

Výskyt Cu mineralizácie v permských bazaltoch hronika pri Banskej Bystrici (Slovenská republika)

Occurrence of Cu sulphidic mineralization in the Permian basalts of Hronicum Unit at Banská Bystrica (Slovak republic)

JOZEF VLASÁČ^{1,2)*}, ŠTEFAN FERENC²⁾, TOMÁŠ MIKUŠ¹⁾, ĽUBOŠ POLÁK²⁾, JARMILA LUPTÁKOVÁ¹⁾
A ADRIÁN BIRŇ¹⁾

¹⁾Ústav vied o Zemi, Slovenská Akadémia Vied, Ďumbierska 1, 97411 Banská Bystrica, Slovenská republika;
*e-mail: vlasac@savbb.sk

²⁾Katedra geografie a geológie, Fakulta prírodných vied, Univerzita Mateja Bela, Tajovského 40, 97401 Banská Bystrica, Slovenská republika

VLASÁČ J, FERENC Š, MIKUŠ T, POLÁK L, LUPTÁKOVÁ J, BIRŇ A (2018) Výskyt Cu mineralizácie v permských bazaltoch hronika pri Banskej Bystrici (Slovenská republika). Bull Mineral Petrolog 26(2): 176-187. ISSN 2570-7337

Abstract

The aim of this paper is to clarify the mineralogical and genetic aspects of the copper ore occurrence hosted in the paleobasalts of the Hronicum unit at the Banská Bystrica-Lazina locality, and its comparison with similar occurrences in the same geological environments in Slovakia (Kozie Chrbty Mts., Malé Karpaty Mts.). The two main mineral associations were distinguished at the Lazina occurrence. The first one is chalcopyrite-pyrite association which occurs with quartz-calcite mineralization in the tectonic breccia of paleobasalts. It is represented mainly by pyrite I and II and chalcopyrite. Average crystallochemical formula of pyrite I is corresponding to the $Fe_{0.99}S_{2.00}$. Remarkable is pyrite II, which forms colloform aggregates which are replaced by chalcopyrite to form Cu-rich pyrite (up to 0.48 apfu). Beside copper pyrite II contains elevated amount of Co (up to 0.02 apfu), Pb (up to 0.01 apfu) and As (up to 0.01 apfu). Second is the younger bornite-chalcopyrite mineral association, which forms thin veins up to 5 cm on the border of quartz-calcite veins with host rock. This association consists mainly of chalcopyrite and bornite with increased amount of Cu-S supergene minerals (djurleite, anilite, spionkopite and yarrowite). Chemical composition of chalcopyrite can be expressed with empirical formula $Cu_{1.01}Fe_{1.00}S_{2.00}$, bornite formula is: $Cu_{5.01}Fe_{1.01}S_{3.98}$. Often, but in small quantities, galena with average empirical formula $Pb_{0.95}Fe_{0.07}S_{0.98}$ is also present in this association. In the one case, greenockite-like mineral phase with formula $(Cd_{0.89}Fe_{0.07})_{\Sigma 0.96}S_{1.04}$ was identified. Its origin is probably related to the evolution of primary mineralization. Chalcopyrite and bornite are often replaced by minerals of Cu-S system. Very common is djurleite with average empirical formula $(Cu_{30.76}Ag_{0.05}Bi_{0.03}Fe_{0.03}Cd_{0.01}Pb_{0.01})_{\Sigma 30.88}(S_{16.10}Se_{0.02})_{\Sigma 16.12}$. Chemical composition of anilite can be expressed by the empirical formula $(Cu_{6.64}Fe_{0.31}Ag_{0.01}Bi_{0.01})_{\Sigma 6.97}S_{4.03}$. Intermediary phase between spionkopite and yarrowite with empirical formula $(Cu_{8.93}Fe_{0.31}Ag_{0.03}Bi_{0.01})_{\Sigma 9.29}S_{7.71}$ was also identified. Separated epidote-quartz-carbonate mineralization also occurs at the Lazina locality.

Key words: copper mineralization, sulphides, basalts, Permian, Malužiná Formation, Hronicum Unit, Slovak republic
Obdrženo 14. 10. 2018; prijato 4. 12. 2018

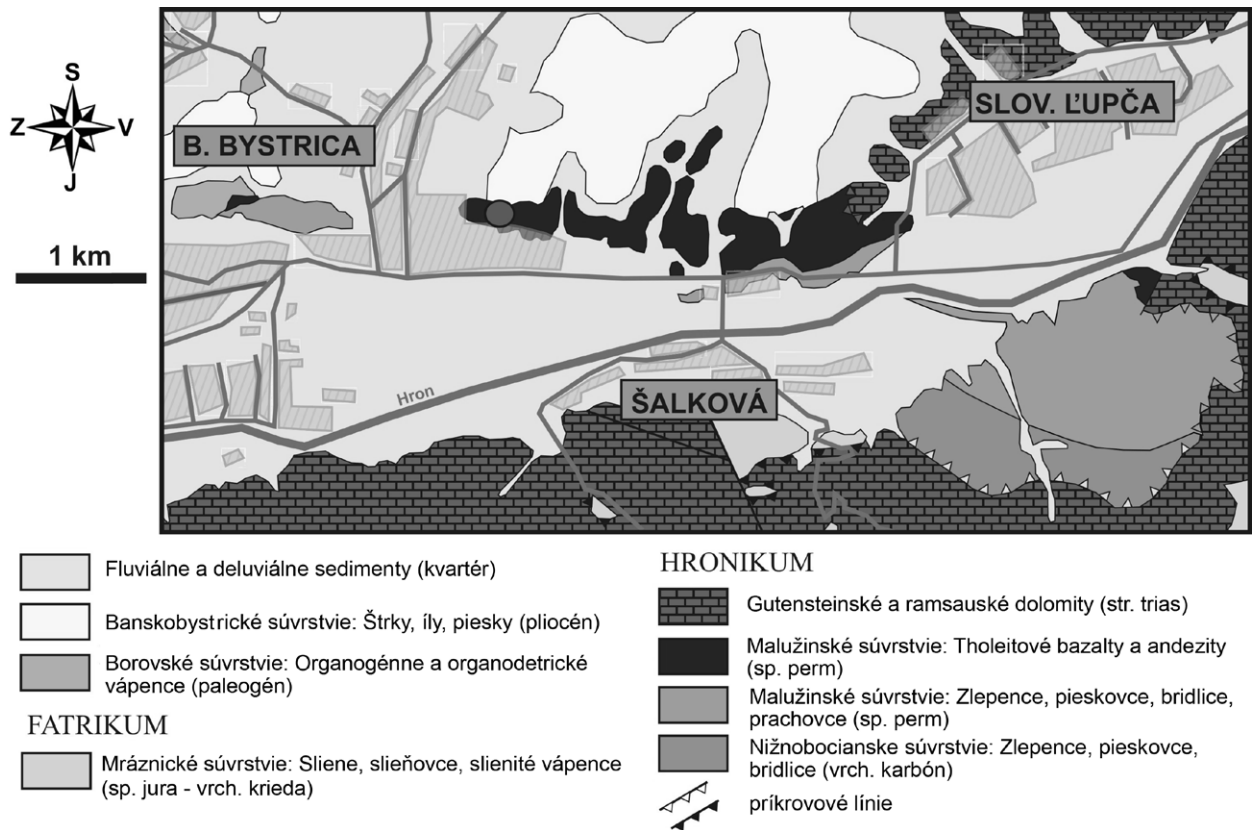
Úvod

Medená mineralizácia v permských bazaltoch hronika je známa z viacerých lokalít, hlavne z Kozích Chrbtov (lokality Kozí Kameň, Kvetnica, Lopušná dolina a iné; Kantor 1951; Antaš 1963; Ferenc, Rojkovič 2001), Malužinej (Friedl 1985; Koděra et al. 1989) a Malých Karpát (Hornáček 1983). V menšom rozsahu je tento typ mineralizácie vyvinutý aj v blízkosti Banskej Bystrice (výskyt Lazina v blízkosti mestskej časti Senica). Lokalita leží asi 600 m východne od južnej časti obce Senica, 850 m jz. od kóty Lazina (488 m), v nadmorskej výške okolo 400 m. Geografické koordináty centrálnej časti výskytu sú: N 48°44.725', E 19°11.816'. V minulosti tu bol zrejme robený iba prieskum na Cu rudy, o čom svedčí len niekoľko menších háld zarastených vegetáciou. Historické zmienky o lokalite nie sú známe. Novšie sa tento

výskyt spomína len sporadicky (Horák 1959; Horal 1971; Matějka in Koděra et al. 1989; Slavkay et al. 1990; Polák et al. 2003). Stručný opis minerálnej asociácie z lokality Lazina bol opísaný v práci Vlasáč et al. (2017). Predložený príspevok je venovaný bližšej charakteristike chemického zloženia zistených minerálnych fáz a ich vzájomným mikroštruktúrnym vzťahom.

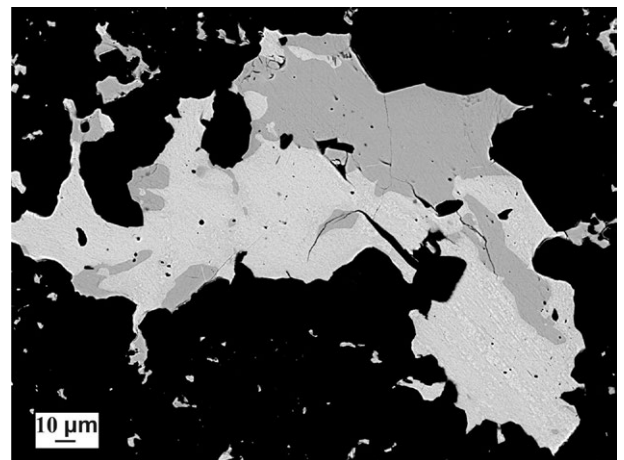
Geologická stavba okolia výskytu

V najväčšej miere je širšie okolie študovaného výskytu budované horninami hronika. Jeho bazálna časť je tvorená ipolítickou skupinou zo sledom začínajúcim vrchnokarbońským nižnobocianským súvrstvím, ktoré je zložené z cyklicky usporiadanými klastickými sedimentmi (zlepence, pieskovce), miestami s polohami vulkanitov dacitového zloženia. Cu mineralizácia sa sústreďuje do úzkeho

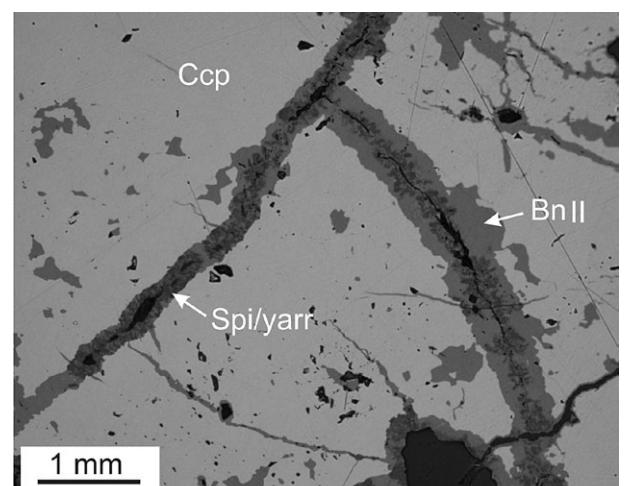


Obr. 1 Schéma geologickej stavby okolia výskytu Lazina pri Banskej Bystrici (podľa Polák et al. 2003).

pruhu permských paleobazaltov malužinského súvrstvia hronika, ktoré vystupujú vo v. časti Banskej Bystrice. Malužinské súvrstvie je tvorené niekoľkými striedajúcimi sa lávovými prúdmi s pyroklastikami, medzi ktorými sa môžu nachádzať tenké telesá klastických sedimentov (Vozárová, Vozár 1981). Paleobazalty sú kompaktné alebo výrazne porézne (najmä s. od Šalkovej). Dutiny po uniknutých plynch sú niekedy vyplnené SiO_2 hmotami, karbonátmi, respektíve aj prehnitom alebo pumpellyitom (Vrána 1966; Zorkovský, Radzo 1969). Mezozoikum hronika tvoria hrubé lavice ramsauských a hlavných dolomitov spodného až stredného triasu, poprípade gutensteinské vápence stredného triasu. Fatrikum reprezentujú jurské až spodnokriedové, tmavosivé slienité vápence a sliene mráznickeho súvrstvia. Paleogén je tvorený borovským súvrstvom v z. časti územia. Borovské súvrstvie je tvorené pestrou asociáciou karbonátových psefitov, psamitov a detritických karbonátov s hojným podielom organickej zložky (Polák et al. 2003). Banskobystrické súvrstvie, v s. časti územia, predstavuje neogénny (pliocén) súbor fluviálnych štrkov, pieskov a ílov. Hlavnou náplňou súvrstvia sú klasty najmä triasových kremencov, kremeňa a kryštalických hornín „paleohrona“ (Andrusov in Polák et al. 2003). Kvartér reprezentujú litofaciálne nečlenené nívne hliny, alebo piesčité až štrkovité hliny dolinných nív a nív horských potokov (obr. 1).



Obr. 2 Bornit (sivý) zatláčaný djurleitom (svetlosivý) v kremeni (čierny). BSE foto T. Mikuš.



Obr. 3 Chalkopyrit (Ccp) po trhlinách zatláčaný bornitom (Bn) a následne spionkopitom a yarrowitom (Spi/yarr). V odrazenom svetle, foto J. Vlasáč.

Tabuľka 1 Mikrosondové analýzy bornitu

anal.	1	2	3	4	5	6	7	8
Cu	62.71	63.00	62.93	62.65	63.05	63.71	62.77	63.21
Fe	11.14	11.18	11.16	11.08	10.98	11.20	11.14	11.14
Ag	0.24	0.05	0.05	0.05	0.03	0.04	0.04	0.08
Bi	0.00	0.31	0.00	0.00	0.06	0.36	0.28	0.00
Cd	0.08	0.01	0.07	0.04	0.00	0.05	0.05	0.04
Pb	0.00	0.00	0.05	0.06	0.11	0.05	0.09	0.02
Co	0.01	0.01	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.01
S	25.26	24.99	25.42	25.04	25.25	25.17	25.42	25.26
Σ (hm. %)	99.44	99.53	99.70	98.94	99.51	100.60	99.81	99.77
Cu	4.989	5.024	4.989	5.013	5.016	5.034	4.981	5.015
Fe	1.009	1.014	1.006	1.008	0.994	1.007	1.006	1.006
Ag	0.011	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002	0.004
Bi	0.000	0.007	0.000	0.000	0.002	0.009	0.007	0.000
Cd	0.004	0.000	0.003	0.002	0.000	0.002	0.002	0.002
Pb	0.000	0.000	0.001	0.002	0.003	0.001	0.002	0.001
Co	0.001	0.000	0.002	0.002	0.002	0.003	0.002	0.001
S	3.984	3.951	3.996	3.972	3.981	3.942	3.998	3.972

Analýzy sú prepočítané na sumu 10 atómov.

Tabuľka 2 Mikrosondové analýzy chalkopyritu

anal.	1	2	3	4
Cu	34.09	34.15	34.66	35.77
Fe	30.26	30.30	30.42	29.17
Pb	0.07	0.13	0.14	0.03
Co	0.06	0.07	0.08	0.05
Cd	0.07	0.02	0.05	0.01
Ag	0.01	0.01	0.02	0.02
S	34.24	34.82	35.14	34.38
Σ (hm. %)	98.80	99.49	100.51	99.44
Cu	0.999	0.991	0.997	1.042
Fe	1.009	1.001	0.995	0.968
Pb	0.001	0.001	0.001	0.000
Co	0.002	0.002	0.002	0.002
Cd	0.001	0.000	0.001	0.000
Ag	0.000	0.000	0.000	0.000
S	1.988	2.003	2.003	1.986

Analýzy sú prepočítané na sumu 4 atómov.

Tabuľka 3 Mikrosondové analýzy pyritu I

anal.	1	2	3	4	5	6	7
Fe	45.84	45.08	44.58	45.87	44.98	45.85	45.18
Cu	0.18	0.08	0.38	0.32	0.16	0.25	0.18
Pb	0.52	0.58	0.90	0.19	1.53	0.39	0.25
Co	0.13	0.10	0.24	0.07	0.07	0.09	0.08
As	0.10	0.06	0.05	0.09	0.00	0.00	0.15
Cd	0.04	0.02	0.04	0.06	0.06	0.05	0.02
Ag	0.02	0.04	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00
Ni	0.01	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03
S	52.98	52.03	51.93	52.68	52.06	52.74	53.55
Σ (hm. %)	99.82	98.00	98.19	99.28	98.87	99.37	99.44
Fe	0.992	0.993	0.984	0.996	0.990	0.996	0.976
Cu	0.003	0.002	0.007	0.006	0.003	0.005	0.003
Pb	0.003	0.003	0.005	0.001	0.009	0.002	0.001
Co	0.003	0.002	0.005	0.001	0.002	0.002	0.002
As	0.002	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.002
Cd	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000
Ag	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001
S	1.997	1.997	1.996	1.993	1.996	1.995	2.015

Analýzy sú prepočítané na sumu 3 atómov.

Metodika

Optické vlastnosti minerálov boli študované z leštených výbrusov v prechádzajúcom i odrazenom svetle (polarizačný mikroskop Nikon Eclipse LV 100 Pol, FPV UMB). Chemické zloženie jednotlivých minerálov bolo stanovené pomocou elektrónového mikroanalyzátoru Jeol -JXA-8530F (Ústav vied o Zemi SAV, Banská Bystrica). Mikroanalyzátor sa využil nielen pre bodové vlnovodisperzné mikroanalýzy (WDS), ale aj pre fotodokumentáciu v späťne rozptýlených elektrónoch (BSE). WDS mikroanalýzy sa robili za nasledujúcich podmienok: merací prúd 20 nA, urýchľovacie napätie 20 kV, priemer elektrónového lúča 2 μ m. Detekčné limity sú uvádzané v ppm. Použité štandardy a ich spektrálne čiary pre sulfidy: Ag(L α , 45) - Ag, S(K α , 26) - pyrit, Cu(K α , 39) a Fe(K α , 26) - chalkopyrit, As(L β , 208) - GaAs, Se(L β , 281) - Bi₂Se₃, Cd(L α , 55) - CdTe, Sb(L α , 47) - antimonit, Hg(M α , 101) - cinabarit, Bi(L α , 240) - Bi₂S₃, Pb(M α , 93) - galenit, Ni(K α , 32) - gersdorffit, Co(K α , 32) - Co, Zn(K α , 45) - sfalerit. Použité štandardy a ich spektrálne čiary pre karbonáty: Ca(K α , 25) - diopsid, Ba(M α , 105) - barit, Mn(K α , 70) - rodonit, Mg(K α , 27) - olivín, Si(K α , 74) - plagioklas an65, Sr(K α , 112) - celestín, Fe(K α , 89) - hematit, Cu(K α , 112) - kuprit, Zn(K α , 150) - willemit. Použité štandardy a ich spektrálne čiary pre silikáty: Ca(K α , 25) - diopsid, K(K α , 20) - ortoklas, P(K α , 26) - apatit, F(K α , 152) - fluorit, Na(K α , 43) - albit, Mg(K α , 24) - diopsid, Al(K α , 42) - albit, Si(K α , 25) - ortoklas, Ba(L α , 105) - barit, Zr(L α , 107) - kubický zirkón, Y(L α , 81) - YPO₄, Sr(L α , 84) - celestín, Zn(K α , 215) - willemit, Fe(K α , 111) - hematit, Cr(K α , 113) - Cr₂O₃, Mn(K α , 94) - rodonit, V(K α , 154) - ScVO₄, Ti(K α , 130) - rutil. Prvky s obsahom pod detekčný limit nie sú zahrnuté v tabuľkách uvádzaných v ďalšom texte. Namerané hodnoty prvkov boli upravené korekciou ZAF. Chemická analýza rudných vzoriek bola analyzovaná metódou ICP-ES/ICP-MS (laboratórium Bureau Veritas - AcmeLab, Kanada-Vancouver). Prášková RTG difrakčná analýza bola vykonaná na prístroji Bruker D8 Advance (Ústav vied o Zemi SAV, Banská Bystrica). Podmienky, pri ktorých sa minerály analyzovali, boli nasledovné: žiarenie CuK α (1.5418 Å) generované pri napätí 40 kV a prúde 40 mA, sústava primárnych a sekundárnych clón 0.3° - 6 mm -

0.3° - 0.2 mm, primárna a sekundárna Sollerova clona 2.5°, krok 0.02° 2 θ /1.25 s, rozsah merania 2.0° - 65.0° 2 θ . Difraktované žiarenie bolo zachytené EDS detektorom Sol-X. Pri analýzach boli použité neorientované práškové preparáty. Difrakčný záznam bol vyhodnotený pomocou programu ZDS (Ondruš 1993). Mriežkové parametre boli vypočítané metódou najmenších štvorcov počítačovým programom UnitCell (Holland, Redfern 1997).

Rudné textúry

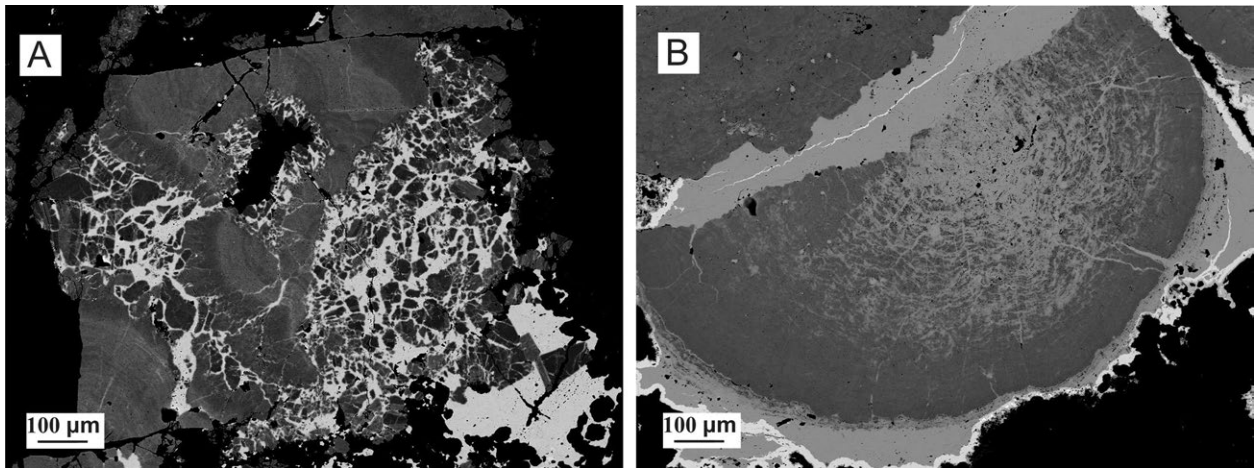
V študovaných vzorkách sme pozorovali dve hlavné minerálne asociácie. Chalkopyrit-pyritová je najčastejšia a spolu s kremeňom a kalcitom tmelí brekcie paleobazaltov. Rovnaká asociácia tvorí taktiež kolomorfné textúry, ktoré sa na lokalite vyskytujú len sporadicky a sú tvorené hlavne markazitom, pyritom a chalkopyritom, pyrit v tejto forme (kolomorfnéj) môže vykazovať zvýšený obsah Cu. Sulfidy v tomto prípade narastajú od okraja horniny v postupnosti pyrit-markazit a následne diskontinuitu

medzi nimi vyplňa geneticky mladší chalkopyrit. Sulfidy sú presekávané karbonátovými žilkami, ktoré tvoria post-sulfidický akt mineralizácie. Druhá asociácia je tvorená hlavne chalkopyritom-bornitom a vyskytuje sa v podobe symetrických textúr. Chalkopyrit a bornit sa v tomto prípade tvoria na okrajoch tenkých žíl do 5 cm vyplnených kremeňom a kalcitom, pričom sú intenzívne zatláčané Cu-S minerálnymi fázami. Ojedinele sa v haldovom materiáli nachádzajú tenké žilky do 1 cm vyplnené karbonátom a kalcitom v asociácii s epidotom.

Opis zistených minerálnych fáz

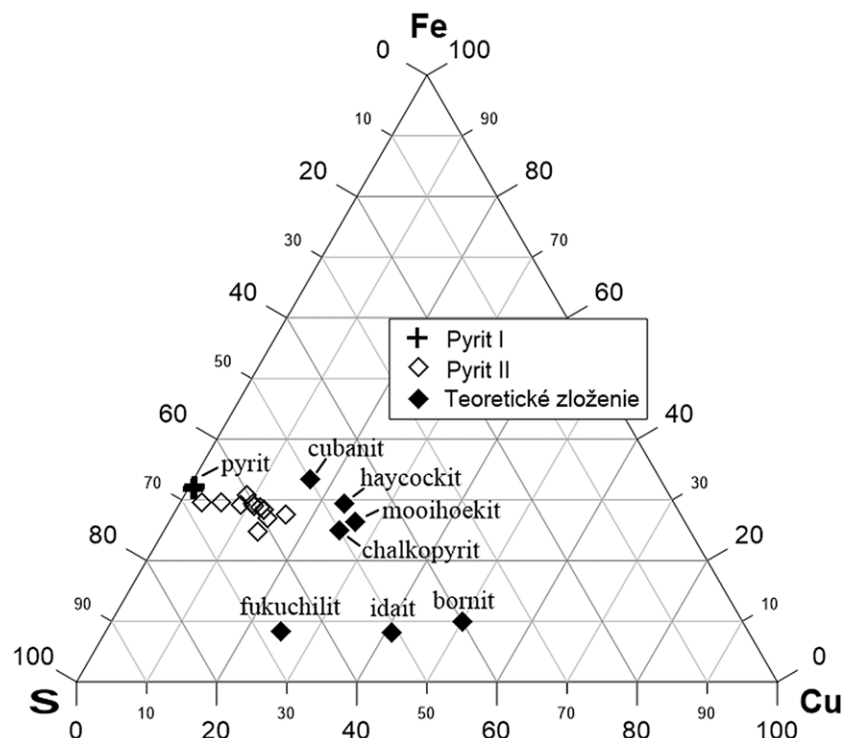
Primárne minerály

Bornit sa vyskytuje hojne v asociácii bornit-chalkopyrit s Cu-S fázami, kde patrí medzi hlavný rudný minerál a tvorí dve generácie. Bornit I je často prerastaný s chalkopyritom a pravdepodobne vznikol rozpadom tuhého roztoku Fe-Cu-S. Bornit II v žilnom kremeňi a kar-



Obr. 4a) Katakázovaný zonálny pyrit (odtíne tmavosivej), tmelený chalkopyritom (svetlosivý) v kremeňi (čierny). BSE. b) Agregát koloformného pyritu II (tmavosivý) je zatláčaný chalkopyritom (svetlosivý), ktorý je následne zatláčaný bornitom (biely) v kremeňi (čierny). BSE foto T. Mikuš.

Obr. 5 Ternárny diagram zobrazujúci zloženie pyritu I a II z Laziny v systéme Cu-Fe-S. Údaje v diagrame sú uvádzané v at. %.



bonátoch zatláča chalkopyrit a po okrajoch a trhlínkach je intenzívne zatláčaný Cu-S fázami (obr. 2). Tvorí alotriomorfne vtrúseniny veľké maximálne 0.5 cm. Chemickým zložením sa bornit I a bornit II neodlišujú. Bornity vykazujú minoritné obsahy Ag (do 0.24 hm. %; 0.01 *apfu*) a Bi (do 0.36 hm. %; 0.01 *apfu*). Priemerné zloženie bornitu (tab. 1) možno vyjadriť kryštalochemickým vzorcom $Cu_{5,01}Fe_{1,01}S_{3,98}$.

Chalkopyrit je spolu s bornitom najhojnejší rudný minerál. Tvorí masívnejšie hniezda do 2 cm alebo impregnácie v kmeni a v karbonátoch. Je zatláčaný bornitom II a Cu-S fázami (obr. 3). V niektorých prípadoch je postihnutý postmineralizačnou tektonikou. V spätne odrazených elektrónoch a v odrazenom svetle je homogénny. Často vyplňa fraktúry v intenzívne kataklázovanom pyrite (obr. 4a) a markazite. Chemické zloženie chalkopyritu sa

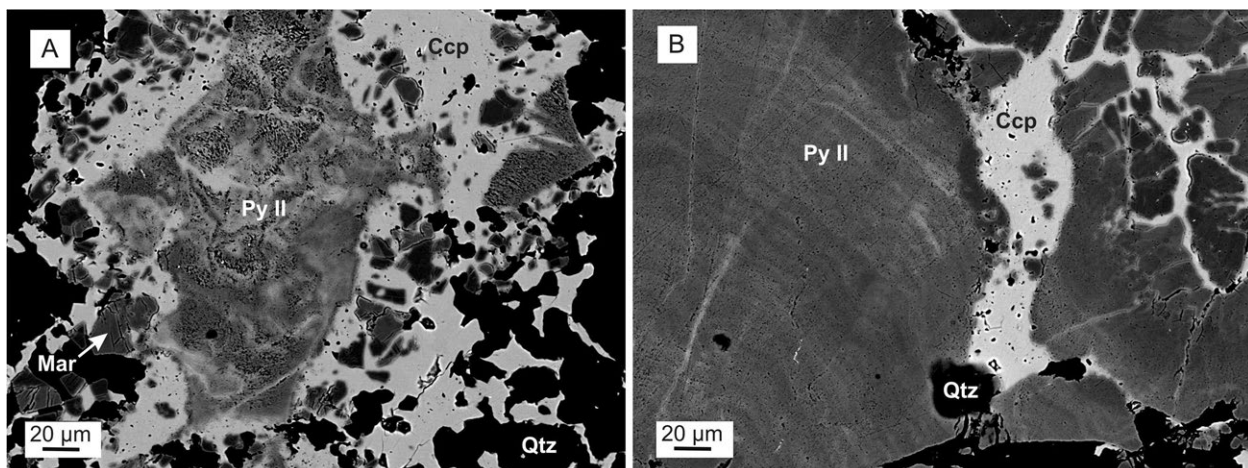
takmer nelíši od teoretického zloženia. Kryštalochemický vzorec vyjadrený zo štyroch bodových analýz (tab. 2) je $Cu_{1,01}Fe_{1,00}S_{2,00}$.

Pyrit sa v študovaných vzorkách nachádza v dvoch formách. Pyrit I tvorí izotropné, alotriomorfne zrná bielej až slabo krémovej farby. Po okrajoch sú lemované markazitom (šírka lemu do 50 μ m) a zatláčané chalkopyritom. Vo väčšom množstve sa vyskytuje pyrit II, ktorý tvorí zonálne koloformné útvary zatláčané chalkopyritom (obr. 4b), alebo je v chalkopyrite nerovnomerne rozptýlený (obr. 6a). V odrazenom svetle je izotropný a rozpoznateľný charakteristickým ružovkastým odtieňom (kvôli zvýšenému obsahu Cu). Chemické zloženie pyritu I sa od teoretického zloženia pyritu odlišuje len minimálne a jeho priemerný kryštalochemický vzorec možno vyjadriť ako $Fe_{0,99}S_{2,00}$ (tab. 3). Zloženie pyritu

Tabuľka 4 Mikrosondové analýzy anomálneho pyritu II

anal.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Fe	34.96	37.24	36.39	36.06	36.07	33.13	36.36	38.83	35.60	42.66
Cu	18.41	8.26	14.86	16.75	12.45	21.99	15.52	12.80	17.91	1.24
Pb	0.97	0.91	1.37	1.20	1.22	1.00	1.22	0.14	0.97	1.20
Co	0.65	0.90	0.59	0.67	0.71	0.47	0.69	0.11	0.83	0.82
As	0.23	0.44	0.17	0.21	0.35	0.13	0.15	0.00	0.02	0.72
Ni	0.10	0.24	0.01	0.03	0.05	0.02	0.04	0.01	0.00	0.27
Ag	0.09	0.10	0.09	0.09	0.14	0.08	0.11	0.02	0.26	0.05
Cd	0.00	0.01	0.09	0.05	0.08	0.02	0.08	0.09	0.02	0.07
Zn	0.02	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sb	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
S	41.95	46.61	42.72	42.64	44.11	38.99	43.27	43.42	42.57	51.10
Σ (hm. %)	97.42	94.74	96.33	97.90	95.29	95.85	97.48	95.45	98.21	98.13
Fe	0.836	0.877	0.873	0.740	0.873	0.857	0.864	0.820	0.862	0.843
Cu	0.387	0.171	0.313	0.402	0.313	0.350	0.262	0.478	0.323	0.373
Pb	0.006	0.006	0.009	0.006	0.009	0.008	0.008	0.007	0.008	0.006
Co	0.015	0.020	0.013	0.011	0.013	0.015	0.016	0.011	0.016	0.019
As	0.004	0.008	0.003	0.000	0.003	0.004	0.006	0.002	0.003	0.000
Ni	0.002	0.005	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000
Ag	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.003
Cd	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000
Zn	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sb	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
S	1.748	1.912	1.785	1.837	1.785	1.765	1.840	1.680	1.786	1.756
Cu/Fe	0.463	0.195	0.359	0.544	0.359	0.408	0.303	0.583	0.375	0.442

Analýzy sú prepočítané na sumu 3 atómov.

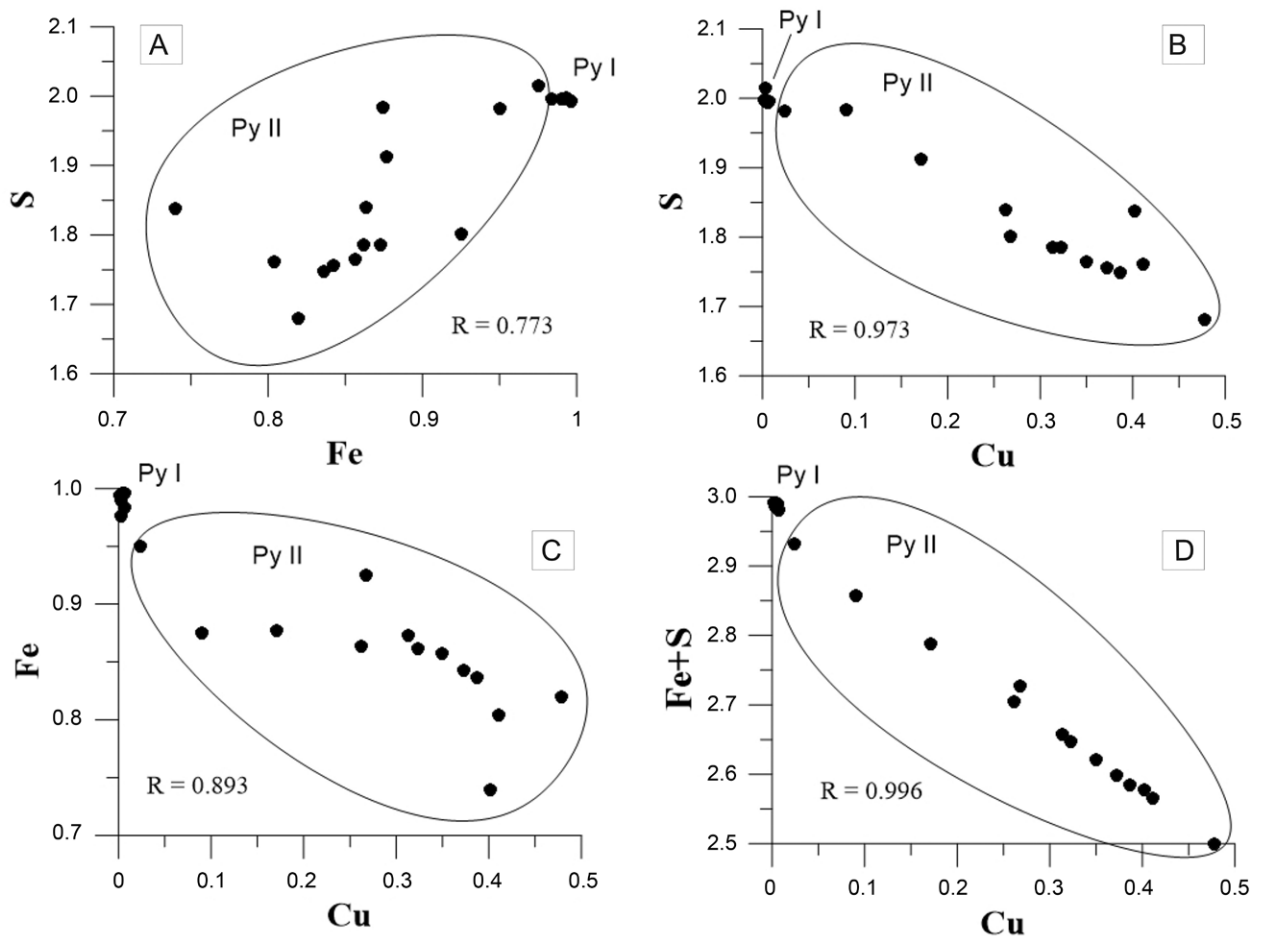


Obr. 6a) Nerovnomerne rozptýlený pyrit so zvýšeným obsahom Cu (Py II, odtiene sivej) v chalkopyrite (Ccp) v asociácii s markazitom (Mar) v kmeni (Qtz). **b)** Porézny a zonálny pyrit (Py II) zatláčaný chalkopyritom (Ccp) v kmeni (Qtz). BSE foto T. Mikuš.

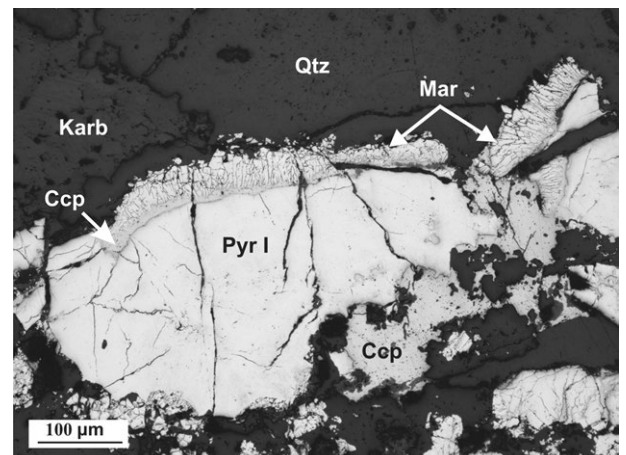
Il sa nezhoduje so žiadnymi doteraz známymi fázami v systéme Fe-Cu-S (obr. 5). Jeho chemické zloženie (tab. 4) okrem vysokého obsahu Cu (až do 21.99 hm. %; 0.48 *apfu*) vykazuje aj zvýšené množstvo prímiesí Co (do 0.90 hm. %; 0.02 *apfu*), Pb (do 1.37 hm. %; 0.01 *apfu*) a As (do 0.72 hm. %; 0.01 *apfu*). Z dôvodu pórovitosti pyritu II (obr. 6a,b) sú sumy analýz znížené. Z korelačných grafov (obr. 7a-d) hlavných prvkov zastúpených v pyritoch vyplýva, že substitúcia S/Fe je ako jediná v pozitívnej, ale slabšej korelácii. Výrazná negatívna korelácia bola zistená medzi S a Cu, veľmi dobre negatívne korelujú aj hlavné prvky na kationovej pozícii (Cu/Fe). Najvýraznejšia negatívna korelácia bola zistená medzi Fe+S vs. Cu.

Markazit sa vyskytuje pomerne často hlavne v Ccp-Py asociácii. Vytvára kataklázované prizmatické kryštály s veľkosťou do 50 μm , ktoré lemujú agregáty pyritu I aj II (obr. 8). Niekedy markazit vystupuje iba v asociácii s chalkopyritom.

Galenit bol zistený pomerne často, ale iba v podradnom množstve. Najčastejšie tvorí myrmekitické agregáty veľké do 0.1 mm (obr. 9a), alebo alotriomorfné zrná (obr. 9b) v bornite. Galenit pravdepodobne vznikol odmiešaním z nestechiometrickej taveniny Fe-Cu-S-(Pb, Cd). V chemickom zložení na kationovú pozíciu okrem Pb pristupuje aj značné množstvo Fe do 0.15 *apfu* (3.72 hm. %), čo však predstavuje inkorporáciu Fe z okolitých minerálov, vzhľadom na malé rozmery galenitových zŕn. Priemerné



Obr. 7a-d Korelačné grafy závislosti hlavných prvkov v študovaných pyritoch z Laziny. Údaje v grafoch sú uvádzané v *apfu*.

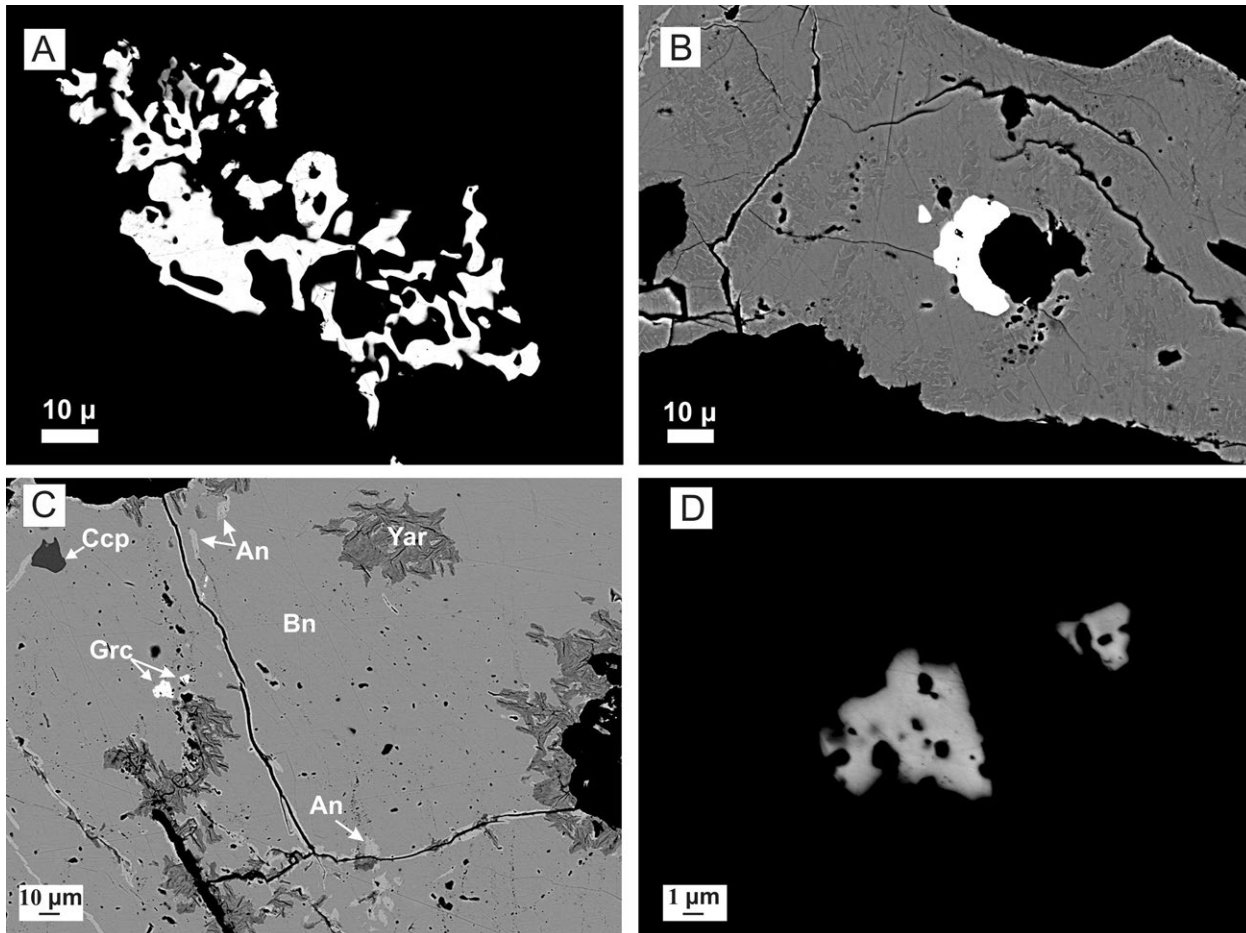


Obr. 8 Kataklázované prizmatické kryštály markazitu (Mar) narastené na starší alotriomorfný pyrit I (Pyr I) a priestor medzi nimi vyplnía mladší chalkopyrit (Ccp). Okolie je tvorené kremeňom (Qtz) a karbonátmi (Karb). V odrazenom svetle, foto J. Vlasáč.

zloženie galenitu na bázu 2 atómov možno vyjadriť empirickým vzorcom $Pb_{0.95}Fe_{0.07}S_{0.98}$ (tab. 5).

Greenockit bol zistený len v jednej vzorke v podobe alotriomorfných max. 10 μ m zrn v bornite (obr. 9c), pričom obsahuje inklúzie chalkopyritu. V skrížených nikoloch má sivomodrú farbu a prejavuje slabú anizotropiu. Chemicky sa od ideálneho zloženia odlišuje hlavne prístupovaním dvojmocného Fe (do 3.13 hm. %; 0.01 *apfu*, tab. 6), ktoré

je pravdepodobne inkorporované z okolitého bornitu. Z ostatných prímiesí boli v greenockite vo veľmi nízkych obsahoch zistené aj Zn, Hg a Sb ($\Sigma_{Zn, Hg, Sb}$ do 0.32 hm. %; 0.004 *apfu*). Napriek kolísaniu obsahu Cd v zložení greenockitu je v spätne odrazených elektrónoch homogénny (obr. 9d). Genéza greenockitu je rovnaká ako pri galenite. Kryštalochemický vzorec (priemer 4 analýz) možno vyjadriť ako $(Cd_{0.89}Fe_{0.07})_{\Sigma 0.96}S_{1.04}$.



Obr. 9a) Myrmekitický agregát galenitu (biely) v bornite (čierny). **b)** Alotriomorfné zrná galenitu (biele) v bornite (sivý). **c)** Nepravidelné zrná greenockitu (Grc) v bornite (Bn) v asociácii s chalkopyritom (Ccp), yarrowitom (Yar) a anilitom (An). **d)** Detail zrn greenockitu v bornite. Izometrické čierne zrná v greenockite sú inklúzie chalkopyritu. BSE foto T. Mikuš.

Tabulka 5 Mikrosondové analýzy galenitu

anal.	1	2	3	4
Pb	84.93	86.99	84.46	82.49
Fe	0.47	0.04	2.52	3.72
Cd	0.04	0.05	0.14	0.17
Ag	0.00	0.00	0.01	0.09
Zn	0.00	0.00	0.04	0.04
Ni	0.00	0.01	0.01	0.02
S	13.18	12.91	13.60	14.55
Σ (hm. %)	98.63	100.00	100.78	101.07
Pb	0.988	1.019	0.927	0.864
Fe	0.020	0.002	0.103	0.145
Cd	0.001	0.001	0.003	0.003
Ag	0.000	0.000	0.000	0.002
Zn	0.000	0.000	0.001	0.001
Ni	0.000	0.000	0.000	0.001
S	0.991	0.978	0.965	0.985

Analýzy sú prepočítané na sumu 2 atómov.

Tabulka 6 Mikrosondové analýzy greenockitu

anal.	1	2	3	4
Cd	76.58	73.94	69.04	73.21
Fe	0.84	1.37	3.13	2.12
Zn	0.03	0.02	0.03	0.04
Hg	0.10	0.11	0.09	0.14
Sb	0.06	0.16	0.00	0.14
S	21.98	22.37	23.38	23.66
Σ (hm. %)	99.58	97.96	95.67	99.31
Cd	0.985	0.952	0.877	0.911
Fe	0.022	0.035	0.080	0.053
Zn	0.001	0.000	0.001	0.001
Hg	0.001	0.001	0.001	0.001
Sb	0.001	0.002	0.000	0.002
S	0.991	1.010	1.041	1.032

Atómové koeficienty sú počítané na bázu 2 atómov.

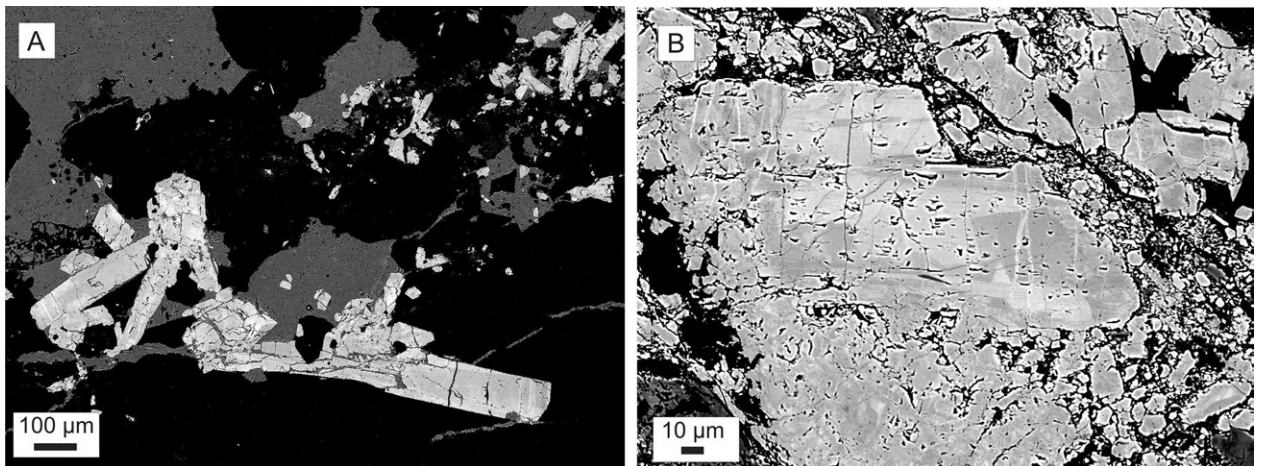
Kalcit tvorí na študovanej lokalite spolu s kremeňom podstatnú časť žilnej výplne. Makroskopicky vytvára biele jemnozrnné až hrubokryštalické agregáty s dobrou štiepateľnosťou. Mikroskopicky tvorí hypidiomorfné až idiomorfné kryštály, v niektorých prípadoch s lamelami dvojčatenia. Pozorované boli dve generácie kalcitu. Kalcit I je masívny, vystupuje na kontakte s horninou a je presekávaný početnými nepravidelnými kremennými žilkami. Kalcit II tvorí žilky presekávajúce kalcit I aj žilný kremeň. Z hľadiska chemického zloženia obsahujú študované kalcity iba nepodstatný obsah prímiesi Fe, Mn, Mg (tab. 7). Od teoretického chemického zloženia sa neodlišuje a jeho empirický vzorec možno (8 analýz) vyjadriť ako $\text{Ca}_{1,00}(\text{CO}_{3,00})$.

Kremeň je hojný nerudný minerál. V haldovom materiáli sa vyskytuje v podobe až 10 cm veľkých úlomkov, ktoré obsahujú hniezda Cu sulfidov. Kremeň sa na študovanej lokalite nachádza v troch generáciách. Kremeň I pripisujeme predrudnej mineralizácii a vyplňa dutiny po uniknutých plynch v paleobazalte a často sú presekávané kalcitom I.

Tabuľka 7 Mikrosondové analýzy kalcitu

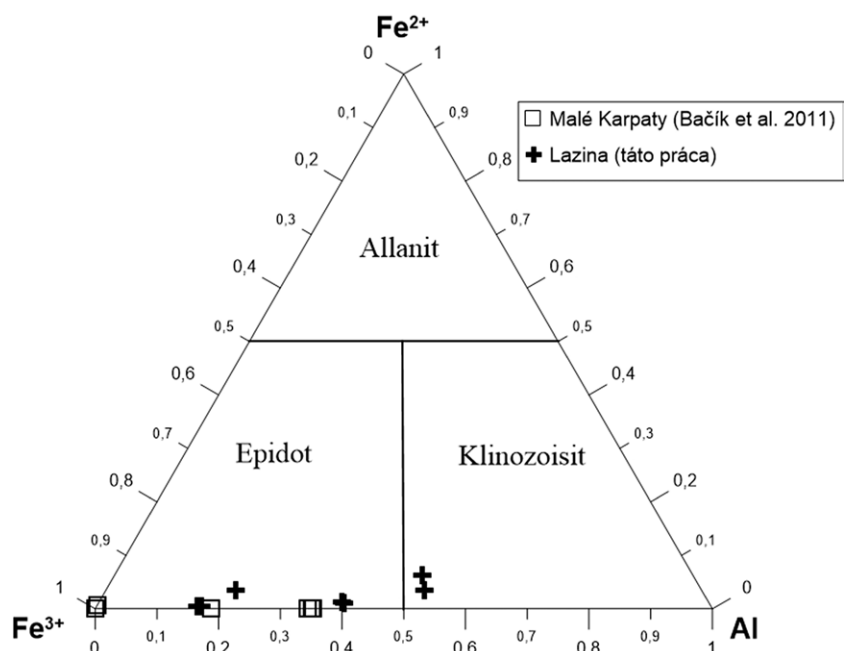
anal.	1	2	3	4	5	6
CaO	56.30	56.04	55.88	55.80	56.29	56.34
BaO	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01
MnO	0.11	0.00	0.14	0.09	0.05	0.06
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
SiO ₂	0.01	0.02	0.06	0.07	0.01	0.00
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02
FeO	0.05	0.03	0.06	0.04	0.00	0.05
CO ₂	44.30	44.03	44.06	43.99	44.23	44.31
Σ(hm.%)	100.78	100.12	100.21	100.04	100.60	100.80
Ca	0.998	0.999	0.995	0.998	0.999	0.998
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.001	0.000	0.002	0.001	0.001	0.001
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Si	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Fe	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001

Analýzy sú počítané na sumu 3 kyslíkov.



Obr. 10a) Prizmatické kryštály zonálneho epidotu (svetlosivý) v kalcite (tmavosivý) a kremeňi (čierny). b) Nepravidelné zrná zonálneho epidotu (svetlosivý), ktorý chemickým zložením prechádza až do klinozoisitu (tmavší odtieň sivej). BSE foto T. Mikuš.

Obr. 11 Ternárny klasifikačný diagram epidotovej skupiny v systéme Fe^{3+} -Al- Fe^{2+} na katiónovej pozícii M3. Údaje v diagrame sú uvádzané v apfu.



V dôsledku silicifikácie vznikol kremeň II, ktorý zatláča horninové okolie rudných žíl. Najmladší kremeň III tvorí podstatnú časť nerudnej výplne na lokalite Lazina. Spolu s kalcitom tmelí úlomky bazaltov v brekciách, alebo tvorí výplň tenkých žiliek spolu s bornitom a chalkopyritom (+ Cu-S minerály). Makroskopicky je masívny, mliečno-bielej až sivej farby.

Minerály **epidot-klinozoisitového** radu na lokalite Lazina tvoria samostatnú fázu mineralizácie a tvoria tenké žily (do 1 cm) s výplňou: klinozoisit, epidot, kalcit, kremeň. Makroskopicky epidot aj klinozoisit tvoria v žilovine nepravidelné zhluky žltozelenej farby. V mikromierke tvoria hipidiomorfné až idiomorfné prizmatické kryštály miestami kataklázované a fraktúry sú vyplnené kalcitom (obr. 10a), tiež aj masy kataklázovaných kryštálov, ktoré sú často zonálne (obr. 10b). Na rozdiel od epidotu napríklad z permských bazaltov Malých Karpát (Bačik et al. 2011), sa chemické zloženie minerálov epidot-klinozoisitového radu vyznačuje zvýšeným obsahom Al a Fe²⁺ (obr. 11). Mikrosondové analýzy epidotu a klinozoisitu preukázali zvýšený obsah Sr v rozsahu 0.02 - 0.08 *apfu* Sr (0.47 - 1.66 hm. % SrO; tab. 8).

Tabuľka 8 Mikrosondové analýzy epidotu (anal. 1-5) a klinozoisitu (anal. 6-7)

anal.	1	2	3	4	5	6	7
CaO	22.94	22.81	23.35	23.28	23.181	22.78	23.16
Na ₂ O	0.02	0.02	0.03	0.01	0.01	0.02	0.00
MgO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
Al ₂ O ₃	27.41	22.06	22.93	25.46	22.30	27.18	25.49
SiO ₂	37.39	37.18	37.46	37.97	37.58	37.71	37.44
BaO	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.09	0.00
SrO	1.57	0.47	0.49	0.55	0.46	1.66	0.63
Fe ₂ O ₃	7.74	14.72	13.25	10.53	14.48	7.83	10.92
FeO	1.00	0.08	0.55	0.18	0.09	0.54	0.19
MnO	0.07	0.06	0.03	0.19	0.01	0.10	0.04
TiO ₂	0.04	0.00	0.04	0.04	0.00	0.15	0.36
H ₂ O	1.88	1.85	1.85	1.89	1.85	1.89	1.88
Σ(hm.%)	100.04	100.07	100.00	100.11	100.68	99.84	99.83
Si	3.038	3.113	3.095	3.072	3.118	3.030	3.005
ΣT	3.038	3.113	3.095	3.072	3.118	3.030	3.005
Al	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
ΣM1	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Al	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
ΣM2	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Mn	0.002	0.004	0.002	0.013	0.001	0.007	0.005
Ti	0.022	0.000	0.003	0.003	0.000	0.009	0.003
Fe ²⁺	0.013	0.005	0.038	0.012	0.006	0.038	0.075
Mg	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000
Fe ³⁺	0.661	0.899	0.832	0.636	0.878	0.499	0.523
Al	0.437	0.177	0.233	0.427	0.180	0.574	0.596
ΣM3	1.136	1.086	1.107	1.091	1.065	1.129	1.202
Ca	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
ΣA1	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Ca	1.013	1.046	1.066	1.018	1.060	0.961	0.975
Sr	0.030	0.023	0.024	0.026	0.022	0.077	0.073
ΣA2	1.043	1.069	1.090	1.043	1.083	1.038	1.049
OH-	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000

Analýzy sú počítané na sumu 12.5 kyslíkov. FeO a Fe₂O₃ sú vypočítané z nábojovej bilancie. H₂O je vypočítané pre 1 OH.

Sekundárne minerály

Minerálne fázy v systéme Cu-S tvoria modré kovo-volesklé povlaky do niekoľko mm v asociácii s bornitom a chalkopyritom, ktoré po okraji a puklinách intenzívne zatláčajú. V odrazenom svetle vytvárajú šupinkovité kryštály respektíve ich lištovité prierezy, alebo masívne agregáty rôznych odtieňov modrej a s výraznou až slabou anizotropiou. Pomerne hojným minerálom na študovanej lokalite je **djurleit**, s pomerom kat./an. v rozmedzí 1.85 - 1.95 (1.94 v ideálnom djurleite). Vyznačuje sa zvýšeným obsahom Ag (do 0.31 hm. %; 0.07 *apfu*) a Fe (do 0.23 hm. %; 0.10 *apfu*). Priemerný kryštalochemický vzorec djurleitu (7 analýz) možno vyjadriť ako (Cu_{30.76}Ag_{0.05}Bi_{0.03}Fe_{0.03}Cd_{0.01}Pb_{0.01})_{Σ30.88}(S_{16.10}Se_{0.02})_{Σ16.12}. Pomer kat./an v **anilite** sa pohybuje v rozsahu 1.72 - 1.73 (1.75 v ideálnom anilite). Od ideálneho chemického zloženia sa študovaná fáza líši zvýšeným obsahom Fe (do 4.88 hm. %; 0.49 *apfu*). Z priemeru troch bodových analýz možno chemické zloženie anilitu z Laziny vyjadriť ako (Cu_{6.64}Fe_{0.31}Ag_{0.01}Bi_{0.01})_{Σ6.97}S_{4.03}. Minerálna fáza s pomerom kat./an. v rozmedzí 1.20 - 1.22 zodpovedá pre-

chodnej fáze medzi **spionkopitom** a **yarrowitom** a v jednom prípade sa jedná o fázu blízku k teoretickému chemickému zloženiu yarrowitu (tab. 9, obr. 12). Z minoritných prvkov v chemickom zložení dominuje Fe (do 2.61 hm. %; 0.4 *apfu*), Ag (do 0.47 hm. %; 0.03 *apfu*) a v menšej miere Bi (do 0.68 hm. %; 0.03 *apfu*). Z priemeru štyroch bodových analýz vyjadruje zloženie tejto minerálnej fázy empirický vzorec (Cu_{8.93}Fe_{0.31}Ag_{0.03}Bi_{0.01})_{Σ9.29}S_{7.71}.

Malachit je pomerne hojný, hlavne v častiach bohatých na sulfidy. Vystupuje však iba v podradnom množstve. Tvorí ihličkovité kryštály (dĺžka do 50 μm) koncentrované do pologuľovitých agregátov. Vystupuje v dutinách a puklinách Fe oxidov a hydroxidov alebo v dutinách kremeňa.

Jarosit sa v haldovom materiáli vyskytuje pomerne často. Tvorí práškovité povlaky na oxidovaných sulfidoch, v ktorých vyplňa pukliny, alebo sa tvorí na povrchu zvetranej horniny. Identifikovaný bol pomocou RTG difraktometrickej analýzy. RTG záznam jarositu je uvedený v tabuľke 10. Vypočítané mriežkové parametre jarositu v porovnaní s niektorými publikovanými údajmi ilustruje tabuľka 11.

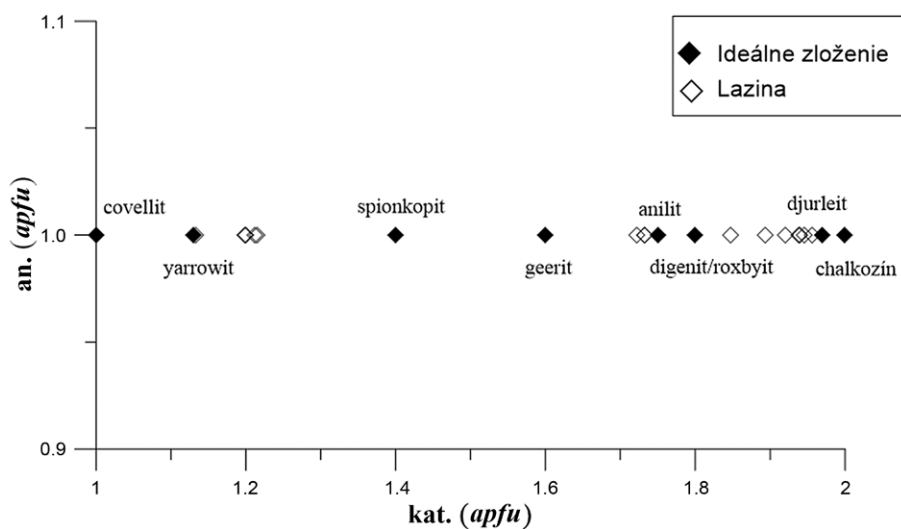
Diskusia a závery

V permských paleobazaltoch hronika sa nachádza niekoľko typov mineralizácií, ale niektoré z nich na lokalite Lazina pri Banskej Bystrici absentujú. Z lokality Kvetnica (v. časť Kozích Chrbtov) bola opísaná chalkopyritová paragenéza v podobe výplne amygdaloidných dutín,

Tabulka 9 Mikrosondové analýzy minerálov v systéme Cu-S (anal. 1-3 djurleit, 4-6 anilit, 7-9 spionkopit/yarrowit, 10 yarrowit)

anal.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Cu	78.88	77.96	78.85	72.30	74.85	75.93	65.31	66.60	66.65	66.19
Fe	0.23	0.08	0.01	4.88	2.47	1.86	2.61	2.28	2.06	1.27
Ag	0.30	0.31	0.11	0.03	0.13	0.18	0.47	0.42	0.38	0.36
Pb	0.00	0.02	0.08	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.13	0.00
Bi	0.00	0.00	0.15	0.25	0.28	0.10	0.60	0.00	0.68	0.05
Cd	0.03	0.03	0.06	0.03	0.02	0.03	0.04	0.04	0.08	0.02
Hg	0.00	0.02	0.00	0.00	0.04	0.06	0.03	0.00	0.00	0.07
Co	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Se	0.00	0.09	0.00	0.09	0.00	0.00	0.13	0.00	0.00	0.00
S	20.58	20.58	20.56	22.86	22.68	22.79	28.67	29.21	28.85	30.23
Σ(hm. %)	100.02	99.08	99.83	100.49	100.47	100.95	97.84	98.54	98.83	98.20
Cu	30.862	30.761	30.936	6.446	6.705	6.769	8.833	8.890	8.943	8.802
Fe	0.102	0.034	0.006	0.495	0.252	0.188	0.401	0.347	0.314	0.192
Ag	0.070	0.073	0.026	0.001	0.007	0.009	0.037	0.033	0.030	0.028
Pb	0.000	0.002	0.010	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000
Bi	0.000	0.000	0.017	0.007	0.008	0.003	0.025	0.000	0.028	0.002
Cd	0.007	0.007	0.013	0.002	0.001	0.001	0.003	0.003	0.006	0.002
Hg	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.002	0.001	0.000	0.000	0.003
Co	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000
Se	0.000	0.027	0.000	0.006	0.000	0.000	0.014	0.000	0.000	0.000
S	15.959	16.094	15.991	4.041	4.026	4.026	7.686	7.728	7.673	7.970
Kat./an.	1.95	1.92	1.94	1.72	1.73	1.73	1.21	1.20	1.22	1.13

Analýzy sú počítané na počet atómov v ideálnom vzorci.

**Obr. 12** Graf pomeru prvkov na aniónovej a kationovej pozícii (apfu) v mineráloch v systéme Cu-S.**Tabulka 10** Rentgenový difrakčný záznam jarositu z Laziny

<i>h</i>	<i>k</i>	<i>l</i>	<i>d_{obs}</i>	<i>I_{obs}</i>	<i>d_{calc}</i>	<i>h</i>	<i>k</i>	<i>l</i>	<i>d_{obs}</i>	<i>I_{obs}</i>	<i>d_{calc}</i>	<i>h</i>	<i>k</i>	<i>l</i>	<i>d_{obs}</i>	<i>I_{obs}</i>	<i>d_{calc}</i>
1	0	1	5.932	35	5.937	2	0	2	2.968	11	2.970	0	2	7	1.939	6	1.939
0	0	3	5.727	28	5.726	0	2	4	2.548	26	2.547	2	2	0	1.827	18	1.826
0	1	2	5.092	73	5.094	2	1	1	2.368	1	2.368	2	2	3	1.739	4	1.740
1	1	0	3.650	16	3.652	1	0	7	2.288	20	2.288	2	2	6	1.539	9	1.540
0	2	1	3.112	60	3.111	0	3	3	1.979	21	1.979	4	0	4	1.484	2	1.484
1	1	3	3.079	100	3.079												

Tabulka 11 Mriežkové parametre jarositu z Laziny v porovnaní s dostupnými publikovanými údajmi pre trigonálnu priestorovú grupu R-3m

citácia	a (Å)	c (Å)	V (Å ³)
táto práca	7.305(2)	17.178(1)	794.02(1)
Števkó et al. (2017)	7.296(3)	17.220(2)	793.80(4)
Pauliš et al. (2015)	7.295(7)	17.198(1)	792.5(8)
Sato et al. (2009)	7.277(8)	17.224(2)	789.85

ktorá vznikla pri tuhnutí paleobazaltov a je nazývaná ako staršia perióda (Antaš 1963; Ferenc, Rojkovič 2001). Na lokalite Lazina je táto perióda zastúpená iba SiO_2 hmotami, prípadne kalcitom a sulfidy vo výplni dutín neboli zistené. Iničiálny akt hydrotermálnej mineralizácie v bazaltoch môže reprezentovať kremeň-kalcit-epidotová(-klnozoisitová) mineralizácia. Asociácia kremeň-kalcit-epidot je v paleobazaltoch rozšírená pomerne hojne (Bačík et al. 2001) s väzbou na kataklázované/mylonitizované tektonické zóny súvisiace s vrchnokriedovým presunom príkrovov (Plašienka 2003). Z dôvodu nedostatku materiálu na haldách a neprístupnosti štôlne je určenie vzťahu medzi rudnou mineralizáciou a kremeň-kalcit-epidotovou(-klnozoisitovou) mineralizáciou problematické. Pre paleobazalty hronika je typická žilná baritová mineralizácia so sulfidmi (Malužiná, Malé Karpaty, Kozie chrbty), ktorá vznikala bezprostredne po otvorení alpínskych tektonických štruktúr počas presunu príkrovu hronika (Petro 1974). V haldovom materiáli lokality Lazina tento typ mineralizácie nebol identifikovaný. Absencia baritu môže byť zapríčinená odlišnosťou zdroja fluíd pri mineralizácii, teda podložné respektíve okolné horniny bazaltov pri vý-

voji mineralizácie mohli byť odlišné ako v prípade Kozích Chrbtoch, Malužinej a Malých Karpatoch (sensu Petro 1974). Podľa zvyškov zrudnenej žiloviny z hald, mineralizácia na lokalite Lazina je zastúpená kremeň-kalcitovým žilníkom so sulfidmi a tiež mineralizáciou v zónach zbrekciovania bazaltov. V porovnaní s ostatnými výskytmi zrudnenia tohto typu v hroniku je sulfidická mineralizácia takmer identická. Z mineralogického hľadiska sa študovaná lokalita odlišuje hlavne neprítomnosťou Ni-Co minerálov (gersdorffit, carrollit, siegenit), ktoré v Kozích Chrbtoch a Malých Karpatoch tvoria jednu periódu mineralizácie (Antaš 1963; Ferenc, Rojkovič 2001). Absenciu niklu a kobaltu v rudách potvrdzujú aj chemické analýzy (tab. 12). Chemické analýzy boli urobené z oboch typov mineralizácie. Prvý typ, chalkopyritovo-pyritová asociácia, ktorá tmelí spolu s kremeňom a kalcitom brekcie paleobazaltov (tab. 12 - La/1) obsahuje hlavne Cu (4.92 %) a Fe (2.18 %), ktoré pochádzajú z chalkopyritu a v menšej miere z bornitu. Dobrý zdroj Fe poskytuje taktiež pyrit a markazit. Istá časť Fe môže byť derivovaná aj zo supergénnej mineralizácie predstavujúcu hlavne Fe oxidy a hydroxidy. Z nich pochádza pravdepodobne aj Mn, ktorého obsah ale neprevyšuje 713 ppm. Pb je zastúpené len v malých množstvách (127.7 ppm) a za jeho zdroj považujeme vo väčšej miere galenit, ktorý tvorí drobné inklúzie v chalkopyrite. Zvýšené sú obsahy Ag (106.1 ppm). Nakoľko na lokalite neboli identifikované Ag minerály, jeho obsah pochádza pravdepodobne z Cu sulfidov, kde tvorí prímеси (tab. 2, 4). Vysoký obsah Ca (11.45 %) je zapríčinený kalcitom, ktorý tvorí spolu s kremeňom najrozšírenejší nerudný žilný minerál. Zvýšené obsahy Al, Na, K pochádzajú z reliktov okolnej horniny. V druhom type (bornit-chalkopyritová asociácia; tab. 12 - La/2) nerudnú výplň reprezentuje kremeň (v prevahe) a karbonáty. Z rudných minerálov prevažuje bornit nad chalkopyritom a ich intenzívnejšia alterácia Cu-S fázami. Zvýšený obsah Cu (7.97 %) v tomto type asociácie odrzkadľuje vyšší podiel Cu na kationovej pozícii v bornite (63.31 hm. %) a Cu-S fázach (napr. djurleit - 79.34 hm. %, anilit - 77.62 hm. %). Ide teda o priamy prejav supergénného obohatenia Cu rúd. Obsah Ca (3.95 %) je nižší ako v prvom type asociácie z dôvodu dominantnosti kremeňa nad kalcitom. Obsahy ostatných prvkov sa relatívne zhodujú s prvým typom (chalkopyritovo-pyritová asociácia). Mineralogickou zvláštnosťou lokality Lazina je výskyt na Cu bohatého pyritu II (do 0.48 apfu). Vysvetlenie zvýšeného množstva Cu v pyrite je pomerne zložitá. Fleisher (1955) dospel k názoru, že väčšina Cu v pyritoch pochádza zo submikroskopických inklúzií Cu sulfidov a len v málo prípadoch sa jedná o štruktúrne viazanú meď. Hlavným dôvodom je odlišnosť kryštalochemických vlastností iónov Fe^{2+} a Cu^{2+} (Radcliffe, McSween 1969). Obmedzený výskyt takýchto fáz vo svete je zapríčinený aj z dôvodu termodynamickej nestabilnosti tuhých roztokov v systéme FeS_2 - CuS_2 (Shimazaki, Clark 1970). V prírodných podmienkach existuje len niekoľko prípadov abnormálneho zvýšenia Cu v pyrite, napríklad pyrity z polymetalického ložiska Čoka Marin (Srbsko) s obsahom Cu do 16 hm. %, pričom štruktúrne viazané bolo do 8 hm. % medi (Pačevski et al. 2008). Na vulkanogénnom ložisku typu kuroko Nukundamu na Fijii boli analyzované zonálne pyrity s obsahom do 10 hm. % Cu (Frenzel, Ottemann 1967). Väčšie množstvo Cu v pyrite (do 10 hm. %) bolo zistené aj v Cerro de Pasco v Peru (Einaudi 1968). Na lokalite Lazina sa vyskytujú dva typy pyritov. Alotriomorfný pyrit I je zatlačaný chalkopyritom podstatne v menšej miere ako koloforný pyrit II (obr.

Tabuľka 12 Chemická analýza rúd z lokality Lazina. Vzorka La/1 reprezentuje zrudnené brekcie bazaltu s výplňou chalkopyrit, pyrit, kalcit, kremeň. Vzorka La/2 reprezentuje žilný typ s dominantným bornitom, chalkopyritom, kremeňom a kalcitom.

prvok	La/1	La/2
Mo (ppm)	<0.5	0.7
Cu (ppm)	49160.1	79667.6
Pb (ppm)	127.7	62.6
Zn (ppm)	12	<5
Ag (ppm)	106.1	132.9
Ni (ppm)	7.5	7.2
Co (ppm)	7	7
Mn (ppm)	713	350
Fe (%)	2.18	2.28
As (ppm)	<5	<5
U (ppm)	2.2	12.3
Th (ppm)	<0.5	<0.5
Sr (ppm)	34	13
Cd (ppm)	1.9	1.9
Sb (ppm)	<0.5	<0.5
Bi (ppm)	1.1	1.5
V (ppm)	<10	<10
Ca (%)	11.45	3.95
P (%)	<0.01	0.008
La (ppm)	7.1	5.6
Cr (ppm)	6	9
Mg (%)	0.42	0.33
Ba (ppm)	27	5
Ti (%)	0.016	0.009
Al (%)	0.57	0.38
Na (%)	0.04	<0.01
K (%)	0.08	0.05
W (ppm)	<0.5	<0.5
Sc (ppm)	7	3.6
S (%)	1.79	3.59
Se (ppm)	<5	<2

8, obr. 4a,b). Dôvodom môže byť odlišnosť v kryštálovej štruktúre týchto dvoch typov pyritu (Radcliffe, McSween 1969). Podľa mikroskopických vzťahov bolo vylučovanie sulfidov v postupnosti: pyrit I a pyrit II → markazit → chalkopyrit, bornit I, galenit, greenockit → bornit II → Cu-S fázy. Anilit, djurleit, yarrowit, spionkopit vznikli v supergénnej zóne a alterovali staršie Cu sulfidy (chalkopyrit, bornit I a bornit II).

Pod'akovanie

Tento príspevok mohol vzniknúť vďaka finančnej podpore grantu APVV-15-0050 a projektu ITMS 26210120024.

Literatúra

- ANTAŠ L (1963) Melafýry Vikartovského chrbta - ich petrografia a význam ako surovina. MS, archív Geofond, Bratislava: 1-121
- BAČIK P, VĎAČNÝ M, OZDÍN D, KROMEL J, RUŽIČKA P (2011) Epidot z metabazaltov maluzinského súvrstvia na lokalitách Lošonec a Sološnica v Malých Karpatoch (Slovensko). Bull Mineral-petrolog Odd Nár Muz (Praha) 19(2): 182-189
- EINAUDI M T (1968) Copper zoning in pyrite from Cerro de Pasco, Peru. Am Mineral 53: 1748-1752
- FERENC Š, ROJKOVIČ I (2001) Copper mineralization in the Permian basalts of the Hronicum Unit, Slovakia. Geolines 13: 22-27
- FLEISHER M (1955) Minor elements in some sulfide minerals. Econ Geol, Fiftieth anniv, Vol II: 970-1024
- FRENZEL G, OTTEMANN J (1967) Eine Sulfidparagenese mit kupferhaltigem Zonarpyrit von Nukundamu/Fiji. Miner Deposita 1: 307-316
- FRIEDL I (1985) Štúdium mineralizácie vo vulkanických horninách permského veku na lokalite Malužiná-Svidovo. MS, archív Geofond, Bratislava: 1-64
- HOLLAND T J B, REDFERN S A T (1997) Unit cell refinement from powder diffraction data: the use of regression diagnostics. Miner Mag 61: 65-77
- HORAL KA (1971) Pamäti. MS, archív Geofond, Bratislava: 164 s
- HORÁK L (1959) Geologické pomery území mezi Banskou Bystricou, Sv. Jakubem, Priechodem a Šalkovou. MS, archív Geofond, Bratislava: 75 s
- HORNÁČEK M (1983) Štúdium mineralizácie vo vulkanických horninách permského veku na lokalite Lošonec v Malých Karpatoch. MS, diplomová práca, Prif UK, Bratislava
- KANTOR J (1951) Impregnácie medených rúd na okolí Kvetnice. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied 2: 127-150
- KODĚRA M (ED), ANDRUSOVOVA-VLČEKOVÁ G, BELEŠOVÁ O, BRITKOVÁ D, DÁVIDOVÁ Š, FEJDIOVÁ V, HURAI V, CHOVAN M, NELIŠEROVÁ E, ŽENIŠ P (1989) Topografická mineralógia Slovenska 1-3: 1-1592, Veda, Bratislava
- MATĚJKA A (1931) Géologie de la vallé du Hron dans les environs de Banská Bystrica. Knih. St. geol. Úst. Čsl. Rep. 13, A: 223-228
- ONDRUŠ P (1993) ZDS - a computer program for analysis of X-ray powder diffraction patterns. Materials Science Forum, 133-136, 297-300, EPDIC-2. Enchede
- PAČEVSKI A, LIBOWITZKY E, ŽIVKOVIČ P, DIMITRIJEVIČ R, CVETKOVIČ L (2008) Copper-bearing pyrite from Čoka Marin polymetallic deposit, Serbia: Mineral inclusions or true solid-solution? Can Mineral 46: 249-261
- PAULIŠ P, VRTIŠKA L, SEJKORA J, MALÍKOVÁ R, HLOUŠEK J, DVOŘÁK Z, GRAMBLIČKA R, POUR O, LUDVÍK J (2015) Supergenní mineralizace skarnového cínového ložiska Zlatý Kopec v Krušných horách (Česká republika). Bull mineral-petrolog Odd Nár Muz (Praha) 23(2): 182-200
- PETRO M (1974) K pôvodu žilného baritu vo výlevných horninách melafýrovej formácie. In: Materiály z III. Celoslovenskej geologickej konferencie 1, Bratislava: 327-324
- PLAŠIENKA D (2003) Dynamics of mesozoic pre-orogenic rifting in the Western Carpathians. Mitt Österr Geol Ges 93: 79-98
- POLÁK M, FILO I., HAVRILA M, BEZÁK V, KOHÚT M, KOVÁČ P, VOZÁR J, MELLO J, MAGLAY J, ELEČKO M., OLŠAVSKÝ M, PRISTAŠ J, SIMAN P, BUČEK S, HOK J, RAKÚS M, LEXA J, ŠIMON L (2003) Vysvetlivky ku geologickej mape Starohorských vrchov, Čierťaze a severnej časti Zvolenskej kotliny. 1: 50 000. ŠGÚDŠ, Bratislava: 1-218
- RADCLIFFE D, MCSWEEN H Y (1969) Copper zoning in pyrite from Cerro de Pasco, Peru: a discussion. Am Mineral 54: 1216-1217
- SATO E, NAKAI I, MIYAWAKI R, MATSUBARA S (2009) Crystal structures of alunite family minerals: beaverite, corkite, alunite, natroalunite, jarosite, svanbergite and woodhouseite. N Jb Miner Abh 185: 313-322
- SHIMAZAKI H, CLARK L A (1970) Synthetic FeS₂-CuS₂ solid solution and fukuchilite-like minerals. Can Mineral 10: 648-664
- SLAVKAY M, KNĚSL J, ČILLIK I, BLÁHA M, BIELY A, VYBÍRAL V, MAAR S, BEŇKA J (1990) Regionálna mapa ložísk a prognóz rudných surovín okolia Banskej Bystrice, M-1:50000. MS, archív Geofond, Bratislava: 269 s
- ŠTEVKO M, SEJKORA J, MALÍKOVÁ R, OZDÍN D, GARGULÁK M, MIKUŠ T (2017) Supergénne minerály z kremeňovej žily s Mo-W mineralizáciou pri Ochtinej, Spišsko-gemerské rudohorie (Slovenská republika). Bull Mineral Petrolog 25(1): 43-54
- VLASÁČ J, FERENC Š, POLÁK L (2017) Cu mineralizácia v permských bazaltoch pri Banskej Bytrici (lokalita Senica-Lazina). Minerál 25(2): 146-150
- VOZÁROVÁ A, VOZÁR J (1981) Litostratigrafická charakteristika mladšieho paleozoika hronika. Mineral slov 5: 385-403
- VŘANA S (1966) Pumpellyit z melafýrových hornín na Slovensku. Čas Mineral Geol 3: 255-258
- ZORKOVSKÝ B, RADZO V (1969) Prehnit z lokality Paseka severne od obce Šalková. Geol práce, Spr 49: 167-172