

Hydrotermálna karbonátovo-kremeňovo-sulfidická mineralizácia v lokalite Jarabá-Veľká Trojica (Nízke Tatry), Slovenská republika

MARTIN ŠTEVKO¹, DANIEL OZDÍN¹ a JAROSLAV PRŠEK²

¹Katedra mineralógie a petrológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina,
842 15 Bratislava, Slovenská republika; stevko@fns.uniba.sk

²Department of Economic geology, AGH, University of Science and Technology,
Al. Mickiewicza 30, 43 309 Kraków, Poland

Hydrothermal carbonate-quartz-sulphidic mineralization at the Jarabá-Veľká Trojica occurrence (Nízke Tatry Mts.), Slovak Republic

The occurrence of the hydrothermal vein quartz-carbonate-sulphidic mineralization at the Jarabá-Veľká Trojica belongs to the large group of small but weakly known localities of the siderite mineralization in the Tatric crystalline basement of the Nízke Tatry Mts. The detailed paragenetic study has revealed that the hydrothermal mineralization at the Veľká Trojica occurrence has formed in four principal stages. The first stage is represented by quartz, pyrite I and arsenopyrite I. Younger and dominant carbonate stage is characteristic by the presence of two generations of siderite, together with ankerite-dolomite and rare calcite. Quartz-sulphidic assemblage represents third stage and consists of quartz as gangue mineral and number of ore minerals including arsenopyrite II, galena, gersdorffite, chalcopyrite, pyrite II, sphalerite, bournonite, kobellite, sulfosalts of giessenite homeotypic pair and tetrahedrite. Chemical composition of kobellite and sulfosalts of giessenite homeotypic pair is characteristic by high content of Cu and Fe. Last, supergene stage is developed at the locality only rudimentary.

Key words: siderite mineralization, gersdorffite, giessenite, izoklakeite, kobellite, tetrahedrite, Veľká Trojica, Jarabá, Nízke Tatry Mts., Slovak Republic

Úvod

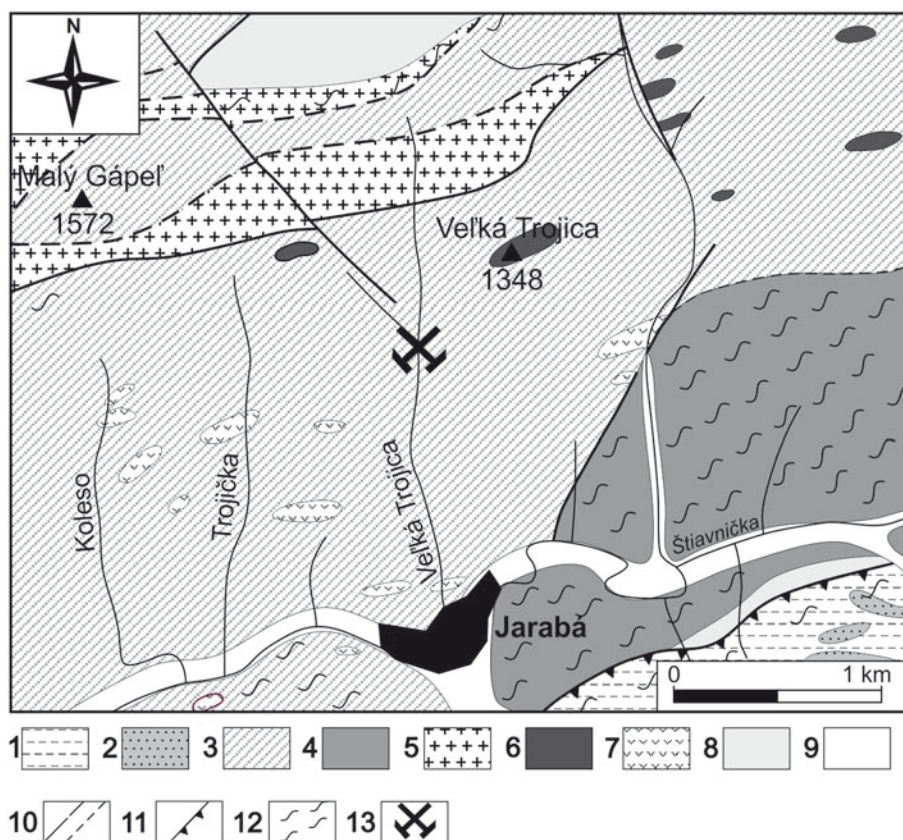
Lokalita v doline Veľká Trojica, severne od nízko-tatranskej obce Jarabá, je historickým, malým, lokálne dobývaným ložiskom. Informácie o študovanej lokalite sa v literárnych údajoch vyskytujú len sporadicky. Papp (1919) lokalitu označuje ako banské pole Matiaš (Mátyás). Andrusov et al. (1951) vo svojej mape rudných výskytov kryštalinika Nízkych Tatier lokalitu neuvádza. Uvádzaný je síce výskyt Matiaš (ložisko č. 50), ide však o zámenu s lokalitou Trojička. Prvú správu o náleze banských prác v doline Trojica uvádza až Zoubek (1951), detailne Zoubek a Rus (1951), ktorí lokalitu označujú ako ložisko č. 50a. V práci Bergfesta (1953) je na kópii mapy z roku 1766 v oblasti doliny Veľká Trojica vyznačených niekoľko banských prác, ktoré pravdepodobne zodpovedajú lokalite Veľká Trojica. Podľa archívnych údajov bola v roku 1851 v doline Trojica otváraná štôľňa Ján Jozef, ktorá prieskumne sledovala Au-Ag žilu, a na druhej strane údolia bola razená štôľňa František Jozef, sledujúca pokračovanie rovnakej žily (Bergfest, 1955). Stankovič (1976) vo svojej práci túto lokalitu neuvádza, v doline Veľká Trojica popisuje len výskyt banských prác (ložisko č. 14) vo výške 1 000 m n. m. s kremeňovo-hematitovým zrudnením. Slavkay et al. (1988) ako výskyt č. 122 uvádza lokalitu Jarabá-Trojička-Matiaš, takže nie je jasné, či sa opis týka lokality Trojička alebo Veľká Trojica (Matiaš).

Zoubek a Rus (1951) identifikovali z haldového materiálu tieto minerály: ankerit, siderit a pyrit. Novšie sa minerálnym zložením mineralizácie v lokalite zaoberal Ozdín (2003), ktorý študoval predovšetkým materiál zozbieraný v koryte potoka. Identifikoval arzenopyrit, cubanit (?), galenit, gersdorffit, chalkopyrit, izoklakeit, jaskólskiit, lillianit, pyrit, sfalerit, tetraedrit a z nerudných minerálov ankerit, dolomit, kremeň a siderit. Zo sekundárnych minerálov uvádza covellit. Ozdín a Pršek (2004) bližšie študovali chemické zloženie sulfosolí lillianitovej homologickej série z úlomkov kremennej žiloviny v potoku pod lokalitou. Identifikovali gustavit, lillianit, matildit a neznámu fázu s číslom homológu N = 5.

Cieľom tohto príspevku je priniesť detailnú mineralogickú a paragenetickú charakteristiku hydrotermálnej kremeňovo-karbonátovo-sulfidickej mineralizácie v skúmanej lokalite.

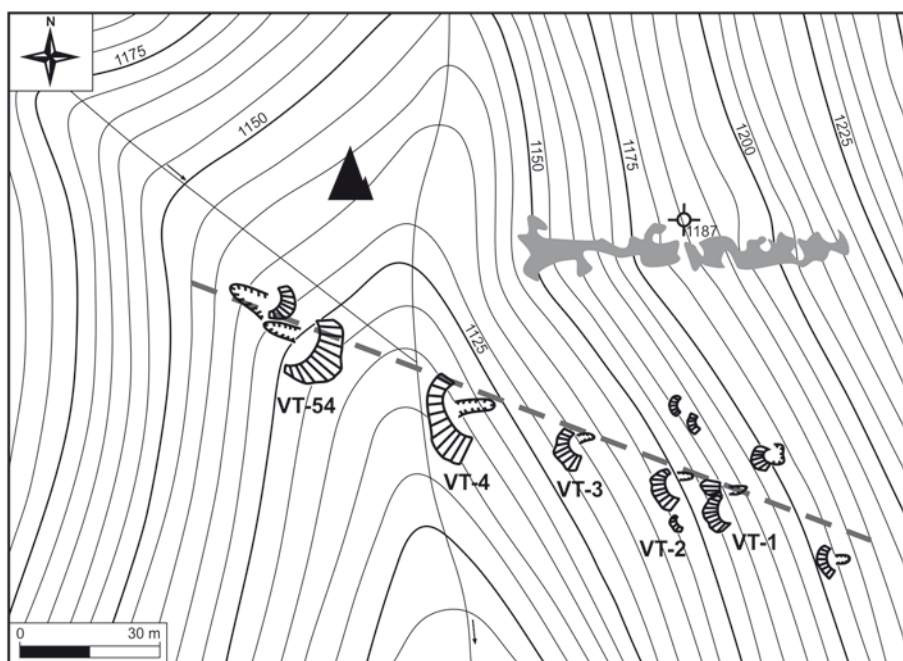
Geologická charakteristika

Hydrotermálne (Fe-karbonátovo)-kremeňovo-sulfidické zrudnenie vystupuje v okolí Jarabej v horninách kryštalinika tatrika na západ od Čertovickej línie. Lokalita Veľká Trojica sa nachádza v metamorfovanom komplexe kryštalinika Ďumbierskych Tatier a sú tu zastúpené najmä biotitické až dvojsludné pararuly s páskovanou textúrou, menej granátovo-biotitické a iné typy pararúl a metakvarcity (obr. 1). Lokálne sú zastúpené aj ortoruly typu Struhár, ktoré



Obr. 1. Geologická mapa okolia Jarabej (Biely, ed., 1992; upravené). *Veporikum*: 1 – granáticko-muskoviticko-biotitické pararuly; 2 – amfibolity. *Tatrickum*: 3 – biotitické a dvojsludné ruly s páskovanou textúrou; 4 – biotitické pararuly; 5 – ortoruly typu Struhár; 6 – amfibolity; 7 – lamprofýry; 8 – kremence; 9 – kvartérne sedimenty; 10 – zlomy a iné geologické hranice; 11 – príkrovové plochy; 12 – pásma mylonitizácie; 13 – lokalita Velká Trojica.

Fig. 1. Geological map of the vicinity of the village Jarabá (Biely, ed., 1992; adapted). *Veporic Unit*: 1 – garnet-muscovite-biotite paragneisses; 2 – amphibolites. *Tatric Unit*: 3 – biotite and two-mica gneisses with banded structure; 4 – biotite paragneisses; 5 – Struhár-type orthogneisses; 6 – amphibolites; 7 – lamprophyres; 8 – quartzites; 9 – Quaternary sediments; 10 – faults and other geological boundaries; 11 – nappe overthrust planes; 12 – mylonite; 13 – the abandoned mines at Velká Trojica occurrence.



Obr. 2. Situačná mapa banských prác na lokalite Velká Trojica s predpokladaným priebehom karbonátovo-kremenožovo-sulfidickej žily.

Fig. 2. A map of the abandoned mining district Velká Trojica with assumed strike of the carbonate-quartz-sulfide vein.

tu majú svoj najvýchodnejší výskyt (Bezák a Klinec, 1980; Biely a Bezák, eds., 1997). Protolitom ortorúl boli granitoidy (Putiš a Madarás, 1993), resp. granity S-typu, čo dokazuje aj zvonovitá distribúcia Ba v kryštáloch K živcov, ktorá je charakteristická pre kryštalizáciu *in situ* (Petrík et al., 1998).

Vek magmatických zirkónov v ortorulách typu Struhár datovaných metódou SHRIMP je $381,3 \pm 5,7$ mil. r. (Putiš et al., 2003). Okrem acidných metamorfovaných hornín tu niekedy vystupujú aj malomocné polohy amfibolitov. Granitoidné horniny na sledovanom území reprezentujú

dva typy: dumbiersky a králičský. Dumbiersky typ je tvorený biotitickými tonalitmi až granodioritmi a je najčastejšie zastúpenou granitoidnou horninou vo východnej časti dumbierskeho kryštalinika (Biely, ed., 1992). Petřík et al. (1993) zaraduje tento typ metaaluminóznych granitoidných hornín k I-typovým granitoidom. Cambel et al. (1990) stanovil teplotu kryštalizácie na 670 – 700 °C a Rb/Sr metódou vek 368 ± 22 mil. r.. Vek umiestnenia dumbierskych tonalitov bol na základe U/Pb datovania zirkónov metódou SHRIMP stanovený na 353 ± 3 mil. r. (Putiš et al., 2003). Menej je zastúpený granit typu Králička (Biely, ed., 1992). Peraluminózne biotitické až dvojsludné granity až granodiority králičského typu (Dupej a Siegl, 1984) zaraduje Petřík et al. (1993) k S-typu granitoidov. Teplota kryštalizácie bola 670 – 690 °C a vek tohto granitu na základe pomeru izotopov Rb/Sr určili Cambel et al. (1990) na 365 ± 17 mil. r.. EMPA datovanie monazitov z I-typových granodioritov poskytlo vek 326 ± 31 mil. r. a z granitov S typu 362 ± 27 mil. r. (Finger et al., 2003). Pomer $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}_{(0)} = 3,426$ a $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)} = 0,7370$ v granite typu Králička indikuje vyzretý, niekoľkokrát recyklovaný zdroj (Kohút et al., 1999). Granitoidné, ako aj metamorfované horniny niekedy pretínajú až niekoľko desiatok centimetrov hrubé žily pegmatitov a aplítov. Zriedkavo v tejto oblasti vystupuje obalové mezozoikum, ktoré je miestami zavrásnené do kryštalinika. Zastúpené je najmä spodnotriasovými kremencami lúžnianskeho súvrstvia, pieskovecami a drobnými. Menej sa vyskytujú rauwaky, pestré bridlice a pieskovce verfenských vrstiev (Biely, ed., 1992).

Metodika

Vzorky na mineralogické štúdium, ako aj na štúdium fluidných inklúzií boli odobraté predovšetkým z najväčšej haldy (označená na obr. 2 ako VT-4), situovanej priamo na dne doliny Veľká Trojica, ako aj z rozsiahlej haldy na druhej strane údolia (VT-54). Menšia časť vzoriek (VT-1, VT-2, VT-3) bola zozbieraná aj z hald situovaných vo svahu nad haldou VT-4. Z odobraných vzoriek rudnej mineralizácie boli vyhotovené nábrusy a výbrusy, ktoré boli použité na mikroskopické štúdium v prechádzajúcom a odrazenom svetle. Použité boli mikroskopy Zeiss Jena Jenapol a LEICA DM 2500 P, Katedra mineralógie a petrológie Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského (KMP PriF UK, Bratislava). Vlastnosti minerálov sa porovnávali s údajmi uvádzanými v literatúre (Uytenbogaardt a Burke, 1971; Čvileva et al., 1988). Reprezentatívne fotografie rudných minerálov a ich paragenetických vzťahov boli vyhotovené v odrazenom svetle na mikroskope LEICA DM 2500 P (KMP PriF UK, Bratislava) s pripojenou CCD kamerou LEICA DFC 295, spojenou s PC – so softvérom LEICA Application Suite V 3.4.1.

Vlnovodisperzné elektrónové mikroanalýzy sulfidov, sulfosolí a karbonátov boli vyhotovené elektrónovým mikroanalýzátorom CAMECA SX 100 v Štátnom geologickom ústave Dionýza Štúra (ŠGÚDŠ, Bratislava) za nasledujúcich podmienok: (sulfidy a sulfosoli) urýchľovacie napätie 20 kV, vzorkový prúd 20 – 25 nA, priemer lúča 1 – 5 μm, štandardy: CuFeS₂ (Cu, Fe, S Kα), Mn (Mn Kα),

FeS₂ (Fe Kα), FeAsS (As Kβ), Co (Co Kα), Ni (Ni Kα), Ag (Ag Lα), PbS (Pb Mα), Sb alebo Sb₂S₃ (Sb Lβ), Au (Au Lα), Bi (Bi Lα) alebo Bi₂Se₃ (Bi Lβ), HgS (Hg Lα), InSb (In Lα), Sn (Sn Lβ), Cd (Cd Lα) a NaCl (Cl Kα); (karbonáty) urýchľovacie napätie 15 kV, vzorkový prúd 8 – 10 nA, priemer lúča 5 μm, štandardy: wollastonit (Ca Kα), barit (Ba Lα), SrTiO₃ (Sr Lα), fayalit (Fe Kα), forsterit (Mg Kα), rodonit (Mn Kα), Zn₂SiO₄ (Zn Kα) a CuFeS₂ (Cu Kα). Obrázky v spätné rozptýlených elektrónoch (BSE) boli vyhotovené pri urýchľovacom napätí 20 kV a vzorkovom prúde 20 nA.

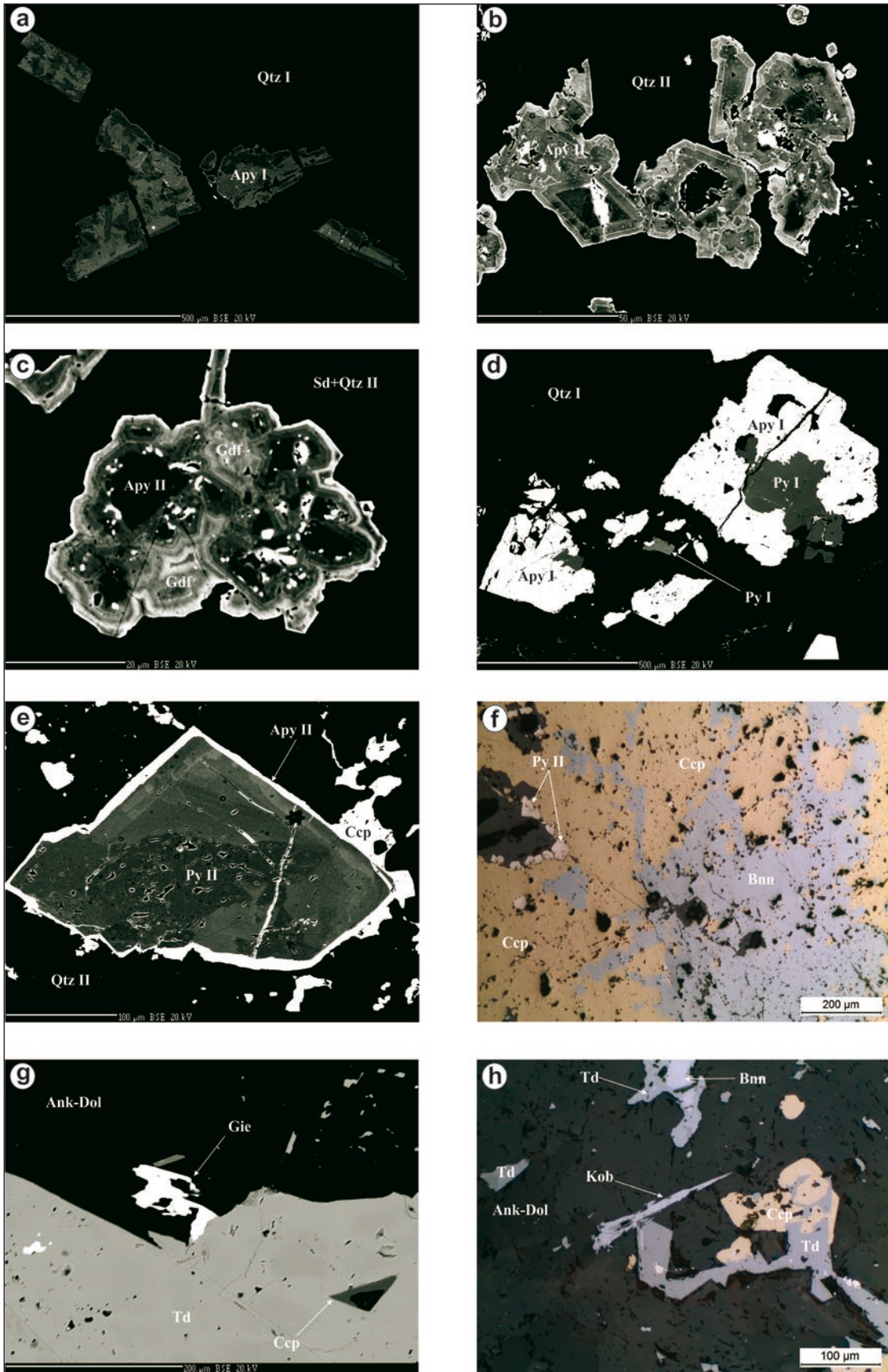
Kryštalochémia tetraedritu a sulfosolí kobellitovej homo-logickej série bola počítaná podľa chemických vzorcov uvedených v práci Moëlo et al. (2008). Číslo homológu N pri sulfosoliach kobellitovej homologickej série boli počítané na základe vzorca uvedeného v práci Zakrzewského a Makovického (1986). Všetky ostatné názvy minerálov a ich chemické vzorce sú uvádzané podľa Ozdína a Uhera (2002). Skratky minerálov použité v obrázkoch sú prebraté z práce Ozdína (2004), skratky minerálov, ktoré neboli uvedené v tejto práci, sú prispôbené tak, aby sa nezhodovali so skratkami v publikovanom zozname.

Výsledky

Lokalita Veľká Trojica sa nachádza v doline potoka Veľká Trojica približne 1,5 km na S od obce Jarabá v nadmorskej výške 1 134 až 1 200 m n. m.. Väčšina banských prác je situovaná na západnom svahu kóty Veľká Trojica (1 348,3 m), menšia časť aj na druhej strane údolia. Celková situácia banských prác na lokalite je vyznačená na obr. 2. Na základe usporiadania banských prác v teréne je možné predpokladať, že smer rudnej štruktúry je SZ – JV. Na haldách na ľavej strane údolia Veľkej Trojice (VT-4, VT-3) dominuje staršia karbonátová mineralizácia a kremeňovo-sulfidické štádium je zastúpené ako žilky v karbonátoch. Naopak, na halde na pravej strane údolia (VT-54) prevláda kremeňovo-sulfidický typ mineralizácie v podobe žíl až 20 cm mocných a karbonáty sú zastúpené podradnejšie. GPS súradnice lokality sú: halda VT-4 – 48°54'08'' severnej zemepisnej šírky, 19°41'10'' východnej zemepisnej dĺžky, nadmorská výška 1 110 m n. m.; halda VT-54 – 48°54'03'' severnej zemepisnej šírky, 19°41'06'' východnej zemepisnej dĺžky, nadmorská výška 1 124 m n. m..

Primárne minerály

Arsenopyrit patrí k najhojnejším sulfidom, najmä na haldách, kde dominujú karbonáty (haldy VT-2, VT-3, VT-4). Vystupuje v dvoch generáciách, ktoré sa od seba navzájom odlišujú asociáciou sprievodných minerálov aj chemickým zložením. Starší arsenopyrit I sa vyskytuje v podobe idiomorfných, častejšie však hypidiomorfných až alotriomorfných kataklázovaných kryštálov, ktoré sú rozptýlené samostatne alebo v zhlukoch v kremeni I v asociácii spolu s pyritom I. Charakteristická je nepravidelná chemická zonálnosť (obr. 3a). Svetlé časti sú obohatené o As a tmavé časti o S. Kryštály arsenopyritu I a pyritu I



Tab. 1
Elektrónové mikroanalýzy arzenopyritu I, arzenopyritu II a gersdorffitu (hm. %)
Electron microprobe analyses of arsenopyrite I, arsenopyrite II and gersdorffite (wt. %)

Minerál/Prvok	Fe	Ni	Co	Cu	Zn	As	Sb	Bi	S	Suma
arzenopyrit I	34,43	0,00	0,11	0,01	n. a.	47,55	0,01	0,08	19,57	101,76
arzenopyrit I	35,63	0,01	0,08	0,01	n. a.	41,78	0,21	0,00	23,26	100,97
arzenopyrit I	34,37	0,01	0,05	0,00	n. a.	47,87	0,03	0,06	19,19	101,58
arzenopyrit I	34,74	0,00	0,05	0,01	1,42	43,45	0,46	0,00	21,58	101,71
arzenopyrit I	33,86	0,00	0,05	0,00	2,14	46,13	0,04	0,00	18,97	101,19
arzenopyrit I	34,90	0,00	0,06	0,01	1,73	42,69	0,51	0,21	21,74	101,85
arzenopyrit I	34,77	0,00	0,09	0,02	3,06	40,68	0,03	0,12	22,89	101,67
arzenopyrit II	15,09	12,14	6,77	1,19	n. a.	47,20	0,46	0,17	19,03	102,06
arzenopyrit II	29,49	5,24	0,80	1,12	n. a.	45,25	0,21	0,06	19,68	101,86
arzenopyrit II	33,28	1,30	1,02	1,00	n. a.	43,93	0,29	0,24	20,28	101,35
arzenopyrit II	34,54	1,16	0,40	0,16	n. a.	40,90	1,20	0,17	20,94	99,48
arzenopyrit II	34,58	0,74	0,20	0,05	n. a.	45,24	0,12	n. a.	21,85	102,78
gersdorffit	7,22	22,72	5,02	0,09	n. a.	44,34	0,21	0,02	18,74	98,35
gersdorffit	6,94	23,00	4,86	0,16	n. a.	44,34	0,20	0,00	18,62	98,12
gersdorffit	6,37	23,64	4,71	0,46	n. a.	44,48	0,56	0,17	18,83	99,22
gersdorffit	5,32	24,99	4,10	0,52	n. a.	44,28	0,30	0,24	19,29	99,03
gersdorffit	7,83	17,92	7,12	0,02	n. a.	46,54	0,39	0,35	16,87	97,05
gersdorffit	3,62	26,08	4,14	0,06	n. a.	41,52	2,49	2,78	18,89	99,58
gersdorffit	5,90	21,34	6,67	0,03	n. a.	46,31	0,31	0,12	17,85	98,52
gersdorffit	5,87	19,53	7,63	0,04	n. a.	47,39	0,32	0,16	17,05	98,00
gersdorffit	5,82	23,99	5,40	0,05	n. a.	45,01	0,29	0,12	19,03	99,71
gersdorffit	5,01	22,31	5,54	0,06	n. a.	51,06	0,69	n. a.	16,13	100,81
gersdorffit	11,61	15,29	8,44	0,05	n. a.	46,32	0,22	n. a.	20,36	102,29
gersdorffit	8,30	19,33	7,92	0,08	n. a.	46,63	0,32	n. a.	19,88	102,46
gersdorffit	4,67	24,77	4,94	0,11	n. a.	45,44	0,33	n. a.	19,80	100,06
gersdorffit	8,49	19,87	7,25	0,05	n. a.	46,46	0,14	n. a.	20,26	102,52

n. a. – neanalyzované/not analysed

sú často rozptýlené aj na kontakte žiliek kremeňa a okolitých hornín, prípadne priamo v hydrotermálne alterovaných rulách. Mladší arzenopyrit II sa vyskytuje v podobe idiomorfných až hypidiomorfných kryštálov s charakteristickým kosoštvorcovým prierezom, ktoré sú často zoskupené do agregátov v asociácii spolu s pyritom II, mladším gersdorffitom, tetraedritom, chalkopyritom, sfaleritom, galenitom a sulfosofami kobellitovej homologickej série. Arzenopyrit II je výrazne oscilačne zonálny (obr. 3b). Zonálnosť je spôsobená najmä variabilitou medzi obsahmi As a S, ako aj postupným zvyšovaním obsahu Ni a Co v smere od stredu k okraju kryštálov. Centrálné časti niektorých agregátov sulfoarzenidov tvorí arzenopyrit II, na ktorý narastá gersdorffit (obr. 3c). Vlnovodisperzné

elektrónové mikroanalýzy arzenopyritu sú v tab. 1. Chemickým zložením je arzenopyrit I blízky teoretickému členu, čo spôsobuje, že všetky analýzy v trojuholníkovom diagrame sa premietajú do jedného bodu (obr. 4), mierne zvýšené sú len obsahy Zn (max. 0,07 *apfu*). Arzenopyrit II je charakteristický zvýšeným obsahom Ni (max. 0,34 *apfu*) a Co (max. 0,19 *apfu*), pričom v trojuholníkovom diagrame na obr. 4 je možné vidieť, že s nárastom obsahu Ni arzenopyrit II postupne prechádza do gersdorffitu. Miestami boli zistené aj zvýšené obsahy Sb (max. 0,02 *apfu*). Priemerné kryštalochemické vzorce arzenopyritu prepočítané na 3 atómy sú: a) arzenopyrit I ($\text{Fe}_{0.99}\text{Zn}_{0.05}\text{As}_{0.94}\text{S}_{1.04}$; b) arzenopyrit II ($\text{Fe}_{0.84}\text{Ni}_{0.11}\text{Co}_{0.05}\text{Cu}_{0.02}\text{As}_{0.95}\text{Sb}_{0.01}\text{S}_{1.02}$).

Obr. 3. **a** – Hypidiomorfné, čiastočne kataklázované kryštály arzenopyritu I (Apy I) s charakteristickou nepravidelnou zonálnosťou, zarastené v kremeň I (Qtz I), BSE; **b** – idiomorfné kryštály arzenopyritu II (Apy II) s intenzívnou oscilačnou zonálnosťou v kremeň II (Qtz II), BSE; **c** – zonálny agregát kryštálov gersdorffitu (Gdf) s jadrom tvoreným hypidiomorfnými kryštálmi arzenopyritu II (Apy II), BSE; **d** – alotriomorfné agregáty pyritu I (Py I) obrastané hypidiomorfnými kryštálmi mladšieho arzenopyritu I (Apy I), BSE; **e** – idiomorfný, nepravidelne chemicky zonálny kryštál pyritu II (Py II), lemovaný mladším arzenopyritom II (Apy II) a obrastaný chalkopyritom (Ccp) v kremeň II (Qtz II), BSE; **f** – nepravidelné agregáty a žilky mladšieho bournonitu (Bnn) prenikajúce do staršieho chalkopyritu (Ccp), ktorý obrastá starší pyrit II (Py II), odrazené svetlo; **g** – agregát ihlicovitých kryštálov izoklakeitu (Izk) obrastajúci starší tetraedrit (Td) s chalkopyritom (Ccp) v karbonátoch ankeritovo-dolomitového radu (Ank-Dol), BSE; **h** – idiomorfný ihlicovitý kryštál kobellitu (Kob) v asociácii spolu s tetraedritom (Td), chalkopyritom (Ccp) a bournonitom (Bnn) v karbonátoch ankeritovo-dolomitového radu (Ank-Dol), odrazené svetlo.

Fig. 3. **a** – Subhedral, partially crushed arsenopyrite I crystals (Apy I) with characteristic irregular zonation, enclosed in quartz I (Qtz I), BSE; **b** – euhedral crystals of arsenopyrite II (Apy II) with intensive oscillatory zoning in quartz II (Qtz II), BSE; **c** – zonal aggregate of gersdorffite crystals (Gdf) with core composed of subhedral crystals of arsenopyrite II (Apy II), BSE; **d** – anhedral aggregates of pyrite I (Py I) overgrown by subhedral crystals of younger arsenopyrite I (Apy I), BSE; **e** – euhedral crystal of pyrite II (Py II) with irregular chemical zonation overgrown by younger arsenopyrite II (Apy II) and chalcopyrite (Ccp) in quartz (Qtz II), BSE; **f** – irregular aggregates and veinlets of bournonite (Bnn) which penetrate older chalcopyrite (Ccp) with enclosed aggregates of older pyrite II (Py II), reflected light; **g** – aggregate of acicular crystals of izoklakeite (Izk) which overgrow older tetrahedrite (Td) with chalcopyrite (Ccp) in carbonates (Ank-Dol), BSE; **h** – idiomorphic needle-like crystal of kobellite (Kob) enclosed in carbonates (Ank-Dol) in association with tetrahedrite (Td), chalcopyrite (Ccp) and bournonite (Bnn), reflected light.

Tab. 2
Elektrónové mikroanalýzy galenitu (hm. %)
Electron microprobe analyses of galena (wt.%)

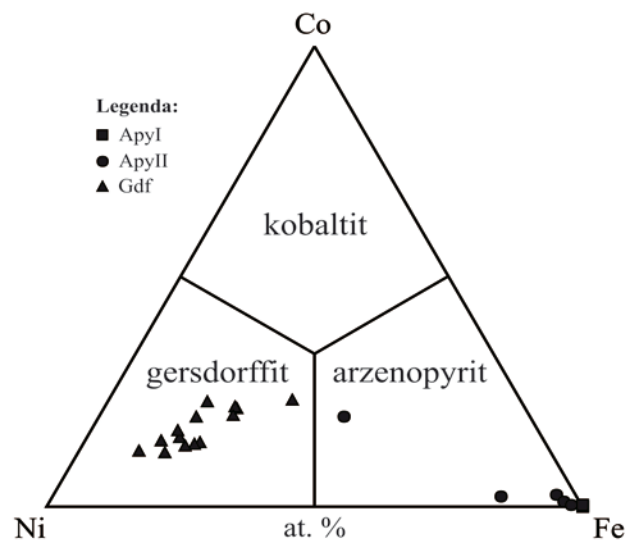
Prvok/Minerál	Galenit								
Ag	0,66	1,04	0,94	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Pb	82,01	83,66	83,57	85,07	84,78	84,91	85,56	85,68	85,68
Cu	1,71	0,11	0,14	0,01	0,04	0,03	0,10	0,07	0,07
Fe	n. a.	n. a.	n. a.	0,02	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00
Zn	0,29	0,04	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00
Bi	1,81	2,61	2,50	0,29	0,40	0,36	0,39	0,22	0,22
Sb	0,09	0,01	0,00	0,03	0,06	0,04	0,04	0,06	0,06
S	12,83	13,11	13,27	13,36	13,23	13,24	13,47	13,36	13,36
Cl	0,07	0,08	0,09	0,11	0,10	0,10	0,11	0,11	0,11
Suma	99,46	100,68	100,50	98,90	98,61	98,71	99,69	99,50	99,50

n. a. – neanalyzované/not analysed

Galenit je na študovanej lokalite pomerne rozšírený minerál, aj keď sa vždy vyskytuje len v malých množstvách (najmä halda VT-4 a VT-54). Makroskopicky vytvára jemnozrnné agregáty a žilky s dokonalou štiepatelnosťou v asociácii spolu s bournonitom, tetraedritom, chalkopyritom, gersdorffitom, sfaleritom a sulfosolami kobellitovej homologickej série v kremeni a karbonátoch. Mikroskopicky je možné pozorovať, že galenit vyplňa voľné priestory medzi staršími kryštálmi pyritu II, obrastá arzenopyrit II a gersdorffit. Často vyplňa aj voľné priestory medzi kryštálmi karbonátov ankeritovo-dolomitového radu alebo vytvára nepravidelné inklúzie v staršom tetraedrite a chalkopyrite. V BSE je galenit homogénny. Elektrónové mikroanalýzy galenitu sú v tab. 2. Chemické zloženie galenitu je blízke teoretickému PbS. Charakteristické sú len zvýšené obsahy Cl (max. 0,01 *apfu*). Komplexnejšie chemické zloženie má galenit, ktorý sa vyskytuje v asociácii spolu so sulfo-

solami kobellitovej homologickej série (mikroanalýzy 1 – 3) a pre ktorý sú charakteristické aj zvýšené obsahy Ag (0,02 *apfu*) a Bi (0,03 *apfu*). Priemerné kryštalochemické vzorce galenitu vypočítané na 2 atómy sú: a) galenit v asociácii s chalkopyritom $Pb_{0,99}(S_{1,00}Cl_{0,01})_{1,01}$; b) galenit v asociácii spolu so sulfosolami kobellitovej homologickej série $(Pb_{0,95}Ag_{0,02}Bi_{0,03}Cu_{0,02})_{1,02}S_{0,98}$.

Gersdorffit je hojný predovšetkým na haldách situovaných na západnom svahu Veľkej Trojice (VT-3, VT-4). Vytvára mikroskopické idiomorfne až hypidiomorfne kryštály max. 20 μm veľké a ich agregáty. V asociácii spolu s gersdorffitom sa vyskytuje tiež mladší tetraedrit, chalkopyrit, galenit, sfalerit a sulfosoli kobellitovej homologickej série. Gersdorffit vytvára lokálne aj lemy okolo idiomorfnych kryštálov pyritu II. Kryštály a agregáty gersdorffitu vykazujú intenzívnu chemickú oscilačnú zonálnosť (obr. 3c), ktorá je spôsobená varírovaním obsahu Fe a Ni+Co. Chemické zloženie gersdorffitu (tab. 1) je charakteristické obsahmi Co a Fe, v menšej miere aj Sb (max. 0,03 *apfu*) a Bi (max. 0,02 *apfu*). Na obr. 4 vidieť izomorfii Fe za Ni v gersdorffite. Prejavuje sa aj substitúcia medzi As a S (obr. 5). Priemerný kryštalochemický vzorec gersdorffitu z Veľkej Trojice prepočítaný na 3 atómy je: $(Ni_{0,62}Co_{0,17}Fe_{0,20})_{0,99}(As_{1,02}Sb_{0,01})_{1,03}S_{0,97}$.



Obr. 4. Chemické zloženie arzenopyritu I, arzenopyritu II a gersdorffitu v ternárnom diagrame Co-Ni-Fe (at. %).

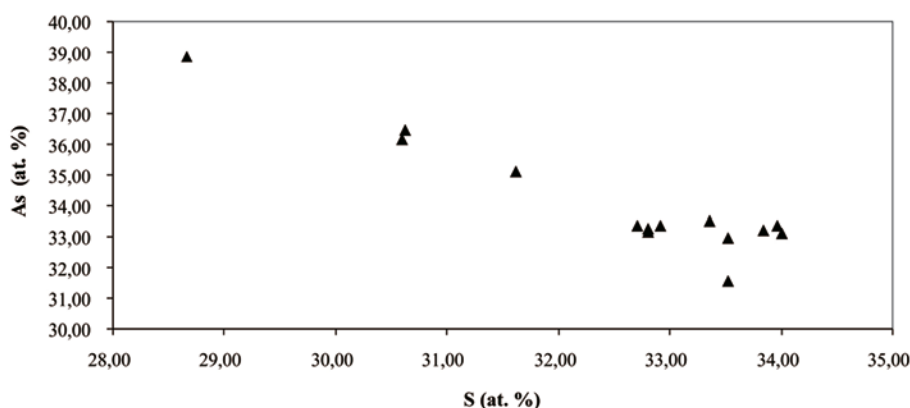
Fig. 4. Chemical composition of arsenopyrite I, arsenopyrite II and gersdorffite in a Co-Ni-Fe (at.%) ternary plot.

Tab. 3
Elektrónové mikroanalýzy chalkopyritu (hm. %)
Electron microprobe analyses of chalcopyrite (wt.%)

Prvok/Minerál	Chalkopyrit				
Ag	0,01	0,01	0,07	0,00	0,00
Cu	34,03	34,19	34,20	33,92	33,94
Fe	30,81	30,79	30,71	30,72	30,51
Zn	0,03	0,06	0,04	0,08	0,03
Pb	0,09	0,07	0,09	0,13	0,14
Hg	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00
Bi	0,15	0,00	0,01	0,01	0,08
Sb	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
S	34,57	34,43	34,44	33,55	33,89
Cl	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00
Suma	99,71	99,59	99,57	98,42	98,61

Obr. 5. Závislosť obsahu As a S v gersdorffite z Veľkej Trojice (at. %).

Fig. 5. As and S substitution in gersdorffite from Veľká Trojica occurrence (at.%).



Chalkopyrit je spolu s tetraedritom, pyritom a arzenopyritom najrozšírenejším rudným minerálom v študovanej lokalite. Vytvára alotriomorfne zhluky, žilky a agregáty s veľkosťou zvyčajne niekoľko mm v asociácii spolu s ostatnými sulfidmi a sulfosolami v kremeňi II alebo v intergranulárnych priestoroch a puklinách karbonátov. Mikroskopicky je možné pozorovať, že hypidiomorfne až alotriomorfne agregáty chalkopyritu obrastajú starší pyrit II, arzenopyrit II, gersdorffit a tetraedrit a miestami obsahujú inklúzie mladšieho galenitu. Elektrónové mikroanalýzy chalkopyritu sú v tab. 3. Priemerný kryštalochemický vzorec chalkopyritu prepočítaný na 4 atómy je: $\text{Cu}_{1,00}\text{Fe}_{1,02}\text{S}_{1,98}$.

Pyrit je najstarším a – spolu s arzenopyritom, chalkopyritom a tetraedritom – zároveň najhojnejším rudným minerálom v študovanej lokalite. Podobne ako arzenopyrit, aj pyrit sa vyskytuje v dvoch generáciách. Starší pyrit I je najstarším rudným minerálom v lokalite. Vytvára hypidiomorfne až alotriomorfne kryštály a ich agregáty, ktoré sa vyskytujú v asociácii spolu s arzenopyritom I v kremeňi I alebo v okolitých hydrotermálne premenených

horninách. Miestami je intenzívne kataklázovaný. V BSE nebola pozorovaná žiadna zonálnosť (obr. 3d). Mladší pyrit II vytvára idiomorfne (pentagonálne dodekaédrické a hexaédrické) až alotriomorfne kryštály a agregáty v asociácii spolu s ostatnými sulfidmi a sulfosolami v kremeňi II alebo karbonátoch. Bežne sú kryštály pyritu obrastané agregátmi mladšieho arzenopyritu II alebo gersdorffitom. Pyrit II je charakteristický nepravidelnou chemickou zonálnosťou (obr. 3e), ktorá je spôsobená varíovaním obsahu Fe-Ni a As-S. Svetlé časti sú obohatené o Ni a As a majú nižšie obsahy Fe a S a tmavé sú ochudobnené o Ni a As a majú vyššie obsahy Fe a S. Vlnovodisperzné elektrónové mikroanalýzy pyritu I a pyritu II sú v tab. 4. Chemické zloženie pyritu I je blízke teoretickému FeS_2 , prítomné sú len malé množstvá As (max. 0,04 apfu). Pyrit II je charakteristický najmä zvýšeným obsahom Ni (max. 0,08 at. %) a As (max. 0,07 apfu). Priemerné kryštalochemické vzorce pyritu oboch generácií prepočítané na 3 atómy sú:

a) pyrit I $\text{Fe}_{1,02}(\text{S}_{1,95}\text{As}_{0,03})_{1,98}$;
b) pyrit II $(\text{Fe}_{0,99}\text{Ni}_{0,03})_{1,02}(\text{S}_{1,94}\text{As}_{0,03})_{1,97}$.

Tab. 4
Elektrónové mikroanalýzy pyritu I a pyritu II (hm. %)
Electron microprobe analyses of pyrite I and pyrite II (wt.%)

Minerál/Prvok	Fe	Ni	Co	Cu	As	Sb	Bi	S	Suma
pyrit I	47,32	0,00	0,08	0,02	1,90	0,00	0,03	51,86	101,22
pyrit I	47,27	0,00	0,08	0,00	2,26	0,00	0,10	51,69	101,40
pyrit I	46,95	0,00	0,08	0,02	2,18	0,00	0,04	51,96	101,22
pyrit II	46,44	1,56	0,10	0,02	0,00	0,03	0,04	52,55	100,73
pyrit II	46,35	1,02	0,10	0,01	0,36	0,06	0,00	52,14	100,03
pyrit II	43,61	3,34	0,11	0,02	3,72	0,00	0,00	50,08	100,88
pyrit II	43,58	3,32	0,10	0,04	3,48	0,00	0,01	49,94	100,46
pyrit II	43,29	3,62	0,08	0,01	3,13	0,00	0,05	50,22	100,40
pyrit II	46,56	1,14	0,09	0,01	0,00	0,00	0,05	52,47	100,31
pyrit II	47,00	1,27	0,08	0,00	0,02	0,03	0,00	52,51	100,91
pyrit II	46,85	0,94	0,07	0,01	0,07	0,00	0,00	52,73	100,67
pyrit II	46,81	0,08	0,08	0,01	2,30	0,00	0,00	51,16	100,45
pyrit II	43,20	3,63	0,08	0,00	4,19	0,02	0,00	49,72	100,85
pyrit II	45,13	2,59	0,10	0,01	0,00	0,02	0,02	52,79	100,67
pyrit II	43,66	3,34	0,13	0,00	3,94	0,03	0,00	49,82	100,91
pyrit II	46,96	0,18	0,11	0,35	1,54	0,02	0,00	50,53	99,70
pyrit II	46,87	0,22	0,14	0,32	1,04	0,12	0,00	50,00	98,72
pyrit II	45,32	0,10	0,11	0,05	4,41	0,01	n. a.	50,77	100,76
pyrit II	46,09	0,18	0,11	0,01	1,14	0,00	n. a.	52,82	100,34
pyrit II	46,51	0,02	0,08	0,00	1,43	0,00	n. a.	52,77	100,82

n. a. – neanalyzované/not analysed

Sfalerit je podobne ako galenit v študovanej lokalite pomerne hojný, aj keď sa vždy vyskytuje len v malých množstvách. Makroskopicky vytvára žltohnedé, hnedé až hnedočervené hypidiomorfne až alotriomorfne kryštály a zhluky max. 1 cm veľké. Najčastejšie sa vyskytuje v asociácii spolu s bournonitom, tetraedritom, chalkopyritom a galenitom. Miestami je možné pozorovať, že agregáty sfaleritu obsahujú početné odmiešnaniny chalkopyritu (tzv. chalkopyritová choroba). WDS elektrónové mikroanalýzy sfaleritu sú zaznamenané v tab. 5. Chemické zloženie sfaleritu je blízke teoretickému členu, bez významnejších prímies ostatných prvkov. Zvýšený obsah Cu v analýze č. 1 je najpravdepodobnejšie spôsobený inkorporáciou Cu z okolitého bournonitu. Priemerný kryštalochemický vzorec sfaleritu prepočítaný na 2 atómy je: $(\text{Zn}_{0,93}\text{Fe}_{0,06}\text{Cu}_{0,01})_{1,00}\text{S}_{1,00}$.

Bournonit je pomerne hojný. Najväčšie koncentrácie boli zistené v haldovom materiáli štôlne na ľavej strane údolia Veľkej Trojice (VT-54). Tu sa vyskytuje bežne v podobe makroskopických olovenosivých agregátov, veľkých až niekoľko cm, a žiliek v kmeni alebo karbonátoch v asociácii spolu s chalkopyritom, tetraedritom a galenitom (obr. 3f). Mikroskopicky bol zistený aj v rudnom materiáli ostatných hald, pričom je možné pozorovať, že alotriomorfne agregáty mladšieho bournonitu často obrastajú starší chalkopyrit a tetraedrit, prípadne do nich vnikajú v podobe nepravidelných žiliek. Vlnovodisperzné

Tab. 5
Elektrónové mikroanalýzy sfaleritu (hm. %)
Electron microprobe analyses of sphalerite (wt.%)

Prvok/Minerál	Sfalerit			
Ag	0,36	0,00	0,00	0,00
Zn	59,19	63,09	63,19	63,17
Fe	2,79	4,15	4,03	3,98
Cd	0,54	0,20	0,18	0,17
Mn	0,00	0,00	0,00	0,01
Hg	0,00	0,06	0,04	0,00
Cu	1,89	0,00	0,00	0,00
In	0,06	0,07	0,06	0,05
Sn	0,02	0,00	0,00	0,00
Ge	0,02	n. a.	n. a.	n. a.
Sb	n. a.	0,07	0,02	0,03
Bi	n. a.	0,00	0,00	0,01
S	31,97	32,97	33,24	33,21
Suma	96,84	100,61	100,77	100,64

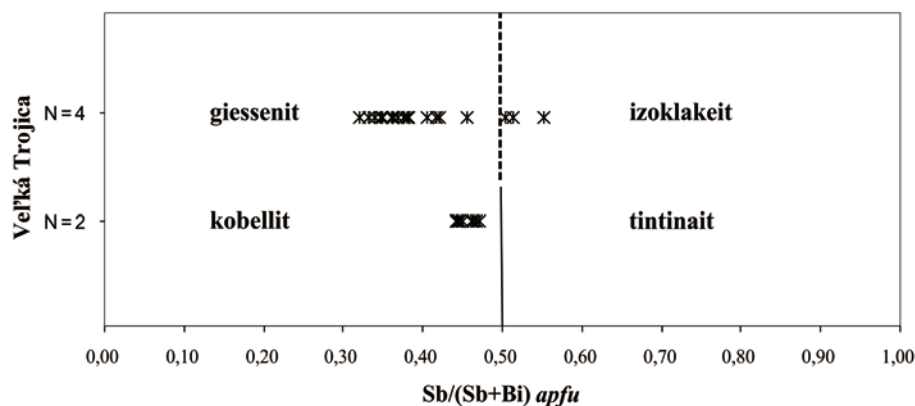
n. a. – neanalyzované/not analysed

elektrónové mikroanalýzy bournonitu sú zaznamenané v tab. 6. Bournonit má zvýšené obsahy Bi (max. 0,05 *apfu*). Priemerný kryštalochemický vzorec bournonitu prepočítaný na 6 atómov je: $\text{Pb}_{0,99}\text{Cu}_{1,04}(\text{Sb}_{1,01}\text{Bi}_{0,01})_{1,02}(\text{S}_{2,94}\text{Cl}_{0,01})_{2,95}$.

Sulfosolí giessenitového homeotypového páru (giessenit-izoklakeit) sa vyskytujú vzácné. Zistené boli

Tab. 6
Elektrónové mikroanalýzy bournonitu (hm. %)
Electron microprobe analyses of bournonite (wt.%)

Prvok/Minerál	Bournonit									
Ag	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Cu	13,36	13,26	13,27	13,22	13,29	13,24	13,30	13,37	13,38	13,79
Pb	41,73	41,09	41,60	41,53	41,47	41,43	41,38	41,43	41,93	41,90
Zn	0,00	0,01	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Fe	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00
Sb	24,86	24,64	24,56	25,11	25,01	24,60	25,03	24,58	24,90	24,21
Bi	0,00	0,23	0,01	0,10	0,19	0,17	0,23	0,17	1,05	2,19
As	0,03	0,01	0,02	0,04	0,07	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
S	19,15	18,97	19,13	19,27	19,04	19,15	19,33	19,39	18,62	18,65
Cl	0,07	0,04	0,05	0,04	0,03	0,04	0,02	0,05	0,05	0,06
Suma	99,22	98,28	98,66	99,32	99,13	98,65	99,32	99,00	99,93	100,83



Obr. 6. Graf pomeru Sb/(Sb+Bi) sulfosolí kobellitovej homologickej série z Veľkej Trojice (*apfu*).

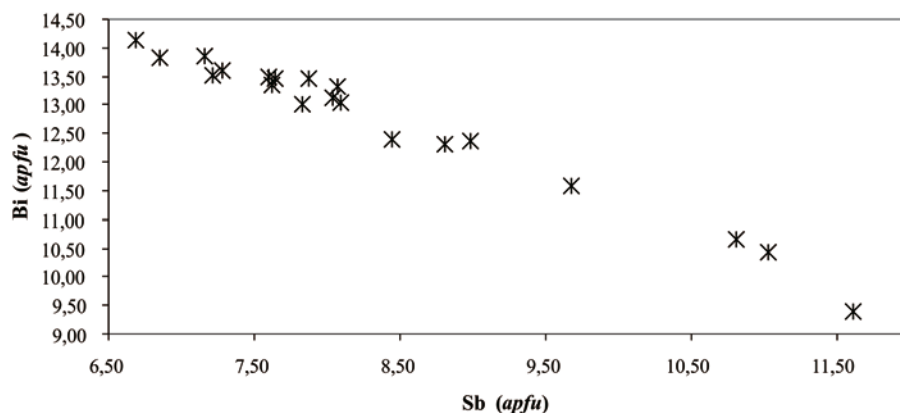
Fig. 6. A plot of Sb/(Sb+Bi) (*apfu*) for sulfosalts of kobellit homologous series from Velká Trojice occurrence.

Tab. 7
Elektrónové mikroanalýzy izoklakeitu a kobellitu (hm. %)
Electron microprobe analyses of izoklakeite and kobellite (wt.%)

Minerál/Prvok	Ag	Cu	Fe	Pb	Zn	Cd	Bi	Sb	As	S	Cl	Suma	N
giessenit	1,49	1,33	0,30	44,26	0,02	0,08	25,84	8,54	0,00	17,16	0,03	99,06	3,97
giessenit	1,44	1,83	0,37	43,74	0,02	0,04	25,47	8,36	0,00	17,06	0,05	98,38	4,00
giessenit	1,29	2,27	0,00	45,09	0,20	0,04	26,33	8,22	0,00	16,12	0,04	99,59	4,11
giessenit	1,46	1,37	0,00	45,23	0,03	0,02	26,28	9,28	0,00	16,52	0,02	100,22	4,01
giessenit	1,43	1,40	0,00	45,29	0,06	0,03	26,57	9,06	0,00	16,70	0,03	100,56	4,00
giessenit	1,59	1,98	0,00	45,04	0,13	0,06	25,93	9,25	0,00	16,85	0,02	100,85	4,12
giessenit	1,60	1,90	0,00	45,28	0,10	0,03	25,75	9,31	0,00	16,62	0,03	100,61	4,16
giessenit	1,75	1,44	0,00	44,96	0,08	0,04	27,24	8,19	0,00	16,26	0,03	100,00	4,29
giessenit	1,40	1,17	0,62	45,18	0,05	0,04	23,98	10,00	0,00	17,25	0,03	99,73	3,83
giessenit	1,58	1,28	0,77	44,30	0,04	0,05	24,82	8,69	0,00	16,50	0,03	98,05	3,62
giessenit	1,31	2,39	0,16	44,60	0,22	0,04	25,83	8,03	0,00	16,54	0,03	99,15	4,13
giessenit	1,43	1,24	0,52	44,17	0,02	0,09	25,36	8,43	0,00	16,28	0,03	97,57	3,88
giessenit	1,72	2,53	0,10	44,32	0,00	0,00	24,09	10,20	0,00	17,37	0,00	100,33	4,12
giessenit	0,83	1,08	0,04	47,21	0,00	0,05	27,64	7,62	0,00	17,37	0,04	101,89	3,97
giessenit	1,77	1,16	0,35	45,24	0,00	0,04	23,00	11,19	0,00	17,54	0,08	100,38	3,98
giessenit	1,11	1,30	0,05	46,62	0,00	0,00	24,20	9,61	0,00	17,30	0,10	100,30	4,08
giessenit	0,84	1,10	0,03	46,93	0,00	0,08	26,84	7,75	0,00	17,24	0,09	100,90	4,04
izoklakeit	1,78	1,23	0,04	45,65	0,00	0,02	21,03	12,96	0,00	17,73	0,06	100,51	4,08
izoklakeit	1,61	1,22	0,04	45,44	0,05	0,07	21,36	12,62	0,00	17,41	0,05	99,87	4,02
izoklakeit	1,23	1,27	0,21	47,38	0,07	0,01	18,94	13,64	0,00	18,12	0,09	100,96	3,94
kobellit	0,50	2,10	0,62	33,77	0,04	0,06	29,69	13,73	0,00	18,60	0,09	99,20	2,03
kobellit	0,46	2,15	0,75	33,92	0,01	0,05	29,70	13,73	0,00	18,69	0,10	99,55	2,01
kobellit	0,48	2,24	1,12	33,93	0,02	0,04	29,23	13,73	0,00	18,62	0,12	99,53	1,99
kobellit	0,63	2,34	0,56	33,59	0,02	0,07	29,66	13,79	0,00	18,61	0,12	99,39	2,06
kobellit	0,50	2,24	0,79	34,82	0,06	0,03	28,11	14,01	0,00	18,60	0,14	99,30	2,09
kobellit	0,64	4,19	0,55	33,59	0,20	0,08	27,30	14,17	0,00	18,55	0,14	99,40	2,17
kobellit	0,54	3,94	0,59	33,46	0,19	0,05	27,77	14,14	0,01	18,53	0,15	99,35	2,11
kobellit	0,98	4,07	1,34	33,01	0,09	0,09	28,42	13,53	0,07	18,47	0,14	100,21	2,15
kobellit	0,96	3,87	1,42	31,45	0,12	0,08	27,61	13,93	0,03	17,14	0,14	96,76	2,06

najmä vo vzorkách z hľad banských prác situovaných na západnom svahu Veľkej Trojice (VT-3, VT-4). Vytvárajú hypidiomorfné ihlicovité kryštály max. 80 μm veľké a ich agregáty v asociácii spolu s ostatnými sulfidmi a sulfosolami v kremeň a karbonátoch (obr. 3g). V BSE sú chemicky homogénne. Vlnovodisperzné elektrónové mikroanalýzy a vypočítané čísla homológu N sú v tab. 7. V grafe na obr. 6 vidieť, že mikroanalýzy sulfosolí giessenitového páru spadajú dominantne do poľa giessenitu, v menšej miere aj do poľa izoklakeitu. Na presnú identifikáciu je nutná monokryštalová röntgenová difrakcia, pretože presný pomer Sb vs. Bi, pri ktorom sa mení rombická symetria izoklakeitu na monoklinickú v giessenite, nie je doteraz

známy (bližšie v diskusii). Charakteristické sú zvýšené obsahy Cu (max. 4,27 *apfu*) a Fe (max. 1,52 *apfu*), ktoré sú vyššie ako v teoretickom giessenite, resp. izoklakeite. Zvýšené sú aj obsahy Ag (max. 1,73 *apfu*), čo je typickým znakom pre vyššie homológy kobellitovej homologickej série. Na obr. 7 vidieť takmer ideálnu substitúciu Sb za Bi. Substitúcia Fe za Cu (obr. 8) nemá ideálny trend. Ideálny trend má aj substitúcia Ag vs. Pb (obr. 9). Priemerný (priemer 20 analýz) kryštalochemický vzorec sulfosolí giessenitového homeotypového páru prepočítaný na sumu katiónov $\text{Pb}+\text{Cd}+\text{Zn}+\text{As}+\text{Bi}+\text{Sb}+\text{Ag}+\text{Hg} = 46$ je: $(\text{Cu}_{2,57}\text{Fe}_{0,38})_{2,98}(\text{Pb}_{23,37}\text{Ag}_{0,142}\text{Zn}_{0,09}\text{Cd}_{0,04})_{24,92}(\text{Bi}_{12,71}\text{Sb}_{8,36})_{21,08}(\text{S}_{56,67}\text{Cl}_{0,13})_{56,80}$.



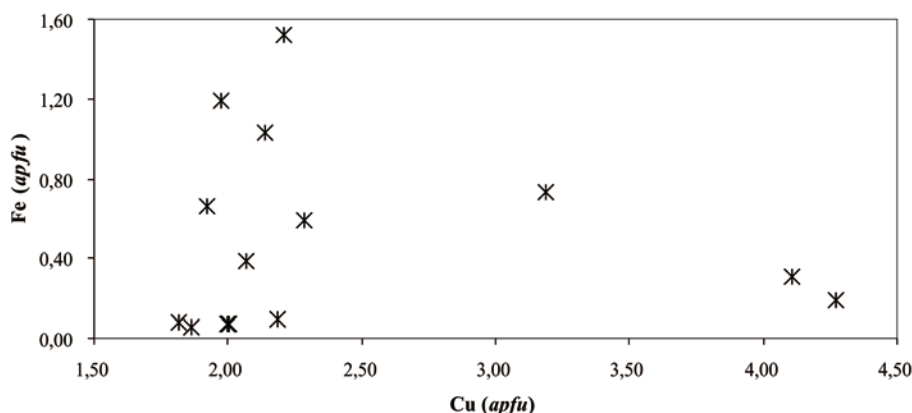
Obr. 7. Závislosť obsahu Bi a Sb (*apfu*) v izoklakeite z Veľkej Trojice.

Fig. 7. Bi and Sb substitution in izoklakeite from Veľká Trojica occurrence (*apfu*).

Kobellit je hojnejší ako vyššie homológy (giessenit-izoklakeit), spolu s ktorými sa vyskytuje. Tvorí samostatné hypidiomorfné až alotriomorfné, zriedkavo idiomorfné ihlicovité kryštály (obr. 3h) max. 0,2 mm veľké, v asociácii spolu s ďalšími sulfidmi a sulfosolami v kremeň alebo karbonátoch. WDS elektrónové mikroanalýzy a vypočítané čísla homológu N sú v tab. 7. Podobne ako pri sulfosoliach giessenitového homeotypového páru, aj v kobellite boli zistené extrémne zvýšené obsahy Cu (max. 4,10 *apfu*) a Fe (max. 1,61 *apfu*), ktoré presahujú teoretické obsahy uvedených prvkov v kobellite. Charakteristické sú aj zvýšené obsahy Ag (max. 0,57 *apfu*), Cd (max. 0,05 *apfu*), Zn (max. 0,19 *apfu*) a Cl (max. 0,26 *apfu*). V grafe na obr. 6 vidieť, že mikroanalýzy sulfosolí kobellitovo-tintinaitovej

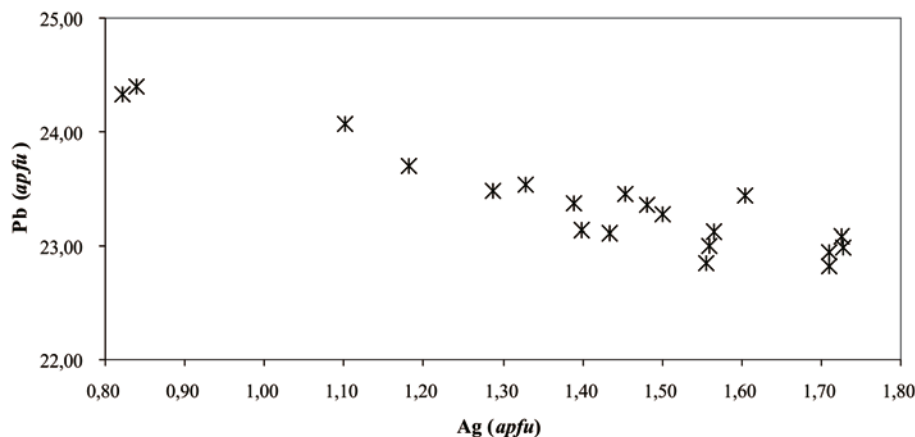
izosérie jednoznačne spadajú do poľa kobellitu. Na obr. 10 vidieť substitúciu Sb za Bi. Substitúcia Fe za Cu (obr. 11) nemá ideálny trend. Substitúcia Ag vs. Pb má ideálny trend (obr. 12). Priemerný kryštalochemický vzorec kobellitu (priemer 10 analýz) prepočítaný na sumu kationov $Pb+Cd+Zn+As+Bi+Sb+Ag+Hg = 26$ je: $(Cu_{2.94}Fe_{0.95})_{3.89}(Pb_{10.00}Ag_{0.36}Zn_{0.08}Cd_{0.03})_{10.48}(Bi_{8.47}Sb_{7.04}As_{0.01})_{15.52}(S_{35.54}Cl_{0.22})_{35.76}$.

Tetraedrit je dominantným sulfidickým minerálom v študovanej lokalite. Makroskopicky vytvára alotriomorfné agregáty, zhluky a žilky buď samostatne, alebo v asociácii spolu s ostatnými sulfidmi a sulfosolami (VT-4, VT-3). Tento tetraedrit je často intenzívne chemicky zonálny, pričom tmavé časti v strede kryštálov sú obohatené o As



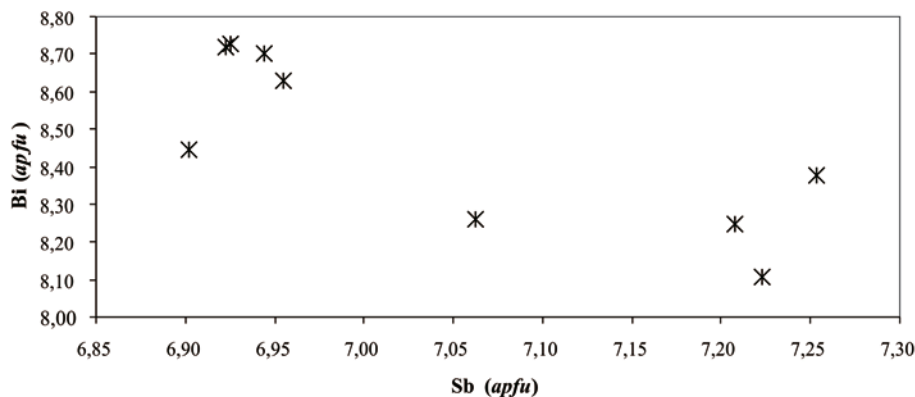
Obr. 8. Závislosť obsahu Fe a Cu (*apfu*) v izoklakeite z Velkej Trojice.

Fig. 8. Fe and Cu substitution in izoklakeite from Velká Trojica occurrence (*apfu*).



Obr. 9. Závislosť obsahu Pb a Ag (*apfu*) v izoklakeite z Velkej Trojice.

Fig. 9. Pb and Ag substitution in izoklakeite from Velká Trojica occurrence (*apfu*).



Obr. 10. Závislosť obsahu Bi a Sb (*apfu*) v kobellite z Velkej Trojice.

Fig. 10. Bi and Sb substitution in kobellite from Velká Trojica occurrence (*apfu*).

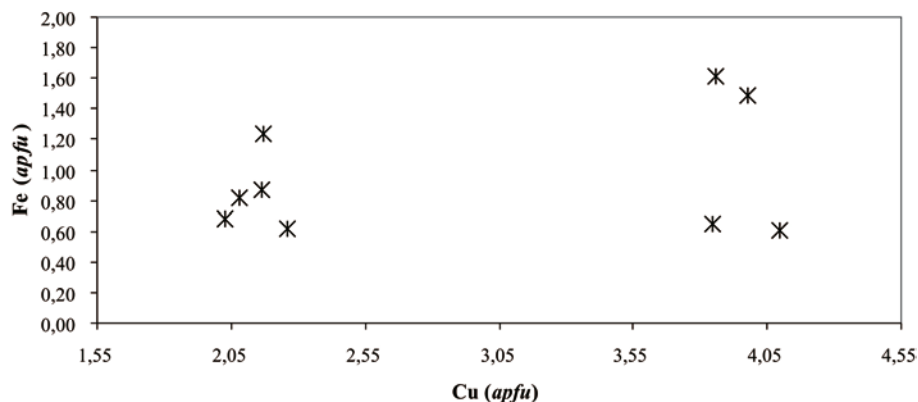
a okrajové svetlé časti sú charakteristické vyšším obsahom Sb (obr. 13a). Na halde v pravej časti údolia Veľkej Trojice (VT-54) sa tetraedrit vyskytuje v asociácii s chalkopyritom, galenitom a bournonitom v podobe žiliek a agregátov v puklinách kremeňa. V tetraedrite tejto asociácie nebola pozorovaná chemická zonálnosť (obr. 13b). WDS elektrónové mikroanalýzy tetraedritu sú uvedené v tab. 8. Z trojuholníkového diagramu na obr. 14 vidieť, že takmer všetky mikroanalýzy spadajú do pola tetraedritu a len jedna analýza z centrálnej časti zonálnych kryštálov tetraedritu spadá do pola tennantitu. Obsah Bi je nízky (max. 0,10 *apfu*). Z grafu na obr. 15 vidieť v tetraedrite zjavnú substitúciu Ag za Cu, pričom mikroanalýzy sa kumulujú do dvoch polí. Prvé pole predstavujú tetraedrity s nižším obsahom Ag (max. 1,96 at. %), ktoré sa vyskytujú v asociácii s pyritom II, arzenopyritom II, gersdorffitom, sfaleritom, chalkopyritom, galenitom a sulfosolami kobellitovej homologickej série (VT-4, VT-3). Druhú skupinu tvoria analýzy tetraedritov, ktoré sa vyskytujú v asociácii spolu s galenitom, bournonitom a chalkopyritom (VT-54) a majú vyšší obsah Ag (max. 10,52 at. %). Zjavná je aj substitúcia Zn za Fe (obr. 16), pričom v oboch typoch tetraedritov je distribúcia Fe a Zn približne rovnaká. Obsah Hg, Pb a Cd je minimálny (Hg max. 0,01 *apfu*, Pb max. 0,01 *apfu* a Cd max. 0,03 *apfu*). Priemerné kryštalochemické vzorce tetraedritu prepočítané na 29 atómov sú: a) tetraedrit s nízkym obsahom Ag (VT-3, VT-4): $\text{Cu}_{6.0}[(\text{Cu}_{3.64}\text{Ag}_{0.44})_{4.08}(\text{Fe}_{1.12}\text{Zn}_{0.89}\text{Cd}_{0.01})_{2.02}](\text{Sb}_{3.57}\text{As}_{0.41}\text{Bi}_{0.03})_{4.01}(\text{S}_{12.80}\text{Cl}_{0.01})_{12.81}$; b) tetraedrit v asociácii s vysokým obsahom Ag (VT-54): $\text{Cu}_{6.0}[(\text{Cu}_{1.42}\text{Ag}_{2.68})_{4.10}(\text{Fe}_{1.18}\text{Zn}_{0.92}\text{Pb}_{0.01}\text{Cd}_{0.02})_{2.13}](\text{Sb}_{3.92}\text{As}_{0.11})_{4.03}\text{S}_{12.74}$.

Kremeň je spolu s karbonátmi hlavným nerudným minerálom v študovanej lokalite. Vystupuje v dvoch generáciách: kremeň I vytvára biele až sivobiele tenké žilky v asociácii spolu s pyritom I a arzenopyritom I v hydrotermálne premenených horninách. Kremeň II je najčastejšie mliečnobiely, vzácnejšie sivý. Vytvára masívne agregáty a žilky, ktoré zatlačujú a pretínajú staršie karbonáty. Miestami žilky kremeňa II so sfaleritom pretínajú staršie žilky kremeňa I s pyritom I a arzenopyritom I. Na kremeň II sa viaže podstatná časť sulfidickej mineralizácie. Dominantné zastúpenie má predovšetkým na halde (VT-54) v pravej časti doliny Veľká Trojica, kde sa nachádzajú žily a úlomky kremeňa so sulfidickou mineralizáciou veľkosti až niekoľko desiatok cm. Na ostatných haldách (VT-2, VT-3, VT-4) prevláda karbonátová mineralizácia a kremeň II sa vyskytuje len v podobe menších zhlukov a žiliek v geneticky starších karbonátoch.

Karbonáty ankeritovo-dolomitového radu sú spolu so sideritom hlavnými minerálmi karbonátového štádia v študovanej lokalite. Makroskopicky vytvárajú biele, sivobiele až sivohnedé stredne až hrubokryštalické agregáty a zhluky (veľkosť jednotlivých kryštálov v agregátoch je zvyčajne 3 mm až 1 cm, zriedkavo až 2 cm), ktoré tvoria žilky a výplne volných priestorov v staršom siderite. Časté sú aj samostatné ankeritovo-dolomitové žilky s mocnosťou max. 3 cm, ktoré pretínajú okolité hydrotermálne premenené horniny. Zriedkavo vytvára v drúzových dutinách aj drobné, max. 2 mm veľké idiomorfne romboédrické kryštály. V intergranulárnych priestoroch ankerit-dolomitu sa vyskytujú agregáty mladšieho kremeňa so sulfidmi,

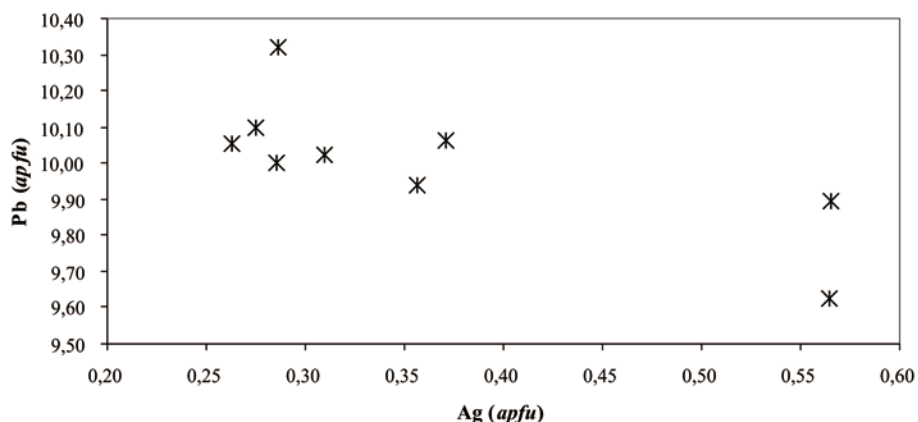
Obr. 11. Závislosť obsahu Fe a Cu (*apfu*) v kobellitě z Veľkej Trojice.

Fig. 11. Fe and Cu substitution in kobellite from Veľká Trojica occurrence (*apfu*).



Obr. 12. Závislosť obsahu Pb a Ag (*apfu*) v kobellitě z Veľkej Trojice.

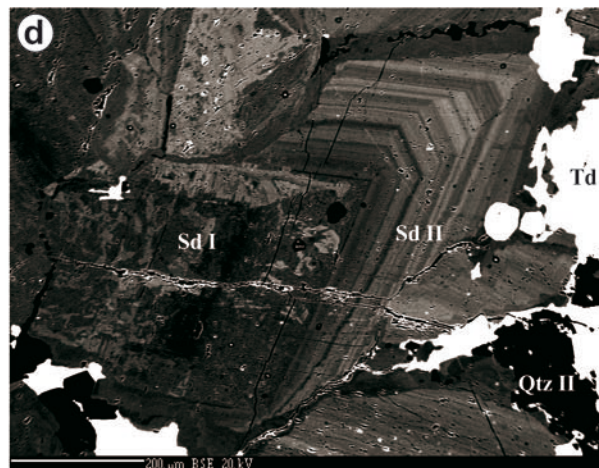
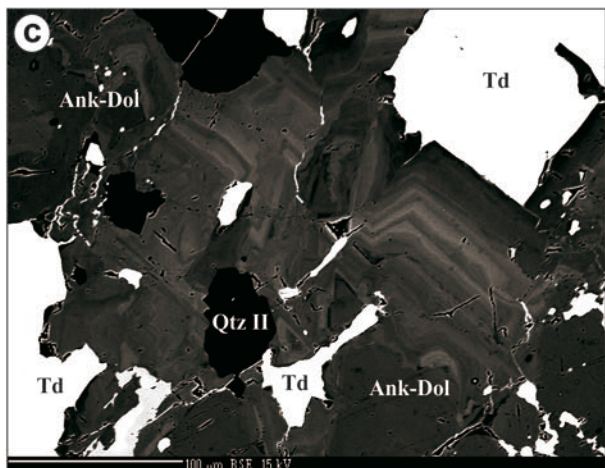
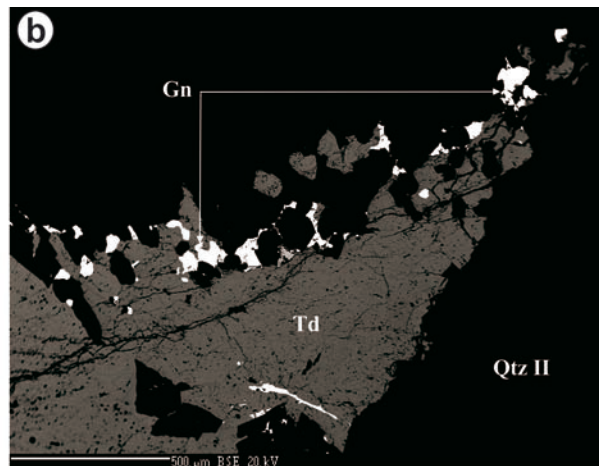
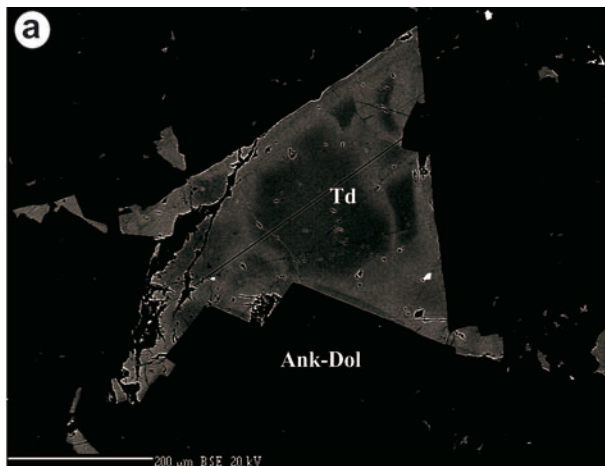
Fig. 12. Pb and Ag substitution in kobellite from Veľká Trojica occurrence (*apfu*).



ktoré často v podobe žíliek prerážajú karbonáty. V BSE je možné pozorovať, že karbonáty ankeritovo-dolomitového radu majú výraznú oscilačnú (obr. 13c) až nepravidelnú zonálnosť, ktorá je spôsobená varírovaním obsahov Fe a Mg, pričom svetlé časti sú obohatené o Fe a zväčša svojim chemickým zložením zodpovedajú ankeritu, prípadne dolomitu var. Fe-dolomitu a tmavé sú obohatené o Mg a zodpovedajú dolomitu s nižším obsahom Fe. Zastúpenie svetlých a tmavých zón v jednotlivých agregátoch s oscilačnou zonálnosťou je zvyčajne rovnomerné. Vlnovodisperzné elektrónové mikroanalýzy karbonátov ankeritovo-dolomitového radu sú v tab. 9. Chemické zloženie ankerit-dolomitu je charakteristické obsahom Mn (max. 3,08 mol. % MnCO_3) a Sr (max. 0,17 mol. % SrCO_3). Z trojuholníkového diagramu (obr. 17) vidieť, že mikroanalýzy karbonátov ankeritovo-dolomitového radu z lokality

Veľká Trojica zaberajú široké pole od ankeritu cez Fe-obohatený dolomit až po dolomit. Priemerný kryštalochemický vzorec je: a) ankerit $\text{Ca}_{0.99}(\text{Fe}_{0.59}\text{Mg}_{0.37}\text{Mn}_{0.05})_{1.01}(\text{CO}_3)_2$; b) dolomit $\text{Ca}_{0.99}(\text{Mg}_{0.68}\text{Fe}_{0.29}\text{Mn}_{0.04})_{1.01}(\text{CO}_3)_2$.

Kalcit bol zistený ojedinele v podobe žíliek s mocnosťou 2 cm, ktoré prerážajú úlomky hydrotermálne premenenej ortoruly (vzorka VT-4/3b, VT-4/12b). Kalcit v žilkách má sivú až modrosivú farbu s priemernou veľkosťou hypidiomorfných kryštálov okolo 3 mm. Voľné priestory medzi kryštálmi kalcitu v žilkách vyplňa mladší pyrit, arzenopyrit, tetraedrit a sulfosol kobellitovej homologickej série. Raritne sa v drúzových dutinách hrubozrnného ankerit-dolomitu vyskytujú biele až žltobiele idiomorfné skalenoédrické kryštály kalcitu max. 4 mm veľké. Identifikovaný bol orientačne, pomocou EDS mikroanalýzy, pričom okrem Ca neboli zistené žiadne ďalšie prímеси.

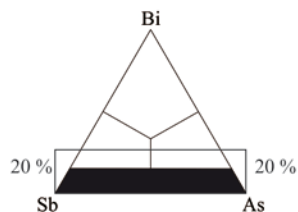


Obr. 13. a – Nepravidelne zonálny agregát tetraedritu (Td) vyplňajúci drúzovú dutinu v starších karbonátoch ankeritovo-dolomitového radu (Ank-Dol), BSE; b – homogénny agregát tetraedritu (Td) so žilkami a agregátmi mladšieho galenitu (Gn) v kremeň II (Qtz II), BSE; c – oscilačne zonálne agregáty karbonátov ankeritovo-dolomitového radu (Ank-Dol), obrastané mladším kremeňom II (Qtz II) a tetraedritom (Td), BSE; d – nepravidelne zonálny romboédrický kryštál staršieho sideritu I (Sd I), obrastaný mladším intenzívne oscilačne zonálnym sideritom II (Sd II), ktorý je zatláčaný kremeňom II (Qtz II) a tetraedritom (Td), BSE.

Fig. 13. a – Tetrahedrite aggregate (Td) with irregular zonation in the carbonate of the ankerite-dolomite series (Ank-Dol), BSE; b – homogeneous tetrahedrite aggregate (Td) with veinlets and aggregates of younger galena (Gn), in quartz II (Qtz II), BSE; c – aggregates of carbonate of the ankerite-dolomite series (Ank-Dol) with well visible oscillatory zonation overgrown by younger quartz II (Qtz II) and tetrahedrite (Td), BSE; d – rhombohedral crystals of older siderite I (Sd I) with irregular chemical zonation overgrown by younger siderite II (Sd II) with oscillation zonation, which is partially replaced by quartz II (Qtz II) and tetrahedrite (Td), BSE.

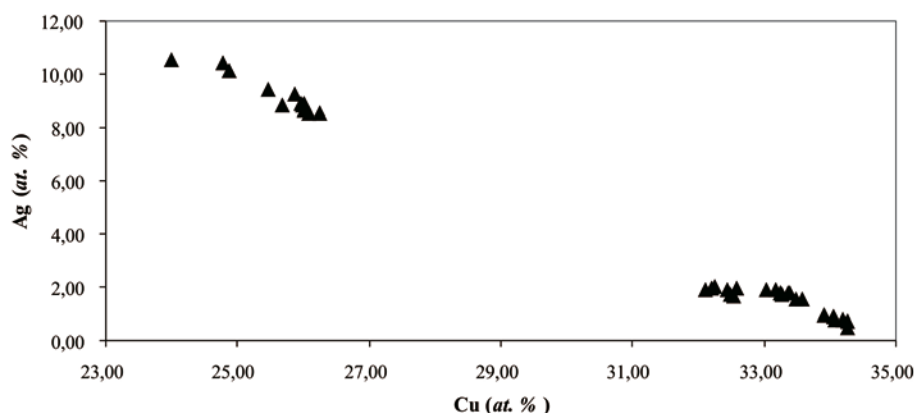
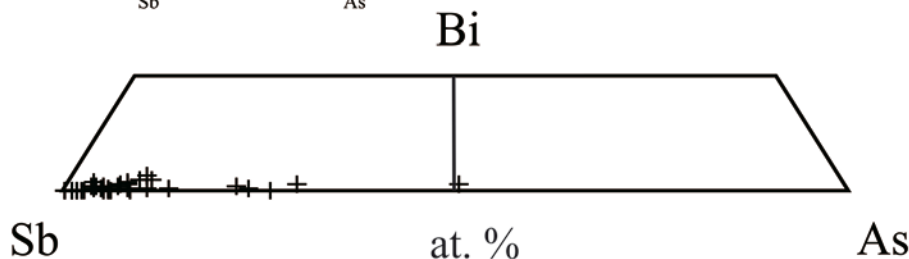
Siderit je spolu s karbonátmi ankeritovo-dolomitového radu hlavným nerudným minerálom najmä na haldách VT-2, VT-3, VT-4. V menšej miere je zastúpený aj na halde VT-54, kde má dominantné postavenie predovšetkým kremeňovo-sulfidická mineralizácia. Siderit je makroskopicky svetlohnedej až sivohnedej farby, zväčša drobnokryštalický až strednokryštalický (veľkosť kryštálov je zvyčajne 0,5 až 3 mm), len zriedkavo hrubokryštalický. Voľné priestory medzi kryštálmi staršieho sideritu sú vyplňané karbonátmi ankeritovo-dolomitového radu, kremeňom a sulfidmi. Kremeň so sulfidmi často preráža siderit aj v podobe žiliek. V BSE je zrejmé, že siderit vytvára dve generácie (obr.

13d). Starší siderit I je najčastejšie chemicky homogénny, prípadne nepravidelne zonálny. Zonálnosť je spôsobená substitúciou Mg za Fe. Mladší siderit II je charakteristický intenzívnou chemickou oscilačnou zonálnosťou, pričom svetlé časti majú vyšší obsah Fe a v tmavších je časť Fe substituovaná horčíkom. Vlnovodisperzné elektrónové mikroanalýzy sideritu sú uvedené v tab. 10. Siderit oboch generácií má jednoduché chemické zloženie, pričom výraznejšie je zastúpený len Ca (max. 8,63 mol. % CaCO_3), menej aj Mn (max. 4,52 mol. % MnCO_3). V trojuholníkovom diagrame (obr. 18) je možné vidieť, že analýzy tmavých zón v siderite I aj II sú takmer identické, čo v menšej miere



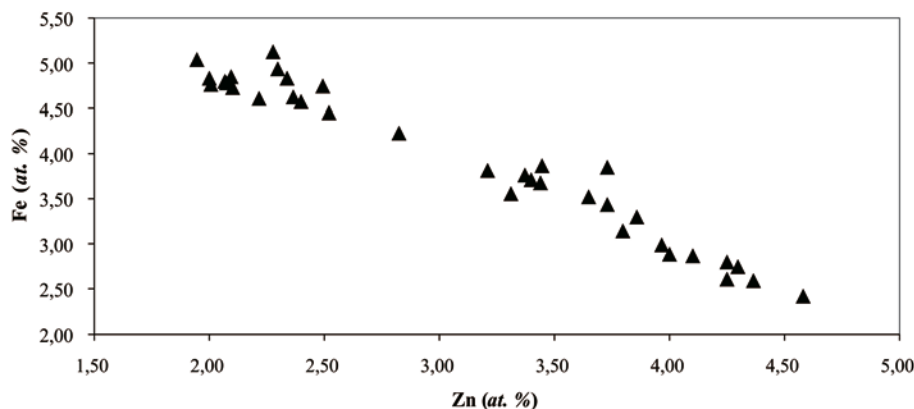
Obr. 14. Chemické zloženie tetraedritu v ternárnom diagrame Bi-Sb-As (at. %).

Fig. 14. Chemical composition of tetrahedrite in Bi-Sb-As (at. %) ternary plot.



Obr. 15. Závislosť obsahu Ag a Cu (at. %) v tetraedrite z Veľkej Trojice.

Fig. 15. Ag and Cu (at. %) substitution in tetrahedrite from the Veľká Trojica occurrence.



Obr. 16. Závislosť obsahu Fe a Zn (at. %) v tetraedrite z Veľkej Trojice.

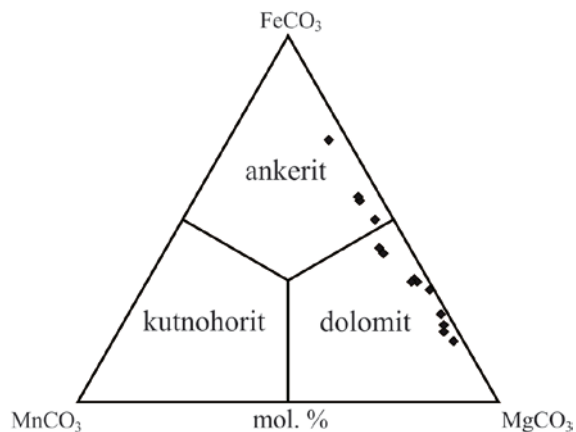
Fig. 16. Fe and Zn (at. %) substitution in tetrahedrite from the Veľká Trojica occurrence.

Tab. 8
Elektrónové mikroanalýzy tetraedritu (hm. %)
Electron microprobe analyses of tetraedrite (wt.%)

Minerál/Prvok	Ag	Cu	Fe	Zn	Pb	Cd	Hg	Co	Ni	Sb	As	Bi	Au	S	Cl	Suma
tetraedrit (VT-3)	1,53	39,06	4,64	2,78	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	22,48	4,99	0,08	n. a.	25,38	n. a.	100,98
tetraedrit (VT-3)	1,77	37,52	3,70	3,65	0,07	0,06	0,00	0,00	0,00	28,50	0,51	0,06	n. a.	24,70	n. a.	100,53
tetraedrit (VT-3)	1,48	38,93	4,23	3,32	0,05	0,01	0,00	0,00	0,00	23,56	4,52	0,19	n. a.	25,34	n. a.	101,63
tetraedrit (VT-3)	1,38	39,19	4,60	2,83	0,07	0,04	0,00	0,01	0,00	21,32	5,56	0,55	n. a.	25,39	n. a.	100,94
tetraedrit (VT-3)	0,93	40,61	5,24	2,37	0,05	0,05	0,00	0,00	0,00	15,81	9,95	0,67	n. a.	26,33	n. a.	102,02
tetraedrit (VT-3)	1,70	37,93	4,36	2,89	0,03	0,06	0,00	0,05	0,04	27,44	1,49	0,48	n. a.	24,65	n. a.	101,11
tetraedrit (VT-3)	3,57	35,77	4,68	2,27	n. a.	0,17	0,00	n. a.	n. a.	26,47	1,68	0,86	0,00	24,87	n. a.	100,34
tetraedrit (VT-3)	3,69	35,50	4,62	2,35	n. a.	0,05	0,00	n. a.	n. a.	26,11	1,94	0,82	0,00	24,88	n. a.	99,96
tetraedrit (VT-3)	3,68	35,62	4,65	2,35	n. a.	0,13	0,13	n. a.	n. a.	26,59	1,76	1,27	0,01	24,90	n. a.	101,09
tetraedrit (VT-3)	3,51	35,16	4,58	2,26	n. a.	0,10	0,01	n. a.	n. a.	26,79	1,37	0,75	0,07	24,91	n. a.	99,56
tetraedrit (VT-3)	3,17	35,72	4,57	2,38	n. a.	0,15	0,11	n. a.	n. a.	27,53	1,25	0,29	0,00	24,86	n. a.	99,96
tetraedrit (VT-3)	3,14	35,97	4,71	2,38	n. a.	0,04	0,00	n. a.	n. a.	27,14	1,22	0,59	0,00	25,08	n. a.	100,28
tetraedrit (VT-3)	3,66	35,64	4,42	2,50	n. a.	0,09	0,15	n. a.	n. a.	27,83	0,61	0,68	0,00	24,61	n. a.	100,19
tetraedrit (VT-4)	3,32	36,91	3,05	4,32	0,07	0,07	0,00	0,00	0,01	26,83	1,48	0,25	n. a.	24,56	n. a.	100,87
tetraedrit (VT-4)	2,89	37,79	3,51	3,84	0,04	0,04	0,00	0,00	0,00	23,29	4,05	0,41	n. a.	25,02	n. a.	100,88
tetraedrit (VT-4)	3,51	36,44	2,89	4,49	0,05	0,08	0,00	0,00	0,00	28,00	0,66	0,26	n. a.	24,43	n. a.	100,82
tetraedrit (VT-4)	3,22	36,74	2,79	4,55	0,07	0,06	0,00	0,00	0,00	27,11	1,57	0,00	n. a.	24,56	n. a.	100,69
tetraedrit (VT-4)	3,31	36,91	2,52	4,84	0,07	0,06	0,00	0,01	0,00	28,16	0,65	0,28	n. a.	24,59	n. a.	101,40
tetraedrit (VT-4)	3,18	35,56	2,27	5,04	0,07	0,11	0,01	n. a.	n. a.	28,29	0,76	0,32	n. a.	23,43	0,01	99,05
tetraedrit (VT-4)	3,44	35,37	2,58	4,74	0,06	0,13	0,00	n. a.	n. a.	28,05	0,87	0,42	n. a.	23,48	0,01	99,17
tetraedrit (VT-4)	2,81	36,42	2,67	4,76	0,05	0,12	0,02	n. a.	n. a.	25,85	2,50	0,20	n. a.	23,85	0,02	99,26
tetraedrit (VT-4)	3,09	36,06	2,73	4,57	0,07	0,11	0,00	n. a.	n. a.	27,35	2,01	0,16	n. a.	23,64	0,01	99,81
tetraedrit (VT-4)	3,21	35,71	2,45	4,82	0,05	0,10	0,00	n. a.	n. a.	28,28	0,92	0,13	n. a.	23,55	0,02	99,23
tetraedrit (VT-54)	15,68	26,97	3,12	3,98	0,06	0,14	0,00	0,01	0,02	27,02	0,41	0,00	n. a.	22,94	n. a.	100,35
tetraedrit (VT-54)	16,02	26,41	3,16	3,84	0,11	0,14	0,00	0,00	0,00	26,69	0,18	0,07	n. a.	22,55	n. a.	99,17
tetraedrit (VT-54)	18,05	25,37	4,27	2,63	0,08	0,12	0,00	0,00	0,00	27,09	0,23	0,03	n. a.	22,49	n. a.	100,36
tetraedrit (VT-54)	15,86	27,31	3,55	4,04	0,09	0,13	0,00	0,00	0,00	27,23	0,32	0,00	n. a.	23,21	n. a.	101,74
tetraedrit (VT-54)	15,11	27,39	3,02	4,14	0,06	0,14	0,00	0,01	0,00	26,34	0,90	0,00	n. a.	23,22	n. a.	100,34
tetraedrit (VT-54)	17,78	25,71	4,48	2,44	0,04	0,15	0,00	0,01	0,00	27,28	0,04	0,03	n. a.	22,88	n. a.	100,84
tetraedrit (VT-54)	15,40	26,79	3,33	3,65	0,07	0,13	0,04	0,00	0,01	25,88	1,06	0,00	n. a.	22,89	n. a.	99,25
tetraedrit (VT-54)	15,00	26,93	3,41	3,59	0,04	0,13	0,01	0,00	0,00	25,80	0,99	0,00	n. a.	23,10	n. a.	99,00
tetraedrit (VT-54)	15,29	27,17	3,41	3,65	0,10	0,13	0,00	0,00	0,00	26,46	0,99	0,09	n. a.	23,23	n. a.	100,52
tetraedrit (VT-54)	16,27	25,92	4,32	2,45	0,11	0,15	0,00	0,00	0,00	27,12	0,05	0,03	n. a.	22,57	n. a.	98,98
tetraedrit (VT-54)	18,16	24,41	4,58	2,39	0,07	0,12	0,00	0,01	0,00	27,06	0,21	0,00	n. a.	22,54	n. a.	99,54
tetraedrit (VT-54)	15,47	26,58	3,51	3,67	0,02	0,15	0,00	0,03	0,00	26,86	0,31	0,05	n. a.	23,12	n. a.	99,77

n. a. – neanalyzované/not analysed

platí aj pri analýzach svetlých zón v oboch generáciách sideritu. Táto skutočnosť sa prejavila tiež na priemerných kryštalochemických vzorcoch sideritu I a sideritu II, kde vidieť, že rozdiel v chemickom zložení medzi generáciami sideritu nie je až tak markantný: a) siderit I ($\text{Fe}_{0,60}\text{Mg}_{0,32}\text{Mn}_{0,04}\text{Ca}_{0,04}\text{CO}_3$; b) siderit II ($\text{Fe}_{0,52}\text{Mg}_{0,41}\text{Mn}_{0,03}\text{Ca}_{0,04}\text{CO}_3$).

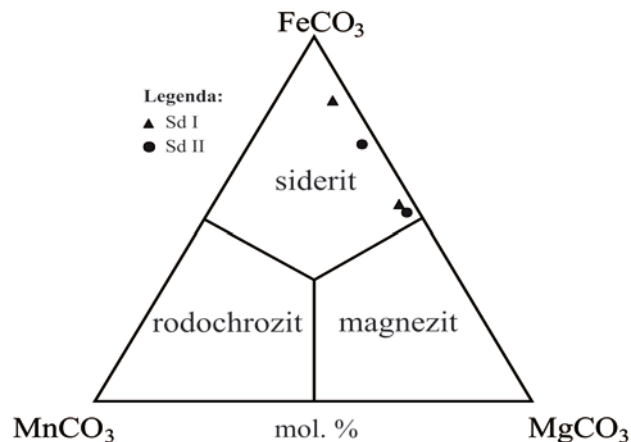


Obr. 17. Chemické zloženie karbonátov ankeritovo-dolomitového radu z Veľkej Trojice v ternárnom diagrame FeCO_3 - MnCO_3 - MgCO_3 (mol. %).

Fig. 17. Chemical composition of carbonates of ankerite-dolomite series from the Veľká Trojica occurrence in ternary FeCO_3 - MnCO_3 - MgCO_3 (mol.%) plot.

Supergénne minerály

Ceruzit (?) sa vyskytuje vzácné v podobe mikroskopických, max. 70 μm veľkých alotriomorfných agregátov, ktoré úplne zatlačajú galenit vrastený v asociácii spolu s pyritom, gersdorffitom a chalkopyritom v karbonátovo-kremeňovej žilovine. Bol identifikovaný len orientačne



Obr. 18. Chemické zloženie sideritu z Veľkej Trojice v ternárnom diagrame FeCO_3 - MnCO_3 - MgCO_3 (mol. %).

Fig. 18. Chemical composition of siderite from the Veľká Trojica occurrence in ternary FeCO_3 - MnCO_3 - MgCO_3 (mol.%) plot.

Tab. 9
Elektrónové mikroanalýzy karbonátov ankeritovo-dolomitového radu (hm. %)
Electron microprobe analyses of carbonates of the ankerite-dolomite series (wt.%)

Č. an./Prvok	FeO	MgO	MnO	CaO	SrO	CuO	ZnO	CO ₂ *	Suma
1	12,36	13,17	1,16	28,48	0,12	0,04	0,00	45,10	100,44
2	12,08	13,34	1,11	27,89	0,08	0,00	0,03	44,59	99,12
3	9,02	15,69	0,68	28,46	0,00	0,00	0,00	45,42	99,27
4	7,89	16,13	0,86	29,16	0,02	0,02	0,03	45,90	100,00
5	11,89	12,82	1,50	28,42	0,09	0,13	0,01	44,63	99,50
6	17,80	9,19	1,50	27,47	0,01	n. a.	n. a.	43,43	99,40
7	19,52	7,91	1,90	26,87	0,05	n. a.	n. a.	42,88	99,14
8	19,83	7,67	1,87	27,06	0,11	n. a.	n. a.	42,97	99,51
9	24,51	4,59	1,58	26,68	0,07	n. a.	n. a.	41,97	99,40
10	6,20	17,04	0,87	28,73	0,01	n. a.	n. a.	45,49	98,33
11	11,14	14,07	0,35	28,12	0,01	n. a.	n. a.	44,48	98,18
12	7,15	16,01	1,26	28,41	0,02	n. a.	n. a.	44,95	97,80
13	14,60	9,87	2,44	27,52	0,02	n. a.	n. a.	42,84	97,29
14	14,24	10,30	2,40	27,75	0,07	n. a.	n. a.	43,27	98,03

* – dopočítané; n. a. – neanalyzované/not analysed

Tab. 10
Elektrónové mikroanalýzy sideritu I a sideritu II (hm. %)
Electron microprobe analyses of siderite I and siderite II (wt.%)

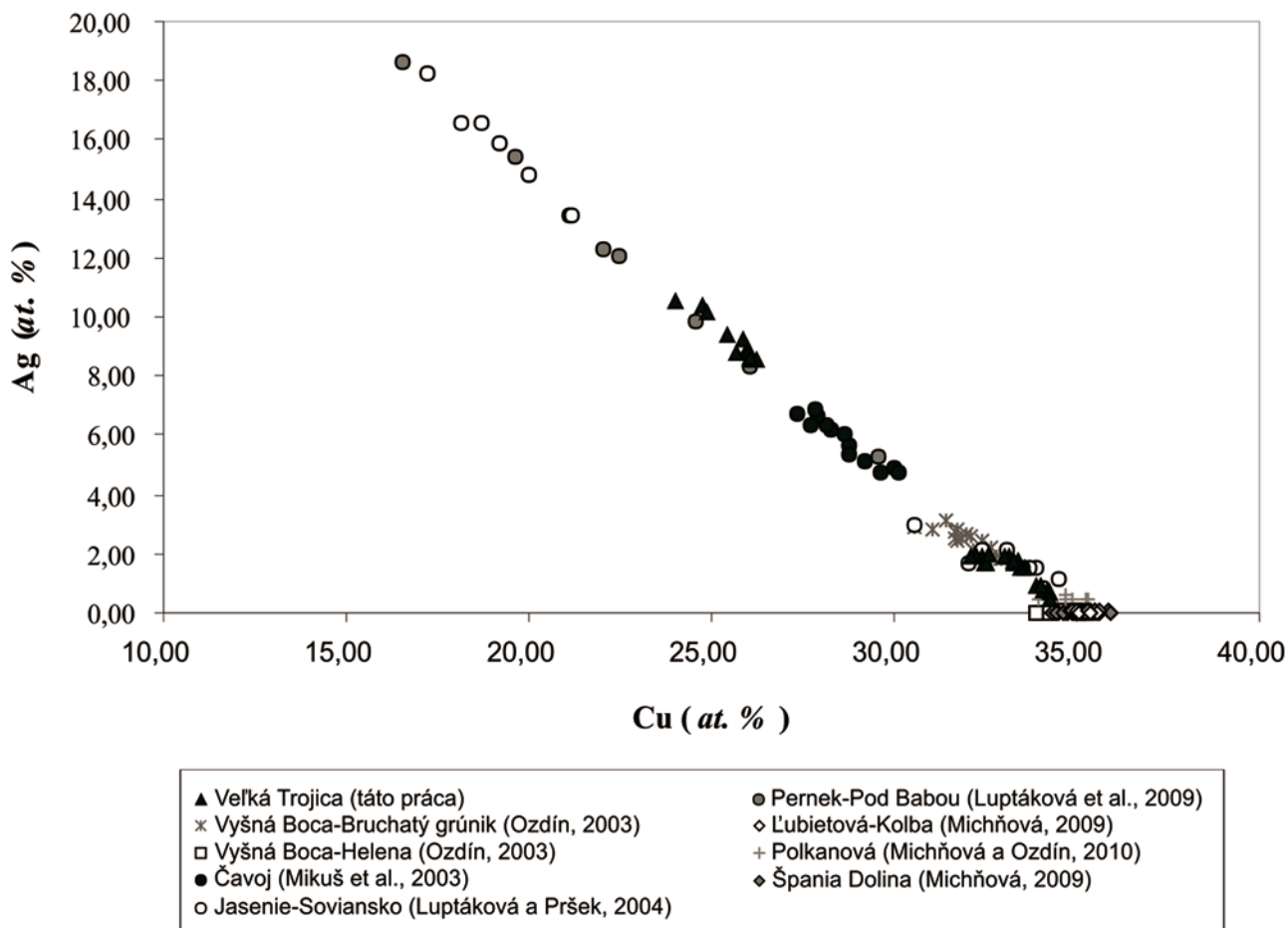
Minerál/Prvok	FeO	MnO	CaO	MgO	SrO	CO ₂ *	Suma
siderit I	51,29	2,79	0,24	6,25	0,02	40,17	100,76
siderit I	33,21	2,11	4,84	20,32	0,00	39,80	100,27
siderit II	43,51	2,18	0,23	12,40	0,00	41,73	100,06
siderit II	29,82	1,52	4,74	20,33	0,03	44,28	100,71

* – dopočítané

minerál	mineralizačné štádium			
	pyritovo-arzenopyritové	karbonátové	kremeňovo-sulfidické	supergénne
kremeň	—		—	
pyrit	—		—	
arzenopyrit	—		—	
siderit		—		
ankerit-dolomit		—		
kalцит		—		
gersdorffit			—	
sfalerit			—	
tetraedrit			—	
chalkopyrit			—?	
galenit				—
bourmonit				—
sulfosoli kob. hom. sér.				—
ceruzit (?)				—
erytrit				—

Obr. 19. Sukcesívna schéma hydrotermálnej mineralizácie v lokalite Veľká Trojica.

Fig. 19. Succession of hydrothermal mineralization at the Veľká Trojica occurrence.



Obr. 20. Závislosť obsahu Ag a Cu (at. %) v tetraedrite z Veľkej Trojice porovnaná s analýzami tetraedritu z výskytov hydrotermálnej mineralizácie v Západných Karpatoch.

Fig. 20. Ag and Cu (at.%) substitution in tetrahedrite from the Veľká Trojica occurrence compared with tetrahedrite analyses from the selected occurrences of hydrothermal mineralization in the Western Carpathians.

pomocou EDS mikroanalýzy (hlavné prvky Pb a O). Keďže študovaná vzorka bola naprášená uhlíkom a na EDS spektre dochádza k prekryvu spektier Pb a S, nie je jednoznačne možné stanoviť, či ide o ceruzit alebo anglesit.

Erytrit bol vzácné identifikovaný v podobe tenkých svetloružových práškovitých povlakov na puklinách karbonátov s vyšším obsahom sulfidickej mineralizácie (haldá VT-4). Bol identifikovaný len orientačne, pretože sa vždy vyskytuje len v malých množstvách, nedostatočných na spoľahlivú identifikáciu pomocou röntgenovej práškovej difrakcie.

Vývoj mineralizácie

Na základe detailného mikroskopického a paragenetického štúdia vzoriek z haldového materiálu sme zostavili sukcesívnu schému vývoja hydrotermálnej mineralizácie (obr. 19), v ktorej sme vyčlenili nasledujúce štádiá:

I. pyritovo-arzenopyritové štádium – je predstavované kremeňom I, pyritom I a arzenopyritom I. Minerály tohto štádia vytvárajú buď samostatné max. 2 cm mocné žilky a impregnácie v hydrotermálne alterovaných rulách, alebo sa vyskytujú v podobe fragmentov v mladšej karbonátovej mineralizácii. Najstarším minerálom tohto štádia je biely až sivobiely kremeň I. Následne kryštalizoval pyrit I v podobe idiomorfných až hypidiomorfných kryštálov, ktoré sú obrastané kryštálmi a agregátmi mladšieho arzenopyritu I. Pyrit aj arzenopyrit tohto štádia vykazujú miestami výrazné prejavy kataklázy.

II. karbonátové štádium – je tvorené sideritom (I a II), karbonátmi ankeritovo-dolomitového radu a kalcitom. Najstarším minerálom, ktorý kryštalizoval v tomto štádiu, je siderit I a mladší siderit II. Vo voľných priestoroch medzi kryštálmi a agregátmi sideritu I aj II následne kryštalizovali karbonáty ankeritovo-dolomitového radu. Najmladší minerál tohto štádia, kalcit, sa vyskytuje v podobe žiliek v hydrotermálne alterovaných rulách alebo vo forme tenkých žiliek a výplne drúzových dutín v dolomite. V intergranulárnych priestoroch starších karbonátov následne kryštalizoval kremeň II a sulfidy mladšieho kremeňovo-sulfidického štádia, ktoré tiež tvoria v karbonátoch aj žilky.

III. kremeňovo-sulfidické štádium – je tvorené kremeňom II, pyritom II, arzenopyritom II, gersdorffitom, sfaleritom, tetraedritom, chalkopyritom, galenitom, bournonitom, sulfosolami giessenitového homeotypového páru a kobellitom. Minerály tohto štádia vytvárajú výplne v intergranulárnych priestoroch karbonátov staršieho štádia, častejšie však samostatné žilky. Laterálne zastúpenie mineralizácie tohto štádia nie je na základe štúdia haldového materiálu v lokalite rovnomerné. Najstarším minerálom je zvyčajne biely až sivý kremeň II, následne kryštalizoval idiomorfný až hypidiomorfný pyrit II, arzenopyrit II a gersdorffit. Ďalej kryštalizoval sfalerit, tetraedrit, chalkopyrit, galenit, bournonit a sulfosoli kobellitovej homologickej série (giessenit-izoklakeit, kobellit).

IV. supergénne štádium – je v lokalite vyvinuté len rudimentárne. Je tvorené ceruzitom, resp. anglesitom a erytritom. Je pravdepodobné, že všetky sekundárne minerály v lokalite vznikali recentne na haldách, kde bol

rudný materiál vystavený poveternostným vplyvom. Tento predpoklad potvrdzuje aj fakt, že tak ceruzit, resp. anglesit, ako aj erytrit sa vyskytujú vždy len v malých množstvách na puklinách v asociácii s nezvetranými, resp. len málo zvetranými sulfidmi v inak čerstvých karbonátoch.

Diskusia

Vývoj karbonátovo-kremeňovo-sulfidickej mineralizácie v lokalite Veľká Trojica je podobný ako v Fe-karbonátových žilách v oblasti Vyšnej Boce (Ozdín a Chovan, 1999; Ozdín, 2003), Lubietovej (Michňová, 2009), Španej Doliny (Michňová, 2009) a Polkanovej (Michňová a Ozdín, 2010), Jedlových Kostolian (Ozdín, 2010). Minerálne zloženie (prítomnosť pyritovo-arzenopyritového štádia, výskyt gersdorffitu) je tiež čiastočne identické. Gersdorffit je typickým rudným minerálom aj v sideritových žilách v gemeriku: napr. Dobšiná (Halahyiová-Andrusovová, 1957a, 1957b; Chovan a Ozdín, 2003), Rudňany (Hurný a Krištín, 1978), Úhorná (Peterec, 1991), Gelnica (Bernard, 1961; Háber, 1976, 1980). Naopak, hojným výskytom bournonitu a prítomnosťou galenitu, sfaleritu a tetraedritu s vysokým obsahom Ag sa mineralizácia v lokalite Veľká Trojica čiastočne podobá polymetalickému typu mineralizácie, známemu z tatrickej tektonickej jednotky z lokalít Čavoj (Mikuš et al., 2003), Jasenie-Soviansko (Pouba a Vejnar, 1955; Luptáková a Pršek, 2004), Dolná Lehota-Dve Vody (Majzlan et al., 2002), Mlynná dolina (Majzlan a Chovan, 1997) a Pernek-Pod Babou (Luptáková et al., 2009).

Sulfosoli kobellitovej homologickej série (kobellit, tintianit) sú relatívne bežnou súčasťou sideritovo-kremeňovo-sulfidických žíl v gemeriku, kde sú známe z veľkého množstva lokalít: Rožňava-Mária baňa (Novák, 1961; Pršek, 2008), Medzev (Trdlička a Kupka, 1957; Hak a Kupka, 1958; Trdlička et al., 1962; Kupčík et al., 1969; Pršek, 2008), Henclová (Václav, 1964; Pršek, 2008), Gelnica, Prakovce a Kojšov (Háber, 1980) atď.. Vyššie homológy (N = 4, izoklakeit, giessenit) sú v gemeriku vzácné a boli zistené (izoklakeit) len na žile Aurélia pri Rožňave (Pršek, 2008). V tatriku boli sulfosoli kobellitovej homologickej série zistené len zriedkavo. Z materiálu zozbieraného v potoku pod lokalitou Veľká Trojica opísal izoklakeit v asociácii spolu s tetraedritom, galenitom a sulfosolami lillianitovej homologickej série Ozdín (2003) a Pršek (2008). Kobellit a tintianit boli zistené aj na kremeňovo-sulfidickej mineralizácii v lokalite Brezno-Hviezda (Majzlan a Chovan, 1997; Pršek et al., 2008). Kobellit, izoklakeit a giessenit boli identifikované v asociácii spolu s tetraedritom, nuffielditom a fázami bizmutinitovo-aikinitovej série aj v lokalite Brezno-Zingoty (Pršek a Ozdín, 2004; Pršek, 2008). Vo veporiku bol kobellit zriedkavo zistený v asociácii spolu s gersdorffitom, chalkopyritom, tennantitom a sulfosolami bizmutinit-aikinitovej série v lokalite Lubietová-Kolba (Pršek a Mikuš, 2006).

Chemické zloženie sulfosolí giessenitového homeotypového páru a kobellitu z Veľkej Trojice je zaujímavé predovšetkým vysokým obsahom Cu+Fe, ktorý vždy presahuje teoretickú hodnotu 2 apfu, definovanú v ideálnom

kryštalochemickom vzorci pre sulfosoli kobellitovej homologickej série v práci Zakrzewski a Makovicky (1986), Moëlo et al. (1995) a Moëlo et al. (2008). Prebytok Cu v izoklakeite zo vzoriek zbieraných v potoku pod lokalitou Veľká Trojica zistil už Ozdín (2003) a Pršek (2004, 2008). V našich vzorkách bol vysoký prebytok Cu+Fe – nad 2 *apfu* – zistený najmä v izoklakeite v rozmedzí 0,08 až 2,46 *apfu* (priemerne 1,03 *apfu*), ako aj v kobellite, kde sa prebytok Cu+Fe pohybuje v rozmedzí 0,70 – 3,47 (priemerne 1,89 *apfu*). Inkorporáciu Cu a Fe z asociujúceho tetraedritu a chalkopyritu je možné vylúčiť, keďže sulfosoli kobellitovej homologickej série sa v študovanej lokalite vyskytujú v podobe izolovaných kryštálov zarastených najčastejšie v karbonátoch. Zvýšené obsahy Fe ako dôsledok čiastočnej inkorporácie Fe z karbonátov však nie je možné jednoznačne vylúčiť. O prebytku Cu v kobellite sa zmieňujú už Kupčík et al. (1969) vo vzorkách z lokality Medzev-Fichtenhübel. Zvýšené obsahy Cu+Fe (max. 1,00 *apfu*) boli zistené aj v tintianite z Sb ložiska Dúbrava (Pršek, 2004, 2008). Moëlo et al. (1995) zistili zvýšené obsahy Cu+Fe v izoklakeite (max. 2,49 *apfu*) a kobellite v lokalite Les Chalanches vo Francúzsku, ako aj v tintianite v lokalite Pedra Luz v Portugalsku. Podľa Pršeka (2008) sa prebytok Cu v štruktúre fáz kobellitovej homologickej série môže viazať na prídavnú tetraédrickú pozíciu. Moëlo et al. (1995) predpokladajú, že Cu sa v kobellitových homológoch akumuluje pomocou substitúcie Cu+Pb $\leftrightarrow$ Bi, resp. Sb, pričom obsahy Cu je možné pozitívne korelovať s obsahom Sb a obsah Fe je korelovateľný s obsahom Bi. Čiastočnú pozitívnu koreláciu medzi Cu a Sb, Fe a Bi zistil aj Pršek (2008). Nie je ale vylúčené, že prebytok Cu vstupuje do štruktúry pomocou aikinitového typu substitúcie Pb²⁺+Cu⁺ $\leftrightarrow$ Bi³⁺+vakancia podobne, ako to bolo zistené v nuffieldite (Moëlo, 1989; Pršek et al., 2006a). Obsah Ag (max. 0,61 *apfu*) v kobellite z Veľkej Trojice je o niečo vyšší ako doteraz najvyšší publikovaný obsah Ag v kobellite (max. 0,54 *apfu*) z lokality Les Chalanches vo Francúzsku (Moëlo et al., 1995). Vo všeobecnosti majú N = 2 kobellitové homológy (kobellit, tintianit) nižšie obsahy Ag ako (giessenit, izoklakeit) N = 4 homológy (Karup-Møller, 1973; Ayora a Phillips, 1981; Armbruster et al., 1984; Graeser a Harris, 1986; Harris et al., 1986; Makovicky a Karup-Møller, 1986; Zakrzewski a Makovicky, 1986; Armbruster a Hummel, 1987; Moëlo et al., 1995; Marcoux et al., 1996; Cook, 1997; Pršek, 2008). Izoklakeit z Veľkej Trojice obsahuje maximálne 1,73 *apfu* Ag, čo je v medziach obsahov Ag publikovaných zo zahraničných lokalít, pričom najvyššie obsahy boli zistené v lokalite Baia Borşa v Rumunsku (2,60 *apfu*; Cook, 1997) a Bazoges vo Francúzsku (2,22 *apfu*; Moëlo et al., 1995). Najväčším problémom pri klasifikovaní najmä vyšších kobellitových homológov (giessenit, izoklakeit) je neznámy pomer Bi vs. Sb, pri ktorom dochádza k transformácii z monoklinickej kryštálovej štruktúry giessenitu na rombickú v izoklakeite. Publikované monokryštálové údaje izoklakeitu v kombinácii s údajmi o chemickom zložení fáz giessenitového homeotypového páru z elektrónovej mikroanalýzy (Graeser a Harris, 1986; Armbruster a Hummel, 1987; Ozawa et al., 1998) potvrdzujú, že pole giessenitu sa koncentruje pri takmer

čistom Bi člene a – naopak – izoklakeit je charakteristický širokým rozptylom Sb $\leftrightarrow$ Bi. Napriek tejto skutočnosti priradenie sulfosolí giessenitového homeotypového páru z Veľkej Trojice ku konkrétnej fáze bez bližších štruktúrnych údajov (monokryštálová rtg. difrakcia), len na základe elektrónových mikroanalýz, je sporné.

Minerály tetraedritovej izotypovej série sú všeobecne najrozšírenejšími rudnými minerálmi a sú prítomné na takmer každom type hydrotermálnej mineralizácie v tatruku aj veporiku. Chemické zloženie tetraedritu, resp. tennantitu z Veľkej Trojice je charakteristické intenzívnou substitúciou Cu $\leftrightarrow$ Ag (tetraedrit v asociácii spolu s bournonitom a galenitom) a čiastočne aj Sb $\leftrightarrow$ As. Pršek (2004) a Pršek et al. (2006b) rozdelili tetraedrity z hydrotermálnych mineralizácií v Západných Karpatoch do niekoľkých skupín na základe obsahu Ag vs. Cu. Intenzívnejšia substitúcia Cu $\leftrightarrow$ Ag je typická v Západných Karpatoch pre sulfidické mineralizácie, obyčajne s hojným výskytom asociujúceho galenitu, napr. Vyšná Boca-Bruchatý grúnik (Ozdín a Chovan, 1999), najmä však pre polymetalický typ mineralizácie (obr. 23): Jasenie-Soviansko (Luptáková a Pršek, 2004), Pernek-Pod Babou (Luptáková et al., 2009), Čavoj (Mikuš et al., 2003). Tetraedrity z hydrotermálnej sideritovo-sulfidickej mineralizácie v tatruku aj gemeriku (obr. 20) sú charakteristické dominantne nízkym obsahom Ag (Pršek, 2004; Pršek et al., 2006b). V lokalite Veľká Trojica bola zistená aj zvýšená izomorfia medzi Sb a As, ktorá je charakteristická pre minerálne asociácie na Fe-karbonátovo-kremeňovo-sulfidických žilách, kde vystupuje tetraedrit, príp. As-bohatý tetraedrit až tennantit v paragenéze so sulfoarzenidmi a diarzenidmi Fe, Ni a Co, napr. Vyšná Boca (Ozdín a Chovan, 1999) alebo Ľubietová (Pršek a Mikuš, 2006; Michňová, 2009).

Záver

Detailným mineralogickým a paragenetickým štúdiom sa zistilo, že karbonátovo-kremeňovo-sulfidická mineralizácia v lokalite Jarabá-Veľká Trojica vznikala v troch štádiách: 1. pyritovo-arzenopyritom, 2. karbonátom a 3. kremeňovo-sulfidikom. Rudimentárne je v lokalite vyvinuté aj supergénne štádium. Prvé štádium je reprezentované kremeňom I, pyritom I a arzenopyritom I. Karbonátové štádium je reprezentované predovšetkým dvoma generáciami sideritu a karbonátmi ankeritovo-dolomitového radu, akcesoricky je prítomný aj kalcit. V kremeňovo-sulfidikom štádiu je ako nerudný minerál zastúpený kremeň II, doprevádzaný pestrou asociáciou rudných minerálov, ako je arzenopyrit II, bournonit, galenit, gersdorffit, chalkopyrit, pyrit II, sfalerit, sulfosoli kobellitovej homologickej série a tetraedrit. Zo sulfosolí kobellitovej homologickej série sme v lokalite Veľká Trojica identifikovali tak nižšie homológy (N = 2): kobellit, ako aj veľmi zriedkavé vyššie homológy giessenitového homeotypového páru (N = 4). Chemické zloženie týchto fáz je charakteristické predovšetkým vysokým obsahom Cu a Fe, ktorý presahuje hodnotu 2 *apfu* v teoretických členoch kobellitovej homologickej série. Najmladšie štádium, supergénne, je reprezentované akcesorickým ceruzitom (?) a erytritom.

Podakovanie. Autori ďakujú recenzentom prof. J. Majzlanovi, PhD., a Mgr. J. Sejkorovi za cenné rady a pripomienky, ktoré pomohli zvýšiť úroveň tohto príspevku. Práca bola financovaná z grantu MŠ SR VEGA 1/4048/07: P-T-X podmienky vzniku a vek hydrotermálnych antimónových mineralizácií tatrika Západných Karpát.

References

- ANDRUSOV, D., KOUTEK, J. & ZOUBEK, V., 1951: Výsledky základného a montanisticko-geologického výskumu jižní a severozápadní části nízkotatranského krystalinického jádra v roce 1950. *Manuskript. Bratislava, archiv ŠGÚDŠ*, 125 s.
- AMBRUSTER, T., STADLER, H. & OBERHÄNSLI, R., 1984: Antimon-reicher Giessenit vom Zervvillasee (Vals, Graubünden). *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 64, 21 – 26.
- ARMBRUSTER, T. & HUMMEL, W., 1987: (Sb, Bi, Pb) ordering in sulfosalts: Crystal-structure refinement of a Bi-rich izoklakeite. *Amer. Mineralogist*, 72, 7 – 8, 821 – 831.
- AYORA, C. & PHILLIPS, R., 1981: Natural occurrences in the systems PbS-Bi₂S₃-Sb₂S₃ and PbS-Sb₂S₃ from Vall de Ribes, Eastern Pyrenees, Spain. *Bull. Minéral.*, 104, 556 – 564.
- BERGFEST, A., 1953: Baníctvo v Jarabej (Fe a farebné kovy). *Manuskript. Bratislava, archiv ŠGÚDŠ*, 51 s.
- BERGFEST, A., 1955: Baníctvo v okolí Brezna. *Manuskript. Bratislava, archiv ŠGÚDŠ*, 25 s.
- BERNARD, J. H., 1961: Gersdorffit z Gelnické Huty na Slovensku. *Čas. Mineral. Geol.*, 6, 1, 101 – 103.
- BEZÁK, V. & KLINEC, A., 1980: The new interpretation of tectonic development of the Nízke Tatry Mts. – West part. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 31, 4, 569 – 575.
- BIELY, A. (ed.), 1992: Geologická mapa Nízkych Tatier 1 : 50 000. *Bratislava, ŠGÚDŠ*.
- BIELY, A. & BEZÁK, V., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Nízkych Tatier 1 : 50 000. *Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra*, 232 s.
- CAMBEL, B., KRÁL, J. & BURCHART, J., 1990: Izotopová geochronológia kryštalinika Západných Karpát. *Bratislava, Veda*, 183 s.
- COOK, N. J., 1997: Bismuth and bismuth-antimony sulfosalts from Neogene vein mineralisation, Baia Borşa area, Muramareş, Romania. *Mineral. Mag.*, 61, 3, 387 – 409.
- ČVILEVA, T. N., BEZSMERTNAJA, M. S. & SPIRIDONOV, E. M., 1988: Spravočník – opredelitel' rudnykh mineralov v otryazhenom svete. *Moskva, Nedra*, 1 – 504.
- DUPEJ, J. & SIEGL, K., 1984: Geology of the Kráľička granite and its environment (Nízke Tatry Mts., Western Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 35, 3, 395 – 411.
- FINGER, F., BROSKA, I., HAUNSCHMID, B., HRAŠKO, L., KOHÚT, M., KRENN, E., PETRIK, I., RIEGLER, G. & UHER, P., 2003: Electron-microprobe dating of monazites from Western Carpathian basement granitoids: Plutonic evidence for an important Permian rifting event subsequent to Variscan crustal anatexis. *Int. J. Earth Sci.*, 92, 2, 86 – 98.
- GRAESER, S. & HARRIS, D., 1986: Giessenite from Giessen near Binn, Switzerland: New data. *Canad. Mineralogist*, 24, 1, 19 – 20.
- HÁBER, M., 1976: „Zonaler“ Gersdorffit aus Gelnická Huta. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 27, 1, 193 – 201.
- HÁBER, M., 1980: Mineralogisch-geochemische und paragenetische Erforschung hydrothermaler Gänge im Gebiet zwischen Prakovce und Kojšov (Spišsko-gemerské rudohorie). *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen.*, 7, 7 – 132.
- HAK, J. & KUPKA, F., 1958: Identifikace kobellitu z Hummelu ve Spišsko-gemerském rudohoří. *Čas. Mineral. Geol.*, 3, 1, 16 – 20.
- HALAHYJOVÁ-ANDRUSOVÁ, G., 1957a: Mineralológia a paragenéza Ni-Co žil v Dobšinej. *Geol. Práce, Zoš.*, 46, 150 – 151.
- HALAHYJOVÁ-ANDRUSOVÁ, G., 1957b: Mineralogická štúdia Ni-Co arzenidov dedičnej stôlne v Dobšinej. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied*, 8, 2, 259 – 272.
- HARRIS, D. C., ROBERTS, A. C. & CRIDDLE, A. J., 1986: Izoklakeit, a new mineral species from Izok Lake, Northwest Territories. *Canad. Mineralogist*, 24, 1, 1 – 5.
- HURNÝ, J. & KRISTÍN, J., 1978: Niektoré Ni-Co minerály z ložiska Rudňany (žila Zlatník). *Miner. Slov. (Bratislava)*, 10, 3, 221 – 238.
- CHOVAN, M. & OZDÍN, D., 2003: Chemical composition of Ni, Co and Fe sulphoarsenides and arsenides in the hydrothermal siderite veins in the Western Carpathians (Slovakia). *Acta mineral. petrogr., Abstract Series*, 1, 19 p.
- KARUP-MÖLLER, S., 1973: A giessenite-cosalite-galena-bearing mineral suite from Bjorkasen sulphide deposit at Otoften in northern Norway. *Nor. geol. Tidsskr.*, 53, 41 – 64.
- KOHÚT, M., KOTOV, A. B., SALNIKOVA, E. B. & KOVACH, V. P., 1999: Sr and Nd isotope geochemistry of Hercynian granitic rocks from the Western Carpathians: Implications for granite genesis and crustal evolution. *Geol. Carpath.*, 50, 6, 477 – 487.
- KUPČÍK, V., SCHNEIDER, A. & VARČEK, C., 1969: Chemismus von einigen Bi-sulfosalzen aus dem Zips-Gömörer Erzgebirge. *Neu. Jb. Mineral., Abh.; Mh.*, 10, 445 – 454.
- LUPTÁKOVÁ, J. & PRŠEK, J., 2004: Sulfosoli z Pb-Zn mineralizácie na ložisku Jasenie-Soviánsko (Nízke Tatry). *Miner. Slov. (Bratislava)*, 36, 3 – 4, 286 – 290.
- LUPTÁKOVÁ, J., BIRÓN, A. & ANDRÁŠ, P., 2009: Hydrotermálna žilná Pb-Zn sulfidická mineralizácia na lokalite Pernek-Pod Babou (Malé Karpaty): minerály a evolúcia fluid. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 41, 4, 477 – 492.
- MAJZLAN, J. & CHOVAN, M., 1997: Hydrotermálna mineralizácia v Mlynnej doline, Nízke Tatry. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 29, 2, 149 – 158.
- MAJZLAN, J., CHOVAN, M. & MICHÁLEK, J., 2002: Mineral and chemical composition of the ores at the Dve Vody Sb-Au deposit, Western Carpathians. *Slovak Geol. Mag. (Bratislava)*, 8, 1, 21 – 36.
- MAKOVICKY, E. & KARUP-MÖLLER, S., 1986: New data on giessenite from the Bjorkasen sulfide deposit at Otoften, Northern Norway. *Canad. Mineralogist*, 24, 1, 21 – 25.
- MARCOUX, E., MOËLO, Y. & LEISTEL, J. M., 1996: Bismuth and cobalt minerals as indicators of stringer zones to massive sulphide deposits, Iberian Pyrite Belt. *Mineralium Depos.*, 31, 1 – 2, 1 – 26.
- MICHŇOVÁ, J., 2009: Mineralogické a genetické štúdium primárnej hydrotermálnej mineralizácie na lokalitách v okolí Španej Doliny a Ľubietovej. [Dizertačná práca.] *Manuskript. Bratislava, archiv KMaP PriF UK*, 218 s.
- MICHŇOVÁ, J. & OZDÍN, D., 2010: Primárna hydrotermálna mineralizácia na lokalite Polkanová. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 42, 1, 69 – 78.
- MIKUŠ, M., CHOVAN, M., PRŠEK, J. & ŠLEPECKÝ, T., 2003: Hydrothermal siderite-basemetals vein mineralization in the vicinity of Čavojs, Suchý Mts. *Slovak Geol. Mag. (Bratislava)*, 9, 4, 207 – 216.
- MOËLO, Y., 1989: Antimoine dans la nuffieldite associée à de la friedrichite (commune des Houches, Alpes de Haute-Savoie); redéfinition cristallographique de la nuffieldite. *C. R. Acad., Sci., Paris*, 309, Sér. II, 1 659 – 1 664.
- MOËLO, Y., ROGER, G., MAUREL-PALACIN, D., MARCOUX, E. & LAROSSI, A., 1995: Chemistry of some Pb-(Cu,Fe)-(Sb,Bi) sulfosalts from France and Portugal. Implications for the crystal chemistry of lead sulfosalts in the Cu-poor part of Pb₂S₂-Cu₂S-Sb₂S₃-Bi₂S₃ system. *Miner. and Petrol.*, 53, 4, 229 – 250.
- MOËLO, Y., MAKOVICKY, E., MOZGOVA, N. N., JAMBOR, J. L., COOK, N., PRING, A., PAAR, W., NICKEL, E. H., GRAESER, S., KARUP-MÖLLER, S., BALIC-ŽUNIC, T., MUMME, W. G., VURRO, F., TOPA, D., BINDI, L., BENTE, K. & SHIMIZU, M., 2008: Sulfosalts systematics: A review. Report of the sulfosalts sub-committee of IMA Commission on Ore Mineralogy. *Eur. J. Mineral.*, 20, 1, 7 – 46.
- NOVÁK, F., 1961: Kobellit ze žily Mária u Rožňavy. *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 36, 2, 97 – 107.
- OZAWA, T., SAITOW, A. & HORI, H., 1998: Chemistry and crystallography of Bi-rich izoklakeite from the Otome mine, Yamanashi Prefecture, Japan and discussion of the izoklakeite-giessenite series. *Mineral. J.*, 20, 179 – 187.
- OZDÍN, D. & CHOVAN, M., 1999: New mineralogical and paragenetical

- knowledge about siderite veins in the vicinity of Vyšná Boca, Nízke Tatry Mts. *Slovak Geol. Mag. (Bratislava)*, 5, 4, 255 – 271.
- OZDÍN, D. & UHER, P., 2002: Slovenské názvy minerálov. *Bratislava, ŠGÚDŠ*, 203 s.
- OZDÍN, D., 2003: Mineralógia a genéza sideritovej mineralizácie Ďumbierskych Tatier. [Dizertačná práca.] *Manuskript. Bratislava, archív KMaP PriF UK*, 194 s.
- OZDÍN, D., 2004: Skratky minerálov schválené IMA. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 36, 3 – 4, 367 – 370.
- OZDÍN, D. & PRŠEK, J., 2004: Sulfosoli homologického radu lillianitu z hydrotermálnych mineralizácií Nízkych Tatier. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 36, 3 – 4, 279 – 285.
- OZDÍN, D., 2010: Mineralogical and genetical study of primary hydrothermal siderite-quartz-sulphidic veins hosted by Tatic and Veporic units (Western Carpathians, Slovakia). *Acta mineral. petrogr., Abstract Series*, 6, 240.
- PAPP, K., 1919: Die Eisenerz und Kohlenvorräte des Ungarischen Reiches. *Druck des Franklin Vereins, Budapest*, 638 p.
- PETEREC, D., 1991: Chemizmus a zonálnosť Ni, Co mineralizácie v úhornianskom rudnom poli. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 23, 3, 223 – 235.
- PETRIK, I., BROSKA, I., UHER, P. & KRÁL, J., 1993: Evolution of the Variscan granitoid magmatism in the Western Carpathian realm. *Geol. Carpath.*, 44, 4, 265 – 266.
- PETRIK, I., SIMAN, P. & BEZÁK, V., 1998: Granitoidný protolit ortorúl Ďumbierskej časti Nízkych Tatier – distribúcia bária v megakrystoch K živca. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 30, 1, 265 – 274.
- POUBA, Z. & VEJNAR, Z., 1955: Polymetalické rudní žily u Jasenie v Nízkych Tatrách. *Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol.*, 22, 485 – 530.
- PRŠEK, J., 2004: Chemické zloženie a kryštalochémia sulfosolí zo sulfidických mineralizácií Západných Karpát. [Dizertačná práca.] *Manuskript. Bratislava, archív KMaP PriF UK*, 135 s.
- PRŠEK, J. & OZDÍN, D., 2004: Nuffieldit $Pb_2Cu(Pb,Bi)Bi_2S_7$ z hydrotermálnych mineralizácií Nízkych Tatier. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 36, 3 – 4, 273 – 278.
- PRŠEK, J. & MIKUŠ, T., 2006: Bi sulfosoli z lokality Lubietová-Kolba. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 38, 2, 159 – 164.
- PRŠEK, J., MAKOVICKÝ, E., CHOVAN, M. & SMIRNOV, A., 2006a: A note on the chemical composition of nuffieldite solid-solution from sulphide mineralizations in the Western Carpathians, Slovakia. *Mineralogia Polonica*, 37, 1, 51 – 60.
- PRŠEK, J., OZDÍN, D. & CHOVAN, M., 2006b: Chemical composition of tetrahedrite-tennantite solid solution as indicator of type of hydrothermal mineralization: Examples from the Western Carpathians. *Mineralogia Polonica, Special Papers*, 28, 184 – 186.
- PRŠEK, J., 2008: Chemické zloženie a kryštalochémia Bi sulfosolí z hydrotermálnych mineralizácií kryštalinika Západných Karpát. *Bratislava, PF UK*, 1 – 108.
- PRŠEK, J., OZDÍN, D. & SEJKORA, J., 2008: Eclarite and associated Bi sulfosalts from the Brezno-Hviezda occurrence (Nízke Tatry Mts., Slovak Republic). *Neu. Jb. Mineral., Abh.*, 158, 2, 117 – 130.
- PUTIŠ, M. & MADARÁS, J., 1993: Variscan medium-temperature mylonitic orthogneisses in the hangingwall of a Variscan (Tatra) nappe/mid-Cretaceous low temperature mylonites and cataclasites/rauwackes of the Tatic cover rocks at the mid-Cretaceous Čertovica shear zone. In: *Pitoňák, P. & Spišiak, J. (eds.): PAEWCR conference, Stará Lesná, Excursion Guide*, 45 – 46.
- PUTIŠ, M., KOTOV, A. B., PETRIK, I., KORIKOVSKY, S. P., MADARÁS, J., SALNIKOVA, E. B., YAKOVLEVA, S. Z., BEREZHNYAYA, N. G., PLOTKINA, Y. V., KOVACH, V. P., LUPTÁK, B. & MAJDÁN, M., 2003: Early- vs. late orogenic granitoids relationships in the Variscan basement of the Western Carpathians. *Geol. Carpath.*, 54, 3, 3 – 18.
- SLAVKAY, M., PECHO, J., HUBAČ, J., PULEC, M., BIELY, A., ČILLÍK, I., ĐUĐA, R. & BADÁR, J., 1988: Regionálna mapa ložísk a prognóza nerastných surovín Nízkych Tatier (1 : 50 000). *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 352 s.
- STANKOVIČ, J., 1976: Nerastné suroviny na liste Mýto pod Ďumbierom 1 : 25 000. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 57 s.
- TRDLÍČKA, Z. & KUPKA, F., 1957: Kobellit a ryzí vizmut z lokality Fichtenhübel na Slovensku. *Sbor. Ústř. Úst. geol.*, 453 – 464.
- TRDLÍČKA, Z., KVAČEK, M. & KUPKA, F., 1962: Mineralogicko-chemický výzkum kobellitu ze sideritových žil rudní oblasti Fichtenhübel (Spišsko-gemerské rudohoří). *Čas. Mineral. Geol.*, 7, 4, 432 – 433.
- UYTENBOGAARDT, W. & BURKE, E. A. J., 1971: Table for microscopic identification of ore minerals. *Elsevier, Amsterdam*, 1 – 430.
- VÁCLAV, J., 1964: Identifikácia kobellitu zo žily Dávid pri Henclovej. *Geol. Práce, Zpr.*, 31, 91 – 94.
- ZAKRZEWSKI, M. A. & MAKOVICKÝ, E., 1986: Izoklakeite from Vena, and the kobellite homologous series. *Canad. Mineralogist*, 24, 1, 7 – 18.
- ZOUBEK, V., 1951: Závěrečná správa o splnění výskumného problému „Železné rudy Nízkých Tater v okolí Vyšné Boce“. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 10 s.
- ZOUBEK, V. & RUS, V., 1951: Zpráva o spracování výskumného problému „Železné rudy v okolí Vyšné Boce“. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 56 s.

Rukopis doručený 12. 9. 2011

Revidovaná verzia doručená 12. 9. 2011

Rukopis akceptovaný red. radou 13. 9. 2011