

Hydrotermálna mineralizácia na antimonitových žilách Spišsko-gemerského rudohoria

TOMÁŠ KLIMKO, MARTIN CHOVAN a MONIKA HURAI OVÁ

Katedra mineralógie a petrológie Prírodovedeckej fakulty UK,
Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava
klimko@fns.uniba.sk

Hydrothermal mineralization of stibnite veins in the Spiš-Gemer Ore Mts.

In this article we report on recent mineralogical studies on some stibnite deposits in the Spiš-Gemer Ore Mts. (Western Carpathians). The mineralizations studied belong to “stibnite belt” situated near Betliar, Čučma, Poproč, Bystrý potok stream – Štofova dolina valley. The most common mineral of antimony is stibnite but berthierite and zinkenite are relatively common, too. Some new minerals have been described in the quartz-stibnite veins: zinkenite and kobellite-tintinaite at Betliar, fülöppite from Poproč and in quartz-tourmaline (schorl, dravite) veins with monazite-(Ce), xenotime-(Y), apatite, zircon, chamosite and muscovite-phengite near Betliar and Čučma. Hydrothermal stibnite mineralization originated during quartz and quartz-sulfide phases in which we distinguish pyrite, sphalerite-tetrahedrite, galena and stibnite mineral paragenesis.

Key words: stibnite, zinkenite, tintinaite, tourmaline, mineral paragenesis, Spiš-Gemer Ore Mts., Betliar, Čučma, Poproč

Úvod

Kremeňovo-antimonitové žily v Spišsko-gemerskom rudohorí sa ťažili už v 13. stor. ako zdroj zlata. Rudy antimónu sa na Slovensku začali ťažiť oveľa neskôr ako drahé kovy, meď a železo, hoci záznamy o ich výskyte sú už z 12. stor. Zo slovenských lokalít sa ťažba Sb rúd začala najprv v Spišsko-gemerskom rudohorí (SGR) a až potom v Nízkych Tatrách a Malých Karpatoch. Antimonitové rudy sa v SGR začali dobývať pravdepodobne v 16. stor., intenzívna ťažba bola už koncom 17. stor. Svedčí o tom aj písomný záznam o antimónových baniach v Rožňave z roku 1696 (Beránek – ed., 1977). Najväčší rozvoj ťažby Sb rúd bol v rokoch 1830 – 1950 (Grecula et al., 1995). V 19. stor. bola ťažba najintenzívnejšia a ložisko Čučma sa stalo jedným z najvýznamnejších producentov antimónu v Európe. V roku 1952 sa zatvorili bane v Rožňave, v roku 1962 v Helcmanovciach a v roku 1965 v Poproči, vo všetkých prípadoch pre vyčerpanie známych zásob (Beránek – ed., 1977).

Najmladšie hydrotermálne zrudnenie Spišsko-gemerského rudohoria sú kremeňovo-antimonitové žily (Varček, 1985). Podľa Rozložníka (1972), Pecha (1980) a mnohých iných autorov sú geneticky späté s intrúziou gemeridného granitu. Odlišný názor na genézu hydrotermálnych kremeňovo-antimonitových žíl najnovšie publikovali Urban et al. (2006) a Hurai et al. (2006). Vznik antimonitových žíl na lokalitách Betliar a Čučma priradujú k alpínskemu orogénnemu cyklu a vylučujú genetickú spätosť s granitoidnou intrúziou.

V tomto článku je súhrn výsledkov najnovšieho mineralogického štúdia hydrotermálnych minerálov na vybraných antimonitových ložiskách SGR v oblasti Betliara, Čučmy, Bystrého potoka-Štofovej doliny a Popročia. Tieto lokality sú súčasťou tzv. antimonitového pásu SGR (obr. 1). Na týchto lokalitách boli opísané niektoré nové minerály [z kremeňovo-antimonitových žíl: Bi-zinkenit (Betliar), fülöppit (Poproč), tintinait-kobellit (Betliar); na kremeňovo-turmalínových žilách: monazit-(Ce), xenotím-(Y), apatit, zirkón, chamosit a muskovit, varieta fengit (Betliar a Čučma)] a spresnila sa ich identifikácia. Podľa najnovších názorov na vývoj mineralizácie sa doplnila a upravila sukcesívna schéma. Je to nevyhnutné kvôli správnej genetickej interpretácii a začleneniu antimonitovej mineralizácie do metalogenetického vývoja Západných Karpát.

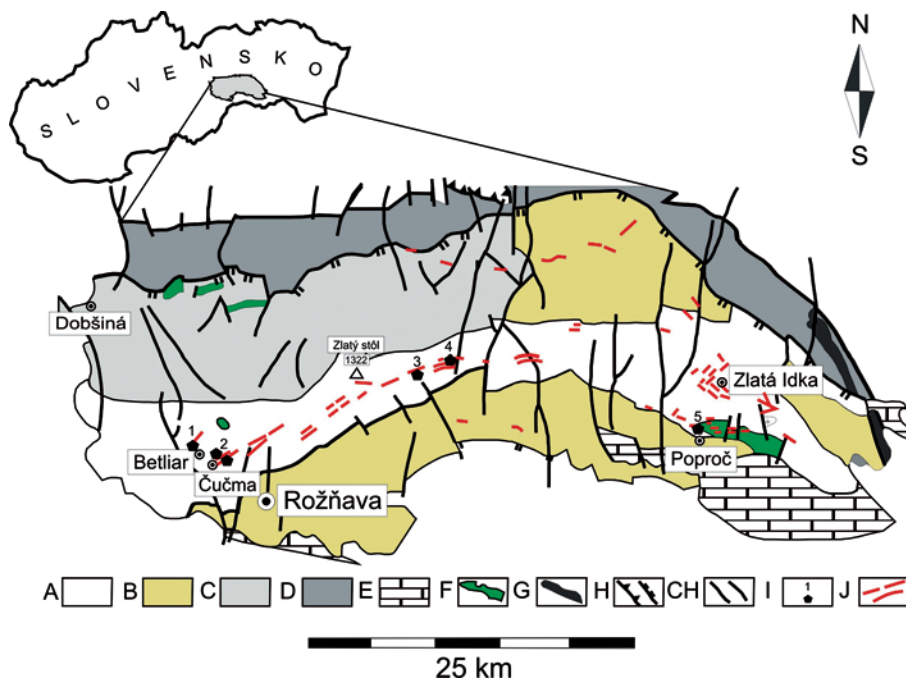
Geologická stavba

Gemerikum je najvyššia superjednotka centrálnych Západných Karpát (CZK) budovaná variským kryštalinikom. Plošne aj objemovo je menšie ako tatrikum alebo veporikum, navyše, aj sa laterálne vyklinuje. Vystupuje vo Volovských vrchoch (Spišsko-gemerské rudohorie). Gemerikum reprezentovalo vo variskom cykle južné externé časti orogénu, kým v alpínskom cykle, naopak, najnútornejšie pásmo CZK. Paleogeograficky predstavuje južné okrajové zóny západokarpatského systému, ktoré na juhu susedia s meliatskym oceánom. Po jeho uzavretí sa nasunulo na sever na veporikum. Gemerikum tvorí sústavu imbrikácií a čiastkových príkrovov nasunutých

na sever, ktorých počet a s nimi súvisiaca terminológia sa u jednotlivých autorov dosť líši. Najčastejšie sa vyčleňuje severné gemerikum (klátovská, rakovecká, črmeľská a ochtinská jednotka) a južné gemerikum (gelnická jednotka a štóška jednotka). Najväčší rozsah má gelnická jednotka budovaná nízko metamorfovanými staropaleozoickými, tisícky metrov hrubými vulkanicko-sedimentárnymi komplexmi, do ktorých intrudujú neskorovariské (permské) granitoidy (Hnilec, Betliar, Poproč – Zlatá Idka). Časť autorov zaradila všetky spodnopaleozoické horniny gemerika do jednotnej volovskej skupiny (Grecula, 1982), zahŕňajúcej skôr vyčlenenú gelnickú a rakoveckú skupinu (sensu Bajanič et al., 1983). Sedimentárne súbory pozostávajú z flyšových megacyklov s terigénnym, a najmä vulkanogénnym materiálom, ktoré smerom nahor hrubnú. Bázu cyklov tvoria pelagické silicity (lydity), anoxické bridlice a miestami aj karbonáty. Ich vekové zaradenie sa pohybuje od vrchného kambria po spodný devón. Horniny vulkanického pôvodu reprezentujú prevažne vulkanoklastiká, ktoré majú kyslé (na juhu gemerika), bázický (v severogemerickú zónu), prevažne však intermediárny charakter (Plašienka, 2002).

Podľa výskumov Lexu et al. (2003) a Schulmanna et al. (2007) možno identifikovať štyri základné deformačné udalosti, ktoré postihli paleozoické horniny

gemerika. Najstaršia udalosť je staršia ako pensylván (predvestfálska) a uplatnila sa najmä v severnej časti územia. Juhovergentná kinematika tejto deformačnej udalosti (Németh, 2002) sa líši od generálnej severovergentnej kinematiky, ktorou sa vyznačovala následná alpínska tektogenéza v gemerickom regióne. Druhá udalosť je spojená s implikáciou gemerského bloku do subdukčného procesu tvorby meliatskeho akrečného klina v období strednej a vrchnej jury. Táto udalosť odráža východo-západné skraccovanie kory a štruktúrny vývoj je konkordantný s vývojom meliatskeho klina. Počas tretej deformácie v spodnej kriede vznikol rozsiahly štruktúrny vejár, vyvinutý v celej centrálnej časti gemerika. Na poslednú deformačnú vrchnokriedovú udalosť sa viaže vznik rozsiahlej transgemeridnej strižnej zóny a výsledné sformovanie styčnej zóny gemerika a veporika. Kriedové udalosti nadväzujú priamo na uzatváranie meliatskeho oceánu, ale za zmenených kinematických podmienok. Tie poukazujú na skraccovanie v smere S – J a ich výsledkom je severovergentné nasunutie gemerika na veporikum. Tento systém termicky nadväzuje na P-T vývoj veporika. V uvedených rozsiahlych časových intervaloch mohli vzniknúť puklinové siete, ktoré sa mohli reaktivovať a využiť na prienik horúcich mineralizovaných fluid.



1 a 2. rádu; CH – zlomy; I – antimonitové ložiská a miesta odberu vzoriek (1 – Betliar-Straková; 2 – Čučma; 3 – Bystrý potok; 4 – Štofova dolina; 5 – Poproč); J – antimonitové žily.

Fig. 1. Geological map of the southern part of Spiš-Gemer Ore Mts. with course of stibnite veins (stibnite zone; according to Lexa et al., 2003). A – metapsandstones, phyllites, carbonates, cherts, acid volcanics (Bystrý potok Fm., Ordovician – Silurian); B – metapsandstones, phyllites, carbonates, cherts, acid volcanics (Drnava Fm., Silurian – Lower Devonian); C – sericite-chlorite phyllites, metasandstones and conglomerates, metavolcanics, carbonates, cherts (Vlachovo Fm., Upper Cambrian – Lower Silurian); D – metapsandstones, phyllites, spilite-keratophyre volcanics (Smrečinka Fm., Middle – Upper Devonian?); E – variegated kaolinite clays, sands, gravels, rate lignite seams (Pontian); F – biotite to two-mica granites (Upper Hercynian); G – metamorphosed sandstones and conglomerates, phyllites, mafic volcanics, dolomites and magnesites (Lubeník Fm., Viséan – Lower Namurian); H – overthrust lines, first and second order; CH – faults; I – antimony deposits and sampling places (1 – Betliar-Straková; 2 – Čučma; 3 – Bystrý potok; 4 – Štofova dolina; 5 – Poproč); J – antimony veins.

Obr. 1. Geologická mapa južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria s vyznačeným priebehom antimonitových žíl (antimonitový pás) (podľa Lexu et al., 2003). A – metapieskovce, fylity, karbonáty, lydity a kyslé vulkanity (súvrstvie Bystrého potoka, ordovik – silúr); B – metapieskovce, fylity, karbonáty, kyslé vulkanity (drnavské súvrstvie, silúr – spodný devón); C – sericiticko-chloritické fylity, metapieskovce a zlepenice, metavulkanity, karbonáty a lydity (vlachovské súvrstvie, vrchné kambrium – spodný silúr); D – metapieskovce, fylity, spilitovo-keratofýrové vulkanity (smrečinské súvrstvie, spodný až vrchný devón?); E – pestré kaolínové íly, piesky a štrky (pont); F – biotitické až dvojsludové granity (neskorovariské); G – metamorfované pieskovce a zlepenice, fylity, bázické vulkanity, dolomity a magnezity (lubenícke súvrstvie, visén – starší namúr); H – plochy násunov

Hydrotermálna mineralizácia

Antimonitové zrudnenie je sústredené prevažne do južnej časti gemerika. Na severe vystupuje v oveľa menšej miere. Všetky antimonitové ložiská SGR sa nachádzajú v spodnopaleozoických komplexoch gelnickej skupiny, v metapelitoch a kyslých metapyroklastikách. Kremeňovo-antimonitové žily vytvárajú tzv. antimonitový pás. Najvýznamnejší je centrálny pás so žilami v oblasti Betliara, Čučmy, Bystrého potoka, Štofovej a Tinesovej doliny, Zlatej Idky a Poproč (obr. 1). Dĺžka jednotlivých žíl je približne 1 km, ale v oblasti ložiska Čučma až 1,5 km. Priemerná hrúbka žíl antimonitového pásu je 2 m. Smer žíl v centrálnej časti pásu sa mení v závislosti od priebehu pásu, od smeru JZ – SV po smer Z – V. Sklon je strmý, okolo 80° na JV. Výskyty v severnejšej časti antimonitového pásu majú oveľa menší ložiskový význam. Patria tam žily v oblasti Dobšinej, Švedlára a Helcmanoviec (Grecula et al., 1995) (obr. 1).

Mineralógiou kremeňovo-antimonitových žíl SGR sa podrobne zaoberali Beňka (1980), Václav (1980) a Varček (1985). Beňka a Caňo (1992) uvádzajú sukcesívnu schému, podľa ktorej sa mineralizačný proces uskutočnil v štyroch mineralizačných periódach nasledujúcich za sebou: *kremeňovej* (kremeň, pyrit, arzenopyrit, chlorit, albit, turmalín, epidot, sericit a kalcit), *karbonátovej* (siderit, Fe dolomit a kalcit), *kremeňovo-sulfidickej* a *kalcitovej*. Najvýznamnejšia perióda je kremeňovo-sulfidická. V rámci nej vyčlenili tri mineralizačné paragenézy: a) polymetalickú (pyrit, ullmanit, sfalerit, zlato, zinkenit, chalkopyrit, tetradrit, chalkostibit a bournonit), b) galenitovo-boulangeritovú, c) antimonitovú (+ berthierit, jamesonit a antimón).

Minerálne zloženie jednotlivých hydrotermálnych antimonitových žíl sa prakticky nelíši a reprezentujú ho najmä kremeň a antimonit. Vo vrchnejších častiach žíl sú časté aj sulfidy Pb, Zn a As a karbonáty. Charakteristická je prítomnosť zlata, ktoré najmä na ložisku Čučma tvorilo významný úžitkový kov. Vertikálna zonálnosť sa smerom do hĺbky prejavuje pribúdaním staršej polymetalickej

minerálnej paragenézy, ako aj Fe dolomitu a zriedkavo aj sideritu (Grecula et al., 1995).

Jednofázové inklúzie CO₂ v kremeňovo-turmalínovej asociácii (Čučma), ako aj v asociácii s antimonitom dosahujú dosiaľ najvyššiu hustotu, aká sa zaznamenala v kôrových horninách (1 197,4 kg/m³) (Hurai et al., 2006). Tlakovo-teplotné podmienky zachytenia (P = 1,6 – 3,5 kbar; T = 183 – 237 °C) poukazujú na to, že fluidá sa zachytili v hĺbke okolo 16 km pri geotermálnom gradiente 12 – 13 °C/km. Tieto údaje vylučujú možnosť, že minerálna asociácia v Betliari a v Čučme vznikala počas permu v súvislosti s granitmi (Urban et al., 2006). V kremeňovo-sulfidických žíl z ložiska Poproč a Zlatá Idka sa zistili inklúzie s halitom v koexistencii s málo hustými inklúziami CO₂-H₂O. Prítomnosť halitu v inklúziách poukazuje na vplyv bazénových solániek pri precipitácii minerálov (Urban et al., 2006; Hurai et al., 2006).

U-Pb-Th datovanie monazitu zo žily Klement (Čučma-Majerská dolina) udáva vek 120 ± 9 a 76 ± 12 mil. r. (Hurai et al., 2006). Zhoduje sa to s K/Ar vekom 91 – 97 mil. r. draselných živcov z hydrotermálnych žíl blízko Čučmy (Kantor, 1957; Bagdasarjan et al., 1977). Zároveň to dokazuje, že žily bohaté na antimonit sa formovali počas spodnokriedového násunu gemerika na susediace veporikum.

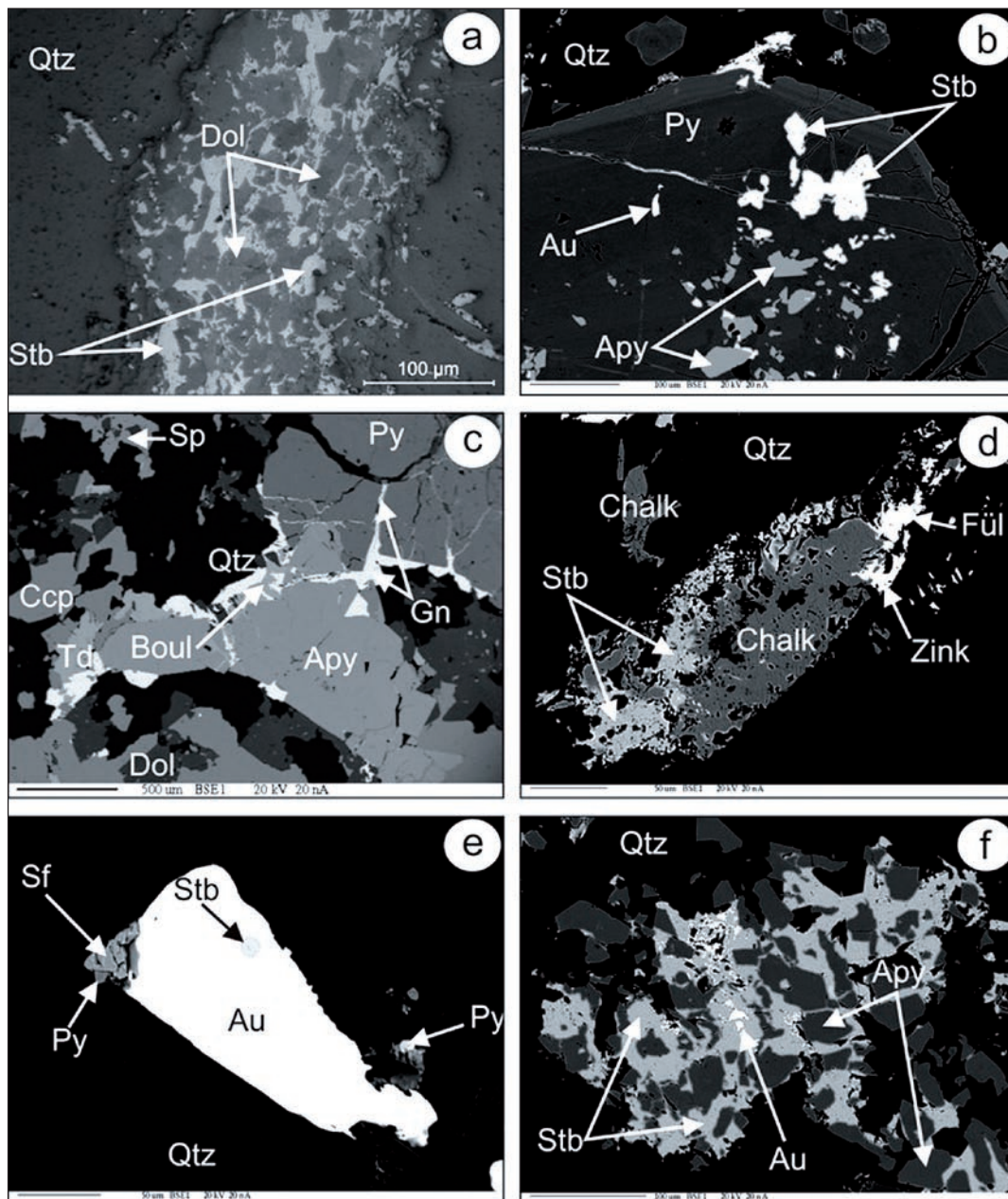
Metodika

Vzorky na mineralogický výskum sa odoberali zo starých hald po ťažbe Sb rudy na ložiskách Betliar (žila Straková), Čučma (žily Gabriela, Matej a Klement), Bystrý potok-Štofova dolina (žily Margita, Rozabela a František) a na ložisku Poproč (žily Anna-Agneška a Borovičná hôrka).

Mineralogické preparáty (nábrusy a výbrusy) sa študovali v prechádzajúcom a odrazenom polarizovanom svetle na mikroskope JENAPOL. Elektronová mikroanalýza sa použila na identifikáciu a charakteristiku väčšiny minerálov. Metódou EDS sa minerály skúmali na prístroji Jeol JXA 840 A v centrálnom laboratóriu elektrooptických

Tab. 1
Reprezentatívne WDS analýzy antimonitu (stb), pyritu (py) a arzenopyritu (apy) (hm. %) z lokalít Poproč a Betliar
Representative WDS analyses of stibnite (stb), pyrite (py) and arsenopyrite (apy) (wt.%) from Poproč and Betliar

Lokalita Vzorka Minerál	Poproč Pop 2-1 stb	Poproč Pop 2-1 stb	Poproč PoP 5-2 stb	Betliar BPHV 1-1 py	Betliar BPHV 1-1 py	Betliar BPHV 1-1 py	Betliar BST 3-5 apy	Betliar BST 3-5 apy	Betliar BST 3-5 apy
Fe	0,02	0,01	0,20	47,42	47,73	47,93	32,24	34,04	34,71
Cu	0,19	0,27	0,01	0,03	0,01	0,02	0,07	0,04	0,05
Sb	71,64	71,83	71,55	0,00	0,01	0,02	0,45	0,10	0,04
Bi	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,12
As	0,32	0,96	0,32	0,00	0,00	0,03	42,18	45,24	45,88
Ni	0,00	0,00	0,00	0,11	0,04	0,06	0,02	0,03	0,00
Co	0,00	0,00	0,00	0,13	0,10	0,12	3,30	0,61	0,05
Au	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00
S	26,56	26,05	27,20	53,43	53,28	53,41	22,61	20,69	19,97
Σ	98,73	99,12	99,29	101,14	101,18	101,59	100,88	100,76	100,82



Obr. 2. **a** – antimonitovo(Stb)-dolomitová(Dol) žilka pretínajúca hydrotermálny kremeň (Qtz) na lokalite Bystrý potok – Štofova dolina. Antimonit je pravdepodobne mladší ako dolomit (ŠTDR); **b** – zlato (Au) v zonálnom pyrite (Py) v asociácii s arsenopyritom (Apy) a antimonitom (Stb) v kremeni (Qtz) na lokalite Čučma-Majerská dolina (MDK 2); **c** – genetický vzťah hydrotermálnych minerálov na lokalite Betliar-Straková. Sukcesia mineralizácie: arsenopyrit (Apy) → pyrit (Py) → kremeň (Qtz) → dolomit (Dol) → sfalerit (Sp) → chalkopyrit (Ccp) → tetraedrit (Td) → bournonit (Boul) → galenit (Gn) (vz. č. BST 3-5); **d** – genetický vzťah minerálov fülöppit (Fül), zinkenit (Zink), chalkostibit (Chalk), antimonit (Stb) a kremeň (Qtz) na lokalite Poproč. Sukcesia mineralizácie: kremeň (Qtz) → antimonit (Stb) → chalkostibit (Chalk) → zinkenit (Zink) → fülöppit (Fül) (POP 2-1); **e** – zlato (Au) v kremeni (Qtz) preniknuté mladšou ihlicou antimonitu (Stb). Pyrit (Py) a sfalerit (Sp) vytvárajú zhluky v okrajových častiach zlatinky a narastajú na nej (vz. č. 4Ce.); **f** – zlato (Au) v antimonite (Stb), ktorý nahrádza rozbitý arsenopyrit (Apy) v žilnom kremeni na lokalite Čučma-Majerská dolina (MDK 2).

Fig. 2. **a** – stibnite (Stb) and dolomite (Dol) veinlet penetrates through quartz (Qtz) at the area of Bystrý potok stream – Štofova dolina valley. Stibnite is probably younger as dolomite (ŠTDR); **b** – gold (Au) in zoned pyrite (Py) in association with arsenopyrite (Apy) and stibnite (Stb) in quartz (Qtz) at the area of Čučma-Majerská dolina valley (MDK 2); **c** – genetic relationship of hydrothermal minerals in the area of Betliar-Straková. Succession of mineralization: arsenopyrite (Apy) → pyrite (Py) → quartz (Qtz) → dolomite (Dol) → sphalerite (Sp) → chalcopyrite (Ccp) → tetrahedrite (Td) → bournonite (Boul) → galena (Gn) (BST 3-5); **d** – genetic relationship of minerals fülöppite (Fül), zinkenite (Zink), chalkostibite (Chalk), stibnite (Stb) and quartz (Qtz) at the area of Poproč. Succession of mineralization: quartz (Qtz) → stibnite (Stb) → chalkostibite (Chalk) → zinkenite (Zink) → fülöppite (Fül) (sample No. POP 2-1); **e** – gold (Au) in quartz (Qtz) penetrated by younger pin of stibnite (Stb). Pyrite (Py) and sphalerite (Sp) form aggregate at the edges of gold (Au) and expand on it (sample No. 4Ce.); **f** – gold (Au) in stibnite (Stb) that substitutes broken arsenopyrite (Apy) in quartz in the area of Čučma-Majerská dolina valley (MDK 2).

metód na Prírodovedeckej fakulte UK v Bratislave. Metóda EDS a WDS sa použila na prístroji CAMECA SX 100 v Štátnom geologickom ústave Dionýza Štúra v Bratislave za týchto podmienok: ZAF korekcia, urýchľovacie napätie 15 – 20 kV, vzorkový prúd 15 – 25 nA a priemer lúča 1 – 10 μm . Použili sa tieto štandardy: pre sulfidy: CuFeS_2 (S K α , Cu K α , Fe K α), FeAsS (As K α , Fe K α), Ni (Ni K α), Co (Co K α), Au (Au L α), Sb_2S_3 (Sb L β); sulfosoli: Ag (Ag L α), PbS (Pb M α), CuFeS_2 (S K α), Cd (Cd L α), NaCl (Cl K α), Sn (Sn L β), Sb_2S_3 (Sb L α), Bi (Bi L α), FeAsS (As K β), CuFeS_2 (Cu K α , Fe K α), ZnS (Zn K α), HgS (Hg L α); nesulfidické minerály: BaF_2 (F K α), albit (Na K α), wollastonit (Si K α , Ca K α), Al_2O_3 (Al K α), MgO (Mg K α), NaCl (Cl K α), ortoklas (K K α), TiO_2 (Ti K α), fayalit (Fe K α), rodonit (Mn K α), chromit (Cr K α), Ni (Ni K α). Pre karbonáty sa použili tieto štandardy: Ca – wollastonit; Sr – SrTiO_3 ; Mg – MgO; Fe – hematit; Mn – rodonit. Pomocou metódy BSE sa zhotovili obrázky, na základe ktorých sme získali predstavu o chemickom zložení skúmaných vzoriek. Metóda BSE sa aplikovala na všetkých meraných preparátoch a použili sme ju počas meraní v ŠGÚDŠ aj na PriF UK.

Kryštálochemický vzorec sulfidov sa prepočítali na sumu kationov zodpovedajúcich teoretickému zloženiu. Pri klasifikácii sulfosolí sme použili korekciu na substitúciu prvkov: $\text{Ag} + \text{Bi} \rightarrow 2\text{Pb}$; $\text{Fe} + \text{Pb} \rightarrow \text{Cu} + \text{Bi}$; $\text{Cu} + \text{Pb} \rightarrow \text{Bi}$ (Moëlo et al., 1995). Analýzy chemického zloženia svetlých slúd sa prepočítali na 22 kyslíkov a Li sa dopočítalo z chemického zloženia sludy, ktorá obsahuje menej ako 3 % MgO, obsah Al_2O_3 je viac ako 26 hm. % a obsah F je menej ako 4 %. Prepočet sa urobil pomocou vzorca $\text{Li}_2\text{O} = 0,3935 \times \text{F}^{1,326}$ (Tischendorf et al., 2004). Analýzy chloritov sa prepočítali podľa Zaneho a Weissa (1998). Teplota vzniku chamositu sa vypočítala z chloritového termometra (Cathelineau, 1988).

Analýzy chemického zloženia turmalínov sa prepočítali na 31 aniónov, 3 kationy B^{3+} a 4 anióny $\text{OH}^- + \text{F}^- + \text{Cl}^-$, Fe^{3+} sa kalkulovalo z nábojovej bilancie po prepočte na 15 kationov (Bačík et al., 2008).

V článku sú použité skratky minerálov schválené organizáciou IMA (Ozdín, 2004) a niektoré vlastné skratky (turmalín – Tm, boulangerit – Boul, chalkostibit – Chalk, antimonit – Stb, zlato – Au, fülöppit – Fül, zinkenit – Zink).

Výsledky

Zistila sa prítomnosť týchto žilných minerálov: *hlavné rudné minerály*: antimonit; *vedľajšie rudné minerály*: pyrit, arzenopyrit, sfalerit, berthierit, chalkopyrit, tetraedrit (Betliar a Čučma), pyrotit (Čučma), zinkenit (Betliar, Čučma a Poproč), bournonit (Betliar), boulangerit (Betliar), kobellit-tintinait (Betliar), galenit (Betliar), fülöppit (Poproč), jamesonit (Poproč), chalkostibit (Poproč), zlato (Čučma), Sb oxid (Poproč); nerudné minerály: kremeň, dolomit, turmalíny (Betliar a Čučma), muskovit (Betliar a Čučma), muskovit – odroda fengit (Betliar a Čučma), siderit (Betliar), chamosit, ortoklas (Čučma), rutil, xenotím-(Y), monazit-(Ce), apatit a zirkón. Minerály sú v ďalšom texte rozdelené na dve skupiny (rudné a nerudné) a v jednotlivých skupinách sú opísané v poradí podľa kvantitatívneho zastúpenia.

Rudné minerály

Antimonit je veľmi častý a vyskytuje sa takmer vo všetkých vzorkách. Väčšie celistvé zrná sú poprestrané drobnozrnným rekrystalizovaným antimonitom. Veľkosť zrn je rôzna, od drobných zrn až po masívne agregáty. Zo stopových prvkov má mierne zvýšený obsah As (tab. 1). Priemerný kryštálochemický vzorec antimonitu z lokality Poproč je $\text{Cu}_{0,01}\text{Sb}_{1,96}\text{As}_{0,02}\text{S}_{2,77}$. Antimonit sa často vyskytuje v kremeň, ale aj v dolomite (obr. 2a). V oboch tvorí celistvé masívne agregáty alebo zhluky mikroskopických ihličiek. Pomerne častou formou sú antimonitové alebo antimonitovo-karbonátové žilky prerastajúce cez biely kremeň.

Pyrit sa vyskytuje často, ale v malom množstve. Nachádza sa vo forme vtrúsených zrn buď v kremeň, alebo v antimonite. Celistvé agregáty vytvára spoločne s arzenopyritom. Zlato je v pyrite prítomné v podobe drobných inklúzií (obr. 2b). V tab. 1 sú chemické analýzy pyritu s mierne zvýšeným obsahom Co. Priemerný kryštálochemický vzorec pyritu z lokality Betliar je $\text{Fe}_{1,95}\text{S}_{1,95}$.

Arzenopyrit je pomerne častý a vyskytuje sa najmä spoločne s pyritom ako celistvý hrubozrnný agregát alebo vo forme impregnácií a drobných žiliek v kremeň a antimonite. V chemických analýzách (tab. 1) z lokality Betliar je zvýšený obsah Co (0,04 apfu). Arzenopyritovo-pyritový agregát býva zatlačený mladšou, Sb, Pb, Cu sulfidickou mineralizáciou (obr. 2c). Priemerný kryštálochemický vzorec arzenopyritu z lokality Betliar je $\text{Fe}_{0,97}\text{Co}_{0,04}\text{As}_{0,97}\text{S}_{1,08}$.

Sfalerit je pomerne bežný minerál, ale nevyskytuje sa vo veľkom množstve. Tvorí drobné zrnká v kremeň alebo arzenopyrite (obr. 2c). Priemerný kryštálochemický vzorec sfaleritu (4 elektrónové mikroanalýzy) z lokality Betliar je $\text{Zn}_{0,96}\text{Fe}_{0,04}\text{S}_{0,99}$. Charakteristický je nízky obsah Fe, prítomnosť Cd a Mn sa nezistila.

Galenit je veľmi zriedkavý minerál. Bol identifikovaný iba v jednej vzorke (BST 3-5) na lokalite Betliar-Straková. Vystupuje spoločne s bournonitom a ako najmladší minerál paragenézy (obr. 2c) po puklinkách vstupuje do pyritu, prípadne arzenopyritu.

Berthierit je najčastejšia sulfosol na lokalite Poproč, inde sa vyskytuje zriedkavo. Tvorí drobné žilky v kremeň a vystupuje spoločne s antimonitom a jamesonitom. Tvorí aj ihličky a zhluky v kremeň. Chemické analýzy berthieritu sú spoločne s analýzami boulangeritu, bournonitu, fülöppitu, jamesonitu a chalkostibitu uvedené v tab. 2. Priemerný kryštálochemický vzorec berthieritu z lokality Poproč je $\text{Fe}_{0,98}\text{Sb}_{2,02}\text{S}_{3,88}$.

Chalkopyrit je zriedkavý minerál. Vytvára žilky spolu s tetraedritom a bournonitom (obr. 2c) alebo samostatné alotriomorfné zrná v kremeň.

Tetraedrit je zriedkavý. Vyskytuje sa v podobe drobných žiliek v kremeň alebo v karbonátoch spoločne s pyritom, chalkopyritom a bournonitom (obr. 2c). Priemerný kryštálochemický vzorec tetraedritu z lokality Betliar je $\text{Cu}_{5,97}[\text{Cu}_{3,9}(\text{Fe}_{1,18}\text{Zn}_{0,81})_{1,99}](\text{Sb}_{3,88}\text{As}_{0,27})_{4,14}\text{S}_{12,58}$.

Pyrotit je zriedkavý minerál. Vyskytuje sa v podobe idiomorfne alebo hypidiomorfne ohraničených zrn v kremeň. Často ho zatláča mladší chalkopyrit.

Tab. 2
 Representatívne WDS analýzy berthieritu, bourmonitu, boulangeritu, fülöppitu, jamesonitu a chalkostibitu (hm. %) z lokalít Poproč a Betliar
 Representative WDS analyses of berthierite, bourmonite, boulangerite, jamesonite and chalcostibite (wt.%) from localities Poproč and Betliar

Lokalita Vzorka Minerál	Poproč		Betliar		Betliar		Betliar		Betliar		Poproč		Poproč		Poproč		Poproč	
	Pop 5-1 Berthierit	Pop 5-1 Berthierit	BPHV 1-1 Berthierit	BST 3-5 Bourmonit	BST 3-5 Bourmonit	BST 3-5 Bourmonit	BST 3-1 Boulangerit	Pop 5-1 Fülöppit	Pop 5-1 Fülöppit	Pop 5-1 Fülöppit	Pop 2-1 Jamesonit	Pop 2-1 Jamesonit	Pop 2-1 Jamesonit	Pop 2-1 Chalkostibit	Pop 2-1 Chalkostibit	Pop 2-1 Chalkostibit	Pop 2-1 Chalkostibit	Pop 2-1 Chalkostibit
Cu	0,00	0,00	0,02	13,05	13,30	12,88	0,03	0,04	0,01	0,31	0,12	0,09	0,04	24,26	24,45	24,26	24,45	24,51
Ag	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Pb	0,66	0,88	0,00	41,66	41,62	41,26	53,24	28,71	28,69	29,20	38,28	38,61	39,20	0,08	0,08	0,08	0,08	0,10
Fe	12,62	12,50	14,01	0,04	0,09	0,20	0,05	0,09	0,15	0,06	2,61	2,60	2,61	0,04	0,02	0,04	0,02	0,04
Zn	0,00	0,00	0,00	0,03	0,04	0,03	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,07	0,05	0,02	0,03	0,02	0,03	0,00
Hg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00
Cd	0,03	0,06	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,02	0,05	0,03	0,03	0,03	0,03	0,05
Sn	0,09	0,10	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,07	0,05	0,00	0,11	0,06	0,12	0,06	0,12	0,13
Sb	57,53	57,08	55,53	25,21	25,31	25,43	25,92	47,30	47,00	45,76	35,79	35,94	35,99	49,62	49,74	49,62	49,74	48,70
Bi	0,00	0,25	0,28	0,26	0,22	0,00	0,55	0,03	0,00	0,29	0,05	0,04	0,04	0,16	0,09	0,16	0,09	0,00
As	0,53	0,00	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,72	0,05	0,72	0,27
Ni	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Co	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Au	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
S	28,74	28,74	30,84	19,73	19,63	19,55	18,61	22,55	22,56	22,24	21,23	21,03	21,22	24,70	24,90	24,70	24,90	24,75
Cl	0,02	0,02	0,03	0,05	0,03	0,02	0,10	0,05	0,03	0,04	0,05	0,04	0,05	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01
Σ	99,57	98,75	100,69	100,05	100,28	99,40	98,54	98,90	98,53	98,15	98,18	98,45	99,38	99,06	100,28	99,06	100,28	98,57

Tab. 3
 Representatívne WDS analýzy zinkenitu a tintinaitu (hm. %) z lokalít Poproč a Betliar
 Representative WDS analyses of zinkenite and tintinait (wt.%) from localities Poproč and Betliar

Lokalita Vzorka Minerál	Betliar		Betliar		Betliar		Betliar		Betliar		Poproč		Poproč		Poproč		Poproč	
	BST 3-1 Zinkenit	BST 3-1 Zinkenit	BST 3-1 Zinkenit	BST 3-1 Zinkenit	BST 3-1 Zinkenit	BST 3-1 Zinkenit	Pop 2-1 Zinkenit	Pop 2-1 Zinkenit	Pop 2-1 Zinkenit	Pop 2-1 Zinkenit	Pop 2-1 Zinkenit	Pop 2-1 Zinkenit	Pop 2-1 Zinkenit	Pop 2-1 Zinkenit	Pop 2-1 Zinkenit	Pop 2-1 Zinkenit	Pop 2-1 Zinkenit	Pop 2-1 Zinkenit
Cu	0,31	0,35	0,34	0,31	0,24	0,14	0,24	0,33	0,40	0,28	0,67	1,78	1,86	1,79	1,80	1,79	1,80	1,84
Ag	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,13	0,08	0,10	0,10	0,18	0,19	0,20	0,19	0,20	0,19	0,15
Pb	30,93	31,99	31,96	31,47	30,50	29,95	30,19	30,83	30,98	30,61	30,56	34,78	34,29	33,75	34,22	33,75	34,22	34,38
Fe	0,05	0,04	0,02	0,03	0,07	0,01	0,03	0,06	0,06	0,12	0,07	0,32	0,36	0,30	0,32	0,30	0,32	0,30
Zn	0,02	0,03	0,00	0,04	0,00	0,00	0,01	0,03	0,02	0,06	0,03	0,06	0,06	0,03	0,05	0,03	0,05	0,05
Cd	0,03	0,05	0,02	0,00	0,03	0,02	0,04	0,02	0,00	0,01	0,00	0,08	0,04	0,08	0,07	0,08	0,07	0,06
Sn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,05	0,06	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sb	43,69	41,59	43,26	43,43	40,77	39,22	40,84	44,77	45,03	45,00	17,24	17,70	17,70	16,63	16,75	16,63	16,75	18,19
Bi	0,65	1,53	0,39	0,65	4,66	5,71	4,75	0,09	0,12	0,20	0,00	27,52	27,21	27,75	27,50	27,75	27,50	24,82
S	22,93	22,91	23,17	22,74	22,19	21,91	22,23	22,49	22,44	22,38	21,81	19,06	19,36	19,07	19,06	19,07	19,06	19,40
Cl	0,05	0,03	0,05	0,04	0,01	0,03	0,04	0,13	0,04	0,08	0,04	0,03	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,06
Σ	98,21	98,53	99,21	98,72	98,50	98,69	98,38	98,95	99,22	98,88	98,52	99,64	101,05	101,10	99,61	101,10	99,61	99,96

Zinkenit, kobellit-tintinait, bournonit a boulangerit tvoria celistvé agregáty v kremeň. Jednotlivé fázy sa rozlíšili pomocou metódy BSE a identifikovali sa metódou WDS. Zinkenit je najhornejšia sulfosol na lokalite Betliar. Vystupuje spoločne s kobelitom-tintinaitom a bournonitom. Priemerný kryštalochemický vzorec zinkenitu z lokality Betliar je $Pb_{9,14}Sb_{20,89}Bi_{0,97}S_{42,79}$. Zinkenit z tejto paragenézy má mierne zvýšený obsah Bi (0,97 apfu) (tab. 3) a označujeme ho ako Bi-zinkenit (obr. 7). Priemerný kryštalochemický vzorec zinkenitu z lokality Poproč je $Pb_{8,91}Sb_{22,09}S_{41,56}$. Zinkenit v paragenéze s fülöppitom a chalkostibitom z lokality Poproč (tab. 3) má nízky obsah Bi. Obsah Cu podobne ako na lokalite Betliar je v rozmedzí 0,2 – 0,4 hm. %. Chemické analýzy kobellitu-tintinaitu z lokality Betliar sú v tab. 3 a priemerný kryštalochemický vzorec je $(Cu_{1,69}Fe_{0,33})_{2,02}(Pb_{9,78}Ag_{0,1}Zn_{0,05}Cd_{0,03})_{9,68}(Sb_{8,40}Bi_{7,63})_{16,03}S_{35,40}$ a zodpovedá tintinaitu. Boulangerit je zriedkavý minerál a na lokalite Betliar vystupuje spoločne s galenitom (obr. 2c). Priemerný kryštalochemický vzorec boulangeritu z lokality Betliar je $(Pb_{4,86}Fe_{0,02})_{4,88}(Sb_{4,02}Bi_{0,05})_{4,07}(S_{10,97}Cl_{0,05})_{11,02}$.

Fülöppit vystupuje spoločne so zinkenitom v kremeň na lokalite Poproč. Často sa nachádza v asociácii s chalkostibitom alebo na ňom narastá (obr. 2d). Priemerný kryštalochemický vzorec fülöppitu (tab. 3) z lokality Betliar je $Pb_{2,93}Sb_{8,07}S_{14,73}$ a dobre korešponduje s teoretickým zložením (Moëlo et al., 2008).

Jamesonit je pomerne častý (Poproč), ale nevyskytuje sa vo veľkom množstve. Najčastejšie tvorí drobné inklúzie v berthierite a antimonite s veľkosťou do 2 μ m, ale aj väčšie agregáty v kremeň. Vystupuje v asociácii s berthieritom, senarmontitom a antimonitom. Priemerný kryštalochemický vzorec jamesonitu z lokality Betliar je $Pb_{3,89}Fe_{0,97}Sb_{6,14}S_{13,74}$.

Chalkostibit tvorí drobné ihličky a agregáty spolu so zinkenitom a fülöppitom, ktoré sú geneticky mladšie a vstupujú do agregátov chalkostibitu (obr. 2d). Našiel sa len na lokalite Poproč. Priemerný kryštalochemický vzorec chalkostibitu z lokality Poproč je $Cu_{0,97}Sb_{1,03}S_{1,96}$.

Zlato sa vyskytuje vzácné v kremeň, ktorého brekcie sú stmelené antimonitom. Vystupuje vo forme zlatiniek veľkých do 1 mm. Antimonit, sfalerit a pyrit považujeme za mladšie minerály (obr. 2e). Zlato je homogénne, vysoko

rýdze (priemerná rýdzosť 963,3), s obsahom striebra okolo 2 hm. % a obsahom Hg okolo 1,5 % (tab. 4). V drobných zrnách pyritu (obr. 2b) a v antimonite (obr. 2f) je zlato vo forme plieškov a žiliek a je pravdepodobne mladšie.

Oxid Sb(?) je veľmi zriedkavý a pozorovali sme ho iba na lokalite Poproč v podobe drobných, hypidiomorfné ohraničených zrn v berthierite alebo v pozícii primárneho minerálu v kremeň.

Nerudné minerály

Kremeň je najčastejší nerudný minerál. Tvorí celistvé zrná bielej farby a obklopuje ostatné minerály, ktoré doň najčastejšie vnikajú v podobe rôznych žiliek alebo ako impregnácie. Často je tlakovo deformovaný a deštruovaný, rozpukaný.

Karbonát chemickým zložením (EDS) zodpovedá dolomitu, zvýšený je obsah Fe. Je to bežný minerál a takmer jediný karbonát, ktorý sa zistil. Tvorí celistvé agregáty nepravidelných tvarov. Často vystupuje spoločne s antimonitom a inými minerálmi priamo v kremeň (obr. 2a), ale tvorí aj samostatné žilky, ktoré prechádzajú cez kryštály turmalínu (obr. 3a a 3f).

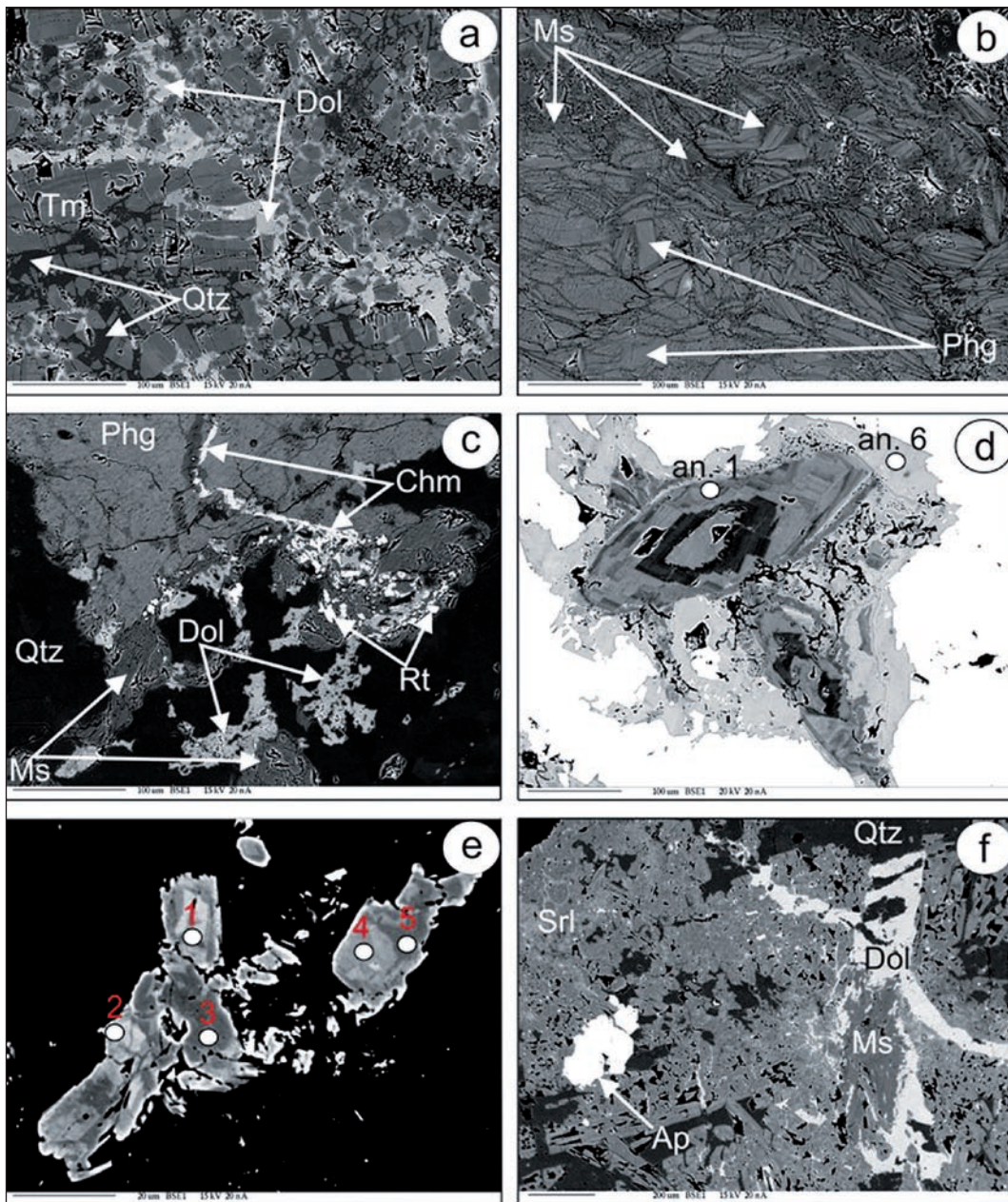
Siderit je zriedkavý minerál kremeňovej aj dolomitovej žiloviny. Tvorí idiomorfne až alotriomorfné ohraničené zrná v kremeň, ale aj v dolomite. Vo vzorkách z lokality Betliar sa nachádza vo forme zonálnych kryštálov, v ktorých svetlejšie zóny (obr. 3d) majú vyšší obsah Ca a nižší obsah Mg. EDS analýzy a kryštalochemické vzorce sideritu z lokality Betliar sú v tab. 5.

Turmalíny vystupujú na kremenných žilách, niekedy spolu s kremeňovo-antimonitovou mineralizáciou, časté je prenikanie žiliek dolomitu cez agregáty turmalínu (obr. 3a). Výsledky EDS analýz a kryštalochemické vzorce (tab. 6) potvrdili, že na lokalite Čučma-Majerská dolina ide o prechodný typ turmalínu medzi skorylom a dravitom a na lokalite Betliar bol identifikovaný skoryl (obr. 4).

Svetlé sludy – muskovit a odroda fengit – vystupujú v kremeň najčastejšie spolu s turmalínmi a chloritmi v podobe drobných lupienkovitých kryštálov usporiadaných do formy žiliek a zhlukov. Chemické analýzy a kryštalochemické vzorce (prepočet na sumu 22 kyslíkov + F + Cl) svetlých slúd z lokalít Betliar a Čučma sú v tab. 7. Typický muskovit má vyšší obsah oktaédricky koordinovaného hliníka ako fengit a nižší obsah FeO_{tot} a MgO. Obsah Li_2O je veľmi nízky a dosahuje maximálne 0,1 hm. %. Nízky je aj obsah F, do 0,35 hm. %. Obsah Cl je nižší ako limitný obsah použitej analytickej metódy. Na obr. 5 je diagram vyjadrujúci chemické zloženie svetlých slúd z lokalít Betliar a Čučma-Majerská dolina. Priemety analýz z tab. 7 zodpovedajú muskovitu až fengitu. Na obrázku 3b je zonálna svetlá sluda, svetlejšia fáza zodpovedá fengitu. Tmavé zóny chemickým zložením zodpovedajú muskovitu, ktorý považujeme za mladší. Pozícia muskovitu ako mladšieho minerálu vo vzťahu k fengitu (v rámci turmalínovej minerálnej paragenézy) je viditeľná aj na obr. 3c, kde muskovit prerastá chamositom, rutilom a dolomitom a spoločne tvoria žilky vo fengite.

Tab. 4
Reprezentatívne WDS analýzy zlata (hm. %) z lokality Čučma-Majerská dolina
Representative WDS analyses of gold (wt.%) from locality Čučma-Majerská dolina valley

Lokalita Vzorka Minerál	Čučma 4Ce Zlato	Čučma 4Ce Zlato	Čučma 4Ce Zlato	Čučma 4Ce Zlato
Au	97,20	95,85	96,25	97,66
Ag	2,18	2,23	2,20	2,01
Hg	1,42	1,39	1,67	1,55
Cu	0,00	0,02	0,02	0,00
Sb	0,00	0,01	0,00	0,00
Te	0,00	0,01	0,00	0,05
Σ	100,80	99,51	100,14	101,27



Obr. 3. **a** – rozpučaný agregát turmalínu (Tm) preniknutý veľkým množstvom jemných žiliek tvorených dolomitom (Dol) a kremeňom (Qtz). Lokalita Betliar-Straková (BET 6B); **b** – zonálna svetlá slúda. Svetlejšie zóny chemickým zložením zodpovedajú fengitu (Phg), tmavé zóny chemickým zložením zodpovedajú muskovitu (Ms), ktorý považujeme za mladší. Lokalita Betliar-Straková (BET 2A); **c** – dolomit (Dol) – chamosit (Chm) – rutilová (Rt) žilka preniká do agregátu svetlých slúd – muskovit (Ms) a fengit (Phg). Lokalita Čučma-Majerská dolina (MDK 6B); **d** – zonálne kryštály sideritu (v asociácii s hydrotermálnym kremeňom) s vyznačenými miestami elektrónových analýz. Svetlejšie zóny majú vyšší obsah Ca. Lokalita Betliar-Straková (BPHV 1-1); **e** – kryštál zonálneho rutilu s vyznačenými miestami elektrónových analýz z lokality Betliar-Straková (BET 2A); **f** – rozpučaný agregát skorylu (Srl) v kmeni (Qtz). Do agregátu v podobe žiliek preniká kremeň a dolomit (Dol) spoločne s muskovitom (Ms). Zrno apatitu (Ap) je zatlačené turmalínom. Sukcesia mineralizácie: apatit → turmalín → kremeň → dolomit → muskovit. Lokalita Čučma-Majerská dolina (MDK).

Fig. 3. **a** – Cracked aggregate of tourmaline (Tm) penetrated by numerous thin veinlets formed by Fe-dolomite (Dol) and quartz (Qtz). The area of Betliar-Straková (BET 6B); **b** – Zoned white mica. Chemical composition of lighter zones corresponds to phengite (Phg), chemical composition of dark zones corresponds to muscovite (Ms), which is interpreted as younger. The area of Betliar-Straková (BET 2A); **c** – Dolomite (Dol) – chamosite (Chm) – rutile (Rt) vein penetrates through the aggregate of white micas – muscovite (Ms) and phengite (Phg). The area of Čučma-Majerská dolina valley (MDK 6B); **d** – Zoned crystals of siderite (in association with hydrothermal quartz) with indicated locations of electron microanalyses. Lighter zones have higher content of Ca. The area of Betliar-Straková (BPHV 1-1); **e** – Crystal of zoned rutile with indicated locations of electron analyses from the area of Betliar-Straková (BET 2A); **f** – Cracked aggregate of schorl (Srl) in quartz (Qtz). Quartz and dolomite (Dol) altogether with muscovite (Ms) penetrate in the form of veins into this aggregate. Grain of apatite (Ap) is replaced by schorl. Succession of mineralization: apatite → tourmaline → quartz → dolomite → muscovite. The area of Čučma-Majerská dolina valley (MDK).

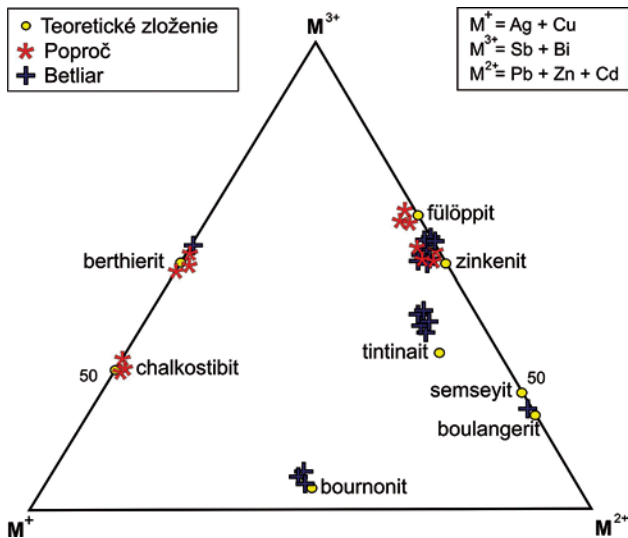
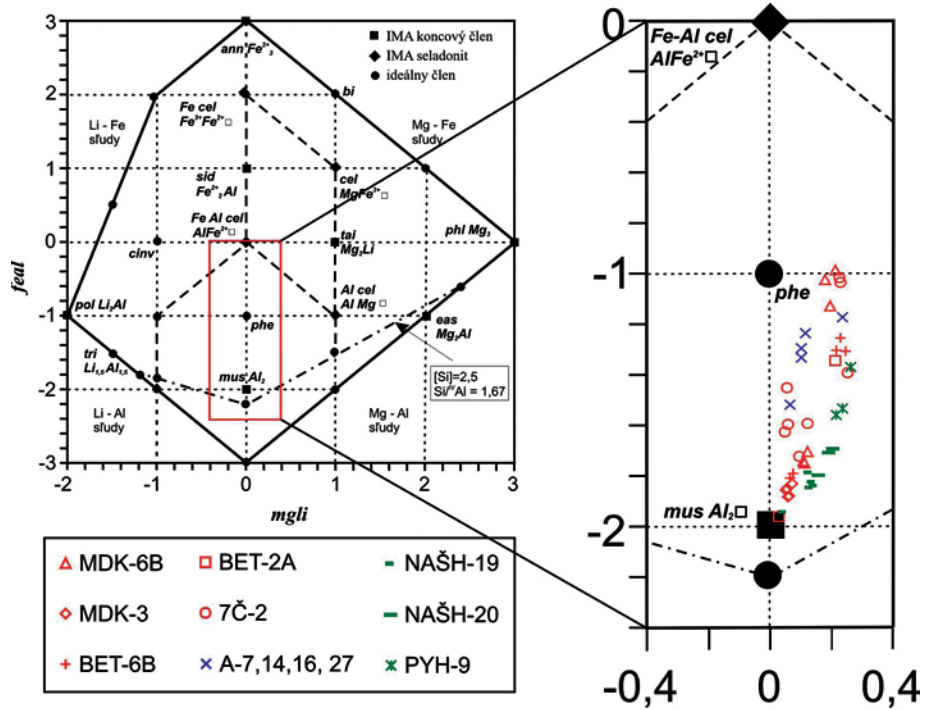
Tab. 6
 Reprezentatívne WDS analýzy turmalínov (hm. %) z lokalít Poproč a Betliar
 Representative WDS analyses of tourmalines (wt.%) from localities Poproč and Betliar

Lokalita	Betliar							Čučma-Majerská dolina				
	BET-6B	BET-6B	BET-6B	BET-6B	BET-6B	BET-6B	BET-6B	MDK-3	MDK-3	MDK-3	MDK-3	MDK-3
Vzorka	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Číslo analýzy	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Minerál	Dravit	Skoryl	Dravit	Skoryl	Skoryl	Dravit	Dravit	Skoryl	Skoryl	Skoryl	Skoryl	Skoryl
SiO ₂	36,29	37,04	36,21	37,09	36,98	37,14	36,81	35,53	35,45	35,90	37,09	37,20
TiO ₂	0,95	0,05	0,62	0,06	0,12	0,13	0,05	0,34	0,37	0,50	1,30	0,49
B ₂ O ₃ *	10,37	10,57	10,32	10,57	10,52	10,52	10,46	10,28	10,29	10,39	10,62	10,62
Al ₂ O ₃	27,98	30,83	28,27	31,04	30,31	30,39	30,29	31,29	31,75	31,32	30,84	32,24
V ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,03	0,00	0,05	0,00	0,00	0,03	0,02	0,01	0,00	0,04	0,02
FeO	11,38	10,48	10,91	10,10	10,49	10,02	10,35	15,86	15,79	12,21	9,41	10,33
MnO	0,06	0,03	0,07	0,00	0,03	0,01	0,02	0,05	0,09	0,00	0,05	0,03
MgO	6,44	5,85	6,52	5,82	5,94	5,94	5,90	1,50	1,31	3,72	5,59	4,44
NiO	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	1,19	0,25	0,82	0,23	0,33	0,30	0,22	0,57	0,57	1,21	1,28	0,78
Na ₂ O	2,27	2,57	2,40	2,55	2,63	2,61	2,51	1,83	1,65	1,48	1,41	1,46
K ₂ O	0,03	0,02	0,05	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,04	0,03
H ₂ O*	3,58	3,65	3,56	3,65	3,63	3,63	3,61	3,55	3,55	3,58	3,67	3,66
F	0,20	0,00	0,24	0,00	0,06	0,17	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,05
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
O = F	-0,08	0,00	-0,10	0,00	-0,03	-0,07	0,00	-0,02	0,00	0,00	0,00	-0,02
O = Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σ	100,69	101,36	99,87	101,19	101,03	100,81	100,30	100,87	100,88	100,36	101,37	101,35
Si	6,08	6,09	6,10	6,10	6,11	6,14	6,12	6,01	5,99	6,01	6,07	6,09
²⁷ Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Σ T	6,08	6,09	6,10	6,10	6,11	6,14	6,12	6,01	6,00	6,01	6,07	6,09
B	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
²⁷ Al	5,53	5,95	5,61	5,95	5,90	5,92	5,93	5,89	5,90	5,78	5,77	5,86
Cr	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
⁵⁶ Fe	0,26	0,00	0,24	0,00	0,04	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
²⁴ Mg	0,21	0,04	0,15	0,04	0,06	0,05	0,04	0,10	0,10	0,22	0,22	0,14
Σ Z	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Ti	0,12	0,01	0,08	0,01	0,01	0,02	0,01	0,04	0,05	0,06	0,16	0,06
²⁷ Al	0,00	0,02	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,34	0,41	0,39	0,18	0,36
⁵⁶ Fe	1,34	1,44	1,30	1,39	1,41	1,35	1,41	2,24	2,23	1,71	1,29	1,41
Mn	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00
²⁴ Mg	1,40	1,39	1,49	1,39	1,40	1,41	1,42	0,28	0,23	0,71	1,14	0,95
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σ Y	2,87	2,87	2,87	2,84	2,83	2,78	2,85	2,91	2,93	2,88	2,77	2,78
Vakancie Y	0,13	0,13	0,13	0,16	0,17	0,22	0,15	0,09	0,07	0,12	0,23	0,22
Ca	0,21	0,04	0,15	0,04	0,06	0,05	0,04	0,10	0,10	0,22	0,22	0,14
Na	0,74	0,82	0,78	0,81	0,84	0,83	0,81	0,60	0,54	0,48	0,45	0,46
K	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
Σ X	0,96	0,87	0,94	0,86	0,90	0,89	0,85	0,71	0,65	0,70	0,68	0,61
Vakancie X	0,04	0,13	0,06	0,14	0,10	0,11	0,15	0,29	0,35	0,30	0,32	0,39
¹⁷ O	0,89	1,00	0,87	1,00	0,97	0,91	1,00	0,97	1,00	1,00	1,00	0,98
F	0,11	0,00	0,13	0,00	0,03	0,09	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σ W	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Celkový Al	5,53	5,98	5,61	6,01	5,90	5,92	5,93	6,24	6,32	6,18	5,95	6,22
Celkové Fe	1,60	1,44	1,54	1,39	1,45	1,38	1,44	2,24	2,23	1,71	1,29	1,41
Celkový Mg	1,61	1,43	1,64	1,43	1,46	1,46	1,46	0,38	0,33	0,93	1,36	1,08
⁵⁶ Fe/(⁵⁶ Fe + ²⁴ Mg)	0,49	0,51	0,47	0,50	0,50	0,49	0,50	0,89	0,91	0,71	0,53	0,60
^X vak/(^X vak + ^X Na)	0,05	0,14	0,07	0,15	0,10	0,11	0,15	0,33	0,40	0,38	0,42	0,46

* – reprezentuje dopočítané hodnoty/representing calculated values

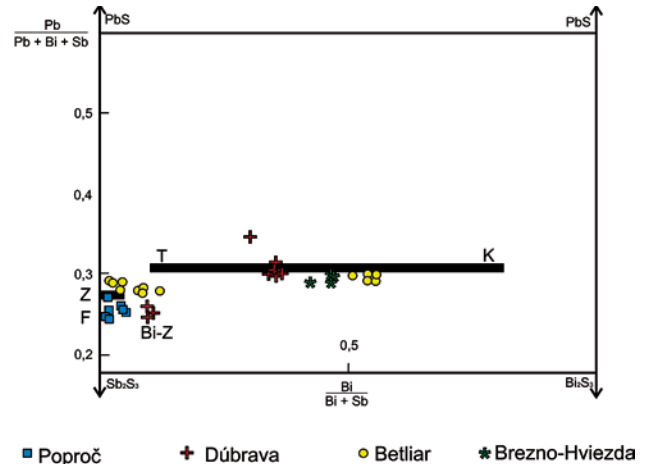
Obr. 5. Chemické zloženie svetlých slúd z lokalít Betliar (BET 2A a BET 6B) a Čučma-Majerská dolina (MDK-3 a MDK-6B), porovnané s chemickým zložením hydrotermálnych svetlých slúd z lokalít Čučma (7Č-2) (Hurai et al., 2006), Dúbrava (A-7, 14, 16 a 27) (Orvošová et al., 1998) a Pezinok (NAŠH-19, NAŠH-20 a PYH-9) (Moravský et al., 2001). $(Mg - Li) [= mgli]$ a $(Fe_{tot} + Mg + Ti - ^{VI}Al) [= feal]$. (Upravené podľa: Tischendorf et al., 2004).

Fig. 5. Chemical composition of white micas from the areas of Betliar (BET 2A and BET 6B) and Čučma-Majerská dolina valley (MDK-3 and MDK-6B) in comparison with chemical composition of hydrothermal white micas from the areas of Čučma (7Č-2; Hurai et al., 2006), Dúbrava (A-7, 14, 16 and 27; Orvošová et al., 1998) and Pezinok; NAŠH-19, NAŠH-20 and PYH-9; Moravský et al., 2001). $(Mg - Li) [= mgli]$ and $(Fe_{tot} + Mg + Ti - ^{VI}Al) [= feal]$. (Modified after Tischendorf et al., 2004).



Obr. 6. Chemické zloženie sulfosolíd z lokalít Betliar-Straková a Čučma-Majerská dolina.

Fig. 6. Chemical composition of sulfosalts from the areas of Betliar-Straková and Čučma-Majerská dolina valley.



Obr. 7. Diagram Pb-(Cu)-(Sb, Bi) sulfosolíd z lokalít Poproč (naše analýzy), Dúbrava (Chovan et al., 1998), Betliar (naše analýzy) a Hviezda (Pršek et al., 2008). T – tinkinait, Z – zinkenit, F – fülöppit, Bi-Z – Bi-zinkenit, K – kobellit (upravené podľa: Moëlo et al., 1995).

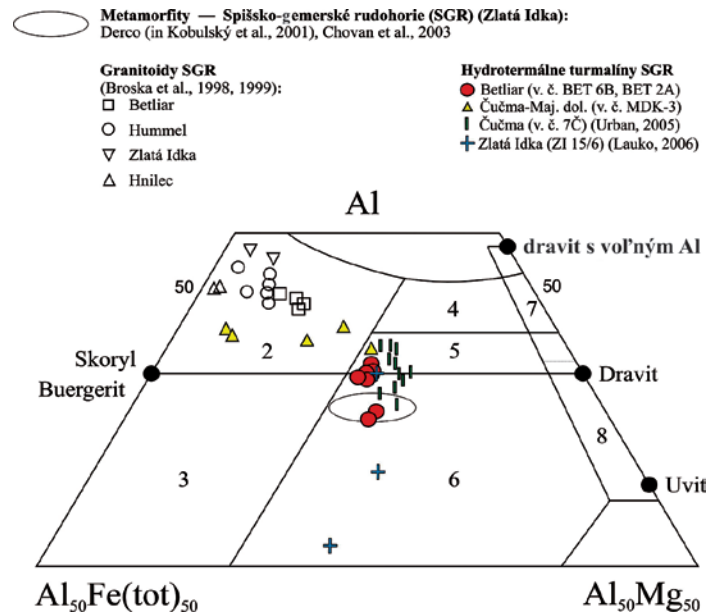
Fig. 7. Diagram of Pb-(Cu)-(Sb, Bi) sulfosalts from the areas of Poproč (our analyses), Dúbrava (Chovan et al., 1998), Betliar (our analyses) and Hviezda (Pršek et al., 2008). T – tinkinait, Z – zinkenite, F – fülöppite, Bi-Z – Bi-zinkenite, K – kobellite (according to Moëlo et al., 1995).

Tab. 7
 Reprezentatívne WDS analýzy a kryštalochemické vzorce (prepočet na sumu 22 kyslíkov + F + Cl) svetlých slúd (nm. %) z lokalít Betliar a Čučma. * – dopočítané
 Representative WDS analyses and crystallochemical formula (calculated on the basis of 22 oxygens + F + Cl)
 of white micas (wt. %) from Betliar and Čučma. * – calculated

Lokalita	Betliar																	
	Čučma-Majerská dolina																	
Vzorka	BET-6B	BET-6B	BET-6B	BET-2A	BET-2A	MDK-6B	MDK-6B	MDK-6B	MDK-6B	MDK-6B	MDK-6B	MDK-6B	MDK-6B	MDK-6B	MDK-3	MDK-3	MDK-3	MDK-3
Číslo analýzy	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Minerál	Fengit	Fengit	Muskovit	Fengit	Muskovit	Fengit	Muskovit	Muskovit	Muskovit	Muskovit	Muskovit	Fengit	Fengit	Muskovit	Muskovit	Muskovit	Muskovit	Muskovit
SiO ₂	48,53	47,67	48,88	47,09	49,74	49,47	49,56	50,13	48,65	49,37	50,19	50,17	49,49	47,82	48,13	48,08	48,37	48,57
TiO ₂	0,18	0,16	0,13	0,17	0,09	0,19	0,03	0,10	0,15	0,14	0,04	0,02	0,05	0,09	0,08	0,04	0,06	0,08
Al ₂ O ₃	28,06	28,79	34,90	28,61	34,83	29,00	36,51	33,76	33,48	32,98	25,29	24,49	26,18	34,91	34,23	35,07	34,88	34,48
FeO _{tot}	4,14	4,51	0,99	4,87	1,15	4,07	0,25	1,54	1,41	1,58	7,3	7,6	6,52	0,53	0,76	0,61	0,62	0,63
MnO	0,00	0,00	0,03	0,08	0,00	0,09	0,00	0,02	0,00	0,02	0,06	0,03	0,05	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00
MgO	2,35	2,39	0,76	2,33	0,90	2,26	0,26	1,12	1,07	1,21	1,97	2,14	1,93	0,56	0,75	0,61	0,62	0,66
CaO	0,01	0,04	0,02	0,08	0,04	0,04	0,05	0,02	0,03	0,01	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04	0,01	0,04	0,03
Na ₂ O	0,17	0,18	0,06	0,19	0,07	0,13	0,15	0,06	0,07	0,06	0,05	0,07	0,07	0,11	0,11	0,08	0,08	0,08
K ₂ O	10,83	10,76	10,24	10,74	9,88	10,41	9,18	9,75	10,55	10,74	10,12	10,14	10,1	10,02	9,84	10,17	10,04	9,86
*Li ₂ O	0,10	0,00	0,05	0,04	0,06	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,04	0,02	0,00	0,03	0,00	0,05	0,06
H ₂ O	4,24	4,37	4,50	4,27	4,53	4,37	4,64	4,62	4,53	4,56	4,24	4,28	4,33	4,50	4,44	4,52	4,45	4,43
Cl	0,01	0,03	0,01	0,03	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00
F	0,35	0,03	0,20	0,18	0,24	0,26	0,00	0,00	0,00	0,00	0,34	0,17	0,10	0,02	0,13	0,03	0,21	0,23
O = Cl	0,00	-0,01	0,00	-0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0	0,00	0	-0,01	0,00	0,00	0,00
O = F	-0,15	-0,01	-0,08	-0,08	-0,10	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,14	-0,07	-0,04	0,01	-0,05	-0,01	-0,09	-0,10
Σ	98,82	98,96	100,67	98,61	101,47	100,27	100,68	101,13	99,95	100,66	99,57	99,11	98,83	98,59	98,59	99,21	99,33	99,03
Si	6,60	6,51	6,38	6,47	6,42	6,61	6,40	6,51	6,43	6,49	6,84	6,89	6,79	6,36	6,40	6,36	6,38	6,41
Al ^{IV}	1,40	1,49	1,62	1,53	1,58	1,39	1,60	1,49	1,57	1,51	1,16	1,11	1,21	1,64	1,60	1,64	1,62	1,59
Σ T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al ^{VI}	3,10	3,15	3,74	3,1	3,72	3,17	3,95	3,68	3,65	3,60	2,90	2,86	3,02	3,84	3,77	3,83	3,79	3,78
Ti	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
Mg	0,48	0,49	0,15	0,48	0,17	0,45	0,05	0,22	0,21	0,24	0,40	0,44	0,40	0,11	0,15	0,12	0,12	0,13
Fe ²⁺	0,47	0,51	0,11	0,56	0,12	0,45	0,02	0,17	0,15	0,17	0,83	0,87	0,75	0,06	0,08	0,07	0,07	0,07
Mn	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
*Li	0,05	0,00	0,02	0,02	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,03	0,03
Σ M	4,07	4,17	4,01	4,17	4,02	4,10	4,03	4,07	4,03	4,03	4,14	4,17	4,17	4,02	4,01	4,02	3,99	3,99
Ca	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Na	0,05	0,05	0,01	0,05	0,02	0,03	0,04	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02
K	1,88	1,88	1,70	1,88	1,63	1,77	1,51	1,62	1,78	1,80	1,76	1,78	1,77	1,7	1,67	1,72	1,69	1,66
Σ X	1,93	1,93	1,72	1,94	1,65	1,81	1,56	1,63	1,80	1,82	1,77	1,80	1,79	1,73	1,70	1,74	1,71	1,69
Σ kationov	13,99	14,1	13,73	14,11	13,67	13,92	13,59	13,71	13,84	13,85	13,91	13,97	13,96	13,75	13,72	13,76	13,7	13,67
OH	3,85	3,98	3,91	3,91	3,90	3,89	4,00	4,00	4,00	4,00	3,85	3,92	3,96	3,99	3,94	3,99	3,91	3,90
Cl	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
F	0,15	0,01	0,08	0,08	0,10	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,08	0,04	0,01	0,05	0,01	0,09	0,10
O	0,04	0,03	0,03	0,04	0,02	0,04	0,01	0,02	0,03	0,03	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02

Obr. 8. Ternárny Al-Fe-Mg diagram pre turmalíny z rôzneho litologického prostredia (Henry a Guidotti, 1985) s analýzami turmalínov z lokalít v SGR. 1 – granitoidné pegmatity a aplity obohatené o Li, 2 – granitoidy a s nimi asociujúce pegmatity a aplity ochudobnené o Li, 3 – kremeňovo-turmalínové horniny so zvýšeným obsahom Fe³⁺ (hydrotermálne alterované granitoidy), 4 – metapelity a metapsamity koexistujúce s fázou presýtenou Al, 5 – metapelity a metapsamity nekoexistujúce s fázou presýtenou Al, 6 – kremeňovo-turmalínové horniny so zvýšeným obsahom Fe³⁺ a metapelity, 7 – metaultramafity s nízkym obsahom Ca a metasedimenty bohaté na Cr a V, 8 – metakarbonáty a metapyroxenity. Doplnené o výsledky Urbana (2005), Lauka (2006) a naše výsledky. (Upravené podľa Chovana et al., 2003).

Fig. 8. Ternary Al-Fe-Mg diagram for tourmaline from different lithological environments (Henry and Guidotti, 1985) with analyses of tourmalines from the areas in the Spiš-Gemer Ore Mts. 1 – granitoid pegmatites and aplites enriched in Li, 2 – granitoids and associated pegmatites and aplites depleted in Li, 3 – quartz-tourmaline rocks with higher content of Fe³⁺ (hydrothermal altered granitoids), 4 – metapelites and metapsammities coexisting with phase saturated of Al, 5 – metapelites and metapsammities not coexisting with phase saturated of Al, 6 – quartz-tourmaline rocks with higher content of Fe³⁺ and metapelites, 7 – metaultramafites with low content of Ca and metasediments rich in Cr and V, 8 – metacarbonates and metapyroxenites. Supplemented by results by Urban (2005), Lauko (2006) and our results. (Modified after Chovan et al., 2003).



mineralizácie, typickej a rozšírenej v Spišsko-gemerskom rudohorí.

Mineralizácia na rudných hydrotermálnych žilách v študovanej oblasti vznikala v dvoch mineralizačných štádiách: kremeňovom a kremeňovo-sulfidickom. V rámci kremeňového štádia vznikla turmalínová paragenetická asociácia a v rámci kremeňovo-sulfidického štádia vyčleňujeme pyritovú, sfaleritovo-tetraedritovú, galenitovú a antimonitovú paragenetickú asociáciu. Zastúpenie minerálov v jednotlivých paragenetických asociáciách uvádzame v poradí od starších po mladšie: I. *turmalínová asociácia*: kremeň, turmalíny (skoryl a dravit), muskovit a odroda fengit, dolomit, chamosit, rutil, ortoklas, xenotím-(Y), monazit-(Ce), apatit a zirkón; II. *pyritová asociácia*: kremeň, pyrit, arzenopyrit, pyrotit a zlato; III. *sfaleritovo-tetraedritová asociácia*: dolomit, siderit, kremeň, sfalerit, chalkopyrit, tetraedrit, bournonit, kobellit-tintinait a zinkenit(?); IV. *galenitová asociácia*: kremeň, boulangerit a galenit; V. *antimonitová asociácia*: kremeň, dolomit, antimonit, zlato, berthierit, Sb-oxid, jamesonit; chalkostibit, zinkenit a fülöppit.

Diskusia

Vyčlenenie dvoch mineralizačných štádií na antimonitových žilách odráža najvýznamnejšie mineralizačné procesy v antimonitovom páse Spišsko-gemerského rudohoria. Kremeňové a kremeňovo-sulfidické štádium vytvárajú samostatné žily a na mnohých vzorkách sú často jasne odlišiteľné. Niekedy však vystupujú spoločne

a odlišenie charakteristických žilných mikrotextúr je možné iba mikroskopicky. Karbonátové a kalcitové štádium, ktoré vyčlenili Varček (1985) a Beňka a Caňo (1992), sme na vzorkách z haldového materiálu nezistili.

Prvé a najstaršie, kremeňové štádium označuje Varček (1985) ako „alpská paragenéza“ Beňka a Caňo (1992) ho označujú ako kremeňová perióda. Varček (1985) uvádza toto štádium opakovane na začiatku sideritovej, kremeňovo-sulfidickej, ako aj antimonitovej etapy mineralizácie a chápe ho ako prejav interakcie hydrotermálnych fluíd s horninovým prostredím. Význam tohto štádia mineralizácie stúpol po získaní dostatočných textúrnych dôkazov o tom, že jeho vek je starší než vek kremeňovo-sulfidického štádia, a po zistení superhustých inklúzií CO₂ (Urban et al., 2006), ktoré umožnili vypočítať sformovanie kremenných žíl v hĺbke 15 – 18 km pri teplote 180 – 240 °C. Pomocou U-Pb-Th datovania na monazite sa určil možný kriedový vek mineralizácie medzi 70 a 130 mil. r. (Hurai et al., 2006; Hurai et al., 2007).

Turmalínová paragenetická asociácia sa zistila na lokalitách v oblasti Betliara a Čučmy – v Bystrom potoku. Medzi bežné minerály patrí kremeň, turmalíny, chlority, svetlé sludy a albit (Beňka, 1980; Varček, 1985; Beňka a Caňo, 1992), monazit-(Ce) opísali Hurai et al. (2006). Po prvýkrát sme opísali xenotím-(Y), apatit, zirkón, chamosit a varietu muskovitu fengit (Betliar a Čučma). Nepotvrdili sme výskyt fero-axinitu z lokality Čučma (Ozdín et al., 2006) ani ferberitu z lokality Spišská baňa (Kantor, 1953; Varček, 1985).

Turmalíny sú zastúpené minerálnymi fázami, ktoré podľa chemického zloženia zodpovedajú skorylu a menej

Tab. 8

Reprezentatívne WDS analýzy chamositu (hm. %), kryštalochemické vzorce a teplota kryštalizácie chamositu (Cathelineau, 1988) z lokality Čučma-Majerská dolina
 Representative WDS analyses of chamosite (wt. %), crystallochemical formula (calculated on the basis of 28 oxygens) and temperature of crystallization of chamosite (Cathelineau, 1988) from Čučma-Majerská dolina valley

Lokalita Vzorka Číslo analýzy Minerál	Čučma-Majerská dolina				
	MDK-6B 1	MDK-6B 2	MDK-6B 3	MDK-6B 4	MDK-6B 5
SiO ₂	26,36	24,87	24,27	24,86	24,63
TiO ₂	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02
Al ₂ O ₃	19,94	19,01	19,72	19,32	20,29
FeO	35,19	38,07	38,46	37,70	38,26
MnO	0,12	0,02	0,04	0,00	0,05
MgO	6,26	6,21	5,48	6,55	5,24
CaO	0,08	0,00	0,03	0,03	0,06
Na ₂ O	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00
K ₂ O	0,56	0,08	0,05	0,03	0,01
Σ	88,59	88,29	88,05	88,52	88,55
Počet katiónov na 28 kyslíkov					
Si	5,79	5,59	5,48	5,55	5,50
Al ^{IV}	2,21	2,41	2,52	2,45	2,50
Al ^{total}	5,17	5,04	5,25	5,08	5,34
Al ^{VI}	2,96	2,63	2,73	2,63	2,84
Ti	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	6,47	7,16	7,27	7,04	7,15
Mn	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01
Mg	2,05	2,08	1,84	2,18	1,75
Sum R ^{VI}	11,50	11,87	11,85	11,86	11,75
Ca	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01
Na	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,16	0,02	0,01	0,01	0,00
Vakancia	0,50	0,13	0,15	0,14	0,25
t. i. c.	0,20	0,03	0,03	0,03	0,03
(Ca + Na + K)	0,18	0,03	0,02	0,02	0,02
Σ	19,69	19,90	19,87	19,88	19,77
T (°C)	294	326	344	332	340

Tab. 9

Reprezentatívne WDS analýzy rutilu (hm. %) z lokality Betliar
 Representative WDS analyses of rutile (wt. %) from Betliar

Lokalita Vzorka Číslo analýzy Minerál	Betliar				
	BET-2A 1	BET-2A 2	BET-2A 3	BET-2A 4	BET-2A 5
CaO	0,07	0,03	0,08	0,06	0,07
TiO ₂	90,91	91,92	97,74	95,17	97,63
FeO	2,01	2,14	0,54	1,07	0,62
MnO	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00
Ta ₂ O ₅	0,03	0,12	0,06	0,12	0,18
WO ₃	4,78	4,31	0,23	2,18	0,17
Nb ₂ O ₅	0,40	0,57	0,38	1,21	0,13
ZnO	0,05	0,08	0,00	0,00	0,00
SnO	0,02	0,03	0,01	0,00	0,02
Σ	98,26	99,24	99,04	99,81	98,83

dravitu (obr. 4). Podobné chemické zloženie turmalínov z hydrotermálnych žíl publikovali aj Urban et al. (2006) z lokality Čučma a Lauko (2006) zo Zlatej Idky. Pozícia turmalínov z kremenných hydrotermálnych žíl odráža chemické zloženie horninových komplexov, v ktorých cirkulovali rudonosné fluidá (obr. 8). Väčšina analýz hydrotermálnych turmalínov je podobná ako analýzy turmalínov z metapelitov gelnickej série z lokality Zlatá Idka (Kobulský et al., 2001; Chovan et al., 2003) a v klasifikačnom diagrame Henryho a Guidottiho (1985) spadajú do poľa metapelitov. Iba štyri analýzy nesú znaky čiastočnej interakcie fluida aj s granitoidnými horninami.

Zo svetlých slúd sme identifikovali muskovit a odrodu fengit, ktoré sa vyskytujú v hydrotermálnom kremeni v podobe agregátov a často majú zonálnu textúru. Interpretujeme to ako postupný vývoj fluidů počas kryštalizácie turmalínovej minerálnej paragenézy. Podobné závislosti zistili aj van der Wielen et al. (2004) a uvádzajú, že spoločný výskyt a premeny medzi muskovitom a fengitom vyžadujú zmeny chemického zloženia fluidů a indikujú hydrotermálny proces. Priemety našich analýz zodpovedajú svetlým sludám muskovitovo-seladonitovej série (Tischendorf, 2007), ktoré sa v klasifikácii Tischendorfa (2004) označujú ako muskovit-fengit. Podľa klasifikácie Riedera (1998) draselnú dioktaédrickú sludu (zodpovedajúcu našim analýzám) so zložením muskovit-aluminoseladonit a muskovit-seladonit je možné nazvať fengit. Podobné chemické zloženie hydrotermálnych svetlých slúd, ktoré zodpovedá muskovitu až fengitu (obr. 5), uvádzajú aj iní autori. Hurai et al. (2006) a Hurai (ed., 2007) opísali podobné svetlé sludy z lokality Čučma-Majerská dolina, ktoré vystupujú v hydrotermálnom kremeni. Potvrdilo to aj štúdium fluidných inklúzií v kremeni (Hurai et al., 2006; Urban et al., 2006). V žilkách svetlých slúd sa zistila prítomnosť monazitu-(Ce), ktorý sa datoval na 76 a 120 mil. r. (Hurai et al., 2006). Svetlé sludy z hydrotermálne alterovaných okoložilných hornín na Sb ložisku Dúbrava v Nízkych Tatrách (Orvošová et al., 1998) a na ložisku Pezinok-Kolársky vrch v Malých Karpatoch (Moravský et al., 2001) zodpovedajú muskovitu až fengitu (obr. 5).

V druhom, kremeňovo-sulfidickom štádiu vyčleňujeme 4 minerálne paragenézy. Chápeme ich ako spoločenstvá minerálov vznikajúcich za približne rovnakých genetických podmienok, ktoré sa postupne menili. Medzi vznikom týchto asociácií však nemuseli nastať tektonické udalosti ani prísun nových fluidů. Ich vznik súvisí s vývojom hydrotermálneho fluida, ktorý závisel od postupnej zmeny P-T-x podmienok.

Ako nové hydrotermálne minerály sme opísali fülöppit (Poproč), kobellit-tintinait a zinkenit (0,97 *apfu* Bi) (Betliar) z kremeňovo-antimonitových žíl. Nezistili sme prítomnosť willyamitu, ullmanitu, bizmutu ani antimónu, ktoré uvádzajú Beňka a Caňo (1992).

Antimonit je najbežnejší Sb minerál, podobne, ako je to na väčšine antimónových ložísk. Berthierit je oveľa zriedkavejší. Je to spôsobené stabilitou antimonitu v širokom rozpätí hodnôt $fO_2 - pH - T$, ktoré sa v prírode vyskytujú najčastejšie. Precipitácia antimonitu závisí predovšetkým od zníženia teploty. Zodpovedá to postaveniu antimonitu

v sukcesii kryštalizácie ako jedného z najmladších minerálov (Williams-Jones a Normand, 1997).

Pb-Sb sulfosoli s dominantným obsahom Sb (obr. 6 a 7) na všetkých lokalitách zastupuje najmä zinkenit, na lokalite Poproč aj s veľmi zriedkavým fülöppitom. Zinkenit je po antimonite najrozšírenejší Sb minerál na študovaných výskytoch. Najčastejšie je v asociácii s antimonitom a berthieritom. Fülöppit vystupuje v asociácii s zinkenitom a chalkostibitom. Röntgenové mikroanalýzy fülöppitu sa zoskupujú v blízkosti teoretického zloženia fülöppitu (obr. 6.) Na obr. 7 je priemet analýz ovplyvnený korekciami na substitúcie prvkov (Moëlo et al., 1995). Boulangerit, Pb-Sb sulfosol s dominantným obsahom Pb, je menej častý a vyskytuje sa v asociácii s pomerne zriedkavým galenitom na lokalite Betliar-Straková. Podobné asociácie Pb-Sb sulfosolí boli opísané z viacerých lokalít Sb mineralizácie v Západných Karpatoch (Pršek, 2004).

Bi-Sb-Pb sulfosoli kobellitovo-tintinaitovej skupiny so zvýšeným obsahom Sb (obr. 7, tab. 3) sme zistili v západnej časti antimonitového pásu gemerika na lokalite Betliar-Straková. Po prepočte chemických analýz minerálne fázy zodpovedajú tintinaitu. Podobné minerálne fázy, ale s vyšším obsahom Sb sa zistili aj v tatickej tektonickej jednotke na Sb ložisku Dúbrava, kde bol opísaný ako tintinait (Chovan et al., 1998). Na lokalite Hviezda v Nízkych Tatrách sú opísané fázy (Pršek et al., 2008), ktoré sú podľa chemického zloženia určené ako kobellit a tintinait. Na lokalite Betliar-Straková sme opísali minerál, ktorý označujeme ako zinkenit so zvýšeným obsahom Bi (0,97 apfu) (obr. 7). Podobná fáza s nižším obsahom Pb bola opísaná aj na ložisku Dúbrava, kde sú Bi sulfosoli súčasťou tetraedritovej minerálnej paragenézy (Chovan et al., 1998).

Tetraedrit bol identifikovaný na všetkých študovaných lokalitách okrem Štofovej doliny a Poproča, pričom charakteristický je vysoký obsah Sb a nízky obsah Ag (tab. 4). Je to typické pre tetraedrity z antimonitovej mineralizácie Západných Karpát (Pršek, 2004; Pršek et al., 2006). Obsah Zn a Fe je variabilný.

Chalkostibit je zriedkavý. Zistil sa iba v paragenetickej asociácii s antimonitom, hoci Beňka a Caňo (1992) ho uvádzajú v paragenéze s tetraedritom. Chalkostibit s nízkym obsahom Bi z lokality Steingeraus (Dobšiná) uvádza Valášková (2007) v asociácii s antimonitom, jamesonitom a tetraedritom. Nízky obsah Bi má aj chalkostibit z antimonitového štádia z ložiska Dúbrava v tatickej tektonickej jednotke, na lokalite Chyžné (Bálintová et al., 2006) a inde. Chalkostibit so zvýšeným obsahom Bi bol opísaný z lokalít antimonitovej mineralizácie v Hlbokej dolke (Dobšiná) (Andrusovová-Vlčeková a Chovan, 1991), ako aj z ložiska Dúbrava v asociácii s tetraedritom (Chovan et al., 1994). Na študovaných lokalitách v Spišsko-gemerskom rudohorí sa Bi chalkostibit nezistil.

Berthierit a jamesonit sa vyskytujú v antimonitovej paragenetickej asociácii. Ich prítomnosť je podmienená zvýšeným obsahom Fe v okolitých horninových komplexoch. Podobne je to na lokalite Chyžné (Bálintová et al., 2006), ako aj v Medzibrode v Nízkych Tatrách (Lalinská a Chovan, 2006), hoci na väčšine nízkotatranských ložísk lokalizovaných

v granitoidných horninách sú Sb-Fe sulfidy zriedkavé. Prítomnosť berthieritu, ako aj gudmunditu je charakteristická pre oblasť Malých Karpát (Bukovina, 2006).

Osobitné postavenie na antimonitových žilách má zlato. Predpokladáme, že staršie zlato vznikalo v kremeni pyritovo-arzenopyritovej paragenézy a mladšia generácia zlata vznikala v rámci Sb sulfidickej minerálnej paragenézy. Varček (1985) uvádza tri generácie zlata v rámci antimonitovej etapy: zlato I v paragenéze s kremeňom, arzenopyritom, pyritom a löllingitom, zlato II spolu so sulfidmi Cu a Zn a zlato III ako jeden z najmladších minerálov spolu so sulfidmi Sb. Beňka a Caňo (1992) považujú zlato za mladšie ako sfalerit a staršie ako sulfidy Cu a Sb. Na lokalite Zlatá Idka identifikoval Lauko (2006) zlato s obsahom Ni v tetraedrite a v asociácii s Ni aurostibitom a Au nisbitom.

Záver

Práca dopĺňa a spresňuje identifikáciu niektorých rudných aj nerudných minerálov a identifikáciu a opis viacerých, dosiaľ neznámych minerálov z antimonitových žíl Spišsko-gemerského rudohoria.

Najhojnejší minerál antimónu je antimonit, pomerne často sa vyskytuje berthierit a zinkenit.

Originálne sú nové údaje o Pb-Sb (zinkenit a fülöppit) a Pb-Sb-Bi sulfosoliach [tintinait, kobellit a zinkenit(?)].

Predpokladáme existenciu dvoch generácií zlata, staršie (priemerná rýdzosť 963,3) v asociácii s arzenopyritom a pyritom a mladšie spolu s antimonitom.

Zo skupiny svetlých slúd sme detailne charakterizovali muskovit a odrodu fengit, zo skupiny turmalínov skoryl a dravit, zo skupiny chloritov chamosit.

Na základe podrobného štúdia paragenetických vzťahov na lokalitách Betliar, Čučma, Bystrý potok, Štofova dolina a Poproč sme vyčlenili kremeňové štádium s turmalínovou minerálnou paragenézou a kremeňovo-sulfidické štádium mineralizácie, v rámci ktorého odlišujeme pyritovú, sfaleritovo-tetraedritovú, galenitovú a antimonitovú minerálnu paragenézu.

Potvrdili sme správnosť vyčlenenia samostatnej antimonitovej etapy v rámci hydrotermálnej mineralizácie gemerika. Nezistili sme priestorovú spojitosť so sideritovou ani kremeňovo-sulfidickou etapou (v zmysle Varčeka, 1985).

Podakovanie. Ďakujeme Mgr. D. Ozdínovi, PhD., za vyhotovenie väčšiny mikrosondových analýz a Mgr. P. Bačíkovi, PhD., za pomoc pri prepočte analýz turmalínov. Práca vznikla v rámci riešenia projektu Ministerstva životného prostredia SR *Zdroje flúid v metalogenéze Západných Karpát* a projektu VEGA 1/4048/07.

Literatúra

- ANDRUSOVÁ-VLČEKOVÁ, G. & CHOVAN, M., 1991: Izoštruktúrne fázy Cu-Sb-Bi sulfosolí (chalkostibit – emplektit). In: *Miner. Slov. (Bratislava)*, roč. 23, s. 369.
- BAČÍK, P., UHER, P., SÝKORA, M. & LIPKA, J., 2008: Low-Al tourmalines of the schorl-dravite – povondraite series in redeposited tourmalinites from the Western Carpathians, Slovakia. In: *Canad. Mineralogist (Ottawa)*, 46, pp. 1 479 – 1 491.

- BAGDASARJAN, G. P., CAMEL, B., VESELSKÝ, J. & GUKASJAN, R. Ch., 1977: K-Ar age determinations of the rocks from crystalline complexes of the Western Carpathians and preliminary interpretation of results. In: *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, Vol. 28, pp. 365 – 374.
- BAJANIČ, Š., VOZÁROVÁ, A., HANZEL, V., IVANIČKA, J., MELLO, K., REICHWALDER, P., SNOPKO, L. & VOZÁR, J., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria – východná časť 1 : 50 000. *Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra*, 223 s.
- BAKOS, F., CHOVAN, M. & ANDRÁŠ, P., 2002: Gold mineralization in the Tatric tectonic unit (Western Carpathians). In: *Geol. Carpath. (Bratislava)*, special issue, Vol. 53, pp. 89 – 90.
- BAKOS, F., 2003: Hydrotermálne mineralizácie v kryštaliniku Tatier. [Dizertačná práca.] *Manuskript. Bratislava, archív PriF UK*, 106 s.
- BÁLINTOVÁ, T., OZDÍN, D. & ŠTEVKO, M., 2006: Chemické zloženie sulfosolí na lokalite Chyžné – Herichová. In: *Miner. Slov. (Bratislava)*, roč. 38, s. 303 – 312.
- BEŇKA, J., 1980: Niekoľko poznámok k mineralogickým a paragenetickým pomeroch na Sb ložiskách Betliar – Čučma. In: *Antimónové rudy Československa. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra*, s. 127 – 132.
- BEŇKA, J. & CAÑO, F., 1992: Mineralógia, paragenéza a geochemia antimónitových žíl v oblasti Betliar – Čučma – Volovec. In: *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen. (Bratislava)*, č. 15, s. 61 – 91.
- BERÁNEK, M. (ed.), 1977: Rudné bane, n. p., Banská Bystrica (30 rokov). *Bratislava, Osveta*, 233 s.
- BROSKA, I., UHER, P. & LIPKA, J., 1998: Brown and blue schrol from Spiš-Gemer granite, Slovakia: Composition and genetic relations. In: *J. Czech Geol. Soc., Vol. 43, Nos. 1 – 2*, pp. 9 – 16.
- BROSKA, I., UHER, P. & SIMAN, P., 1999: Na sodík chudobný skoryl a foidit v spišsko-gemerských granitoch. In: *Miner. Slov. (Bratislava)*, roč. 31, s. 507 – 512.
- BUKOVINA, J., 2006: Hydrotermálny Fe-Sb-S-O systém: mineralógia a podmienky vzniku (na príklade Sb-ložísk v Malých Karpatoch). *Manuskript. Bratislava, archív Katedry mineralógie a petrológie, PriF UK*, 63 s.
- CATHELINEAU, M., 1988: Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. In: *Clay Miner.*, 23, pp. 471 – 485.
- GRECULA, P., 1982: Gemerikum – segment riftogénneho bazénu Paleotetýdy. In: *Miner. Slov. – Monogr., Bratislava, Alfa*, 263 s.
- GRECULA, P. (ed.), ABONYI, A., ABONYIOVÁ, M., ANTAŠ, J., BARTALSKÝ, B., BARTALSKÝ, J., DIANIŠKA, I., DRNÍK, E., DUDA, R., GARGULÁK, M., GAZDAČKO, L., HUDÁČEK, J., KOBULSKÝ, J., LÖRINCZ, L., MACKO, J., NÁVESNÁK, D., NÉMETH, Z., NOVOTNÝ, L., RADVANEC, M., ROJKOVIČ, I., ROZLOŽNÍK, L., ROZLOŽNÍK, O., VARČEK, C. & ZLOCHA, J., 1995: Ložiská nerastných surovín Slovenského rudohoria. Zv. 1. *Bratislava, Geocomplex*, 834 s.
- HENRY, D. J. & GUIDOTTI, Ch. V., 1985: Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: An example from the staurolit – grade metapelites of NW Maine. In: *Amer. Mineralogist (New Haven)*, 70, pp. 1 – 15.
- HURAI, V., URBAN, M., KONEČNÝ, P., RAINER, T., LEXA, O., SCHULMANN, K. & CHOVAN, M., 2006: Kriedový vek kremenno-antimonitových žíl pri Čučme (Spišsko-gemerské rudohorie). In: *Miner. Slov. (Bratislava)*, roč. 38, s. 131 – 140.
- HURAI, V. (ed.), 2007: Zdroje fluid a genéza mineralizácií gemerika. Čiastková záverečná správa úlohy č. 0503. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra*, 328 s.
- CHOVAN, M., HÁBER, M., JELEŇ, S. & ROJKOVIČ, I. (eds.), 1994: Ore textures in the Western Carpathians. *Bratislava, SAP – Slovak Academic Press*, 219 p.
- CHOVAN, M., PÓČ, I., JANCZY, P., MAJZLAN, J. & KRIŠTÍN, J., 1995: Sb-Au mineralizácia ložiska Magurka, Nízke Tatry. In: *Miner. Slov. (Bratislava)*, roč. 27, s. 397 – 406.
- CHOVAN, M., MAJZLAN, J., RAGAN, M., SIMAN, P. & KRIŠTÍN, J., 1998: Pb-Sb and Pb-Sb-Bi sulphosalts and associated sulphides from Dúbrava antimony deposit, Nízke Tatry Mts. In: *Acta geol. geogr. Univ. Comen. (Bratislava)*, 53, pp. 37 – 49.
- CHOVAN, M., OZDÍN, D., MORAVANSKÝ, D. & PRŠEK, J., 2003: Turmalíny – Zlatá Idka. *Manuskript. Bratislava, archív PriF UK*, 36 s.
- JARKOVSKÝ, J. & CAMEL, B., 1980: Microelements in antimonites from Sb-deposits in West Carpathians. In: *Antimonitové rudy Československa. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra*, pp. 47 – 52.
- KANTOR, J., 1953: O volfráme na antimonitovom ložisku v Spišskej bani, juhozápadne od Mníška nad Hnilcom. In: *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava)*, roč. 4, č. 1 – 2, s. 83 – 110.
- KANTOR, J., 1957: Ar⁴⁰K⁴⁰ metóda určovania absolútneho veku hornín a jej aplikácia na betliarsky gemeridný granit. In: *Geol. Práce, Zpr. (Bratislava)*, č. 11, s. 188 – 199.
- KOBULSKÝ, J., KOVANIČOVÁ, L., REPČIAK, M., GAZDAČKO, L. & BAČOVÁ, N., 2000: Turmalínovce VP. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra*, 97 s.
- LALINSKÁ, B. & CHOVAN, M., 2006: Hydrotermálna mineralizácia na lokalite Medzibrod a Sopotnícka dolina. In: *Miner. Slov. (Bratislava)*, roč. 38, č. 3, s. 261 – 272.
- LAUKO, L., 2006: Rudné mineralizácie v okolí Zlatej Idky (Spišsko-gemerské rudohorie). *Manuskript. Bratislava, archív Katedry mineralógie a petrológie, PriF UK*, 95 s.
- LEXA, O., SCHULMANN, K. & JEŽEK, J., 2000: Cretaceous collision and indentation in the West Carpathians: View based on structural analysis and numerical modeling. In: *Tectonics*, 22, p. 1 066.
- MOÉLO, Y., ROGER, G., MAUREL-PALACIN, D., MARCOUX, E. & LAUROUSSI, A., 1995: Chemistry of some Pb-(Cu, Fe)-(Sb, Bi) sulfosalts from France and Portugal. Implications for the chemistry of lead sulfosalts in the Cu poor part of the Pb₂S₂ – Cu₂S₂ – Sb₂S₃ – Bi₂S₃ system. In: *Mineral. Petrol.*, 53, pp. 229 – 250.
- MOÉLO, Y., MAKOVICKÝ, E., MOZGOVA, N. N., JAMBOR, J. L., COOK, N., PRING, A., PAAR, W., NICKEL, E. H., GRAESER, S., KARUP-MOLLER, S., BALIC-ŽUNIC, T., MUMME, W. G., VURRO, F., TOPA, T., BINDI, L., BENTE, K. & SHIMIZU, M., 2008: Sulfosalt systematics: A review. Report of the sulfosalt sub-committee of the IMA Commission on Ore Mineralogy. In: *Eur. J. Mineral.*, 20, pp. 7 – 46.
- MORAVANSKÝ, D., CHOVAN, M. & LIPKA, J., 2001: Phyllosilicates from hydrothermally altered granitoid rocks in the Pezinok Sb-Au deposit, Western Carpathians, Slovakia. In: *Geol. Carpath. (Bratislava)*, Vol. 52, No. 3, pp. 127 – 138.
- NÉMETH, Z., 2002: Variscan suture zone in Gemericum: Contribution to reconstruction of geodynamic evolution and metallogenetic events of Inner Western Carpathians. In: *Slovak Geol. Mag. (Bratislava)*, Vol. 8, No. 3 – 4, pp. 247 – 257.
- ORVOŠOVÁ, M., MAJZLAN, J. & CHOVAN, M., 1998: Hydrothermal alteration of granitoid rocks and gneisses in the Dúbrava Sb-Au deposit, Western Carpathians. In: *Geol. Carpath. (Bratislava)*, Vol. 49, No. 5, pp. 377 – 387.
- OZDÍN, D., 2004: Skratky minerálov schválené IMA. In: *Miner. Slov. (Bratislava)*, roč. 36, s. 367 – 370.
- OZDÍN, D., VOLEK, M. & ŠTEVKO, M., 2006: Study of hydrothermal veins with axinites from the Western Carpathians. In: *Acta mineral. petrogr., Abstract ser.*, 5, p. 87.
- PECHO, J., 1980: Štruktúrno-geologické pomery antimonitových ložísk v Spišsko-gemerskom rudohorí. In: *Ilavský, J. (ed.): Antimónové rudy Československa. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra*, s. 103 – 115.
- PLAŠIENKA, D., 2002: Alpidná tektonická progradácia a jej štruktúry záznam v jednotkách Západných Karpát. [Doktorská dizertačná práca.] *Manuskript. Bratislava, archív Katedry geológie a paleontológie, PriF UK*, 149 s.
- PRŠEK, J., 2004: Chemické zloženie a kryštalochémia sulfosolí zo sulfidických mineralizácií Západných Karpát. [Dizertačná práca.] *Manuskript. Bratislava, archív Katedry mineralógie a petrológie, PriF UK*, 135 s.
- PRŠEK, J., OZDÍN, D. & CHOVAN, M., 2006: Chemical composition of tetrahedrite-tennantite solid solution as the indicator of type of the hydrothermal mineralization: Examples from the Western Carpathians. In: *Mineral. pol., Spec. Pap. (Kraków)*, 28, pp. 184 – 186.
- PRŠEK, J., OZDÍN, D. & SEJKORA, J., 2008: Eclarite and associated bisulphosalts from the Brezno-Hviezda occurrence (Nízke Tatry Mts., Slovak Republic). In: *Neu. Jb. Mineral. Abh. (Stuttgart)*, Vol. 185, No. 2, pp. 117 – 130.

- RIEDER, M., CAVAZZINI, G., D'YAKONOV, Y. S., FRANK-KAMENETSKII, V. A., GOTTARDI, G., GUGGENHEIM, S., KOVAL, P. V., MUELLER, G., NEIVA, A. M. R., RADOSLOVICH, E. W., ROBERT, J. L., SASSI, F. P., TAKEDA, H., WEISS, Z. & WONES, D. R., 1998: Nomenclature of the micas. In: *Canad. Mineralogist (Ottawa)*, Vol. 36, No. 3, pp. 905 – 912.
- ROZLOŽNÍK, O., 1972: Doplnok číslo 1 k záverečnej správe Slovensko Sb – štúdia. *Manuskript. Bratislava, Slov. geol. úrad*, s. 2 – 75.
- SCHULMANN, K., CHOPIN, F., LEXA, O., MONTIGNY, R. & FRANK, W., 2007: Geodynamický vývoj gemerika a južného veporika. In: *Hurai, V. (ed.): Zdroje fluíd a genéza mineralizácií gemerika. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra*, s. 31 – 78.
- TISCHENDORF, G., RIEDER, M., FÖRSTER, H. J., GOTTESMANN, B. & GUIDOTTI, V., 2004: A new graphical presentation and subdivision of potassium micas. In: *Min. Mag. (London)*, Vol. 68, No. 4, pp. 649 – 667.
- TISCHENDORF, G., FÖRSTER, H. J., GOTTESMANN, B. & RIEDER, M., 2007: True and brittle micas: Composition and solid-solution series. In: *Min. Mag. (London)*, Vol. 71, No. 3, pp. 285 – 320.
- URBAN, M., RAINER, T., HURAI, V., KONEČNÝ, P. & CHOVAN, M., 2006: Superdense CO₂ inclusions in Cretaceous quartz-stibnite veins hosted in low-grade Variscan basement of the Western Carpathians, Slovakia. In: *Miner. Deposita*, Vol. 40, No. 8, pp. 867 – 873.
- VÁCLAV, J., 1980: Výsledky geochemickej prospekcie na Sb z oblasti Betliara. In: *Antimónové rudy Československa. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra*, s. 133 – 140.
- VALÁŠKOVÁ, M., 2007: Sb mineralizácia Spišsko-gemerského rudohoria (Dobšiná – Tiefengrundl, Čučma). [Diplomová práca.] *Manuskript. Bratislava, archív Katedry mineralógie a petrológie, PriF UK*, 102 s.
- VAN DER WIELEN, S. E., OLIVER, S. & KALINOWSKI, A. A., 2004: Remote sensing and spectral investigations in the Western Succession, Mount Isa Inlier: Implications for exploration. In: *A. C. Barnicoat & R. J. Korsch (eds.): Predictive Mineral Discovery Cooperative Research Centre: Extended abstracts from the June 2004 conference. Geoscience Australia Record 2004/09*, pp. 205 – 208.
- VARČEK, C., 1985: Charakteristika metalogenézy Spišsko-gemerského rudohoria a postavenie rudnianskeho rudného póla. In: *B. Cambel & J. Jarkovský (eds.): Rudnianske rudné pole. Geochemicko-metalogenetická charakteristika. Bratislava, Veda*, s. 61 – 77.
- WILLIAMS-JONES, A. E. & NORMAND, C., 1997: Controls of mineral paragenesis in the system Fe-Sb-S-O. In: *Econ. Geol. (New Haven)*, 92, pp. 308 – 324.
- ZANE, A. & WEISS, Z., 1998: A procedure for classifying rock-forming chlorites based on microprobe data, *rend. Fis. Acc. Lincei*, 9, pp. 51 – 56.

Rukopis doručený 19. 12. 2008
Rukopis akceptovaný r. r. 30. 6. 2009
Revidovaná verzia doručená 23. 4. 2009

Hydrothermal mineralization of stibnite veins in the Spiš-Gemer Ore Mts.

Quartz-stibnite veins represent the youngest hydrothermal mineralization of the Spiš-Gemer Ore Mts. (SGR) (Varček, 1985). They were assumed to be connected with granitic intrusions of Permian age (Rozložník, 1972; Pecho, 1980, and others). Different opinion on the genesis of these veins was published by Urban et al. (2006) and Hurai et al. (2006), who excluded the genetic relationship to the Permian granite and linked their formation in Cretaceous during Alpine orogeny.

In this article we report on recent mineralogical studies on some stibnite deposits in the Spiš-Gemer Ore Mts. The mineralizations studied belong to “stibnite belt” situated near Betliar, Čučma, Poproč, Bystrý potok stream – Štofova dolina valley (Fig. 1). A part of the stibnite belt involves also the Zlatá Idka locality with different mineralogical associations (Lauko, 2006). Also stibnite occurrences in the Dobšiná region have been studied separately (Andrusovová and Chovan, 1991; Valášková, 2007).

Some new minerals have been described in the quartz-stibnite veins: zinkenite (Bi) and kobellite-tintinaite from Betliar (Figs. 7 and 8), fülöppite from Poproč and in quartz-tourmaline veins with monazite-(Ce), xenotime-(Y), apatite, zircon, chamosite and phengite (Fig. 5) near Betliar and Čučma.

Following vein minerals were identified, being listed according to their decreasing abundance: stibnite (Fig. 2a, Tab. 1), pyrite (Fig. 2b, Tab. 1), arsenopyrite (Fig. 2c, Tab. 1), sphalerite (Fig. 2c), berthierite (Tab. 2), chalcopyrite (Fig. 2c), tetrahedrite (Betliar, Čučma; Fig. 2c), pyrrhotite (Čučma), zinkenite (Betliar, Čučma, Poproč; Tab. 3), bournonite (Betliar; Tab. 2), boulangerite (Betliar; Tab. 2), kobellite-tintinaite (Betliar; Tab. 3), galena (Betliar; Fig. 2c), fülöppite (Poproč; Fig. 2d, Tab. 2), jamesonite (Poproč; Tab. 2), chalcostibite (Poproč; Fig. 2d, Tab. 2), gold (Čučma; Figs. 2b, e, f; Tab. 4), senarmontite (Poproč), quartz, dolomite, schorl and dravite (Betliar, Čučma; Tab. 7; Figs. 3a and 4), muscovite (Betliar, Čučma), phengite (Betliar, Čučma; Tab. 6; Figs. 3b and 3c), siderite (Betliar; Tab. 5, Fig. 3d), chamosite (Tab. 8), orthoclase (Čučma; Fig. 3c), rutile (Fig. 3e, Tab. 9), xenotime-(Y), monazite-(Ce), apatite (Fig. 3f) and zircon.

Hydrothermal stibnite mineralization originated during quartz and quartz-sulfide phases in studied localities. During quartz phase – the *tourmaline* paragenetic association with quartz, tourmaline, siderite, dolomite, muscovite, chamosite, rutile, orthoclase, xenotime-(Y), monazite-(Ce), apatite and zircon is typical for the first phase. During quartz-sulfide phase a total of four

paragenetic associations have been defined: *pyrite* paragenetic association with quartz, pyrite, arsenopyrite, pyrrhotite, gold; *sphalerite-tetrahedrite* paragenetic association with dolomite, quartz, sphalerite, chalcopyrite, tetrahedrite, bournonite, kobellite-tintinaite, zinkenite; *galenite* paragenetic association with quartz, boulangerite, galena and *stibnite* paragenetic association with quartz, dolomite, stibnite, gold, berthierite, Sb oxide, jamesonite; chalcostibite, zinkenite, fülöppite. In the case of studied samples of quartz-tourmaline and quartz-stibnite veins the presence of siderite mineralization, being typical and extended in the Spiš-Gemer Ore Mts., was not found.