ISSN 1211-8796

*Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.*
LXXXVIII (2003): 149–166, 2003

# MINERALOGIE A GENEZE EPITERMÁLNÍCH ŽIL Z LOMU V DOLNÍCH LOUČKÁCH U TIŠNOVA

MINERALOGY AND GENESIS OF THE EPITHERMAL VEINS FROM THE QUARRY IN DOLNÍ LOUČKY NEAR TIŠNOV

ZDENĚK DOLNÍČEK & KAREL MALÝ

*Abstract*

Dolníček Z., Malý K., 2003: Mineralogie a geneze epitermálních žil z lomu v Dolních Loučkách u Tišnova. Acta Mus. Moraviae, Sci. geol., 88: 149–166.

*Mineralogy and genesis of the epithermal veins from the quarry in Dolní Loučky near Tišnov*

Epithermal veins in the quarry Dolní Loučky near Tišnov (about 20 km NW from Brno) hosted by Proterozoic metagranitoids were studied using various mineralogical techniques, including fluid inclusion and stable isotope investigations. Four types of mineralization have been recognized on the basis of their mineral composition, but fluid inclusion and stable isotope data indicate that two mineralizing events took place only. The formation conditions of epithermal veins are comparable with other epithermal occurrences having the similar mineral composition within the same or neighbouring geological units.

Key words: Moravicum, epithermal mineralization, fluorite, barite, fluid inclusions, stable isotopes

Zdeněk Dolníček, Department of Geology, Palacký University, tř. Svobody 26, 771 46 Olomouc, Czech Republic, e-mail: dolnicek@prfnw.upol.cz

Karel Malý, Muzeum Vysočiny, Masarykovo nám. 55, 586 01 Jihlava, Czech Republic, e-mail: malykarel@post.cz

## Úvod

Lokalitou je čtyřetážový činný lom, situovaný asi 1,5 km jv. od Dolních Louček, na pravém břehu Loučky, zhruba 2 km zsz. od Tišnova, přibližně 20 km sz. od Brna. Lokalita bývá označována i jako „lom Předklášteří", event. „Mezihoří" (KRUŤA, 1966). Lom byl založen roku 1952; podrobný geologický průzkum pro ověření zásob kamene pro těžbu proběhl v letech 1962–1965 (HLAVATÝ, 1966, 1970). Jsou zde těženy metagranitoidy na stavební kámen a drcené kamenivo.

Geologicky je prostor lomu a jeho nejbližší okolí budováno horninami centrální části svratecké klenby moravika. Převažují metagranitoidy, paralelizované obvykle s horninami brněnského masivu. Jde o mladoproterozoická kyselá intruzíva, zejména adamellity a biotitické granodiority. Hojné jsou žíly aplitů a pegmatitů načervenalé barvy, až 0,5 m mocné, intenzivně křehce porušené. Metamorfní plášť intruzív je tvořen feldspatitizovanými pararulami, méně fylity a svory s četnými vložkami mramorů a erlanů (KACHLÍK, 1989).

Během variské orogeneze byly všechny tyto horniny postiženy různě intenzivní deformací, způsobenou zejména přesunem morávního příkrovu. Deformace se projevila

různě intenzivní mylonitizací a retrográdní metamorfózou granitoidů (JAROŠ a MÍSAŘ, 1959, 1976) a vznikem šupinovité stavby. Celkově jsou však v Dolních Loučkách granitoidy postiženy mylonitizací méně, než na sousední Dřínové či Květnici. Místy jsou ještě často patrné relikty porfyrické struktury. Deformací více postižené partie mají někdy charakter stébelnaté ruly. Stupeň metamorfní přeměny hornin jádra svratecké klenby odpovídá podle údajů TICHÉHO (1992) a nepublikovaných dat prvního z autorů této práce chloritové subzóně facie zelených břidlic.

Dosavadní mineralogické výzkumy na studované lokalitě jsou velmi sporé. Jediné nám známé publikované údaje uvádí KRUŤA (1966), který popisuje z hydrotermálních (s. s.) minerálů pouze výskyt kalcitu, fluoritu, hematitu a molybdenitu. Mineralogickou charakteristikou epitermálních žil se zabýval ve své diplomové práci DOLNÍČEK (1999) – hlavní výsledky jsou základem mineralogické části tohoto článku.

Na lokalitě je možné podle geologické pozice a minerálního složení rozlišit několik typů hydrotermální mineralizace. Nejhojnější a nejvýrazněji vyvinuté jsou karbonátové žíly s barytem, fluoritem a sporadickými sulfidy. Dále se vyskytuje mineralizace tzv. alpské parageneze, zejména na puklinách křehce porušených aplitových žil (křemen, jemně zrnitý chlorit, kalcit, kovově lesklé tabulky hematitu a pyrit v až 1 cm velkých rýhovaných krychlích). Třetí typ mineralizace představují křemenné žíly, někdy se zrny pyritu, galenitu, sfaleritu, chalkopyritu nebo tabulkami molybdenitu až 2 cm velkými (KRUŤA, 1966, heslo „Mezihoří"). Posledním typem je nově nalezená barytová mineralizace, jež tvoří čočky konformní s foliací okolních hornin (DOLNÍČEK et al., 2003).

Předložená práce se zabývá detailnější mineralogickou charakteristikou a podrobnějším zhodnocením podmínek vzniku (na základě studia fluidních inkluzí a stabilních izotopů uhlíku, kyslíku a síry) prvního zmíněného typu hydrotermální mineralizace. Cílem je doplnit předchozí mineralogicko-genetické studie, které byly věnovány ostatním lokalitám v blízkém okolí Tišnova (DOLNÍČEK a BURIÁNEK, 1997, DOLNÍČEK, 1999, 2001, MALÝ a DOBEŠ, 2002) a přispět k lepšímu poznání těchto mineralogicky atraktivních a geneticky zajímavých mineralizací.

## Metodika

Všechny studované vzorky hydrotermální mineralizace byly odebrány v terénu v letech 1996–2002. Ze vzorků byly standardními postupy p. J. Povolným (PřF MU Brno) zhotoveny výbrusy, nábrusy a leštěné výbrusy pro mikroskopii, katodovou luminiscenci a EDX mikroanalýzu. Ve vybraných vzorcích byly studovány fluidní inkluze a stanoveno izotopické složení síry, uhlíku a kyslíku.

Mikrosondové analýzy minerálů provedl dr. V. Vávra (PřF MU Brno) na přístroji CamScan v kombinaci s mikroanalyzátorem AN 10 000 v EDX modu. Výbrusy a nábrusy byly napařeny uhlíkem, použito bylo urychlovací napětí 20 kV, doba načítání 100 s. Spektra byla vyhodnocena pomocí programu ZAF-4.

Katodoluminiscenční studium výbrusů bylo provedeno technikou „horké" luminiscence na přístroji HC2-LM (Simon-Neuser, Bochum, SRN) na katedře geologie a paleontologie PřF MU v Brně za asistence RNDr. J. Leichmanna. Leštěné výbrusy byly napařeny uhlíkem, použito bylo urychlovací napětí 14 kV a proudová hustota přibližně 10 $\mu A/mm^2$.

Semikvantitativní spektrální analýzy provedl ing. J. Faimon, Dr. (PřF MU Brno) na spektrografu Q 24. Rozpráškovaný vzorek byl vnesen do dutinky válcové uhlíkové elektrody SU 302 (Elektrokarbon Topoľčany); protielektroda kolíková (SU 202). Podmínky stanovení: střídavý proud 10 A, štěrbina 0,003 mm, fotodeska WU 3, expozice 102 s. Odhad koncentrací byl proveden podle intenzit zčernání analytických čar vizuálně.

Chemické analýzy karbonátů a barytu byly provedeny P. Kadlecem a I. Zavadilovou v chemické laboratoři katedry mineralogie, petrologie a geochemie PřF MU Brno zavedenými postupy. Jednotlivé složky byly stanoveny následujícími metodami: nerozpustný podíl – gravimetricky; FeO – titrací s $K_2Cr_2O_7$; $Fe_2O_3$ – celkové Fe (fotometricky s kyselinou sulfosalicylovou) po odečtení $Fe^{2+}$; MnO – atomovou absorpční spektrofotometrií (AAS); CaO, MgO – komplexometrickou titrací s Chelatonem III; $SO_3$ – gravimetricky jako $BaSO_4$; $CO_2$ – absorpčně; SrO – AAS. Stopové prvky v markazitech a chalkopyritu byly stanoveny metodou OES-ICP na katedře analytické chemie PřF MU v Brně (analytik K. NOVOTNÝ).

Empirické vzorce kalcitů byly přepočteny na 3 atomy kyslíku ve vzorcové jednotce, resp. na 6 kyslíků u dolomitu. Vzorce chloritů byly počítány na základ 14 atomů kyslíku ve vzorcové jednotce, vzorce sfaleritů na 1 atom síry.

Fluidní inkluze byly studovány mikrotermometricky ve štěpných lupíncích kalcitu, barytu a fluoritu. Pouze v případě dolomitu musela být z důvodu špatné průhlednosti vzorku zhotovena standardní oboustranně leštěná destička. Rozlišení primárních (P), primárně-sekundárních (PS) a sekundárních (S) inkluzí (SHEPHERD et al., 1985) bylo provedeno v běžných výbrusech. Ve všech inkluzích byla konstatována přítomnost kapalné fáze (L – liquid), v některých případech i plynné fáze (V – vapour). Teplotní parametry inkluzí byly změřeny na ÚMGNZ PřF UK v Praze v termokomoře Linkam THMSG 600. Měřeny byly: teplota homogenizace (Th), teplota zamrznutí inkluze (Tf), teplota eutektika (Te) a teplota tání poslední pevné fáze, jíž byl ve všech případech led (Tm). Přesnost měření teploty je ± 0,1 °C. Salinita fluid byla počítána z hodnot Tm ledu podle vzorce BODNARA (1993).

Izotopické analýzy byly provedeny v laboratořích ČGS Praha na hmotnostním spektrometru Finnigan MAT 251. Vzorky byly zpracovány zavedenými postupy: z karbonátů byl $CO_2$ pro analýzu C a O uvolněn 100% kyselinou fosforečnou ve vakuu, sulfidy byly oxidovány při 800 °C oxidem měďnatým na $SO_2$ a z barytu byl $SO_2$ uvolněn termickým rozkladem s $V_2O_5$ a $SiO_2$ při 1000 °C. Výsledky jsou vyjádřeny v ‰ odchylce od běžně používaných standardů (PDB, SMOW, CDT). Přesnost stanovení: ± 0,1 ‰ pro stanovení uhlíku a kyslíku, ± 0,2 ‰ pro stanovení izotopického složení síry.

## Mineralogická charakteristika epitermální žilné mineralizace

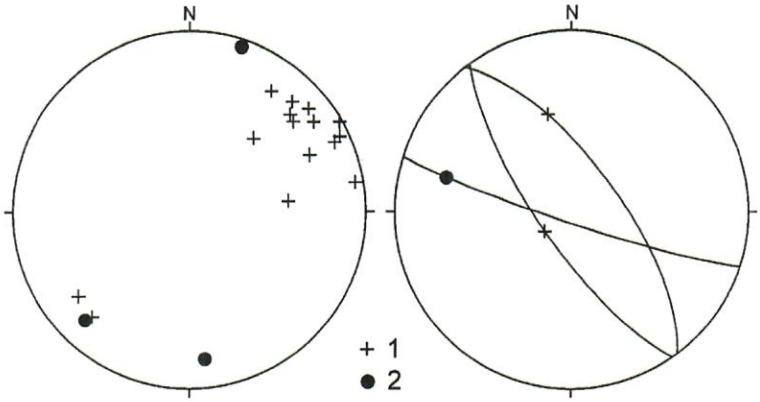
Podle minerálního složení je možno na lokalitě vyčlenit čtyři typy mineralizace:

1. dolomit-barytové žíly s kalcitem a sporadickými sulfidy
2. kalcitové žíly s fluoritem
3. kalcitové žíly s chloritem
4. kalcitové žíly s galenitem

Kvantitativně v lomu zcela dominují výskyty prvého typu; výskyt kalcitových žil s chloritem, galenitem nebo fluoritem je velmi vzácný, vzorky jsou nalézány pouze sporadicky v rozvalu. Ve stěně dosud nebyly zastiženy a jejich vzájemné vztahy a vztah k dolomit-barytové mineralizaci tak zůstávají z pohledu terénní dokumentace zatím nejasné. Ojedinělé in situ pozorované kalcitové žilky (obr. 1) neobsahují žádné další minerály a jejich paralelizace s některou z výše uvedených tří mineralizací je tedy problematická.

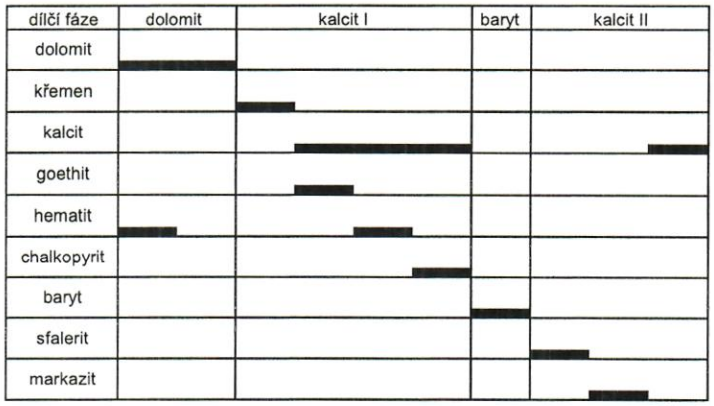
### 1. Dolomit-barytové žíly s kalcitem a sulfidy

Dolomit-barytová mineralizace se vyskytuje hlavně na nejnižší etáži lomu, odkud pocházejí všechny detailněji studované vzorky. Žíly mají směr SZ–JV až SSZ–JJV. Převažují strmé sklony 70–90° s úklonem k JZ (obr. 1). Mocnost žil kolísá od 1 m do 3 cm.




Obr. 1. Diagram pólů hydrotermálních žil (vlevo) a orientace rýhování na mineralizovaných zlomech (vpravo) v Dolních Loučkách. Spodní polokoule Lambertovy projekce, počet změřených pólů žil 18.
Vysvětlivky: 1 – dolomit-barytové žíly, 2 – kalcitové žíly.

Fig. 1. Pole diagram of the hydrothermal veins (on the left) and orientation of the knurling on mineralized faults (on the right) from Dolní Loučky. Lambert projection, lower hemisphere, number of measured vein poles 18.
Explanations: 1 – dolomite-barite veins, 2 – calcite veins.




Obr. 2. Schéma sukcese dolomit-barytových žil v Dolních Loučkách.
Fig. 2. Crystallization succession of the dolomite-barite veins from Dolní Loučky.

Textury žilné výplně jsou nejčastěji symetricky páskované a brekciovité. Brekcie okolní horniny (úlomky metagranitoidů dosahují velikosti až 25 cm), tmelené hlavně dolomitem, vytváří výplně nejmocnějších žil, zatímco pro tenčí žíly jsou charakteristické páskované textury. Drúzové dutiny jsou mnohem vzácnější a dosahují menších rozměrů než na Dřínové nebo Květnici. Horniny jsou v okolí žil intenzívně kaolinizované a hematitizované.

V žilné výplni dominují karbonáty (zejména dolomit, vzácněji kalcit), relativně hojný je baryt, vzácný je křemen. Z rudních minerálů je nejčastější markazit a hematit, vzácněji se vyskytuje chalkopyrit, sfalerit a goethit.

Pro mineralizaci je charakteristické střídání fází krystalizace minerálů a fází tektonických, při nichž docházelo k oživení tektonických pohybů a drcení žilné výplně. Posloupnost krystalizace jednotlivých minerálů je schematicky znázorněna na obr. 2.

Tabulka 1. Chemické složení hydrotermálních karbonátů z lomu v Dolních Loučkách (obsahy v hm. %).
* – $CO_2$ dopočteno podle stechiometrie; + – stanoveno též 1,01 % $Fe_2O_3$
Stručná charakteristika analyzovaných vzorků: 1 – světle růžový, hrubě zrnitý dolomit, 1. patro; 2 – masově červený dolomit z okraje žíly, 1. patro, EDX analýza; 3 – masově červený dolomit z okraje žíly, 1. patro, EDX analýza; 4 – nažloutlý, neprůhledný, hrubě zrnitý kalcit s vtroušeným chalkopyritem, 1. patro; 5 – bílé, zakalené, 1,5 cm velké skalenoedrické krystaly kalcitu, 1. patro; 6 – růžový kalcit s vrostlým chalkopyritem, 1. patro; 7 – hnědozelené, průhledné klencové krystaly kalcitu II s drúzovitým povrchem, 1. patro; 8 – bezbarvé, průhledné, 0,5 cm velké krystaly kalcitu s vrostlicemi chloritu, 1. patro; 9 – bílý, jemně zrnitý kalcit z vlasové žilky s galenitem, 1. patro.

Table 1. Chemical composition of hydrothermal carbonates from the quarry in Dolní Loučky (values in wt. %).
* – $CO_2$ calculated from stoichiometry; + – determined 1.01 % $Fe_2O_3$, too
Short description of analyzed samples: 1 – light pink, coarse grained dolomite, 1st level; 2 – incarnate dolomite from the rim of the vein, 1st level, EDX analysis; 3 – incarnate dolomite from the rim of the vein, 1st level, EDX analysis; 4 – yellowish, non-transparent, coarse grained calcite containing disseminated chalcopyrite, 1st level; 5 – white, turbid, 1.5 cm scalenohedral calcite crystals, 1st level; 6 – pink calcite with disseminated chalcopyrite, 1st level; 7 – brown-green, transparent rhombs of calcite II with drusy surface, 1st level; 8 – colourless, transparent, 0.5 cm calcite crystals enclosing chlorite, 1st level; 9 – white, fine grained calcite from fine veinlet with galena, 1st level.

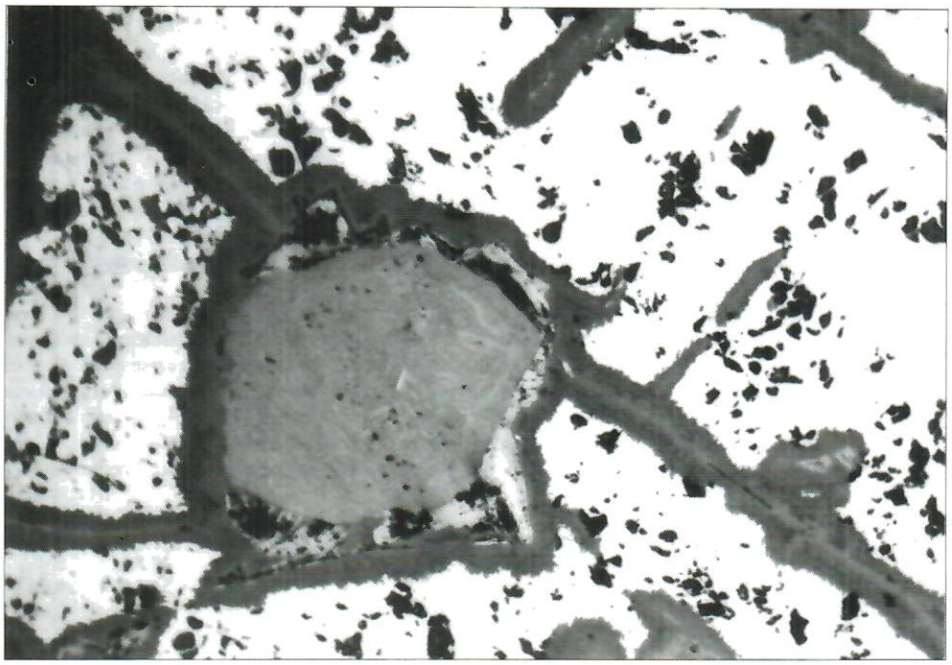
| č. vz. | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| n. p. | 0,24 | 0,17 | 0,22 | 0,62 | 0,70 | 2,90 | 12,03 | 0,20 | 5,96 |
| CaO | 30,16 | 30,69 | 31,43 | 54,46 | 53,38 | 52,29 | 47,64 | 54,44 | 51,85 |
| FeO | 2,39 | 3,86 | 1,68 | 0,52 | 0,84 | 1,00 | 0,25 | 0,75 | 0,33 |
| MnO | 0,66 | 0,45 | 0,78 | 0,17 | 1,09 | 1,29 | 0,31 | 0,57 | 0,50 |
| MgO | 19,28 | 19,15 | 19,69 | 0,26 | 0,19 | 0,36 | 0,28 | 0,17 | 0,10 |
| SrO | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,14 | 0,09 | 0,11 | 0,11 | 0,11 | 0,00 |
| $CO_2$ | 46,64 | 47,64* | 47,68* | 43,60 | 43,29* | 42,84* | 38,03 | 43,73* | 41,27 |
| total | 99,37 | 101,96 | 101,48 | 99,77 | 99,58 | 100,79 | 99,66+ | 99,97 | 100,01 |
| # Ca | 1,015 | 1,011 | 1,035 | 0,981 | 0,967 | 0,958 | 0,983 | 0,977 | 0,986 |
| # Fe | 0,063 | 0,099 | 0,043 | 0,007 | 0,012 | 0,014 | 0,004 | 0,011 | 0,005 |
| # Mn | 0,019 | 0,012 | 0,020 | 0,002 | 0,016 | 0,019 | 0,005 | 0,008 | 0,008 |
| # Mg | 0,903 | 0,878 | 0,902 | 0,007 | 0,005 | 0,009 | 0,008 | 0,004 | 0,003 |
| # Sr | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,000 |
| total | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 0,999 | 1,001 | 1,001 | 1,001 | 1,001 | 1,001 |
| # C | 2,001 | 2,000 | 2,000 | 1,001 | 1,000 | 1,000 | 1,000 | 1,000 | 1,000 |

*Dolomit* reprezentuje převážnou část žilné výplně. Přímo na okolní horninu nasedá asi 0,5 cm mocná vrstvička jemnozrnného až středně zrnitého masově červeného dolomitu, jehož zbarvení je způsobeno jemnou disperzí hematitu. Následuje podstatně hrubozrnnější (zrna až 3 cm), bílý až slabě narůžovělý, vlivem navětrání nažloutlý až hnědý dolomit. Drúzové dutiny jsou v dolomitu přítomny jen vzácně; klencové krystaly v nich přítomné mají charakteristicky zohýbané krystalové plochy. Po chemické stránce jde v případě všech analyzovaných vzorků o poměrně čistý dolomit, obsahující pouze 1–3 mol. % kutnohoritové a 4–10 mol. % ankeritové molekuly (tab. 1). Dolomit bývá intenzívně drcen a pronikán mladšími minerály (kalcitem, barytem, markazitem).

*Křemen* byl výjimečně nalezen v podobě drobných krystalků (do 0,3 mm), jež pokrývají jako nejstarší minerál stěny pukliny, vyhojené následně kalcitem I.

*Kalcit* byl zjištěn na dolomit-barytových žilách ve dvou generacích. Obě jsou mladší než dolomit.

*Kalcit I* tvoří zrnité výplně až 5 cm mocných symetrických žil, prorážejících dolomitovou výplň. Často jsou v něm vtroušena zrna chalkopyritu. Kalcit je bílý nebo slabě narůžovělý, mléčně zakalený, relativně hrubě zrnitý (individua 0,3–1 cm). V řídkých dutinách vytváří skalenoedrické krystaly do 2 cm velké. Podle chemismu (tab. 1) je možno usuzovat na přítomnost generace skalenoedrického nejstaršího (vyšší obsah SrO kolem



Obr. 3. Zrno chalkopyritu (bílý) uzavírající kulovitý agregát goethitu (světle šedý), lemovaný tabulkami hematitu (bílý). Nábrus, délka fotografie 0,4 mm.

Fig. 3. Chalcopyrite grain (white) enclosing a goethite ball (light grey) bordered by platy hematite (white). Polished section, length of photograph 0.4 mm.

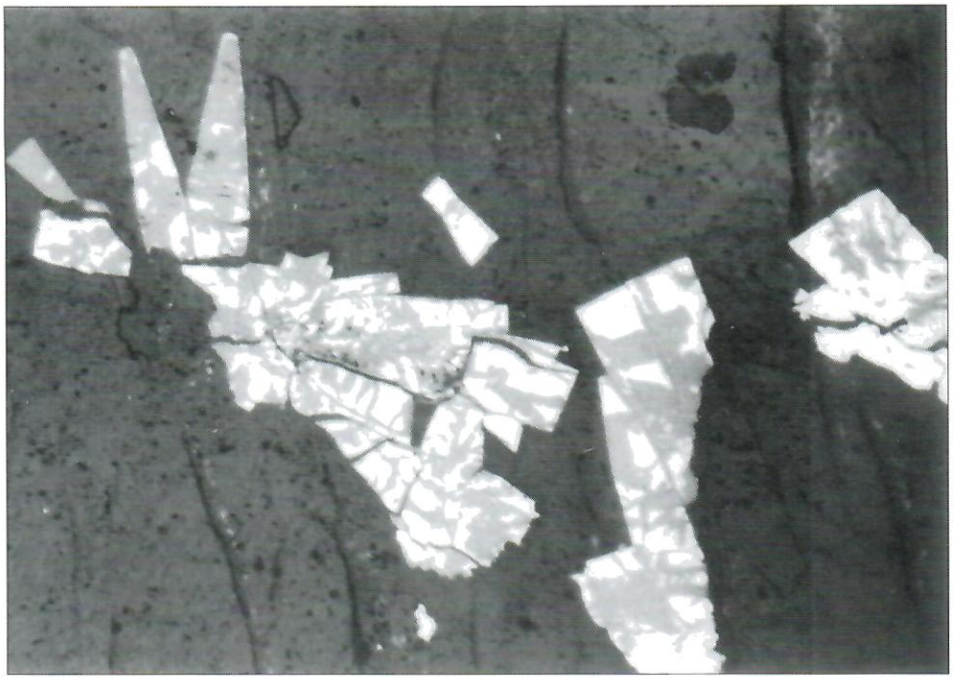
0,1 hm. %) a skalenoedrického mladšího kalcitu (vyšší podíl MnO) ve smyslu DOLNÍČKA (1999, 2001). Jejich precizní rozlišení však není vzhledem k nedokonalému vývinu (jde převážně o masivní zrnité agregáty, nikoli krystaly se zřetelnou růstovou zonálností) možné.

*Kalcit II* je na studovaných žilách nejmladším minerálem. Vytváří buď krystaly do 2 cm velké, nebo hrubě zrnité agregáty, nasedající na markazit. Krystaly a velká zrna často vykazují růstovou zonálnost – okraje mají žlutohnědou až hnědozelenou barvu, zatímco jádra jsou bezbarvá a průhledná. Krystaly (klence) mají charakteristicky doškovitý povrch, složený z drobných klenců, a intenzívní skelný lesk.

*Baryt* tvoří symetrické pásky až 2 cm mocné; na některých žilách byl však zjištěn jen mikroskopicky. Vytváří charakteristické vějířovitě uspořádané lupenité agregáty, přičemž jednotlivé tabulky narůstají víceméně kolmo na stěny puklin. Je bílý či světle růžový, převážně zakalený a neprůhledný, vzácně (v nejstarších částech větších individuí) průhledný a bezbarvý, tedy v podobném vývoji (ale mnohem menším množství) jako na sousední Dřínové a Květnici (DOLNÍČEK 1999, 2001). Ve vzorku zakaleného růžového barytu bylo stanoveno 0,60 % SrO, 0,11 % CaO a 0,09 % $Fe_2O_3$ při 34,58 % $SO_3$.

*Chalkopyrit* se vyskytuje v izolovaných zrnech až 2 mm velkých, vtroušených v kalcitu I. V nábrusech jsou v nich někdy patrné kulovité uzavřeniny goethitu, lemované tabulkami hematitu (obr. 3). Na okrajích zrn a podél trhlin se lze často setkat s produkty počínající supergenní přeměny chalkopyritu (malachit, covellín). Metodou ICP-OES bylo v chalkopyritu zjištěno 20 ppm Ag, 25 ppm Sn a 1470 ppm Zn.

*Markazit* je v Dolních Loučkách bezesporu nejhojnějším sulfidickým minerálem dolomit-barytových žil. Spolu se sfaleritem patří mezi nejmladší minerály. Tmelí často



Obr. 4. Automorfní krystalky markazitu (bílý) částečně zatlačované supergenními produkty (šedé). Nábrus, délka fotografie 0,4 mm.

Fig. 4. Euhedral crystals of marcasite (white) partly replaced by supergene products (grey). Polished section, length of photograph 0.4 mm.

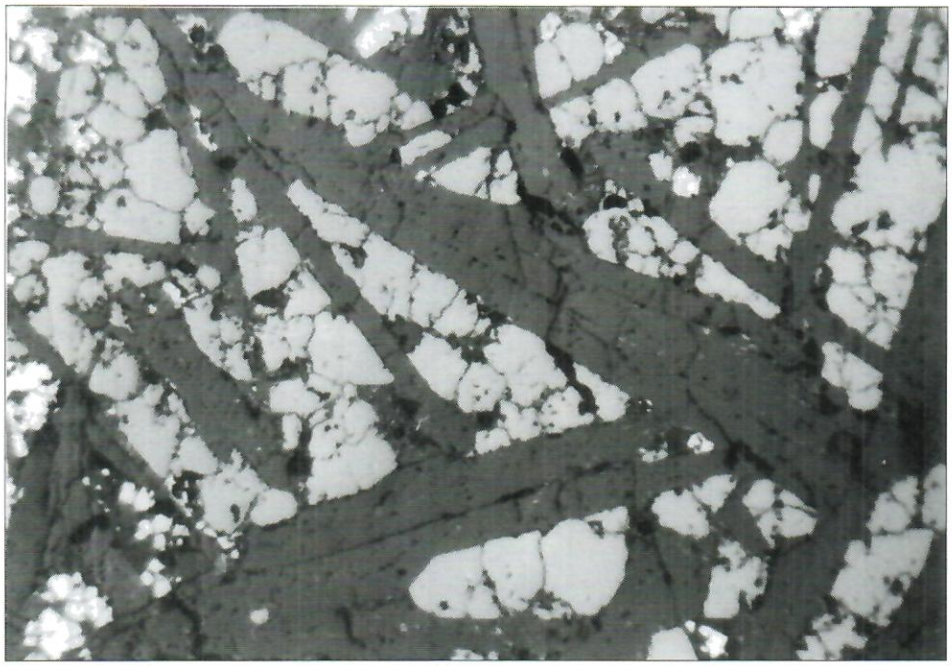
brekcii starší dolomitové či barytové žiloviny, vyplňuje centrální části symetricky páskovaných kalcitových a barytových žil nebo proráží starší žilovinu spletitou sítí vlasových žilek. Vytváří výhradně jemně zrnité agregáty, v dutinách s ledvinitým povrchem. V nábrusech je místy patrná radiálně paprsčitá struktura markazitových agregátů. Do dutin (často později vyplněných mladšími nerosty, zejména kalcitem II) krystaluje v podobě automorfních individuí, někdy rýhovaných, max. 1 mm velikosti. Velmi snadno podléhá supergennímu rozkladu (obr. 4). I při uložení ve sbírkách brzy ztrácí lesk, šedne a rozpadá se. Spektrální analýzou byly v markazitu zjištěny vyšší koncentrace As a Sb. Výsledky kvantitativních analýz vybraných stopových prvků ve dvou vzorcích markazitu jsou uvedeny v tab. 3. Charakteristický je nízký obsah Mn a převaha Co nad Ni, přičemž obsahy Co a Ni jsou silně variabilní. Zajímavé jsou rovněž zvýšené obsahy As.

*Sfalerit* je poměrně vzácný, byl zjištěn pouze v centrálních markazitových páscích symetrických barytových žilek. V nábruse vytváří drobná izometrická zrna, která vypl-

Tabulka 2. Obsahy vybraných mikroelementů v markazitu z Dolních Louček (v ppm).
Charakteristika analyzovaných vzorků: 1 – markazit z nejmocnější dolomitové žíly (baryt jen mikroskopicky) uprostřed 1. patra; 2 – markazit vyhojující pukliny v asi 2 cm mocné symetrické barytové žilce, 1. patro.

Table 2. Contents of some selected trace elements in marcasites from Dolní Loučky (values in ppm).
Samples analyzed: 1 – marcasite from the thickest dolomite vein (barite only microscopic) from the centre of the 1st level; 2 – marcasite healing fissures in a 2 cm thick symmetric barite vein, 1st level.

| vzorek | Ni | Co | Mn | As | Cu |
|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 17 | 54 | 6 | 718 | 376 |
| 2 | 233 | 280 | 3 | 751 | 1815 |



Obr. 5. Sfalerit (světle šedý) vyplňující spolu s markazitem (bílý) volné prostory mezi krystaly barytu (černý). Nábrus, délka fotografie 0,4 mm.

Fig. 5. Sphalerite (light grey) filling together with marcasite (white) remaining space among barite crystals (black). Polished section, length of photograph 0.4 mm.

ňují volné mezery mezi tabulkovitými barytovými krystaly (obr. 5). Spektrální analýzou byl nalezen vyšší obsah Cd a stopy Hg. Mikrosondou bylo ve sfaleritu zjištěno 0,0–1,6 % Cd a 0,2–0,5, v jednom případě i 4,2 % Fe. Vnitřní části sfaleritových zrn jsou na oba prvky většinou bohatší než okraje (tab. 3).

*Hematit* je nositelem červeného zabarvení karbonátů, barytu a hydrotermálně alterovaných okolních hornin. V nábrusech se vyskytly vějířovité agregáty tabulek hematitu, lemující kulovité agregáty goethitu zarostlé v chalkopyritu. V uzavřeninách hematitu z masově červeného dolomitu nebyly zjištěny mikrosondovými EDX analýzami žádné příměsi izominerálních prvků.

Tabulka 3. EDX mikroanalýzy sfaleritů z Dolních Louček (v hmot. %); c – střed zrna, r – okraj zrna.

Table 3. EDX microanalyses of sphalerites from Dolní Loučky (values in wt. %); c – core of the grain, r – rim of the grain.

| vz. | 1c | 1r | 2c | 2c/r | 2r |
|---|---|---|---|---|---|
| Zn | 67,15 | 67,59 | 64,14 | 68,33 | 69,29 |
| Fe | 0,24 | 0,31 | 4,18 | 0,18 | 0,50 |
| Cd | 0,97 | 1,34 | 1,35 | 1,65 | 0,00 |
| S | 30,61 | 30,83 | 29,41 | 30,69 | 30,95 |
| Si | – | – | 0,21 | – | 0,16 |
| total | 98,97 | 100,07 | 99,29 | 100,85 | 100,90 |
| # Zn | 1,076 | 1,075 | 1,069 | 1,092 | 1,098 |
| # Fe | 0,005 | 0,006 | 0,082 | 0,003 | 0,009 |
| # Cd | 0,009 | 0,012 | 0,013 | 0,015 | 0,000 |
| total | 1,089 | 1,093 | 1,164 | 1,110 | 1,107 |
| # S | 1,000 | 1,000 | 1,000 | 1,000 | 1,000 |

*Goethit* byl zjištěn jen mikroskopicky, v podobě kulovitých jemnozrnných agregátů, uzavíraných vzácně v centrálních částech chalkopyritových zrn (obr. 3).

## 2. Kalcitové žíly s fluoritem

Kalcit-fluoritová asociace je v lomu opakovaně nalézána v podobě tenkých, max. 0,5 cm mocných žilek. Dosud byla vždy zjištěna jen na volných balvanech. I tak je však zřejmé, že jde o posttektonickou mineralizaci – žilky probíhají kose až kolmo k foliaci metagranitoidů. Hydrotermální alterace okolní horniny na kontaktu se žilkami nejsou makroskopicky patrné.

*Kalcit* je zcela převažujícím minerálem. Tvoří výhradně středně zrnité agregáty (individua 2–3 mm) bílé barvy. Při okrajích žilek bývá kalcit zbarven dozelena zbytky okolní horniny. V katodoluminiscenčním mikroskopu má kalcit oranžovou luminiscenci a zřetelnou růstovou zonálnost.

*Fluorit* je pravděpodobně sukcesně poněkud mladší než kalcit. Makroskopicky je bezbarvý, bílý, světle fialový či namodralý; ve výbruse bezbarvý. Vytváří nejčastěji barevně odlišné skvrny v zrnité kalcitové žilovině nebo vzácně vyplňuje dutiny v kalcitu. Charakteristické je xenomorfní omezení jednotlivých zrn. V katodové luminiscenci emituje modré světlo a má zřetelnou oscilační růstovou zonálnost. Přírůstkové zóny jsou ostře ohraničené a liší se sytostí katodoluminiscenčního záření. Dále je zřejmé, že během krystalizace fluoritu došlo částečně ke změně krystalového habitu rostoucího krystalu. Původně bezbarvý fluorit získal účinkem katodového záření makroskopicky světle fialovou barvu a podobá se touto vlastností fluoritu z Květničky (DOLNÍČEK 2001).

## 3. Kalcitové žíly s chloritem

Mineralizace byla nalezena pouze jednou ve volném balvanu. Žíla měla maximální mocnost 2 cm a v její střední části byla plochá drúzová dutina s kalcitovými krystaly. I v tomto případě jde o posttektonickou mineralizaci bez viditelné alterace boční horniny.

*Kalcit* je převážně bílý, středně zrnitý (zrna 3–5 mm). V dutině jsou přítomny čočkovité krystaly s převahou ploch nižšího klence, až 1 cm velké. Nejstarší část krystalů je bílá a zakalená, mladší část je bezbarvá a průhledná. Na povrchu mají krystaly neprůhledný žlutý povlak (limonit?), pokrytý mladšími mikroskopickými kalcitovými nárůsty. Bezbarvý kalcit místy obsahuje hojné uzavřené lupínky a agregáty chloritu, často rozmístěné uvnitř jedné přírůstkové zóny. V katodoluminiscenčním mikroskopu je dobře patrná detailní růstová zonálnost kalcitových krystalů. Pro chemismus je charakteristický vyšší obsah Mn (přes 0,5 % MnO) a středně velký podíl MgO (kolem 0,1 %, tab. 1).

*Chlorit* způsobuje zelené zbarvení kalcitu. Ve výbruse jsou v něm patrné lupínky a radiálně paprsčité agregáty chloritu desetiny milimetru silné. Chemické složení chloritu bylo ověřováno mikrosondou; výsledky analýz jsou uvedeny v tab. 4. Pro srovnání byl analyzován i chlorit (po biotitu) z okolní horniny. V obou případech se jedná o chlority klinochlor-chamositové řady s převahou Fe-složky. Podle klasifikace MELKY (1965) jde v případě hydrotermálních chloritů o delessity, zatímco horninový chlorit patří chamositu. Podle HEYE (1954) lze žilné chlority označit jako diabanity, chlorit z ruly jako brunsvigit. Nízké kolísající obsahy Ca v žilných chloritech (0,5–1,2 % CaO) je zřejmě možno vysvětlit příměsí kalcitu v analyzovaných bodech, podobně Ti v horninovém chloritu může náležet rutilu v původním biotitu. Nízké průběžné obsahy draslíku (0,1–0,4 % $K_2O$), zjištěné ve všech provedených analýzách žilných chloritů, lze asi těžko interpretovat jako heterogenní příměs nějakého K-minerálu. Spíše by se daly vysvětlit přítomností smíšených struktur ve studovaném chloritu (např. „příměs“ illitu).

Pomocí chloritového termometru podle CATHELINEAU (1988) byla pro hydrotermální chlority vypočtena teplota 31 až 89 °C (průměr 61 °C). Termometr podle JOWETTA

Tabulka 4. Chemické složení chloritů z Dolních Louček (EDX, obsahy v hmot. %); 1–3 – žilné chlority, 4 – horninový chlorit.

Table 4. Chemical composition of chlorites from Dolní Loučky (EDX, values in wt. %); 1–3 – vein chlorites, 4 – chlorite from host rock.

| vz. | 1c | 1r | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 31,09 | 32,88 | 33,92 | 30,58 | 26,24 |
| $TiO_2$ | – | – | – | – | 0,17 |
| $Al_2O_3$ | 11,29 | 11,44 | 12,17 | 10,46 | 19,01 |
| FeO | 31,31 | 31,56 | 30,09 | 33,02 | 29,80 |
| MgO | 7,75 | 8,25 | 7,74 | 7,90 | 10,65 |
| MnO | 0,82 | 0,88 | 0,76 | 0,86 | – |
| CaO | 0,54 | 0,76 | 1,13 | 1,21 | – |
| $K_2O$ | 0,42 | 0,38 | 0,20 | 0,09 | – |
| total | 83,22 | 86,15 | 86,01 | 84,12 | 85,87 |
| # Si | 3,49 | 3,55 | 3,63 | 3,46 | 2,79 |
| # Al | 1,59 | 1,55 | 1,64 | 1,49 | 2,54 |
| # Fe | 3,13 | 3,04 | 2,87 | 3,33 | 2,82 |
| # Mg | 1,38 | 1,42 | 1,32 | 1,42 | 1,80 |
| # Mn | 0,08 | 0,09 | 0,07 | 0,09 | 0,00 |
| # K | 0,06 | 0,06 | 0,03 | 0,01 | 0,00 |
| total | 9,75 | 9,70 | 9,56 | 9,80 | 9,94 |

(1991) udává teplotu vzniku mezi 45 a 103 °C (průměr 75 °C). Pro horninový chlorit vyšla oběma způsoby shodně teplota cca 300 °C.

## 4. Kalcitové žíly s galenitem

I tento typ byl zatím nalezen pouze jednou v rozvalu, jako vlasová žilka (max. mocnost 2 mm) v makroskopicky nealterovaných metagranitoidech na první etáži lomu.

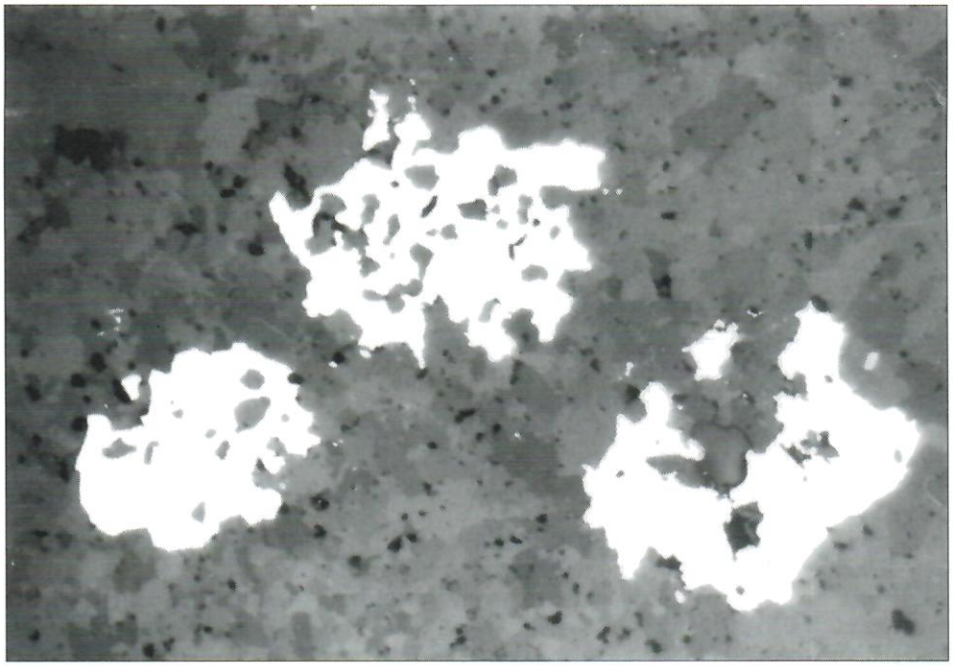
*Kalcit* ve výplni žilky značně převažuje. Je bílý, velmi jemnozrnný, jednotlivá alotriomorfní zrnka kalcitu mají velikost řádově 0,X–0,0X mm. Chemické složení kalcitu je uvedeno v tab. 1.

*Galenit* je uzavírán v kalcitu v zrnech max. 2 mm velkých. V nábruse mají buď automorfní (čtvercové průřezy) nebo xenomorfní omezení. Pro nepravidelně omezená zrna je charakteristická poikilitická struktura (obr. 6), charakterizovaná četnými uzavřeninami kalcitu. Mikrosondové analýzy poikilitických galenitů nezjistily žádné příměsi izominerálních prvků.

## Fluidní inkluze

Plynokapalné uzavřeniny byly mikrotermometricky studovány v dolomitu, kalcitu I, kalcitu II, barytu, kalcitu asociovaném s fluoritem, fluoritu a v kalcitu s chloritem. Vzorky sfaleritu, křemene a kalcitu v asociaci s galenitem se ukázaly být příliš jemnozrnné. Výsledky měření fluidních inkluzí (dále jen FI) jsou přehledně shrnuty v tab. 5 a graficky prezentovány na obr. 7.

*Dolomit* je vzhledem ke svým nepříznivým optickým vlastnostem (špatná průhlednost způsobená přítomností velkého množství velmi drobných inkluzí, krystalových defektů a submikroskopických vrostlic hematitu) jen obtížně použitelný pro mikrotermometrické studium inkluzí. Fluidní inkluze jen zřídka přesahují velikost 10 μm. Primární inkluze, rozmístěné podél jednotlivých přírůstkových zón, jsou převážně jednofázové, vyplněné pouze vodným roztokem. Ojedinělé jsou dvoufázové FI, obsahující malou plynnou bublinku (typ L+V). Dvoufázové inkluze mají Th v rozmezí 48 až 76 °C. Při kryometrii primární FI zamrzají v širokém intervalu teplot Tf mezi -39 a -62 °C. Podob-



Obr. 6. Nepravidelná zrna galenitu (bílý) s četnými uzavřeninami kalcitu. Nábrus, délka fotografie 0,4 mm.
Fig. 6. Irregular grains of galena (white), enclosing numerous inclusions of calcite. Polished section, length of photograph 0.4 mm.

ně kolísají i hodnoty Te (-25 až -52 °C) a Tm (-0,2 až -21,6 °C) a tedy i vypočtená salinita fluid (0,4–23,7 hmot. % NaCl ekviv.). U naměřených dat je zřejmá nepřímá úměra mezi salinitou a hodnotami Tf a Te. Teplotními parametry se liší FI v různých přírůstkových zónách jednotlivého krystalu nebo zrna, naopak u inkluzí lokalizovaných v rámci jedné přírůstkové zóny jsou hodnoty Tf, Te i Tm velmi podobné.

*Kalcit I* je rovněž přeplněn četnými krystalovými defekty a velmi drobnými, klasickými optickými metodami nestudovatelnými inkluzemi. Ojediněle se vyskytly i větší FI, o velikosti 12–22 μm. Za pokojové teploty je jejich fázové složení analogické dolomitu – převaha L-inkluzí, ojedinělé jsou L+V inkluze. Dvoufázové FI vykazují nízké Th mezi 43 a 73 °C. Inkluze zamrzají za teplot -40 až -79 °C. Výskyt první kapaliny, spojený s rekrystalizací zbývajících pevných fází, byl během následného zahřívání zamrzlých FI zaznamenán v teplotním intervalu -30 až -58 °C. Naměřené Te indikují přítomnost roztoků s NaCl a $CaCl_2$ v případě negativnějších hodnot a roztoků NaCl s možnou menší příměsí chloridů Fe, Mg nebo Ca v případě vyšších Te. Hodnoty Tm ledu opět široce kolísají mezi 0,0 a -18,2 °C (tj. salinita fluid mezi 0,0 a 21,4 hmot. % NaCl ekv.).

V průhledném nejstarším *barytu* byly zjištěny jen jednofázové (L) inkluze rozmístěné podél vyhojených mikrotrhlin, u nichž nelze rozhodnout, zda se jedná o PS nebo S inkluze. Tyto FI mají velmi nepravidelný plochý tvar s četnými výběžky a velikost mezi 5 a 26 μm. Při kryometrii zamrzají za teplot kolem -39 °C. Hodnoty Te nemohly být vzhledem k velmi nízké salinitě změřeny. Poslední krystal ledu roztál v rovnováze s plynnou fází (před kryometrií byly L-inkluze přehřáty na 200 °C, přičemž došlo k jejich roztažení nebo porušení hermetičnosti a po ochlazení se v nich objevila plynná fáze) za teplot 0,0 až -0,4 °C, což nasvědčuje velmi nízké salinitě uzavíraných roztoků (0,0–0,7 hmot. % NaCl ekviv.).

Tabulka 5. Výsledky mikrotermometrických měření fluidních inkluzí.
Table 5. Results of the fluid inclusion microthermometry.

| | fázové slo ení | Th | Tf | Te | Tm | salinita | slo ení fluida |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| dolomit | L, L+V | 48–76 | -39/-62 | -25/-52 | -0,2/-21,6 | 0,4-23,7 | NaCl-$CaCl_2$, NaCl±Fe, Mg, Ca |
| kalcit I | L, L+V | 42–73 | -40/-79 | -30/-58 | 0,0/-18,2 | 0,0-21,4 | NaCl-$CaCl_2$, NaCl±Fe, Mg, Ca |
| baryt | L | | -39/-42 | | 0,0/-0,4 | 0,0-0,7 | |
| kalcit II | L | | -39/-40 | | 0,0/-0,3 | 0,0-0,5 | |
| kalcit s fluoritem | L+V | 142–177 | -49/-55 | -50 | -3,6/-7,4 | 5,9-11,0 | NaCl-$CaCl_2$ |
| fluorit | L+V | 183 | -45 | -38 | -1,4/-2,2 | 2,4-3,7 | NaCl-$MgCl_2$ |
| kalcit s chloritem – bílý | L+V | 123–157 | -52 | -50 | -7,1/-7,4 | 10,6-11,0 | NaCl-$CaCl_2$ |
| kalcit s chloritem – bezb. | L, L+V | 95–109 | -43/-47 | -35/-40 | -1,6/-3,2 | 2,7-5,3 | NaCl-$MgCl_2$ |

V zakaleném barytu je přítomno velké množství primárních L-inkluzí, které však nemohly být blíže studovány pro jejich nepatrné rozměry (většinou dosahují velikosti maximálně prvních jednotek mikrometrů).

V bezbarvém i žlutém *kalcitu II* jsou fluidní inkluze velmi vzácné; kalcit je velmi čistý, bez jakýchkoli defektů. Ojediněle se vyskytují ploché (2D) PS či S FI na vyhojených mikrotrhlinách, o velikosti až 40 μm. Tyto inkluze jsou jednofázové, vyplněné pouze vodným roztokem. Při kryometrii zamrzají za teploty -40 °C a poslední led v nich taje (v rovnováze s plynnou fází; po předchozím přehřátí) až při teplotách -0,2 až -0,3 °C, což svědčí o velmi nízké salinitě fluid mezi 0,4 a 0,5 hmot. % NaCl ekv. V kalcitu II byla zjištěna i jedna primární dvoufázová inkluze o velikosti 28 μm. Má poměrně složitý prostorový (3D) tvar s několika výběžky sledujícími krystalonomické směry. Naměřená relativně vysoká teplota homogenizace (118,5 °C) může být důsledkem „natažení" této poměrně rozměrné a morfologicky složité inkluze při přípravě vzorku. Teplota Tm (0,0 °C) indikuje přítomnost čisté vody.

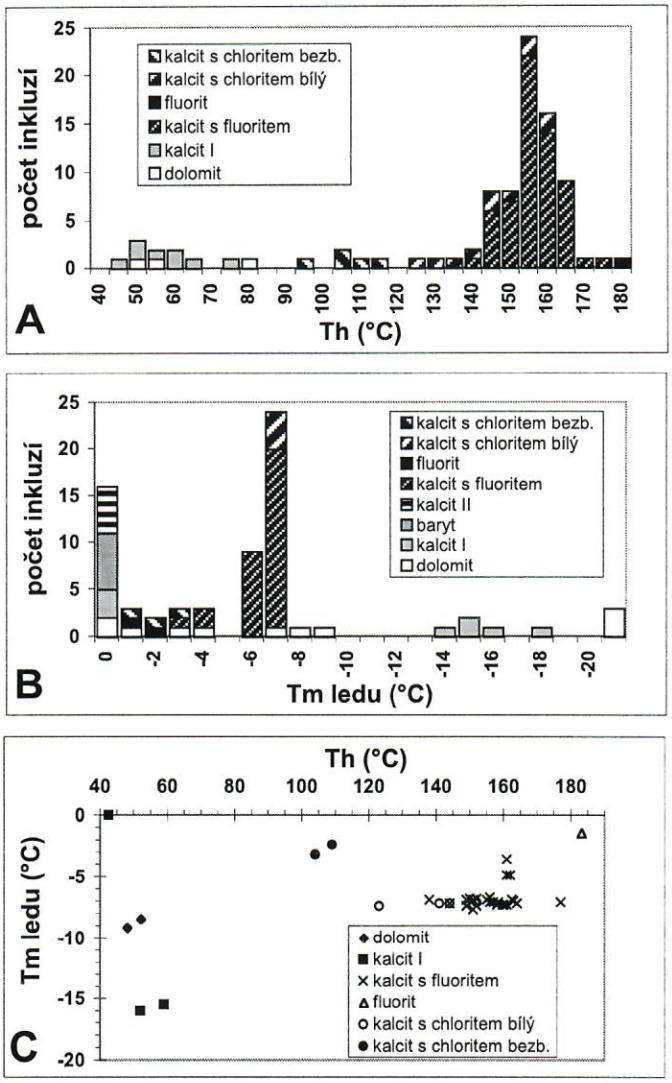
P a PS FI v *kalcitu s fluoritem* mají převážně izometrický (3D), nepravidelný tvar a velikost mezi 7 a 20 μm. Charakteristická je pro ně trojrozměrná distribuce v hostitelském minerálu, nebo výskyt v izolovaných shlucích. Jsou plynokapalné (L+V), s konstantním stupněm zaplnění (cca 5 % plynné fáze). Th se pohybují mezi 142 a 177 °C. Inkluze zamrzají za teplot -49 až -55 °C, přičemž mírně ztmavnou. V některých případech bylo pozorováno i mírné zhnědnutí vymrzlých inkluzí, což spolu s Te blízkými -50 °C dokládá přítomnost $CaCl_2$–NaCl–$H_2O$ fluid. Poslední krystal ledu roztál při teplotách -3,6 až -7,4 °C, což indikuje celkovou salinitu roztoku mezi 5,9 a 11,0 hmot. % NaCl ekv.

Ojediněle byly zjištěny i sekundární FI. Jsou dvoufázové, L+V, s nízkými Th kolem 80 °C. Při kryometrii vykazovaly metastabilní chování (led tál až za teplot nad 0 °C).

*Fluorit* je na inkluze velmi chudý. Navíc, FI dosahují často jen nepatrných rozměrů do 2 μm. Ve třech různých vzorcích byly nalezeny jen dvě měřitelné FI o velikosti 5 a 7 μm. Obě jsou dvoufázové, typu L+V. První, primární inkluze, tvaru dokonalého negativního tetraedru, vykázala Th 183 °C, Tf -45 °C (přičemž mírně ztmavla), Te -38 °C a Tm -1,4 °C indikující nízkou salinitu (2,4 hmot. % NaCl ekv.). Druhá, nepravidelného protaženého tvaru, měla obsah plynné fáze cca 30 % (asi porušená těsnost, Th nebyla měřena); teplota Tm -2,2 °C odpovídá salinitě 3,7 hmot. % NaCl ekv.).

*Kalcit s chloritem* má v různých částech velmi nepravidelnou distribuci inkluzí a i z hlediska jejich mikrotermometrických charakteristik se jeví účelné obě části odlišit.

Nejstarší, makroskopicky bílý a zakalený kalcit je doslova přeplněn inkluzemi i jinými krystalovými defekty. P a PS FI jsou dvoufázové, s konstantním poměrem plynné a kapalné fáze (5 % plynu), o velikosti do 20 μm. Th kolísají mezi 123 a 157 °C, Tf kolem -52 °C, Te kolem -50 °C, Tm ledu se pohybují mezi -7,1 a -7,4 °C (tj. salinita 10,6–11,0 % NaCl ekviv.). Relativně často se vyskytují i skupiny sekundárních inkluzí, rozmístěné podél mikrotrhlin. Jsou jednofázové (L), ploché (2D), dobře průhledné. Při kryometrii zůstávají bezbarvé, Tf kolem -45 °C, Tm = -2 °C.




Obr. 7. Výsledky mikrotermometrických měření fluidních inkluzí; a) – histogram teplot homogenizace dvoufázových L+V inkluzí; b) – histogram teplot tání posledního krystalu ledu; c) – diagram Th-Tm.

Fig. 7. Results of the fluid inclusion microthermometry; a) – histogram of the homogenization temperatures of two-phase L+V inclusions; b) – histogram of the last ice crystal melting temperatures; c) – Th vs. Tm plot.

Mladší, bezbarvé a průhledné partie krystalů kalcitu jsou na inkluze chudší, zato však FI dosahují větších rozměrů (až 40 μm). Převažují jednofázové, vyplněné pouze vodným roztokem (typ L), většinou nepravidelného tvaru, ploché, dobře průhledné. Tyto FI zamrzají za teplot kolem -43 °C, přičemž po vymrznutí zůstávají bezbarvé. Te kolem -35 °C indikuje NaCl–$H_2O$ fluida s příměsí Ca či Mg. Tm mezi -1,6 a -1,9 °C svědčí o nízké salinitě roztoků, mezi 2,7 až 3,2 hmot. % NaCl ekv. S kapalnými inkluzemi jsou místy v asociaci kogenetické L+V FI s malou plynnou bublinou. Vzácně se však

mohou vyskytovat i v samostatných skupinkách. Dvoufázové FI mají Th v intervalu 95 až 109 °C, Tf kolem -47 °C, Te okolo -40 °C a Tm mezi -2,4 a -3,2 °C indikující salinitu 4,0–5,2 hmot. % NaCl ekv.

V Th-Tm diagramu (obr. 7c) naznačuje distribuce naměřených dat pro dolomit-barytové žíly mísení chladnějších a méně salinních roztoků s teplejšími a více salinními. Tentýž trend je patrný pro kalcit-chloritovou asociaci. Naopak u kalcit-fluoritové mineralizace je možné uvažovat o mísení chladnějších a více salinních fluid s teplejšími a zředěnějšími roztoky.

## Stabilní izotopy

Analýzy izotopického složení *síry* byly zatím provedeny na 4 žilných sulfidech, 2 barytech a jednom horninovém pyritu.

Vzorek markazitu z mocné dolomitové žíly ve střední části první etáže vykázal hodnotu $\delta^{34}S$ = -28,6 ‰ CDT; zatímco markazit z centrální části kalcitové žíly má -27,4 ‰ CDT. Chalkopyrit vtroušený v kalcitu I má -9,3 ‰ CDT, $\delta^{34}S$ galenitu v asociaci s kalcitem je +5,3 ‰ CDT. Průměrný vzorek horninového pyritu, který byl odebrán z různých míst první etáže a vyseparován z horninové drti rýžováním, měl hodnotu $\delta^{34}S$ = +9,9 ‰ CDT. Růžový zakalený baryt měl $\delta^{34}S$ = +19,1 ‰ CDT a pro nejstarší bezbarvou průhlednou část barytového krystalu byla stanovena hodnota +17,7 ‰ CDT.

U hydrotermálních sulfidů je patrná značná variabilita naměřených hodnot. Je to ovšem pochopitelné, neboť jednotlivé minerály pocházejí z různých mineralizačních fází. I z toho důvodu nelze naměřených dat využít k vyčíslení teplot krystalizace. Naopak vzorky téhož minerálu odebrané z různých míst nebo žil (markazit, baryt) vykazují velmi podobné a málo variabilní hodnoty $\delta^{34}S$, což by indikovalo, že v rámci konkrétní dílčí mineralizační fáze byly jen málo proměnlivé pro izotopy síry kritické parametry matečného hydrotermálního roztoku (zejména izotopické složení síry roztoku, Eh, pH).

Je-li známa teplota vzniku, je možné vypočítat izotopické složení síry hydrotermálního roztoku a interpretovat její zdroj. V našem případě poskytují nejlepší odhad teploty vzniku homogenizační teploty fluidních inkluzí. Vypočtené hodnoty $\delta^{34}S$ sulfanu hydrotermálního roztoku by pak byly následující (v závorce je uvedena pro výpočet použitá teplota): markazit (50 °C) ~ -31 ‰ CDT; chalkopyrit (60 °C) ~ -9 ‰ CDT. Pro mineralizaci s galenitem nejsou k dispozici homogenizační teploty; pokud bychom však pro orientační výpočet použili maximální na lokalitě zjištěný rozsah hodnot Th (50–200 °C), vychází hodnota $\delta^{34}S$ sulfanu mezi +8 a +11 ‰ CDT. Tato hodnota je prakticky identická s $\delta^{34}S$ horninové síry (+9,9 ‰ CDT), z čehož by bylo možno usuzovat, že zdroj síry pro tvorbu galenitu byl v okolních horninách. Oproti tomu problémem je identifikace zdroje izotopicky lehké síry u sulfidů z dolomit-barytových žil. Horninová síra zřejmě nepřipadá v úvahu – jak v případě brněnského masívu, tak v případě hornin svratecké klenby moravika byly ve všech dosud provedených analýzách horninové síry zjištěny jen pozitivní hodnoty $\delta^{34}S$ (+1,1 až +14,7 ‰ CDT; MALÝ, 2000, MALÝ, DOLNÍČEK, SLOBODNÍK – nepubl. data). Lokální variabilita fyzikálněchemických parametrů hydrotermálního roztoku (zejména Eh a pH) přímo v místě krystalizace sulfidů asi rovněž nebyla hlavní příčinou, protože sulfidy z jedné mineralizační fáze mají i na různých lokalitách velmi blízké hodnoty $\delta^{34}S$ (srov. DOLNÍČEK, 1999, MALÝ, 2000). Jako nejpravděpodobnější se zatím jeví dvě možnosti – buď byl sulfan pro tvorbu sulfidů s nízkými hodnotami $\delta^{34}S$ přinášen migrujícím hydrotermálním roztokem z externího zdroje, nebo vznikal v hydrotermálním systému některým z procesů nízkoteplotní redukce sulfátové síry, ať už za účasti sulfát redukujících bakterií nebo čistě anorganicky. Zachování negativních hodnot $\delta^{34}S$ ($H_2S$) v roztoku, který procházel horninami s pozitivními hodnotami $\delta^{34}S$ , by bylo možné díky

Tabulka 6. Izotopické složení uhlíku a kyslíku karbonátů a vypočtené hodnoty $\delta^{13}C$ a $\delta^{18}O$ matečného roztoku.
Table 6. Carbon and oxygen isotopic composition of carbonates and calculated $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ values for the parent solution.

| | karbonát | | | | hydrotermální roztok | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | $\delta^{13}C$ (PDB) | $\delta^{18}O$ (PDB) | $\delta^{18}O$ (SMOW) | teplota | $\delta^{13}C$ (PDB) | $\delta^{18}O$ (SMOW) |
| masově červený dolomit | -5,4 | -7,9 | 22,7 | 48–76? | -8,0/-9,1 | -6,4/-1,6 |
| světle růžový dolomit | -5,1 | -4,4 | 26,3 | 48–76 | -7,7/-8,8 | -2,8/+2,0 |
| kalcit I – bílý, s chalkopyritem | -7,1 | -9,1 | 21,5 | 42–73 | -9,6/-10,9 | -3,1/+1,7 |
| kalcit II – žlutý | -9,2 | -8,9 | 21,7 | 30–50 | -12,6/-13,8 | -5,2/-1,5 |
| kalcit s chloritem – bezb. | -10,1 | -8,5 | 22,1 | 95–109 | -12,1/-12,2 | +5,0/+6,4 |
| kalcit s galenitem | -8,4 | -14,8 | 15,7 | 50–200? | -7,7/-12,0 | -7,5/+6,7 |

nízkým teplotám fluida a velmi pomalé kinetice remobilizace pyritové síry i izotopické výměny mezi $H_2S$ a sulfidy za teplot pod 100 °C (OHMOTO a GOLDHABER, 1997).

Baryty mající příměs hematitu vznikají za vysoké fugacity kyslíku, kdy je prakticky veškerá síra v hydrotermálním roztoku přítomna ve formě $SO_4^{2-}$. Hodnoty $\delta^{34}S$ barytů v takovém případě přímo indikují izotopické složení síry roztoku v době krystalizace barytu (OHMOTO, 1986). Zdrojem izotopicky těžké sulfátové síry (cca +18 ‰ CDT) byl pravděpodobně mořský sulfát.

Analýzy izotopického složení *uhlíku a kyslíku* karbonátů byly provedeny na 2 dolomitech a 4 kalcitech. Výsledky jsou prezentovány v tab. 6 a na obr. 8.

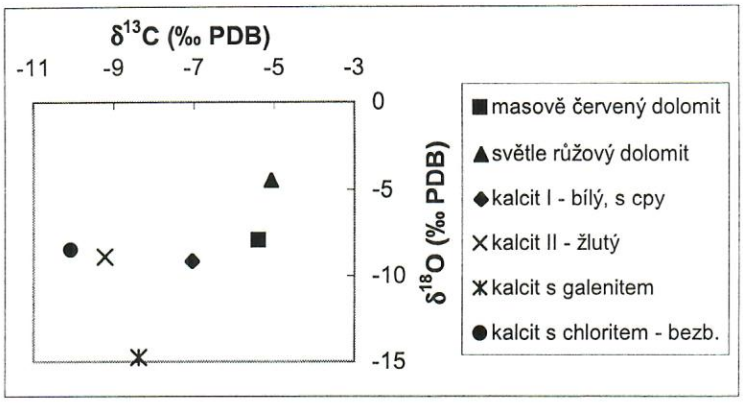
Dolomity mají hodnoty $\delta^{13}C$ -5,1 a -5,4 ‰ PDB a $\delta^{18}O$ -4,4 a -7,9 ‰ PDB. Starší, masově červený dolomit má mírně nižší hodnoty $\delta^{18}O$ i $\delta^{13}C$ než mladší narůžovělý dolomit, což by bylo možné vysvětlit mírně vyšší teplotou krystalizace červeného dolomitu (asi o 15 °C) nebo poněkud odlišným izotopickým složením matečného roztoku. Vypočtená hodnota $\delta^{13}C$ ($HCO_3^-$) fluid vychází kolem -8 ‰ PDB, což je hodnota typická pro „hlubinný" uhlík pocházející ze spodní kůry či pláště anebo pro uhlík homogenizované zemské kůry. Hodnota $\delta^{18}O$ vody hydrotermálního roztoku kolísá mezi -6,4 a +2,0 ‰ SMOW. Hodnoty blízké 0 ‰ SMOW lze interpretovat jako mořskou vodu, zatímco negativní hodnoty jsou charakteristické pro vodu meteorickou.

Pro kalcity byly stanoveny hodnoty $\delta^{13}C$ mezi -7,1 a -10,1 ‰ PDB a hodnoty $\delta^{18}O$ mezi -8,5 a -14,8 ‰ PDB. Vypočtená hodnota δ13C ($HCO_3$-) fluid kolísá mezi -9,6 a -13,8 ‰ PDB. což by mohlo indikovat přítomnost „hlubinného" uhlíku (resp. uhlíku homogenizované zemské kůry; $\delta^{13}C$ mezi -5 a -8 ‰ PDB), kontaminovaného uhlíkem odvozeným z organické hmoty ($\delta^{13}C$ obecně mezi -20 a -30 ‰ PDB, příp. i nižší). Vypočtené hodnoty $\delta^{18}O$ vody hydrotermálního roztoku nasvědčují účasti meteorické vody (negativní hodnoty $\delta^{18}O$; kalcit II), mořské vody (cca 0 ‰ SMOW; kalcit I) a magmatické či typicky metamorfní vody (pozitivní hodnoty $\delta^{18}O$; SHEPPARD, 1986; kalcit s chloritem). Pro kalcit s galenitem vycházejí pro modelový teplotní interval 50–200 °C velmi široké rozsahy hodnot $\delta^{13}C$ i $\delta^{18}O$ fluid, pokrývající celkový rozptyl hodnot všech ostatních analyzovaných karbonátů (tab. 6).

## Závěr

Podle minerálního složení je možno v lomu v Dolních Loučkách rozlišit čtyři typy epitermální žilné mineralizace: dolomit-barytovou se sulfidy, kalcitovou s fluoritem, kalcitovou s chloritem a kalcitovou s galenitem.

Dolomit-barytové žíly mají SZ–JV směr, strmý sklon a jsou tvořeny hlavně Fe-chudým dolomitem, barytem, kalcitem a obecnými sulfidy. Sulfidické minerály mají nízké obsahy izominerálních prvků (Fe, Cd, Mn ve sfaleritu, Mn v markazitu). Velmi nízké teploty vzniku dokládají jak homogenizační teploty dvoufázových fluidních inkluzí (pod 80 °C),




Obr. 8. Diagram $\delta^{13}C$ versus $\delta^{18}O$ pro hydrotermální karbonáty z Dolních Louček.
Fig. 8. $\delta^{13}C$ vs. $\delta^{18}O$ plot for hydrothermal carbonates from Dolní Loučky.

tak i častá přítomnost jednofázových inkluzí, vyplněných jen vodným roztokem. Minerální fáze vznikaly z roztoků obsahujících hlavně chloridy Ca a Na (±Mg). Salinity fluid silně kolísaly, od koncentrovaných solanek (přes 20 hmot. % NaCl ekv.) až po čistou meteorickou vodu, a to i v řádu jen X0 μm mocných přírůstkových zón na krystalu karbonátu. Izotopické složení kyslíku vody, z níž krystalovaly karbonáty, nasvědčuje přítomnosti mořské a meteorické vody v hydrotermálním systému. Typické jsou negativní hodnoty $\delta^{34}S$ sulfidů a pozitivní hodnoty $\delta^{34}S$ barytů, které jsou však o několik ‰ nižší než hodnota $\delta^{34}S$ současného mořského sulfátu (+20 ‰ CDT). Mísení mořských solanek s meteorickou vodou bylo hlavní příčinou krystalizace převážné části mineralizace. Charakter mineralizace, minerální složení i podmínky vzniku dolomit-barytových žil z Dolních Louček jsou v zásadě analogické jak ostatním lokalitám barytových žil v okolí Tišnova (Dřínová, Květnice – Dolníček, 1999, 2001; Maršov a okolí – Malý, 2000, Malý a Dobeš, 2002), tak dalším mesozoickým fluorit-barytovým mineralizacím Českého masivu (Čadek et al., 1981, Žák et al., 1990).

Všechny tři výše zmíněné kalcitové mineralizace lze podle výsledků studia fluidních inkluzí a analýz stabilních izotopů zřejmě považovat za produkt téhož mineralizačního aktu. Žilky dosahují jen malých mocností do 2 cm a chybí u nich jakékoli hydrotermální alterace okolní horniny. Jsou tvořeny převážně kalcitem s menší příměsí fluoritu, chloritu nebo galenitu. Fluidní inkluze jsou dvoufázové, L+V, s homogenizačními teplotami 95–180 °C a středními salinitami (3–11 hmot. % NaCl ekv.). Roztoky obsahovaly chloridy Na, Ca a Mg. Síra pro tvorbu galenitu byla derivována z okolních hornin. Tyto mineralizace mohly vzniknout během pozdní fáze retrográdní metamorfózy okolních hornin, nicméně přímý důkaz (hlavně z terénu) zatím chybí. Kalcitové žíly s fluoritem jsou parametry fluidních inkluzí velmi blízké fluoritové mineralizaci ze sousední Květničky (Dolníček, nepubl. data). Parageneticky a texturně jsou rovněž srovnatelné s kalcit-fluoritovými žilami z kulmu Drahanské vrchoviny v okolí Vyškova; rozdíl je v podstatně vyšších teplotách homogenizace fluidních inkluzí (Dolníček, nepubl. data). Kalcit-chloritová asociace je neobvyklá zejména velmi nízkými teplotami, které indikuje chloritová termometrie.

## Poděkování

Autoři děkují všem, kdo se jakýmkoli způsobem podíleli na zpracování daného tématu: chemikům P. Kadlecovi a I. Zavadilové za provedení chemických analýz, dr. V.

Vávrovi za provedení mikrosondových analýz, J. Povolnému za vyhotovení výbrusů a nábrusů, RNDr. J. Leichmannovi za asistenci při studiu výbrusů v katodové luminiscenci, dr. J. Faimonovi za provedení spektrálních analýz, dr. J. Zachariášovi za umožnění přístupu k mikrotermometrické aparatuře a recenzní posouzení rukopisu. Výzkum byl proveden s podporou grantu GAČR 205/02/P104.

## SUMMARY

The quarry near Dolní Loučky (2 km WNW from Tišnov, 20 km NW from Brno) is situated in Proterozoic metagranitoids of the core of the Moravian Svratka Dome. Four types of epithermal vein mineralization were recognized on the basis of their mineral composition – (i) dolomite-barite, (ii) calcite-fluorite, (iii) calcite-chlorite and (iv) calcite-galena one. All the mineralizations were studied using wet chemical, electron microprobe, cathodoluminescence, stable isotope and fluid inclusion analyses.

Dolomite-barite veins strike NW–SE and reach up to 1 m in thickness. Symmetrical banding and breccias are typical structural features. Very characteristic are hydrothermal alterations of host rock, represented especially by hematitization and kaolinization. Veins consist of predominating Fe-Mn poor dolomite, less occurs barite, calcite, common sulphides (marcasite, chalcopyrite, sphalerite), only accessoric are hematite, goethite and quartz. Fluid inclusions in dolomite, calcite and barite are mostly aqueous, indicating very low formation temperatures. Scarce two-phase (L+V) inclusions have very low homogenization temperatures up to 80 °C. Fluids were rich in sodium and calcium chlorides, as indicate eutectic temperatures. Salinities vary significantly, from brines (over 20 wt. % NaCl eq.) to pure meteoric water (0 wt. % NaCl eq.), also among only X0 μm thick growth zones within single crystal of carbonate. Oxygen isotopic composition of parent fluid indicates presence of marine and meteoric water in the hydrothermal system. Typical are negative $\delta^{34}S$ values of sulphides (-9.3 to -28.6 ‰ CDT) and positive $\delta^{34}S$ values of barites (+17.7 and +19.1 ‰ CDT). Mixing of marine brines with meteoric water was the most important depositional mechanism for precipitation of the main part of mineralization. The nature, mineral composition and formation conditions of the dolomite-barite mineralization from Dolní Loučky are in principle analogous to other vein barite occurrences in the surrounding of Tišnov (Dřínová, Květnice – Dolníček, 1999, 2001; Maršov – Malý, 2000, Malý and Dobeš, 2002), as well as to the next Mesozoic fluorite-barite mineralizations in the Bohemian Massif (Čadek et al., 1981, Žák et al., 1990).

Based on field, fluid inclusion and isotopic data, all three above mentioned calcite-bearing mineralizations seem to be product of the same mineralizing event. They are formed by calcite containing an admixture of fluorite, galena or chlorite, respectively. Hydrothermal alterations of the wall rock have not been recognized. Fluid inclusions are two-phase, L+V, with homogenization temperatures ranging between 95 and 180 °C and with moderate salinities (3–11 wt. % NaCl eq.). The solutions contain Na, Ca and Mg chlorides. Sulphur in galena was derived from the host rock. These mineralizations may originate during late phase of the retrograde metamorphism of the host rock, but the field proof lacks. Calcite-fluorite veins have comparable mineral assemblage and fluid inclusion parameters with the fluorite mineralization from Květnička Hill or with the calcite-fluorite veins in Culmian (Lower Carboniferous) sediments of the Drahany Upland near Vyškov (Dolníček, unpubl. data).

## LITERATURA

Bodnar, R. J., 1993: Revised equation and table for determining the freezing point depression of $H_2O$–NaCl solutions. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 57: 683–684.

Cathelineau, M., 1988: Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, 23: 471–485. London.

Čadek, J., Benešová, Z., Buzek, F., Fengl, M., Hladíková, J., Jansa, J., Legierski, J., Majer, V., Mikšovská, J., Novák, F., Reichmann, F., Šmejkal, V., Vavřín, I., Veselý, J., 1981: Genetické podmínky vzniku fluoritových ložisek. *MS*, Ústř. Úst. geol. Praha.

Dolníček, Z., 1999: Parageneze barytových výskytů v blízkém okolí Tišnova. *MS*, dipl. práce, Kat. min., petr., geoch. PřF MU Brno.

Dolníček, Z., 2001: Mineralogie barytových žil na Květnici u Tišnova. *Acta Mus. Mor., Sci. geol.*, 86: 59–73. Brno.

DOLNÍČEK, Z., BURIÁNEK, D., 1997: Hydrotermální mineralizace v lomu Dřínová u Tišnova. *Acta Mus. Mor., Sci. geol.*, 82: 33–43. Brno.

DOLNÍČEK, Z., SLOBODNÍK, M., MALÝ, K., 2003: Prevariská barytová mineralizace z lomu v Dolních Loučkách u Tišnova. Sborník abstraktů z konference *Moravskoslezské paleozoikum* 2003: 7–8. Olomouc.

HEY, M. H., 1954: A new review of the chlorites. *Mineral. Mag.*, 30: 277–292. Washington.

HLAVATÝ, J., 1966: Stanovení dobývacího prostoru pro kamenolom Předklášteří. *MS,* Silnice Brno.

HLAVATÝ, J., 1970: Plán otvírky, přípravy a dobývání, kamenolom Předklášteří. *MS,* Silnice Brno.

JAROŠ, J., MÍSAŘ, Z., 1959: Předběžná zpráva o geologických výzkumech v okolí Tišnova. *Čas. Min. Geol.*, 4, 1: 93–95. Praha.

JAROŠ, J., MÍSAŘ, Z., 1976: Nomenclature of the tectonic and lithostratigraphic units in the Moravian Svratka Dome. *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 51: 113–122. Praha.

JOWETT, E. C., 1991: Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting (Toronto, May 27-29, 1991), Program with Abstracts 16, A62. Toronto.

KACHLÍK, V., 1989: A contribution to the tectono-magmatic history of the Moravian unit in the core of the Svratka dome. *Krystalinikum,* 20: 49–64. Praha.

KRUŤA, T., 1966: Moravské nerosty a jejich literatura 1940–1965. Moravské museum. Brno.

MALÝ, K., 2000: Mineralogie polymetalických rudních výskytů ve svratecké klenbě moravika. *MS*, disertační práce, PřF MU Brno.

MALÝ, K., DOBEŠ, P., 2002: Mineralogie polymetalických rudních výskytů u Maršova a Javůrku (svratecká klenba moravika). – *Acta Mus. Mor., Sci. geol.*, 87: 75–85. Brno.

MELKA, K., 1965: Návrh na klasifikaci chloritových minerálů. *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 40, 1: 23–27. Praha.

OHMOTO, H., 1986: Stable isotope geochemistry of ore deposits. *Reviews in mineralogy*, 16: 491–559. Washington.

OHMOTO, H., GOLDHABER, M. B., 1997: Sulfur and carbon isotopes. – In: Barnes, H. L. (ed.): Geochemistry of hydrothermal ore deposits: 517–611. J. Wiley & Sons. New York.

SHEPHERD, T. J., RANKIN, A. H., ALDERTON, D. H. M., 1985: A practical guide to fluid inclusion studies. Blackie. Glasgow and London.

SHEPHERD, S. M. F., 1986: Characterization and isotopic variations in natural waters. – IN: VALLEY, J. W., TAYLOR, H. P., O'NEIL, J. R. (Eds.): Stable isotopes in high temperature geological processes. Reviews in mineralogy, 16: 165–183.

TICHÝ, M., 1992: Inversní metamorphosa v severním křídle svratecké klenby. *MS,* dipl. práce, Kat. petrologie PřF UK Praha.

ŽÁK, K., ČADEK, J., DOBEŠ, P., ŠMEJKAL, V., REICHMANN, F., VOKURKA, K., SANDSTAT, J. S., 1990: Vein barite mineralization of the Bohemian Massif: Sulfur, oxygen and strontium isotopes and fluid inclusion characteristics and their genetic implications. In: POOLE, F. G., DOBEŠ, P. (eds.), Proceedings of the symposium on barite and barite deposits, Praha: 35–49.