

- Kettner, R. (1933): Zpráva o grygovském devonu u Olomouce. - Čas. Vlast. Spolku mus. V Ol., 46, 10-15. Olomouc.
- Sandberg, C.A. (1976): Conodont biofacies of Late Devonian Polygnathus styriacus Zone in Western United States. - Geol. Ass. Can. Spec. Paper No. 15, 171-186.
- Sedlák, P. (1999): Biostratigrafie a konodontové biofacie vybraných lokalit svrchnodevonských a spodnokarbonských karbonátů platformního vývoje na střední Moravě. - Dipl. Práce, MS, PřF UP, 57 str. Olomouc.
- Van Steenwinkel, M. (1993): The Devonian-Carboniferous boundary: Comparison between the Dinant Synclinorium and the northern border of the Rhenish Slate Mountains. A sequence stratigraphic view. - Ann. Soc. Géol. Belg., 115, 2, 65-681. Bruxelles.

MINERALOGIE A PODMÍNKY VZNIKU TIŠNOVSKÝCH BARYTOVÝCH ŽIL

Mineralogy and genetic conditions of the barite veins from Tišnov

Zdeněk Dolníček

Katedra mineralogie, petrologie a geochemie PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

Katedra geologie PřF UP, tř. Svobody 26, 771 46 Olomouc, e-mail: dolnicek@prfnw.upol.cz

(24 - 32 Brno)

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

Abstract:

Hydrothermal barite vein mineralization was studied at four localities in surroundings of Tišnov (20 km NW from Brno). Veins have strike NW-SE and crosscut rocks of the Moravian Svratka Dome. Veins consist predominantly of calcite and barite, less frequently of fluorite, quartz, dolomite, aragonite, hematite, goethite, chlorite. Traces of sulfides (chalcopyrite, galena, sphalerite, marcasite, tetrahedrite, bravoite and pyrite) are present, too. Homogenization temperatures of the fluid inclusions range between 45 and 125 °C. Cryometric measurements indicate Ca-Na-Cl and Na-Cl types of fluid. Salinity of the trapped solutions fluctuates very much (0-24 wt. % NaCl equiv.) dependently on evolution of mineralization. Oxygen and carbon isotopic composition of the parent fluid ranges between -3,5 and +5,5 per mil SMOW and between -6 and -10 per mil PDB, respectively. Mineralogical, geochemical, fluid inclusion and stable isotope data reveal basinal brines as parent fluid of the investigated mineralization.

Úvod

Výskyty různých typů hydrotermální barytové mineralizace jsou charakteristickým minerogenetickým fenoménem celé svratecké klenby moravika. Baryt zde vystupuje jednak jako součást polymetalických paragenezí (Borovec, Švařec, aj.), jednak na samostatných žilách společně s karbonáty a fluoritem (okolí Maršova a Tišnova). Výskyty v blízkém okolí Tišnova byly studovány z hlediska mineralogie a geneze v rámci diplomové práce autora (Dolníček 1999). Hlavní výsledky nových výzkumů jsou předmětem tohoto příspěvku.

Barytové žíly byly sledovány na lokalitách Dřínová (činný lom), Květnice (staré štoly po těžbě barytu, opuštěné lůmky a výchozy), Dolní Loučky (činný lom) a Štěpánovice (opuštěné lomy). Žíly prorážejí jak horniny jádra svratecké klenby moravika - svrateckou rulu a devonské sedimenty květnického vývoje - tak horniny morávního příkrovu (fylity skupiny Bílého potoka).

Přehled dosavadních mineralogických výzkumů je poměrně chudý. Starší práce mají popisný charakter typu nálezových zpráv. Několik ložiskově zaměřených prací pochází z šedesátých let, kdy probíhal v okolí Tišnova ložiskový průzkum zaměřený na polymetalické a fluorit-barytové zrudnění (s negativním výsledkem). Nověji žíly pro jejich nesporně nebilanční charakter detailněji studovány nebyly. Nejvíce informací podávají práce Rzehaka (1911), Mášla (1960), Hoffmana - Trdličky (1971) a diplomové práce Scharma (1960) a Jandy (1988).

Mineralogie

Ve všech typech hornin mají žíly směr převážně SZ - JV a sklon v rozmezí 50 - 90° s úklonem k SV i JZ. Kontakt žil s okolní horninou je ostrý. Hydrotermální alterace (kaolinizace a vybělení rul a fylitů, prokřemenění vápenců) se projevují do vzdálenosti maximálně 20 cm od žíly. Velmi charakteristické je zabarvení bočních hornin

Stadium díličí fáze	dolomitové	kalcit - baryt - fluoritové					aragonitové
		skal. nejst.	skal. ml.		skal. nejml.	dělový	
siderit	■						
Fe-dolomit	■						
sulfidy			■	■		■	
Mg-ankerit							
křemen		■			■		■
kalcit			■	■			■
fluorit					■	■	■
baryt				■	■		
goethit							■
aragonit							■

Obr. 1 - Schéma sukcese tišnovských barytových žil.
Fig. 1 - Succession diagram of the barite veins from Tišnov.

hematitem. Ve výbrusech je patrná i různě intenzivní karbonatizace rul a fylitů. Metasomatické zatlačování vápenců nebylo pozorováno.

Mocnost žil kolísá od cm až po 2,5 m (Květnice), běžně však dosahují žíly 10 - 30 cm. Časté je vykliňování či tektonická redukce mocnosti žil, které tak získávají až čočkovitý charakter, nebo naopak zvětšení mocnosti vlivem tektonického opakování žilné výplně.

Textury žil jsou symetricky či asymetricky páskované, často brekciovité nebo drúzovité. Drúzové dutiny se vyskytují poměrně často a mohou dosahovat i značných rozměrů (největší dutina nalezená v poslední době měla rozměry 2 x 2 x 1,5 m).

Na minerální výplni žil se hlavní měrou podílí karbonáty (hlavně kalcit, méně dolomit a aragonit, akcesoricky siderit), baryt a fluorit. Křemen je poměrně vzácný, podobně chlorit. Z rudních nerostů se vyskytují oxidy a hydroxidy železa (hematit a goethit) a sulfidy (hlavně chalkopyrit, méně pyrit, galenit a sfalerit, vzácně bravoit, tetraedrit a markazit).

Na lokalitách byly zjištěny tři primární mineralizační stadia:

- 1) dolomitové
- 2) kalcit-baryt-fluoritové
- 3) aragonitové.

Posloupnost krystalizace minerálů v jednotlivých stadiích je zřejmá z obr. 1. Všechna stadia v úplném vývoji byla nalezena pouze na Dřínové. Na Květnici a ve Štěpánovicích byly zjištěny jen minerály kalcit-baryt-fluoritového stadia a v Dolních Loučkách není přítomno aragonitové mineralizační stadium. Po krystalizaci minerálů jednotlivých díličích fází docházelo k oživení tektonických pohybů a v důsledku toho byla různě intenzivně postižena

žilná výplň drcením a tlakovým rozpouštěním (vznik četných stylolitů).

Siderit je nejstarší minerál studovaných žil. Vytváří izolovaná nepravidelná izometrická zrna hnědé barvy o velikosti do 1 mm. Jeho chemismus odpovídá Mg-sideritu.

Dolomitický karbonát je zrnitý (velikost zrna 1 - 3 mm) nebo tvoří krystaly do dutin. Klence dosahují velikosti až 5 mm. Podle klasifikačního diagramu Trdličky - Hoffmana (1976) jde v případě dolomitů z Dřínové o Fe-dolomity a Mg-ankerity, zatímco v Dolních Loučkách se jedná o čistý dolomit.

Kalcit tvoří převážnou část žilné výplně. Na základě detailního studia chemismu, morfologie a pozice v žilovině bylo vyčleněno několik samostatných genetických typů:

- 1) nejstarší skalenoedrický kalcit
- 2) mladší skalenoedrický kalcit
- 3) nejmladší skalenoedrický kalcit
- 4) dělový kalcit
- 5) klencový kalcit
- 6) vláknitý kalcit
- 7) mladší kalcit.

Všechny skalenoedrické kalcity a dělový kalcit jsou součástí kalcit-baryt-fluoritového mineralizačního stadia, ostatní generace krystalovaly v rámci aragonitového stadia. Kalcit je většinou hrubě zrnitý (štěpná zrna až 5 cm), bílý, bezbarvý, případně zbarvený do červena až tmavě hněda hematitem a goethitem. Krystaly dosahují velikosti až 20 cm. Jednotlivé generace se liší chemickým složením (tab. 1, analýzy byly provedeny na PŘF MU v Brně P. Kadlecem a I. Zavadilovou). V katodoluminiscenčním mikroskopu jeví kalcity kalcit-baryt-fluoritového stadia světle až tmavě oranžovou luminiscenci, podmíněnou různým poměrem Fe / Mn. Růstová zonálnost není u skalenoedrických kalcitů v CL

č. vz.	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂ +n.p.	0,28	0,22	0,15	0,24	0,62	0,35	0,14	0,02
CaO	30,38	55,78	55,84	55,16	54,62	54,66	55,94	54,25
FeO	11,04	0,50	0,24	1,47*	0,94	0,03	0,02	0,01
MnO	0,44	0,08	0,45	0,34	0,55	0,00	0,00	0,00
MgO	13,50	0,22	0,05	0,15	0,00	1,52	0,01	1,34
SrO	0,02	0,18	0,02	0,05	0,01	0,04	0,38	0,06
CO ₂	44,32	43,18	42,57	42,78	43,35	44,07	43,67	44,10
S	99,98	100,16	99,32	100,19	100,09	100,67	100,16	99,78
Ca	1,065	1,004	1,016	1,005	0,985	0,970	1,002	0,966
Fe	0,302	0,007	0,003	0,000	0,013	0,000	0,000	0,000
Mn	0,012	0,001	0,006	0,005	0,008	0,000	0,000	0,000
Mg	0,659	0,006	0,001	0,004	0,000	0,038	0,000	0,033
Sr	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,001
S	2,039	1,019	1,027	1,014	1,007	1,008	1,006	1,000
C	1,981	0,990	0,987	0,993	0,997	0,996	0,997	1,000

Tab. 1 - Reprezentativní chemické složení karbonátů (vše Dřínová): 1 - Fe-dolomit, 2 - nejstarší skalenoedrický kalcit, 3 - mladší skalenoedrický kalcit, 4 - nejmladší skalenoedrický kalcit (* - Fe uvedeno jako Fe₂O₃), 5 - dělový kalcit, 6 - vláknitý kalcit, 7 - aragonit, 8 - mladší kalcit.

Tab. 1 - Representative chemical composition of carbonates (all samples from Dřínová quarry): 1 - Fe-dolomite, 2 - the oldest scalenohedral calcite, 3 - younger scalenohedral calcite, 4 - the youngest scalenohedral calcite (* - Fe is given as Fe₂O₃), 5 - „cannon“ calcite, 6 - fibrillary calcite, 7 - aragonite, 8 - younger calcite.

mikroskopu většinou patrná, velmi názorná oscilační zónalnost je však charakteristická pro dělový kalcit. Kalcity aragonitového stadia v důsledku nepřítomnosti Mn (tab. 1) žádnou luminiscenci nejeví.

Aragonit byl podrobněji charakterizován již dříve (Dolníček - Buriánek 1997). Starší aragonit vytváří bezbarvé jehlicovité krystalky, často ukončené, až 1 cm velké. Vyskytly se jednoduché krystaly, dvojčata podle (110) i trojčatné pseudohexagonální prorostlice. Mladší jsou radiálně paprscité agregáty aragonitu bílé či žlutavé barvy. Tvoří hlavní masu aragonitu a jsou místy zatlačovány mladším kalcitem. Chemismus aragonitu (tab. 1) je charakteristický zvýšeným obsahem Sr při nedostatku Fe, Mn a Mg.

Křemen je přítomen ve třech generacích, jeho množství je však jen akcesorické. Zastoupení křemene vzrůstá na žilách prorážejících kvarcity. Vyskytuje se v podobě drúz obecného křemene, křišťálu, záhnědy a ametystu. Krystaly jsou až 5 mm velké, průhledné, převládají na nich plochy obou základních klenců, zatímco plochy prizmatické jsou značně potlačeny.

Fluorit reprezentuje na některých žilách až 30 % žilné výplně. Je starší než baryt, který na něj narůstá. Nejčastěji je zrnitý, žluté, resp. fialové barvy. V dutinách vytváří krychle až 2,5 cm velké. Bývá často značně rozpráskán a pronikán mladšími minerály (kalcitem, barytem). V případě kalcitu lze hovořit až o zatlačování. Mnohdy je fluorit zcela vyloužen a zůstávají po něm pouze negativní otisky krystalů v žilovině. V katodoluminiscenčním mikroskopu jeví fluorit modrou luminiscenci v různých odstínech. Na některých zrnech je patrná oscilační růstová zónalnost, případně pronikání mladších fluoritových žilek. Účinkem katodového záření získal původně bezbarvý fluorit (ve výbruse) fialovou barvu. V krátkovlnném UV záření je

fluorit žlutý.

Baryt vytváří lupenité či vějířovité agregáty. Je přítomen ve dvou generacích. Starší je tvořena průhledným, hrubě tabulkovitým barytem, obrůstaným zakaleným barytem. Mladší generaci reprezentují až 2 cm velké, silně lesklé, tabulkovité krystaly, narůstající na tektonicky porušenou starší generaci. Nejstarší průhledný baryt má nejvyšší obsahy izomorfního Sr - až 2,43 % SrO. Směrem do zakalené zóny obsah Sr postupně klesá (1 - 0,4 % SrO). Krystaly mladšího barytu již obsahují pouze kolem 0,2 % SrO. Na barvu barytu má vliv příměs hematitu. Bezbarvé či bílé baryty obsahují pouze 0,01 %, masově červené nejvýše 0,5 % Fe₂O₃.

Hematit je nositelem červeného zabarvení kalcitu a barytu. Vyskytuje se však i v samostatných větších akumulacích. Buď vytváří velmi jemně zrnité vrstvičky mezi pásy ostatních minerálů, nebo polokulovité, koláčkovité agregáty složené z paprscitě uspořádaných hematitových tabulek. Tyto agregáty dosahují velikosti do 0,5 mm.

Goethit se vyskytuje buď celistvý nebo v krystalech. První typ je charakteristický kolomorfním vývinem a silným prokřemeněním (85 % SiO₂). Jde o velmi jemnozrný, hnědý až černý materiál, s lasturnatým lomem, ve výbruse hnědě prosvítající. Krystaly goethitu jsou jehlicovité, až 1 cm dlouhé, uspořádané v trsech. Za čerstva mají kovový lesk, černou barvu a hnědočerveně prosvítají, navětralé jsou žlutohnědé, sametově lesklé.

Chlorit způsobuje zelené zbarvení dělového kalcitu v Dolních Loučkách. Klasifikačně se jedná (na základě EDX analýz, analytik V. Vávra, PřF MU Brno) o delessity v klasifikaci Melky (1965), resp. diabanity podle Heye (1954).

Sfalerit je žlutý, žlutohnědý, vzácně i zelenohnědý. Vyskytuje se jako nepravidelná zrna až 5 mm velká, vtroušená v dolomitu (Dřínová), nebo v jemnozrných

minerál	F	TF	TFM	TM	TH	salinita	typ fluid
fluorit	0,95	-52 / -70	-54 / -52	-15,8 / -21,9	92 / 110	19,5 / 24	Ca-Na-Cl
mladší skal. kalcit	0,95	-43 / -58	-30 / -25	-6,1 / -11,9	115 / 120	9,3 / 16	Na-Cl (\pm Ca, Mg)
nejst. skal. kalcit	0,95	~ -60	-53 / -48	-19,5 / -15	71 / 105	14,5 / 18,7	Ca-Na-Cl
průhledný baryt	0,9 - 1	-50 / -70	-54 / -48	-8,8 / -19		12,7 / 22	Ca-Na-Cl
zakalený baryt	0,1 - 1	-30 / -38		-3,1 / -8,1		5,1 / 11,8	
křemen	0,5 - 1	-38 / -41	-22 / -20	-0,7 / -1,8		1,2 / 3,1	Na-Cl
nejmladší baryt	0,9 - 1	-40		-0,1		0,2	
sfalerit	0,9	-70		-2,9	118 / 120	4,8	
nejml. skal. kalcit	0,95				84 / 94		
dolomit	0,9	-40 / -45		-0,2	105 / 125	0,4	
dělový kalcit	0,98 - 1	-30		-0,0	46 / 56	0	

Tab. 2 - Výsledky mikrotermometrických měření inkluzí. Vysvětlení symbolů - viz text.

Tab. 2 - Results of the microthermometric measurements of fluid inclusions. Explanation of symbols - see text.

agregátech ve společnosti markazitu a barytu (D. Loučky). Chemickými analýzami bylo nalezeno 0,13 % Cd a pouze 0,09 % Fe (Dřínová), resp. 0,9 - 1,6 % Cd a 0,2 - 0,5 % Fe (D. Loučky).

Galenit je přítomen ve dvou generacích. Starší se vyskytuje v podobě zrněk 0,5 mm velkých, zarostlých v dolomitu, s obsahem Ag 0,46 - 0,56 %. Mladší galenit vytváří krychle do 1 cm, zejména na Květnici. Je chudý na stopové prvky (330 ppm Ag, 500 ppm Sb a 12 ppm Bi).

Pyrit z mineralizační fáze dělového kalcitu tvoří krystaly až 0,5 cm velké, pestře nabíhající, jež v dutinkách vzácně srůstají i v bohatší drůzy. Analyticky bylo v tomto pyritu zjištěno 1,26 % As, 18 ppm Ni, 9 ppm Co a 7 ppm Mn.

Chalkopyrit je nejhojnějším sulfidem. Vytváří jednotlivé krystaly do 3 mm velké, vtroušené v kalcitu či dolomitu. Chalkopyrity jsou na stopové prvky poměrně chudé (15 ppm Ag, 9 ppm Sn), zvýšené jsou však obsahy Zn - na Dřínové 800 ppm, na Květnici bylo mikrosondovými analýzami nalezeno dokonce 3,1 - 3,6 % Zn. Přítomnost vrostlic sfaleritu však v analyzovaných chalkopyritech pozorována nebyla.

Bravoit je přítomen jako ojedinelá automorfne omezená zrna v dělovém kalcitu na Dřínové. Mikrosondou byla zjištěna růstová zonálnost (v centru Fe-bravoit, na okraji bravoit).

Tetraedrit byl nalezen na Květnici v zrních do 1 mm velkých. Jeho chemické složení je velmi stálé a zrna nejeví výraznější zonálnost: 39 - 40 % Cu, 4 - 8 % Zn, 0,5 - 2 % Fe, 21 - 24 % Sb, 4 - 6 % As a 24 % S.

Markazit se vyskytuje v Dolních Loučkách v podobě jemnozrnných agregátů. Je zde nejhojnějším sulfidem. Analyticky bylo v markazitu zjištěno 730 ppm As.

Studium fluidních inkluzí

Mikrotermometrickému výzkumu byly podrobeny tyto minerály a jejich generace (Dřínová): fluorit, nejstarší, mladší a nejmladší skalenodrický kalcit, dělový kalcit, nejstarší průhledný, zakalený a mladší průhledný baryt, dolomit, sfalerit a křemen. Chemismus uzavřených roztoků byl detailněji sledován ve fluoritu, průhledném a zakaleném barytu starší generace z Dřínové metodou vodného výluhu.

Tvar inkluzí, přítomných ve studovaných minerálech, je velmi variabilní - od zcela nepravidelných až po dokonalé tzv. „negativní krystaly“. Velikost uzavřenin se pohybovala nejčastěji kolem 10 až 50 mm, zcela vzácně i větší (0,1 - 2 mm). Byly zjištěny pouze inkluze obsahující plynnou a kapalnou (vodný roztok) fázi.

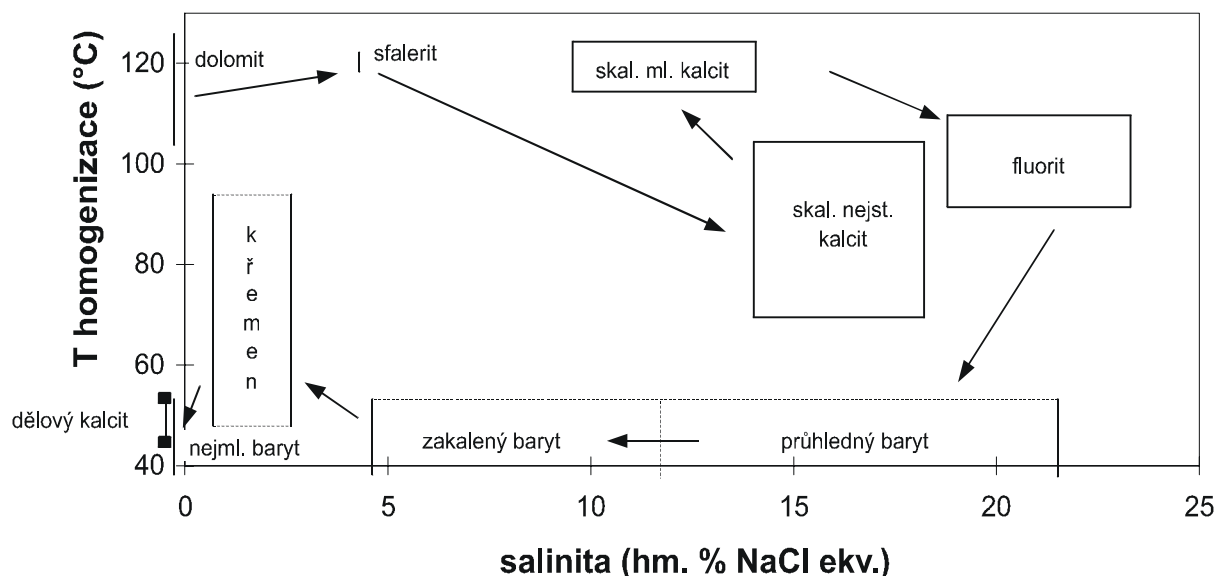
Výsledky mikrotermometrie primárních a primárně-sekundárních inkluzí jsou shrnuty v tab. 2. Měřeny byly teploty T_F (teplota zamrznutí inkluze), T_{FM} (teplota, při níž se objeví první kapalina), T_M (teplota tání posledního krystalu ledu), T_H (teplota homogenizace; ve všech případech se jednalo o homogenizaci na kapalinu). Měření byla provedena autorem na PřF UK v Praze. Stupeň zaplnění inkluzí (F) značně kolísá, u většiny minerálů se však pohybuje kolem hodnoty 0,95 (t.j. 5 % plynné fáze).

Teploty homogenizace primárních a primárně-sekundárních inkluzí kolísají u většiny vzorků v rozmezí 46 - 125 °C. Problematické je určení T_H u barytů a křemene. V těchto vzorcích převažují jednofázové, kapalně inkluze, vzácnější jsou dvoufázové inkluze se značně kolísajícím poměrem plynné a kapalně fáze. Dvoufázové inkluze vykazují značně vysoké teploty homogenizace (i přes 250 °C), u některých se bublina při zahřívání vůbec nemění, nebo dokonce zvětšuje (hlavně u barytů). Uvedené jevy lze vysvětlit v případě křemene procesem zaškrcování, v případě barytů mechanickým porušením hermetičnosti inkluzí během přípravy vzorků.

Při kryometrických měřeních uzavřeniny zamrzají při teplotách -30 až -70 °C. Velmi typické je hnědé zbarvení zamrzlých inkluzí ve fluoritu, nejstarším skalenodrickém kalcitu a průhledném barytu, což indikuje přítomnost NaCl - CaCl₂ solí v uzavřeném roztoku (Shepherd et al. 1985). Inkluze v ostatních vzorcích zůstávají bezbarvé.

Teploty T_{FM} v rozmezí -54 až -48 °C dokládají přítomnost CaCl₂ - NaCl - H₂O fluid v inkluzích ve fluoritu, nejstarším skalenodrickém kalcitu a průhledném barytu. T_{FM} inkluzí v křemenu kolem -20 °C svědčí pro systém NaCl - H₂O. Pro nedostatek materiálu nebo pro nepatrnou velikost přítomných inkluzí nemohla být kryometrická měření u některých minerálů provedena nebo nejsou úplná - viz tab. 2.

Teploty tání posledního krystalu ledu kolísají



Obr. 2 - Pozice studovaných minerálů v diagramu TH/salinita. Šipky značí posloupnost krystalizace od nejstaršího minerálu k nejmladšímu.

Fig. 2 - Position of the studied minerals in the TH/salinity plot. Arrows denote crystallization succession of minerals from the oldest to the youngest one.

v širokém intervalu 0,0 až -21,9 °C. To odpovídá obsahu rozpuštěných solí 0 - 24 hmot. % ekvivalentu NaCl (Potter et al. 1978 in Roedder 1984). Velmi nízké salinity (0, X %) svědčí o tom, že během krystalizace některých minerálů byla přítomna v hydrotermálním systému převážně meteorická voda.

Z obr. 2 je zřejmý vývoj teplot homogenizace a salinity hydrotermálního roztoku v závislosti na posloupném vývoji mineralizace. Celkově lze říci, že teploty homogenizace klesají od nejstarších minerálů k nejmladším. Salinita fluid se značně měnila v závislosti na vývoji mineralizace. Nízká je u iniciačního dolomitového stádia, pak se postupně zvyšuje (skalenoedrický kalcit), u fluoritu dosahuje maxima, načež následuje rychlý pokles (baryt, křemen) až k nule (dělový kalcit).

Analýzou vodného výluhu inkluzí ve fluoritu, průhledném a zakaleném barytu byly potvrzeny výsledky kryometrických měření (převaha Na a Ca, nedostatek Mg a K). V inkluzích ve fluoritu byly zjištěny poměrně vysoké koncentrace Zn, Pb a Ba (řádově stovky ppm).

Stabilní izotopy uhlíku, kyslíku a síry minerálů

Hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ karbonátů (analýzy izotopického složení C, O a S minerálů byly provedeny doc. J. Hladíkovou na ČGÚ v Praze) kolísají mezi -3,4 a -6,9 ‰ (PDB), hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ mezi -6,6 a -13,7 ‰ (PDB). U většiny vzorků je zřejmý přímo úměrný trend v obsazích izotopů ^{18}O a ^{13}C . Starší generace mají nižší hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ a $\delta^{18}\text{O}$, zatím co parageneticky mladší karbonáty jsou izotopicky těžší. Tento jev bývá vysvětlován poklesem teploty hydrotermálního roztoku, čemuž nasvědčují i výsledky měření teplot homogenizace fluidních inkluzí.

Vypočtená hodnota $\delta^{18}\text{O}$ vody matečného hydrotermálního roztoku u většiny generací karbonátů je blízká

0 ‰ (+2 až -3,5 ‰ SMOW). To dokládá převahu mořské či meteorické vody v hydrotermálním systému. Směrem k parageneticky mladším stádiím se hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ mírně snižují, což by svědčilo o zvyšování podílu meteorické vody v hydrotermálním roztoku.

Významně těžší je kyslík vody, z níž vznikala skalenoedrický mladší a nejmladší kalcit. V těchto případech se hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ pohybují kolem +5 ‰ SMOW. Interpretace vody o takovém složení je již méně jednoznačná. Může jít o mořskou či meteorickou vodu, jejíž izotopické složení bylo ovlivněno interakcí s horninovým prostředím za vyšších teplot než v předchozích případech. Nelze rovněž vyloučit ani příspěvek izotopicky těžké metamorfni či magmatické vody do hydrotermálního systému.

Vývoj izotopického složení uhlíku roztoku má obdobný trend jako v případě kyslíku. Opět lze pozorovat největší nabohacení těžším izotopem ($\delta^{13}\text{C} = -6$ ‰) u generace mladšího skalenoedrického kalcitu, pro většinu ostatních karbonátů se vypočtená hodnota izotopického složení HCO_3^- roztoku pohybuje mezi -7 a -9 ‰ PDB. Uhlík s hodnotami $\delta^{13}\text{C}$ mezi -5 a -8 ‰ PDB je na hydrotermálních ložiscích velmi častý. Bývá označován jako uhlík "hlubinný". Může jít o uhlík spodní kůry či svrchního pláště; pravděpodobněji však jde o uhlík homogenizované zemské kůry (Hladíková 1988).

Dělové kalcity krystalovaly z roztoku, jehož izotopické složení uhlíku výrazně kolísalo ($\delta^{13}\text{C}$ fluid mezi -7 a -11 ‰). Nižší hodnoty lze vysvětlit větším uplatněním uhlíku organické hmoty v hydrotermálním roztoku.

Hodnoty $\delta^{34}\text{S}$ barytů se pohybují mezi +11,3 a +15,2 ‰, u sulfidů kolísají v širokém rozmezí -9,5 až +8,2 ‰ (CDT). V případě sulfidů lze však pozorovat podstatně homogennější rozložení hodnot $\delta^{34}\text{S}$ v rámci jednotlivých vývojových stádií - pozitivní hodnoty $\delta^{34}\text{S}$ (3,3 - 5,9 ‰) u sulfidů z dolomitového mineralizačního stádia, negativní

hodnoty (-7,2 až -9,5 ‰, mimo odlehlou hodnotu +8,2 ‰) u sulfidů kalcit-baryt-fluoritové fáze. Ve většině případů je sice zachováno teoretické pořadí minerálů podle schopnosti hromadit při svém vzniku izotop ^{34}S , nicméně izotopická rovnováha mezi nimi neexistuje. Nasvědčují tomu výsledky izotopové termometrie, které jsou geologicky nereálné (-30 až 1180 °C). Izotopická nerovnováha byla způsobena v tomto případě pravděpodobně změnami Eh.

Závěr

Z dosažených výsledků vyplývá, že krystalizace minerálů byla podmíněna zejména poklesem teploty

a měnou složení (ředění meteorickou vodou, změny Eh) hydrotermálního roztoku. Fluida, z nichž vznikala převážná část mineralizace, odpovídají svým chemickým a izotopickým složením solankám sedimentárních pánví (často označovány jako vody formační, reliktní, diagenetické, vody naftových polí apod.). Jedná se o vody primárně mořského či meteorického původu, jejichž chemické složení bylo značně změněno při průchodu horninovým prostředím za nízkých teplot.

Lokalizace zdrojové sedimentární pánve, z níž by mohla fluida pocházet, je obtížná vzhledem k tomu, že dosud není spolehlivě ověřeno stáří studované mineralizace. Řešení těchto otázek bude předmětem dalšího výzkumu.

Literatura:

- Dolníček, Z. (1999): Paragenese barytových výskytů v blízkém okolí Tišnova.- MS PřF MU Brno.
 Dolníček, Z. - Buriánek, D. (1997): Hydrotermální mineralizace v lomu Dřínová u Tišnova.- Acta Mus. Mor., Sci. geol., 82, 33-43. Brno.
 Hey, M. H. (1954): A new review of the chlorites.- Mineral. Mag., 30, 277-292. Washington.
 Hladíková, J. (1988): Základy geochemie stabilních izotopů lehkých prvků.- Skriptum PřF MU Brno.
 Hoffman, V. - Trdlička, Z. (1971): Geochemický výzkum fluoritu a barytu z Českého masívu.- MS ÚNS Kutná Hora.
 Janda, F. (1988): Studium ložiskových indicií ve středu svratecké klenby moravika.- MS PřF MU Brno.
 Mátl, V. (1960): Výroční a negativní zpráva za rok 1960. - MS Geologický průzkum Brno.
 Melka, K. (1965): Návrh na klasifikaci chloritových minerálů.- Věst. Ústř. Úst. geol., 40, 1, 23 - 27. Praha.
 Roedder, E. (1984): Fluid inclusions.- Reviews in mineralogy, 12. Washington.
 Rzehak, A. (1911): Mährische Barytvorkommnisse und ihre Genesis.- Zeitschr. d. mähr. Landesmuseums, 11, 1, 9-58. Brünn.
 Shepherd, T. J. - Rankin, A. H. - Alderton, H. H. M. (1985): A practical guide to fluid inclusion studies.- Blackie. Glasgow and London.
 Scharm, B. (1960): Zpráva o geologickém průzkumu ložiska barytu na Květnici u Tišnova.- MS VŠB Ostrava.
 Trdlička, Z. - Hoffman, V. (1975): Untersuchungen der chemischen Zusammensetzung der Gangkarbonate von Kutná Hora (ČSSR).- Freiburger Forschungshefte, 6, 29-81. Leipzig.