malé shluky lištovitě protažených krystalků spolu s ostatními sulfidy, nebo i samostatně agregáty v dolomitové hlušíně (obr. 4). Zvláštní formou jsou jeho drobná, tvarově nepravidelná zrna, nerovnoměrně rozptýlená v galenitu (obr. 3). Kromě niklu obsahuje millerit i nepatrná množství kobaltu, mědi a arzenu (tab. 3).

Nejvíce zastoupeným rudním minerálem dolomitových žil a jejich bezprostředního horninového okolí v Letovicích a Slatince je *magnetit*. Je přítomen ve dvou texturních podobách:

Tabulka 2. WDX analýzy Cu-sulfidů (hmot.%).

Table 2. WDX analyses of the Cu-sulphides (wt.%).

	8/1	9/1	11/1	13/1	14/1	14a/1	15/1	12/1	16/1	17/1
Cu	78,88	78,87	78,11	78,15	78,59	78,62	66,34	70,31	63,79	62,98
Zn	0,06	0,03	0,04	0,04	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01
Fe	0,04	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	11,35	11,36
Cd	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00
Ag	0,03	0,03	0,29	0,34	0,23	0,30	0,74	0,23	0,31	0,41
Hg	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00
Bi	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,06	0,00	0,00
S	21,83	21,45	21,37	21,14	20,92	21,23	31,06	28,54	25,59	25,61
Se	0,18	0,13	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Total	101,02	100,53	99,86	99,73	99,79	100,22	98,22	99,16	101,06	100,37
Cu	1,933	1,948	1,920	1,948	1,961	1,951	1,032	1,092	4,922	4,926
Zn			0,004	0,001			0,002			
Fe	0,002								1,027	1,042
Ag			0,004	0,005	0,003	0,005	0,007	0,002	0,015	0,020
Catsum	1,935	1,948	1,928	1,954	1,964	1,956	1,041	1,094	5,964	5,988
S	1,061	1,050	1,073	1,044	1,035	1,044	0,959	0,906	4,036	4,012
Se	0,003	0,001		0,001						
Ansum	1,064	1,051	1,073	1,045	1,035	1,044	0,959	0,906	4,036	4,012
Apfu	2,999	2,999	3,001	2,999	2,999	3,000	2,000	2,000	10,000	10,000

8/1, 9/1, 11/1, 13/1, 14/1, 14a/1 - chalkozín (chalcocite); 12/1, 15/1 - covellin (covellite)

16/1, 17/1 - bornit (bornite)

Tabulka 3. WDX analýzy sulfidů Ni a Bi (hm.%).

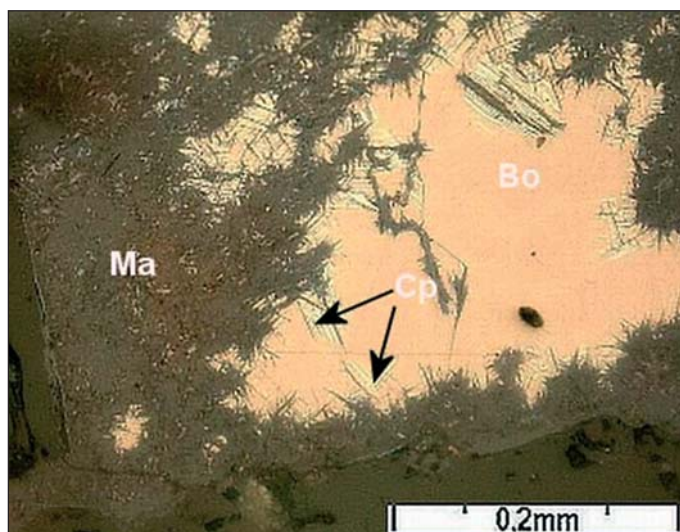
Table 3. WDX analyses of the Ni and Bi sulphides (wt.%).

	2/1	3/1	4/1	8/1	9/1	6/1	7/1
Bi	37,72	37,83	35,61	40,38	36,33	0,00	0,01
Ni	26,01	26,07	25,42	0,83	7,21	64,15	63,63
Pb	26,02	26,19	29,02	0,00	1,21	0,00	0,00
Cu	0,00	0,00	0,00	37,50	33,01	0,00	0,20
Ag	0,01	0,00	0,00	0,26	0,21	0,01	0,10
Sb	0,03	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cd	0,05	0,01	0,00	0,09	0,04	0,00	0,01
Co	0,02	0,03	0,01	0,00	0,01	0,10	0,21
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01
S	9,68	9,80	9,75	19,16	20,87	35,80	35,58
Se	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,01	0,00
As	0,04	0,02	0,02	0,00	0,00	0,04	0,01
Total	99,59	100,01	99,85	98,23	98,94	100,12	99,72
Bi	1,199	1,199	1,137	0,967	0,826		
Ni	2,951	2,940	2,895	0,071	0,584	0,989	0,985
Pb	0,839	0,835	0,936				
Cu				2,956	2,463		0,003
Ag				0,010	0,009		0,001
Sb					0,028		
Cd				0,005			
Co						0,002	0,003
Catsum	4,989	4,974	4,968	4,009	3,910	0,991	0,992
S	2,011	2,026	2,032	2,991	3,089	1,009	1,008
Apfu	7,000	7,000	7,000	7,000	6,999	2,000	2,000

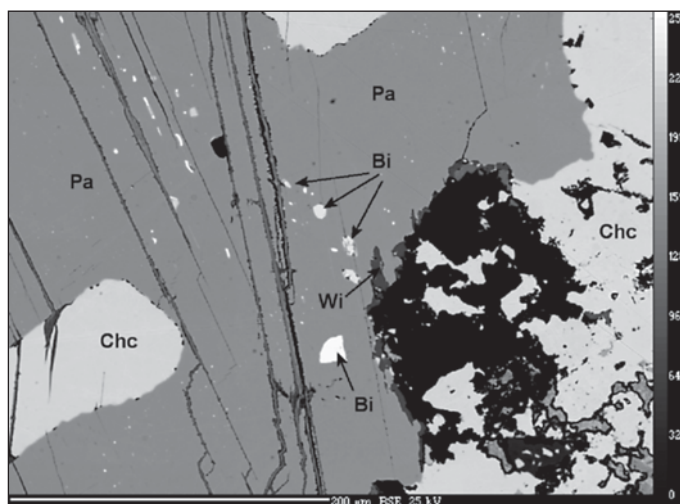
2/1-4/1 - parkerit (parkerite); 8/1 - wittichenit (wittichenite); 9/1 - Ni-wittichenit? (Ni-wittichenite?);

6/1, 7/1 - millerit (millerite)

Obr. 5. Bornit (Bo)  
s lamelami chalkopyritu  
(Cp). Ma - jehličkovitý  
malachit. Nábrus.  
Foto M. Gregerová.  
Fig. 5. Bornite (Bo) with  
the chalcopyrite lamellae  
(Cp). Ma - malachite.  
Reflected light. Photo  
made by M. Gregerová.



Obr. 6. Parkerit (Pa)  
s inkluzemi bizmutu (Bi).  
Wi - wittichenit, Chc -  
chalkozin. Obráz BSE.  
Foto R. Škoda.  
Fig. 6. Parkerite (Pa) with  
bismuth inclusions (Bi).  
Wi - wittichenite,  
Chc - chalcocite. BSE  
photo made by R. Škoda.



i) hrubozrnný se vyskytuje samostatně v izolovaných shlucích v dolomitu, zvláště na kontaktu s hostitelskou horninou, kde dosahují hnízda velikosti až 4 cm. V rozměrově menších zrnech (výjimečně až 4 mm) se objevuje i přímo v hadci. ii) magnetit ve společnosti s drobnými hnízdy sulfidů vytváří pentlicovité kumulace (obr. 7). Jeho vývin v tomto případě nápadně připomíná kolomorfní shluky. Jen výjimečně byla v agregátech prvního typu pozorována automorfně vyvinutá individua (<0,2 mm), častěji jde o čočkovitě protažené shluky, při okrajích s vrostlicemi antigoritu, případně jiných minerálů kaolinit-serpentinové skupiny. Místy se v individuích magnetitu objevují krystalizační centra s vyšším obsahem chromu, hliníku a hořčíku. Chromit z lokality Slatinka popsali na základě RTG analýzy již BOUŠKA a KRUTÁ (1964). Podle mikrosondových analýz však nejde o čistý chromit, ale o Cr spinelid s širším rozsahem chemického složení, jak vyplývá z obr. 8 i tab. 4. Pokud bychom se přidrželi starší nomenklatury, spočívající na poměru kationů v pozici B (STEVENS 1944), spadají analyzované fáze s nejvyšším zastoupením chromu do pole *ferrichromitu* až *alumochromitu*

Tabulka 4. Reprezentativní WDX analýzy Fe–Cr-spinelidů (hm.%).

Table 4. Representative WDX analyses of the Fe–Cr-spinelides (wt.%).

	2.1	8.1	15.1	6.1	7.1	12.1	4.1	5.1	10.1
SiO <sub>2</sub>	0,04	0,03	0,05	0,02	0,03	0,01	0,02	0,00	0,03
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,08	0,07	0,28	0,27	0,25	0,07	0,10	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	0,01	0,00	0,80	0,96	1,40	19,41	15,79	21,18
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,35	0,61	0,44	31,62	31,81	33,43	41,84	46,10	39,39
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,07	0,07	0,09	0,10	0,09	0,24	0,25	0,27
FeO	92,75	92,67	91,79	59,72	59,43	57,90	28,83	29,53	29,11
MnO	0,09	0,10	0,13	1,15	1,18	1,20	0,91	0,98	0,90
MgO	0,46	0,55	0,87	1,74	1,82	1,97	7,00	6,19	6,85
CaO	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00
ZnO	0,07	0,05	0,02	0,53	0,49	0,53	1,43	1,03	1,56
NiO	0,27	0,39	0,35	0,36	0,34	0,33	0,06	0,06	0,06
FeO <sub>calc.</sub>	30,88	30,51	29,77	27,48	27,43	27,37	22,34	23,31	22,61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3 calc.</sub>	68,75	69,07	68,92	35,82	35,57	33,92	7,22	6,91	7,22
Total	102,10	101,48	100,69	100,48	99,99	100,50	100,54	100,85	100,14
Fe <sub>2</sub> TiO <sub>4</sub>	0,2	0,3	0,2	0,9	0,8	0,7	0,2	0,2	0,2
FeAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>				1,8	2,1	3,1	3,3	0,3	7,3
MgAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	0,1						33,8	30,5	33,1
FeV <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,3	0,3	0,3
MnFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	0,3	0,3	0,4	3,8	3,7	3,7	2,5	2,7	2,5
FeCr <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	1,7	0,3	0,3	33,5	36,8	37,8	53,5	60,1	50,3
MgCr <sub>2</sub> O <sub>4</sub>				10,1	10,1	10,8			
ZnFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	0,2	0,1	0,1	1,5	1,4	1,4	3,4	2,5	3,7
MgFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	2,5	3,0	4,9						
FeFe <sup>3+</sup> <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	94,6	95,5	93,6	47,8	44,5	41,8	2,9	3,3	2,6
NiCr <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	0,3	0,4	0,4	0,5	0,5	0,5	0,1	0,1	

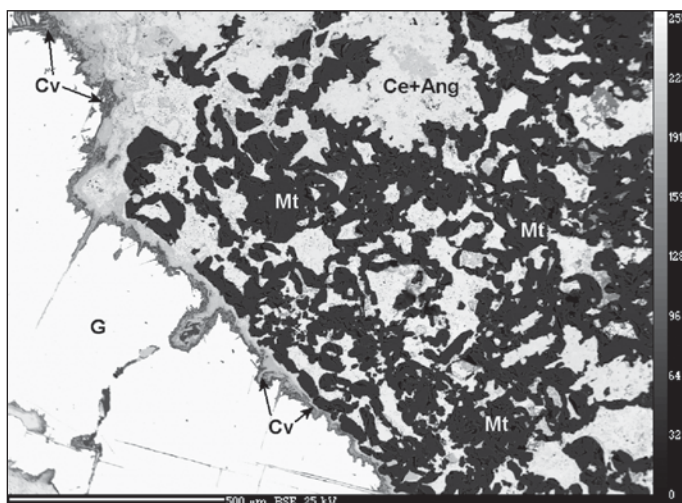
2.1, 8.1, 15.1 – magnetit (magnetite); 4.1, 5.1, 10.1 – ferrichromit (ferrichromite); 6.1, 7.1, 12.1 – p fuchodná fáze (transition phase)

(viz ternární diagram obr. 9). Na základě mikroskopických pozorování a mikrosondových analýz byly v Fe–Cr spinelidech identifikovány tři zóny: (i) centrum těchto individuí je tvořeno převážně složkou chromitovou (50,3–60,1 %) s podstatným zastoupením molekuly spinelové (30,5–33,8 %) a s relativně zvýšeným podílem složek franklinitu (2,5–3,7 %), hercynitu (0,3–7,3 %), magnetitu (2,6–3,3 %) a jacobsitu (2,5–2,7 %); (ii) přechodnou zónu tvoří fáze s mírnou převahou komponenty magnetitové (41,8–47,8 %) nad složkou chromitovou (33,5–37,8 %), oproti centru se zvýšeným podílem komponenty jacobsitové (~3,7 %) a sníženým podílem molekuly franklinitové (~1,4 %); (iii) vnější část představuje poměrně čistý magnetit se shodným chemismem jako ostatní individua, u nichž nastiněný zonální vývin nebyl zjištěn. Převládající podíl magnetitové složky (93,6–95,5 %) doplňují komponenty magnesioferritová (2,5–4,9 %) a chromitová (0,3–1,7 %). Ostatní složky v této formě i v obou dalších zónách jsou zanedbatelné (coulsonitová 0,1–0,3 %; nichromitová 0,0–0,5 %). Naznačený chemismus jednotlivých zón doplňují grafy obr. 10a, b, na nichž jsou znázorněny závislosti mezi zastoupením Fe<sup>2+</sup>/Fe<sup>3+</sup>/Cr/Mg.

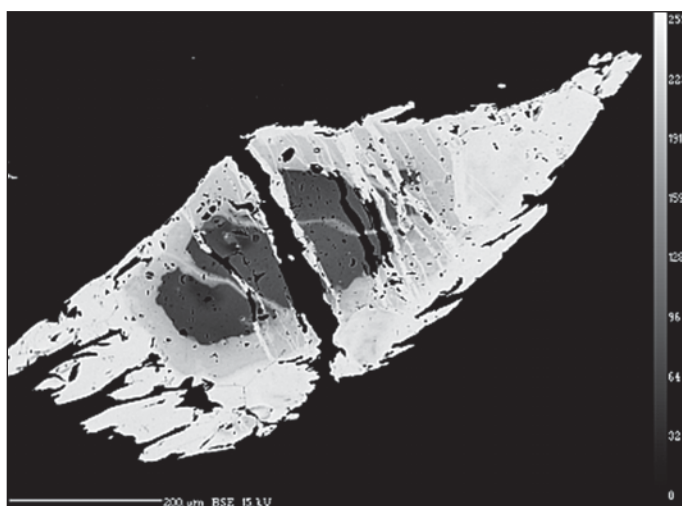
Výrazně převládající hlušinnové prostředí studovaných žil tvoří hrubozrnný až středně zrnitý *dolomit*. Z rozpočtu chemických analýz vyplývá, že se v jeho složení uplatnila i složka ankeritová (2,3–6,4 %) a diadoční příměs stroncia (0,10–0,31 hm.% SrO) – viz tab. 5. Kontrolní analýza vzorku LT1, provedená v kanadské laboratoři ACME ve Vancouveru, vykazovala shodné výsledky pokud jde o zastoupení makroprvků i obsah stroncia. Kromě



Obr. 7. Pentlicovitý magnetit (Mt) na kontaktu s galenitem (G). Cv - covellin, Ce+Ang - cerusit + anglesit. Obraz BSE. Foto R. Škoda.  
 Fig. 7. The gibbon-aggregates of magnetite (Mt) in the contact of galena (G). Cv - covellite, Ce+Ang - cerusite + anglesite. BSE photo made by R. Škoda.

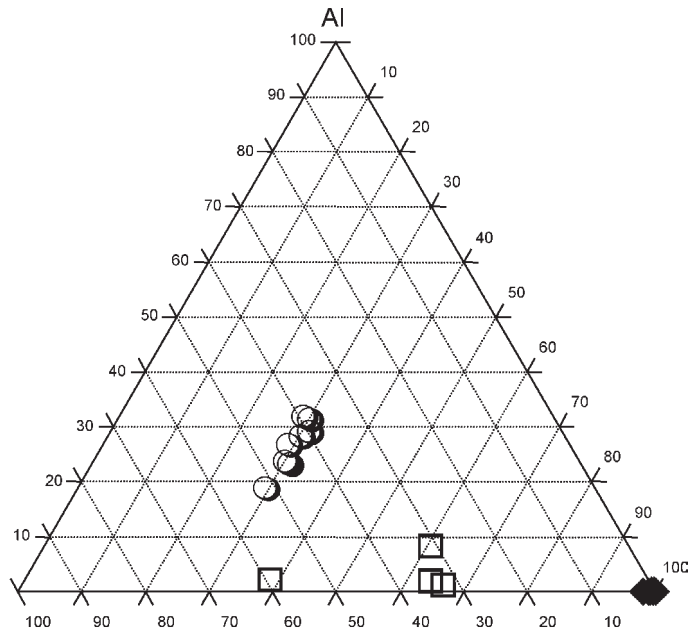


Obr. 8. Zonální individuum Fe-Cr spinelidu: Bílý - magnetit; přechodná zóna - světle šedá; tmavošedý - spinelid s převahou Cr nad Fe. Obraz BSE. Foto R. Škoda.  
 Fig. 8. Zonated Fe-Cr spinelide: White - magnetite; light-grey - transitive zone; dark grey - spinelide with Cr > Fe. BSE photo made by R. Škoda.



toho bylo zjištěno i 18 ppm Ba, 39 ppm Ni, 8 ppm Co, 8 ppm Pb a 4 ppm Zn. Výsledky analýz lanthanidů vzorku analyzovaného ve Vancouveru přinesly zajímavá zjištění: křivka, znázorňující normalizaci obsahů lanthanidů chondritem C1 (ANDERS, GREVESSE 1989 in KERRICH, WYMAN 1996, obr. 11) vykazuje plynulý pokles od La ke Gd (suma lehkých lanthanidů je 3,5 ppm) a je přerušena výraznou pozitivní anomálií Eu ( $Eu_N/Eu^* = 2,316$ ) a v oblasti HREE (jejichž suma je 1,35 ppm) stoupá až do hodnot, které přesahují obsahy lehkých lanthanidů. Zmíněnou pozitivní anomálii Eu lze interpretovat jako důsledek poklesu teploty hydrotermálního roztoku do oblasti nižší než 200-250 °C, spojenou s termochemickou oxidací  $Eu^{2+}$  na  $Eu^{3+}$  (BAU, MÖLLER 1992). Celkové zastoupení lanthanidů v dolomitu (6,65 ppm) je velmi nízké, což je pro běžné žilné karbonáty zcela obvyklé. Relativní navýšení těžkých lanthanidů odráží pravděpodobně hostitelské horninové prostředí metamorfovaných ultrabazik.

Ojedinelé mladší žilky bělavějšího karbonátu představuje jemnozrný *kalcit*. Jak bylo uvedeno výše, spolu s ním se někdy objevuje i pyrit.

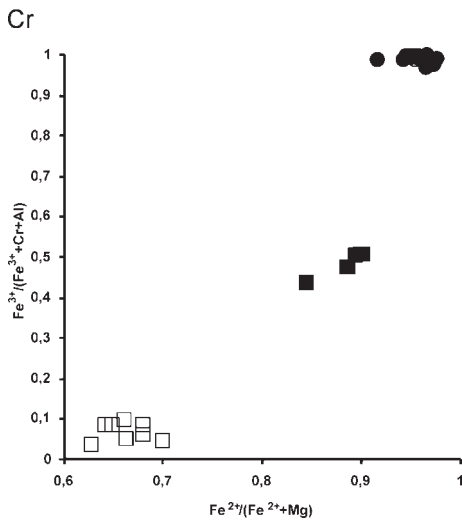


Obr. 9. Ternární diagram Fe-Cr spinelidů.

◆ - magnetit;  
 □ - spinelid přechodné zóny; ○ - spinelid s Cr > Fe.

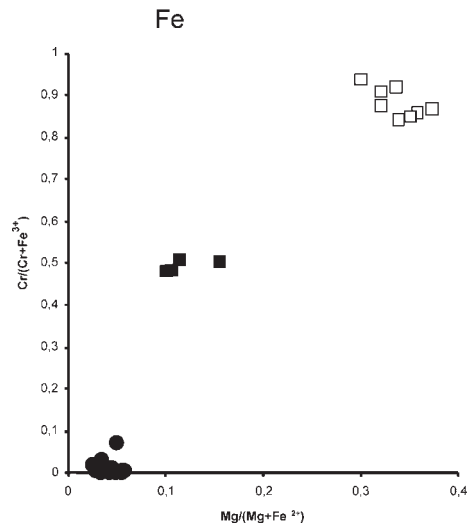
Fig. 9. The diagram of the Fe-Cr-spinelides:

◆ - magnetite;  
 □ - spinelide of the transitive zone; ○ - spinelide with Cr > Fe.



Obr. 10a. Variace chemického složení Fe-Cr spinelidů vyjádřená poměrem  $Cr/(Cr+Fe^{3+})$  versus  $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ . ● - magnetit; ■ - spinelid přechodní zóny; □ - spinelid s Cr > Fe.

Fig. 10a. Compositional variation of the Fe-Cr spinelides expressed as a plot of  $Cr/(Cr+Fe^{3+})$  versus  $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ . ● - magnetite; ■ - spinelide of the transition zone; □ - spinelide with Cr > Fe.



Obr. 10b. Variace chemického složení Fe-Cr spinelidů vyjádřená poměrem  $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Cr+Al)$  versus  $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ . Značky shodné s obr. 10a.

Fig. 10b. Compositional variation of the Fe-Cr spinelides as a plot of  $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Cr+Al)$  versus  $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ . The explanations the same as in the Fig. 10a.

Tabulka 5. Chemické analýzy dolomitu (hm.%).  
Table 5. Chemical analyses of dolomite (wt.%).

	LT1	LT5A	LT3B	LTX
SiO <sub>2</sub> +n.p.	0,11	0,27	0,09	0,09
FeO	1,24	1,80	2,06	1,82
MnO	0,32	0,33	0,34	0,33
CaO	29,68	30,17	29,72	30,47
MgO	21,19	20,07	20,32	20,47
SrO	0,10	0,31	0,10	n.d.
CO <sub>2</sub>	47,02	46,96	47,08	46,86
Total	99,66	99,93	99,71	100,04
Fe	0,032	0,047	0,054	0,047
Mn	0,008	0,009	0,009	0,009
Ca	0,988	1,008	0,991	1,015
Mg	0,981	0,933	0,943	0,949
Sr	0,002	0,006	0,002	0,000
C	1,994	1,999	2,001	1,990
Catsum	4,006	4,001	3,999	4,010
O	6	6	6	6
CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> (%)	97,6	93,2	94,4	94,0
Ca(Fe,Mn)(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> (%)	2,3	6,4	5,5	5,9

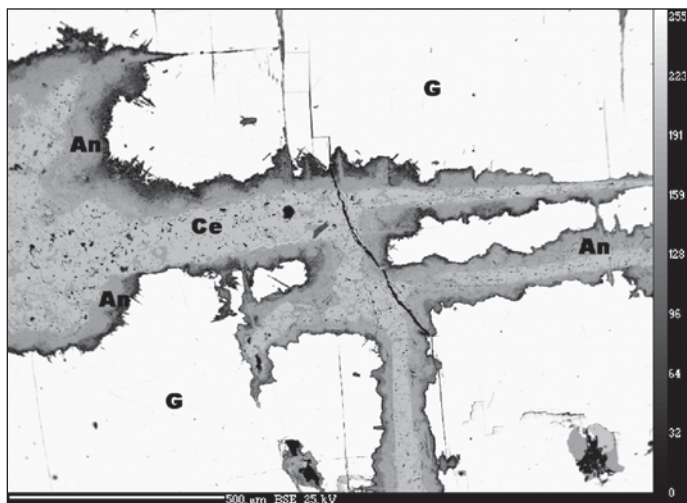
n.p. - nerozpustný podíl (insoluble portion)

Analytik: P. Kadlec, ÚGV PfF MU Brno

Obr. 12. Supergenní přeměny galenitu (G):  
Ce - cerusit; An - anglesit.  
Obraz BSE.

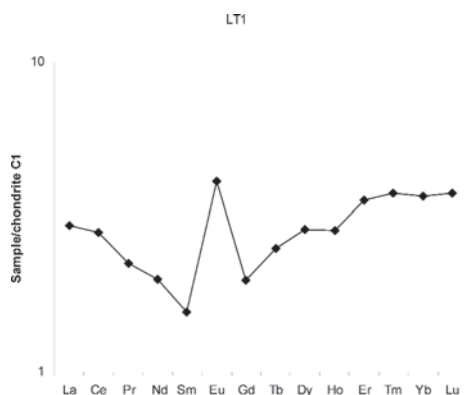
Foto R. Škoda.

Fig. 12. Supergene alteration products of the galena (G):  
Ce - cerusite;  
An - anglesite. BSE photo made by R. Škoda.



### Produkty zvětrávání zrudněných dolomitových žil

Ze supergenních minerálů jsou nejnápadnější povlaky a žilky s drobnými jehličkovitými krystalky *malachitu* (viz výše), místy i žilky a malá hnízda s agregáty jemnozrného až celistvého *chryzokolu*. Při mikrosondových analýzách byl v agregátech chryzokolu zjištěn i *baryt* (o rozměrech maximálně 12×100 μm) a neznámá fáze s podstatným obsahem olova a arzenu. Výše zmíněný druhotný *covellin* vzniká nejen v důsledku hypergenese Cu-sulfidů, ale provází i rozkladné produkty vznikající na úkor galenitu. V takových případech narůstají jeho jemné jehličky přímo na tento sulfid. Jako mladší krystaluje *anglesit* s relativně vysokým obsahem mědi (obr. 13 a tab. 6). Není vyloučeno, že jde



Obr. 11. Distribuční křivka obsahu lanthanidů dolomitu (LT1). Normalizace chondritem C1.

Fig. 11. Chondrite C1 normalized lanthanides of the dolomite sample LT1.

Tabulka 6. WDX analýzy produktů hypergenních přeměn (hm.%).

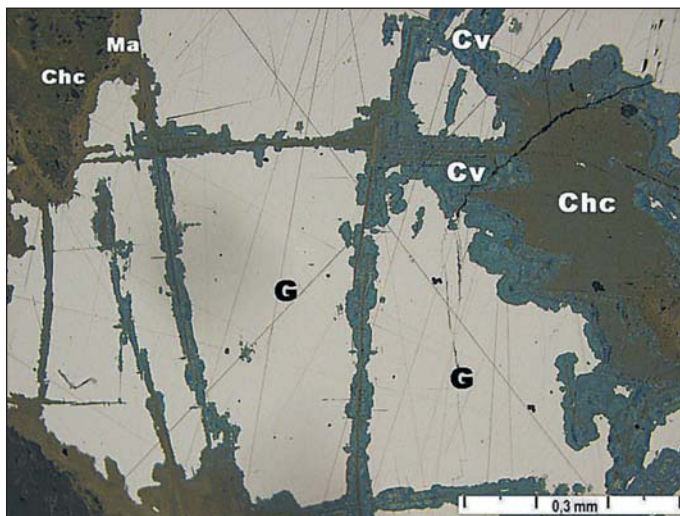
Table 6. WDX analyses of the hypergenne alterations products (wt.%).

	1	2	3	4		
				Min.	Max.	
SO <sub>3</sub>	0,08	0,00	24,67	S	0,22	0,45
PbO	83,93	83,92	71,93	Bi	49,94	62,31
CuO	n.d.	n.d.	4,63	Pb	8,89	15,59
ZnO	0,02	0,06	n.d.	Cu	2,62	11,80
MnO	0,05	0,00	0,03	Fe	0,01	0,27
CaO	0,03	0,00	0,06	Ni	0,00	1,06
CO <sub>2</sub> <sup>*)</sup>	16,75	16,58		As	0,07	0,18
Σ	100,86	100,56	101,32	Ca	0,36	0,67
S	0,003		0,943	Si	1,26	4,41
Pb	0,988	0,998	0,986	P	0,00	0,04
Cu			0,178	Cl	0,09	0,17
Zn	0,001					
Mn	0,002		0,001			
Ca	0,001		0,003			
C	1,000	1,00				
O	3	3	4			

1, 2 - cerusit (cerusite); 3 - anglesit+příměs Pb/Cu síranu (?) (anglesite+other Pb-Cu sulphate (?);

4 - rozptyl obsahu prvků hypergenní přeměny asociace Bi-Pb-Cu sulfidů (variability of the element contents of hypergenne alteration of the Bi-Pb-Cu sulphides)

<sup>\*)</sup>stanoveno podle stechiometrie (determined by stoichiometry)



Obr. 13. Hypergenní covellín (Cv) pronikající galenitem (G).

Chsc - chrysokol,  
An - anglesit. Nábrus.  
Foto M. Gregerová.

Fig. 13. Supergenne covellite-veinlets (Cv) in galena (G).

Chsc - chrysocolla,  
An - anglesite. Reflected light. Photo made by M. Gregerová.

o submikroskopickou směs anglesitu s jiným Pb-Cu síranem (linaritem, chenitem, elyitem?). Jeho agregáty, vrůstající do galenitu mají někdy bizarní tvar zprohybaných „chloupeků“. Jako nejmladší v této asociaci vzniká *cerusit*, který vyplňuje středy žilek pronikajících podél štěpnosti galenitem (obr. 12 a tab. 6). Hypergenní přeměnou Bi-sulfidů vznikají kolomorfní blíže neurčitelné oxidické fáze, v nábrusech s patrnou různou odrazností. V chemismu figurují jako hlavní komponenty bismut, olovo a měď (tab. 6). Zcela běžnými jsou oxidické hydratované sloučeniny železa v podobě povlaků, žilek i drobných shluků v přímém okolí rudních agregátů, v mineralogické praxi označované jako „limonit“. Ve starší literatuře uvedený pyromorfit nebyl v našem materiálu zastižen.

## Izotopové analýzy síry galenitu, kyslíku a uhlíku dolomitu a kyslíku magnetitu

Analyzované galenity mají velmi homogenní izotopové složení síry: pět zkoumaných vzorků má hodnoty  $\delta^{34}\text{S}$  v rozmezí +2,3 až +3,0 ‰ CDT. Za předpokladu, že ke konsolidaci galenitu došlo v teplotním režimu kolem cca 250 °C (viz dále) a sulfan byl hlavním nositelem síry v hydrotermálním roztoku, měla síra hydrotermálního roztoku hodnotu  $\delta^{34}\text{S}$  cca +4 až +5 ‰ CDT (OHMOTO, RYE 1979).

Zdroj síry pro hydrotermální roztok tohoto izotopového složení můžeme pouze hypoteticky hledat v okolních horninách (obsah sulfidické síry v serpentinitech i amfibolitech z okolí zkoumaných žil je natolik nízký, že se z nich nepodařilo získat mechanickou separací ani tzv. Johnson-Nishitovou destilací dostatečné množství sloučenin síry pro izotopová měření).

Izotopové složení karbonátů shrnuje tab. 7. Uvažujeme-li, že uhlík byl v hydrotermálním roztoku převážně ve formě  $\text{CO}_{2\text{aq}}$  a že dolomit krystaloval za teplot kolem 250 °C, můžeme předpokládat, že se hodnota  $\delta^{13}\text{C}$  hydrotermálního roztoku pohybovala mezi cca -5 až -6 ‰ CDT (SHEPPARD, SCHWARCZ (1970). To velmi dobře odpovídá hodnotám uváděným pro tzv. homogenizovaný uhlík zemské kůry. Hodnoty  $\delta^{18}\text{O}$  vody hydrotermálního roztoku se (při uvažované teplotě cca 250 °C) pohybovaly mezi +3 až +5 ‰ SMOW (MATTHEWS, KATZ 1977); voda mohla vzniknout v tomto konkrétním případě v důsledku výšeteplotních izotopových výměnných reakcí s kyslíkatými minerály okolních hornin.

Bylo stanoveno také izotopové složení kyslíku ve dvou vzorcích magnetitu:  $\delta^{18}\text{O}$  vz. LT-3a je 0,0 ‰ SMOW,  $\delta^{18}\text{O}$  vz. LT-4b je 1,3 ‰ SMOW. Předpokládáme-li teplotu vzniku magnetitu cca 250 °C, měla voda hydrotermálního roztoku hodnotu  $\delta^{18}\text{O}$  cca +9 až +10 ‰ SMOW (BOTTINGA, JAVOY 1973).

Při použití kyslíkového termometru (pár magnetit-dolomit; BOTTINGA, JAVOY 1973 a MATTHEWS, KATZ 1977) dostáváme teploty cca 320 až 430 °C (resp. cca 400 °C při použití průměrné hodnoty  $\delta^{18}\text{O}$  dolomitu). Takto určené teploty je však nutné pokládat pouze za orientační a to ze třech důvodů: 1) termometr je kalibrován na teploty 500–800 °C, 2) izotopových dat je málo, 3) magnetit a dolomit nemusejí být kogenetické.

### Analýza fluidních inkluzí dolomitu

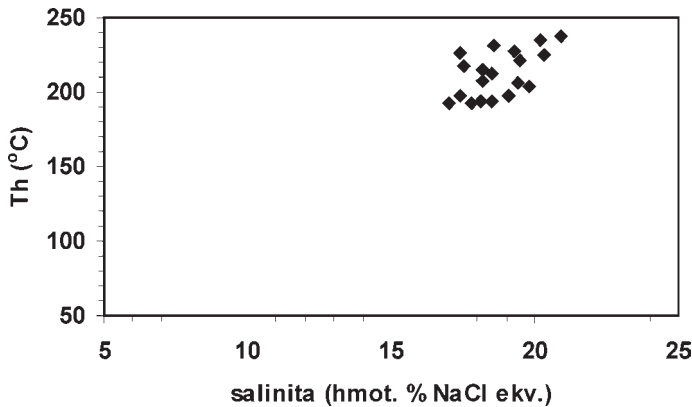
V dolomitu byly nalezeny inkluze více generací. Primární inkluze v prostorové distribuci a primárně-sekundární inkluze podél krátkých trailů jsou  $\text{H}_2\text{O}$  typu, podél výrazných vyhojených puklinek se nacházejí sekundární inkluze  $\text{CH}_4$ , příp.  $\text{H}_2\text{O}-\text{CH}_4$  inkluze.

Primární i primárně-sekundární inkluze obsahují vodný roztok. Inkluze jsou velmi malé, do 10  $\mu\text{m}$ , mají oválný až nepravidelný tvar. Stupeň zaplnění je v primárních inkluzích variabilní, v primárně-sekundárních inkluzích je poměr kapaliny a plynu zhruba 0,8 (LVR = L/L+V). Teploty homogenizace ( $T_h$ ) primárně-sekundárních inkluzí dosahovaly hodnot 188 až 238 °C. Teplota tání ledu ( $T_m$ ) byla v obou typech inkluzí obdobná, -13,1

Tabulka 7. Izotopové složení uhlíku a kyslíku karbonátů.

Table 7. The  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  values of the carbonates.

Vzorek	Nerost	$\delta^{13}\text{C}$ (CDT)	$\delta^{18}\text{O}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)
LT 3C	kalcit	-8,2	-18,9	11,4
LT 1	dolomit	-7,2	-19,3	10,9
LT 2	dolomit	-7,0	-17,1	13,2
LT 3b	dolomit	-8,0	-19,1	11,1
LT 4a	dolomit	-7,4	-19,1	11,1
LT 5a	dolomit	-6,9	-18,6	11,6



Obr. 14. Diagram Th (°C) vs. salinita (hm. % NaCl ekv.) fluidních inkluzí dolomitu.  
Fig. 14. Th (°C) vs. salinity (wt. % NaCl eq.) plot. Fluid inclusions in dolomite.

až -17,9 °C, což odpovídá salinitě 17,0 až 20,9 hmot. % NaCl ekv. (obr. 14). Vzhledem k malému rozměru inkluzí nebyla pozorována teplota prvního tání (T<sub>fm</sub>).

Sekundární inkluze podél výrazných trailů jsou většinou jednofázové, CH<sub>4</sub> typu, mají nepravidelný tvar a velikost od 5 do 30 μm. Přítomnost vodné fáze byla v těchto inkluzích pozorována pouze výjimečně. K heterogenizaci obsahu inkluzí došlo při teplotách kolem -130 °C. Inkluze homogenizovaly na kapalný CH<sub>4</sub> v úzkém rozpětí teplot mezi -86,8 až -89,5 °C, což odpovídá hustotě metanu mezi 0,225 až 0,251 g/cm<sup>3</sup>. Pokud bychom uvažovali, že sekundární inkluze byly zachyceny při teplotě, která nepřekročila Th primárně-sekundárních inkluzí, tj. do 240 °C, pak lze z průběhu izochor CH<sub>4</sub> inkluzí odhadnout, že inkluze byly uzavřeny za tlaku, který byl nižší než 1 kbar.

Pokud bychom použili pro výpočet izotopového složení fluid zjištěnou teplotu homogenizace fluidních inkluzí dolomitu (188–238 °C), dojdeme k hodnotě δ<sup>18</sup>O fluid -1,9 až +0,9 ‰. To považují někteří autoři za známku genetické souvislosti se solankami sedimentárních bazénů (SLOBODNÍK 2002, DOLNÍČEK *et al.* 2003, FOJT *et al.* 2007 aj.).

### Diskuse dosažených výsledků

Studovaná asociace rudních nerostů je z hlediska mineralizací Českého masivu poměrně nezvyklá – je možné označit ji za originální, na jiných lokalitách hadců dosud neznámou. Jde o soubor rudních komponent, který již z hlediska jednoduché mineralogické analýzy lze označit za pozoruhodně nejednotný: Minerály mědi (bornit, chalkozin, covellin, chalkopyrit) a niklu (millerit) i dolomitová žilovina jsou geochemicky i geneticky „spřízněné“ s hostitelským prostředím serpentinitů. Také přítomnost „pentlicovitého“ magnetitu v sulfidickém společenství a dolomitová žilnina je výrazem látkové sounáležitosti s metamorfovanými ultrabazity. Olovo a bismut (galenit, ryzí Bi) jsou v daném prostředí „složkami cizími“. Naznačené souvislosti je možné podpořit údaji o průměrných obsazích citovaných prvků v peridotitových ultrabazitech: Cu – 10 až 80 ppm; Ni – 100 až 2900 ppm; Pb – 0,02 až 2 ppm; Bi – 0,001 až 1 ppm (SEIM, TISCHENDORF 1988). Konkrétně: obsahy niklu v letovických olivinických gabrech se pohybují v rozsahu 2000 až 3000 ppm (MÍŠAŘ *et al.* 1984). „Přechodnými“ členy minerální asociace jsou fáze obsahující prvky obou zmíněných skupin (parkerit, wittichenit). I když lze obtížně stanovit detailní posloupnost krystalizace studované parageneze, z mikroskopických pozorování vyplývá, že skupina sulfidů Pb–Bi (? Cu) je relativně starší než soubor měďnatých minerálů. Již těmito jednoduchými úvahami a konstatováními lze naznačit, že na vzniku popísaného společenství se podílel více než jeden zdroj mineralizace.

Výsledek analýz lanthanidů dolomitu, s relativně zvýšeným obsahem těžkých REE ukazuje na určitou možnost látkové příbuznosti dolomitové žiloviny s horninovým prostředím hadců.

Výše uvedené názory doplňují i výsledky analýz izotopů kyslíku, uhlíku i síry (dolomit, magnetit, galenit) a analýzou fluidních inkluzí dolomitu. Jak bylo naznačeno, síra hydrotermálních fluid (s hodnotami  $\delta^{34}\text{S} +4$  až  $+5$  ‰ CDT) pravděpodobně nepochází z okolních metaltrabazitů. Uvážíme-li, že sekundární fluidní inkluze dolomitu obsahují metan a že primární fluidní inkluze jsou poměrně vysoce salinní, můžeme dojít k názoru, že jejich látkové složení je velmi blízké sedimentárním solankám. Vypočtené izotopové složení kyslíku vody hydrotermálního roztoku účast solanek v hydrotermálním procesu připouští při nižších z uvažovaných teplot ( $\delta^{18}\text{O}$  vody hydrotermálního roztoku  $-1,9$  až  $+0,9$  ‰ SMOW při  $188$ – $238$  °C). Další úvahy, v tomto případě poměrně hypotetické, nás vedou k názoru, že obsah kovů byl vyloučen migrační cestou z blízkého i vzdálenějšího prostředí; podobný byl i zdroj uhlíku (hodnota  $\delta^{13}\text{C}$  hydrotermálního roztoku cca  $-5$  až  $-6$  ‰ CDT). Z analýz fluidních inkluzí také vyplývá, že tlak při konsolidaci studované asociace byl nízký a teplota nepřekročila  $250$  °C. Tomu nasvědčuje i „nízeteplotní“ asociace měď obsahujících sulfidů. Teplota konsolidace Pb–Bi minerálů mohla být i o něco vyšší (cca  $300$  °C).

Z pozice zonálních Fe–Cr spinelidů v dolomitových žilách a jejich okolí i z texturní charakteristiky a chemismu (např. i z relativně zvýšeného podílu zinku v centrech Fe–Cr spinelidu) je možné usuzovat na to, že představují relikty předmetamorfního magmatického stádia ultrabazitů. V ternárním diagramu  $\text{FeCr}_2\text{O}_4$ – $\text{FeAl}_2\text{O}_4$ – $\text{FeFe}_2\text{O}_4$  (CREMER 1966) se nachází průmětný bod analýz centrální části zonálních individuí pod hranicí teploty  $500$  °C. „Pentlicovitě“ a chemicky relativně čisté magnetity v bezprostřední prostorové souvislosti sulfidických minerálů by mohly souviset s procesy redepozice těchto starších fází v procesu hydrotermálních alterací.

#### PODĚKOVÁNÍ

Autorský kolektiv vyjadřuje poděkování vedoucím i řadovým pracovníkům mateřských institucí za morální podporu, technické zázemí i konzultace. To vše umožnilo práci na předložené problematice. Za předání části vzorků, použitých pro laboratorní výzkum, děkujeme dnes již nežijícím kolegům L. Prachařovi a V. Kuděláskovi. Na základě kvalitativních spektrálních analýz, které provedl V. Kudělásek, došlo také k první přibližné orientaci o chemismu sulfidické asociace. Děkujeme také I. Jačkové, K. Žákoví a M. Pudilové za uskutečnění izotopových analýz, M. Gregerové za provedení části mikrofotografií, P. Kadlecovi za chemické analýzy dolomitu, I. Vavřínovi za orientační předběžné mikrosondové analýzy magnetitu a parkeritu, za účelnou a podnětnou diskusi při interpretaci výsledků analýz REE, izotopů a fluidních inkluzí Z. Dolníčkovi, Z. Lososovi za pečlivé pročtení rukopisu a M. Novákovi za jazykovou korekci anglického abstraktu.

#### LITERATURA

- ANGUS, S., ARMSTRONG, B., DE REUK, K., M., 1976: International thermodynamic tables of the fluid state, Methane. – 5, Pergamon, Oxford.
- BAU, M., MÖLLER, P., 1992: Rare earth element fractionation in metamorphogenic hydrothermal calcite, magnesite and siderite. – *Mineral. Petrol.*, 45: 231–246. London.
- BODNAR, R. J., VITYK, M. O., 1995: Interpretation of microthermometric data for  $\text{H}_2\text{O}$ – $\text{NaCl}$  fluid inclusions. – In: De Vivo, B., Frezzotti, M. L., (eds.): *Fluid inclusions in minerale: Methods and applications. Short course of the working group „Inclusions in Minerale“*. Blackburg, VA, Virginia Polytechnic Institute: 117–130.
- BOUŠKA, V., KRUŠA, T., 1964: O nerostech z okolí Letovic a o jejich vzniku. – *Acta Mus. Moraviae, Sci. Natur.*, 49: 5–32. Brno.
- BOTTINGA, Y., JAVOY, M., 1973: Comments on oxygen isotope geothermometry. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, 20: 250–265. London.

- BURKART, E., 1942: Mährens Minerale und ihre Literatur. – *Forschungen zur Mähr. Geschichte, Landes- und Volkskunde*, 1. Brünn.
- BURKART, E., 1953: Moravské nerosty a jejich literatura. – *ČSAV Praha*.
- CREMER, V., 1966: Die Mischkristallbildung im System Chromit-Magnetit-Hercynit zwischen 1000–500 °C. – *Discussion Universität München*.
- DOLNÍČEK, Z., ZIMÁK, J., SLOBODNÍK, M., MALÝ, K., 2003: Mineralogy and formation conditions of the four types of hydrothermal mineralization from the quarry in Hrubá Voda (Moravo-Silesian Culm). – *Acta Univ. Palack. Olom., Fac. Rer. Nat., Geol.*, 38: 7–22. Olomouc.
- DOSTÁL, J., ULRYCH, J., 1968: Tremolitový azbest ze serpentinitu od Letovic. – *Čas. Mineral. Geol.*, 13: 31–35. Praha.
- FOJT, B., DOLNÍČEK, Z., HOFFMAN, V., ŠKODA, R., TRDLÍČKA, Z., ZEMAN, J., 2007: Paragenetická charakteristika ložisek Zn-Pb rud v širším okolí Horního Města u Rýmařova (Nízký Jeseník). – *Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.*, 92: 3–57. Brno.
- GLOCKER, E. F., 1855: Mineralogische Beobachtungen aus Mähren. – *Jb. Geolog. Reichsanst.*, 6: 95. Wien.
- KERRICH, R., WYMAN, D. A., 1996: The Trace element systematic of igneous rocks in mineral exploration: An overview. – In: Trace element geochemistry of volcanic rocks: Applications for massive sulphide exploration, D. A. Wyman ed., *Short Course Notes*, 12. Winnipeg.
- KRUŤA, T., 1966: Moravské nerosty a jejich literatura – Moravské muzeum Brno.
- KUČERA, B., 1929: Doplnky k seznamu nerostů a nalezišť za rok 1926–1928. – *Sb. Klubu přír.*, 12: 3–16. Brno.
- MATTHEWS, A., KATZ, A., 1977: Oxygen isotope fractionation during the dolomitization of calcium carbonate. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 41: 1431–1438. London.
- MISAŘ, Z. a kol., 1983: Geologie ČSSR I. Český masív. SPN Praha.
- MISAŘ, Z., JELÍNEK, E., PAČESOVÁ, M., 1984: The Letovice dismembered metaophiolites in the framework of the Saxo-Thuringian zone of the Bohemian massf. – *Mineralia slov.*, 16, 1: 13–28 – Bratislava.
- OHMOTO, H., RYE, R., O., 1979: Isotopes of sulfur and carbon. – In: *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2<sup>nd</sup> edn. Rinehart and Winston, New York.
- PRACHAŘ, L., 1956: Geologie staré železnorudné oblasti v okolí osady Havírna severně Letovic. – *MS, dipl. práce PpF UJEP Brno*.
- POTY, B., LEROY, J., JACHIMOWICZ, L., 1976: Un nouvel appareil pour la mesure des temperatur sous le microscope: L' Installation de microthermometrie Chaixmeca. – *Bull. Soc. franc. Mineral. Cristallogr.*, 99: 182–186. Paris.
- SEIM, R., TISCHENDORF, G., 1988: Grundlagen der Geochemie. – Leipzig.
- SLOBODNÍK, M., 2002: Hydrotermální žilné mineralizace v Moravském krasu, Morava, ČR: pohled z hlediska charakteru fluid a P-T podmínek. – *Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.*, 87: 113–136. Brno.
- SHEPPARD, S. M. F., SCHWARCZ, C. Z., 1970: Fractionation of carbon and oxygen isotopes and magnesium between coexisting metamorphic calcite and dolomite. – *Contr. Mineral. Petrology*, 26: 161–198. Cambridge.
- STEVENS, R., E., 1944: Composition of some chromites of the Western Hemisphere. – *Amer. Mineral.*, 29: 1–34. Washington.
- ULRYCH, J., 1965: Mineralogie hadcových těles v Letovicích a mezi Havírnou a Slatinkou. – *MS, dipl. práce PpF UK Praha*.
- ULRYCH, J., 1966: Stichtit z hadcového tělesa od Slatinky u Letovic. – *Čas. Mineral. Geol.*, 11: 311–315. Praha.
- ULRYCH, J., 1971: Nepouit ze serpentinitu od Letovic. – *Čas. Mineral. Geol.*, 16: 315–320. Praha.