

UNIVERZITA PALACKÉHO V OLMOUCI

Přírodovědecká fakulta

Katedra geologie



**MINERALOGIE A PODMÍNKY VZNIKU VYBRANÝCH
BARYTOVÝCH MINERALIZACÍ SILEZIKA**

Diplomová práce

Lucie STEINEROVÁ

Environmentální geologie (N1201)

Prezenční studium

Vedoucí práce: RNDr. Zdeněk Dolníček, Ph. D.

Olomouc 2016

Čestně prohlašuji, že jsem diplomovou práci vypracovala samostatně a veškeré zdroje jsou řádně citovány.

V Olomouci dne

.....

podpis

Poděkování

Ráda bych poděkovala zejména svému vedoucímu práce RNDr. Zdeňkovi Dolníčkovi, Ph. D. za veškeré rady při tvorbě diplomové práce, za ochotu a vstřícnost. Poděkování patří i Moravskému zemskému muzeu v Brně za zapůjčení vzorků. Děkuji i prof. W. Prochaskovi z Monanuniversität v Leobenu za zhotovení analýz výluhů fluidních inkluzí a Ing. Z. Lněničkové, Ing. B. Čejkové a Mgr. I. Jačkové z ČGS za provedení izotopových analýz síry, kyslíku a uhlíku ve vybraných minerálech. Poděkování patří i mé rodině a přátelům, kteří mi byli po celou dobu velkou oporou.

Bibliografická identifikace

Jméno a příjmení autora: Lucie Steinerová

Název práce: Mineralogie a podmínky vzniku vybraných barytových mineralizací silezika

Typ práce: diplomová

Pracoviště: Katedra geologie PřF UP

Vedoucí práce: RNDr. Zdeněk Dolníček, Ph. D.

Rok obhajoby: 2016

Abstrakt:

Práce se zabývá mineralogií a podmínkami vzniku vybraných barytových mineralizací silezika. Vzorky byly studovány různými metodami, jako je polarizační mikroskopie, katodoluminescence, mikrotermometrie, analýzy výluhů fluidních inkluzí a izotopické analýzy S, O a C. Studované vzorky představují baryty, křemeny a kalcity z různých žilných či stratiformních barytových mineralizací. Byl prokázán polyfázový vývoj barytových mineralizací silezika. Fluidní inkluze stratiformních barytů ze Zlatých Hor mají epitermální až mezotermální charakter a obsahují systém $\text{CaCl}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$, přičemž byla fluida zachytávána v různých fázích metamorfózy. Na vzniku stratiformních barytů se podílel devonský mořský sulfát. Žilná barytová mineralizace ze Zámčiska je prevariského až pozdněvariského stáří s vysokosalinními inkluzemi s původem fluid barytu v sedimentárních solankách. Na formování středně až vysoce salinních fluid s chloridy Ca a Mg a s hodnotou $\delta^{18}\text{O}$ blízkou 0 ‰ SMOW, z nichž vznikaly povariské žilné barytové mineralizace z Maršíkova, Petrova i Bohutína, se pravděpodobně podílelo několik zdrojů: 1) kontinentální solanky vysychajících permských (?) jezer (bohaté na dusičnany, sírany a pravděpodobně i (bi)karbonáty); 2) mořské či štítové solanky (bohaté na chloridy) a 3) meteorická voda. Zlatohorské povariské žilné baryty obsahují nízkosalinní meteorická fluida a teploty krystalizace byly do 50 °C. Sulfát barytu s vysokou hodnotou $\delta^{34}\text{S}$ vznikl působením sulfát redukujících bakterií v anoxických podmínkách chladného hydrotermálního systému.

Klíčová slova: silezikum, barytové mineralizace, fluidní inkluze, stabilní izotopy

Počet stran: 83

Počet příloh: 0

Jazyk: český

Bibliographical identification

Author's first name and surname: Lucie Steinerová

Title: Mineralogy and formation conditions of the selected barite mineralizations from the Silesicum

Type of thesis: diploma

Institution: Department of Geology, Faculty of Science, Palacký University in Olomouc

Supervisor: RNDr. Zdeněk Dolníček, Ph. D.

Year of the presentation: 2016

Abstract:

Thesis deals with the mineralogy and formation conditions of the selected barite mineralizations from the Silesicum. The samples were studied by various methods such as polarized light microscopy, cathodoluminescence, microthermometry, crush-leach analyses of fluid inclusions and isotopic analyses of S, O and C. The studied samples include barite, quartz and calcite from various vein or stratiform barite mineralizations. There was found polyphase development of barite mineralizations in the Silesicum. Fluid inclusions hosted by stratiform barites from Zlaté Hory have epithermal to mesothermal character and contain $\text{CaCl}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ fluids which were trapped during different stages of metamorphic reworking. Devonian marine sulphate sourced the formation of stratiform barites. Vein barite mineralization from Zámčisko is pre-Variscan to late-Variscan in age with high-salinity fluid inclusions whose fluids originated in sedimentary brines. On formation of medium- to high-salinity fluids with chlorides Ca and Mg and with $\delta^{18}\text{O}$ value of about 0 ‰ SMOW, from which originated post-Variscan vein barite mineralizations from Maršíkov, Petrov and Bohutín, could participated probably several sources: 1) continental brines from the Permian (?) playa lakes (rich in nitrates, sulphates and probably (bi)carbonates); 2) marine or shield brines (chloride-rich) and 3) meteoric water. Post-Variscan barites from Zlaté Hory contain meteoric fluids with very low salinity and temperature of crystallization of these barites did not exceed 50 °C. Sulphate giving rise to vein barite from Zlaté Hory with high $\delta^{34}\text{S}$ originated during bacterial reduction of sulphate in anoxic conditions of cold hydrothermal system.

Key words: Silesicum, barite mineralizations, fluid inclusions, stable isotopes

Number of pages: 83

Number of appendices: 0

Language: Czech

Obsah

1. ÚVOD.....	6
2. GEOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA	7
2.1. SILEZIKUM.....	7
2.2. GEOLOGICKÉ JEDNOTKY SILEZIKA	8
2.3. TEKTONIKA A POVARISKÝ VÝVOJ SILEZIKA	12
3. PŘEHLED DOSAVADNÍCH VÝZKUMŮ BARYTOVÝCH MINERALIZACÍ	13
3.1. BARYT V SILEZIKU	13
3.2. MINERALOGICKÉ VÝZKUMY MINERALIZACÍ S BARYTEM SILEZIKA.....	14
3.3. VÝZKUMY FLUIDNÍCH INKLUZÍ V BARYTECH SILEZIKA.....	21
3.4. IZOTOPICKÉ VÝZKUMY ZKOUMANÝCH LOKALIT.....	24
4. METODIKA	26
5. VÝSLEDKY	29
5.1. TERÉNNÍ SITUACE A MAKROSKOPICKÝ POPIS VZORKŮ	29
5.2. VÝSLEDKY LABORATORNÍHO STUDIA	37
5.2.1. Mikroskopické pozorování.....	37
5.2.2. Katodoluminiscence.....	44
5.2.3. Petrografie fluidních inkluzí.....	44
5.2.4. Mikrotermometrie fluidních inkluzí	47
5.2.5. Analýzy výluhů fluidních inkluzí	55
5.3. STABILNÍ IZOTOPY	57
6. DISKUZE	58
6.1. CHEMICKÉ SLOŽENÍ FLUID	58
6.2. P-T PODMÍNKY	62
6.3. IZOTOPOVÉ SLOŽENÍ A PŮVOD FLUID	66
6.4. SROVNÁNÍ S VYBRANÝMI BARYTOVÝMI MINERALIZACEMI	71
7. ZÁVĚR.....	77
8. LITERATURA	78

1. ÚVOD

Barytové mineralizace v oblasti Hrubého Jeseníku nejsou příliš hojné, navíc o podmínkách jejich vzniku není doposud mnoho známo. Přesto se zde vyskytuje řada různých typů mineralizací s barytem, které se od sebe vzájemně liší, a to jak minerálním složením, tak i geologickou pozicí. Baryt je přítomen na lokalitách Bohutín, Horní Město, Maršíkov, Petrov nad Desnou, Zámčisko či Zlaté Hory (obr. 1). Nejhojněji se zde vyskytují baryty na hydrotermálních žilách včetně tzv. „alpské parageneze“. Hydrotermální žilné baryty se vyskytují vždy v asociaci s křemenem a zároveň i s karbonátem a bývají často doprovázené sulfidy. Na ložiskách Zlaté Hory a Horní Město jsou přítomny navíc i baryty stratiformní a sporadicky i baryty sekundární, vzniklé při supergenezi.

Fluidní inkluze v barytu byly podrobeny mikrotermometrickému studiu prozatím pouze na lokalitách Zámčisko a Horní Město. Na lokalitě Zámčisko byly zkoumány fluidní inkluze v minerálech křemen-karbonát-barytové mineralizace s hojným pyritem, uložené v bazickém žilném tělese (Steinerová 2013). Na základě chemického složení fluid a korelace s obdobnými mineralizacemi v Českém masivu byla barytová mineralizace autorkou popsána jako mineralizace prevariská, jež byla částečně metamorfně přepracována při variském vrásnění (Steinerová 2013). Na lokalitě Horní Město byly zkoumány fluidní inkluze ve stratiformních polohách s barytem a sulfidy, uložených v hornoměstských bimodálních vulkanitech a jejich pyroklastikách (Fojt et al. 2007). Pomocí studia fluidních inkluzí byly v Horním Městě vyčleněny dva hlavní typy „píkových“ metamorfních fluid, a to fluida systému $\text{CO}_2\text{--H}_2\text{O--NaCl}$ s nízkým obsahem CO_2 fáze a s T_{tot} okolo 200–300 °C a fluida systému $\text{NaCl--MgCl}_2\text{--H}_2\text{O}$ s T_{h} okolo 120–220 °C. Studium fluidních inkluzí přineslo informace o podmínkách metamorfního přepracování stratiformních rudnin hornoměstského revíru (Fojt et al. 2007).

Cílem diplomové práce je rozhojnění znalostí týkajících se jak mineralogie, tak zejména podmínek vzniku barytových mineralizací v oblasti silezika. Stěžejní bádání spočívá mimo jiné v petrografickém a mikrotermometrickém studiu fluidních inkluzí. Vlastnímu výzkumu předchází rešeršní část, jež spočívá ve stručné geologické charakterizaci silezika a jeho geologických jednotek a dále v přehledu dosavadních mineralogických výzkumů lokalit s barytem (Bohutín, Horní Město, Maršíkov, Petrov nad Desnou, Zámčisko a Zlaté Hory). Rešeršní část je věnována také přehledu výzkumů fluidních inkluzí v barytových mineralizacích silezika a také výzkumům stabilních izotopů síry, kyslíku, uhlíku a stroncia na daných lokalitách či v jejich blízkém okolí.

2. GEOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA

2.1. SILEZIKUM

Silezikum tvoří východní část severovýchodního okraje Českého masivu (Štípská et al. 2001) a zároveň spadá do moravskoslezské oblasti Českého masivu na území České republiky, jehož severní část tvoří (Hanžl et al. 2007).

Na západní straně silezika se nachází staroměstské krystalinikum lugika, které je od silezika odděleno ramzovským a nýznerovským poruchovým pásmem; na východní straně sousedí devonská vrbenská jednotka silezika s andělskohorským souvrstvím kulmu Nízkého Jeseníku (obr. 1). Na jihu je silezikum ohraničeno zlomy, mezi které se řadí například významný zlom bušínský (Daňko a Rejl 1990).

Silezikum sestává ze silně deformovaného kadomského fundamentu, do něhož byly zapracovány během variské orogeneze mocné devonské sedimentární sekvence s inverzní metamorfní barrovienskou zónací (Parry et al. 1997, Schulmann et al. 2009). Cháb et al. (1990) uvádějí, že silezikum bylo intenzívně deformováno a regionálně metamorfováno jak variskou, tak patrně i prevariskou polyfázovou metamorfózou. Metamorfóza probíhala nejčastěji za podmínek amfibolitové facie, jež směrem k ZSZ až SSZ nabývá na intenzitě.

Nejprve bylo silezikum postiženo progradní barrovienskou metamorfózou, a to od zóny chloritové na východě, po zónu kyanitovou na západě oblasti (Štípská et al. 2001). V rámci variské orogeneze Cháb et al. (1990) rozlišili v paleozoických horninách silezika celkem čtyři metamorfní etapy a šest etap deformačních. Nejprve byly zformovány základní rysy příkrovové stavby silezika, a to poměrně blízko zemskému povrchu (jen několik málo km). Následující děje probíhaly v poněkud hlubších partiích (12 až 15? km). Štípská et al. (2001) uvádějí následný metamorfní přetisk v podmínkách HP–LT metamorfózy, kdy staurolit a kyanit byly nahrazeny minerální asociací sillimanitu a andalusitu. Tato termální metamorfóza je spojena s intruzemi granitoidů na severozápadě silezika, jež představuje žulovský granitový pluton. Intruze granitických žil vystoupily k povrchu po poslední deformační fázi variské orogeneze (Cháb et al. 1990, Štípská et al. 2001). Metamorfóza tedy vytvořila v sileziku sillimanitovou zónu, jejíž termální aureola má šíři několik km, a pozměnila minerální složení některých hornin zóny staurolitové. V minerálních asociacích sillimanitové zóny někdy úplně chybí cordierit, což může indikovat podmínky vysokého tlaku (0,3 GPa i více). Přítomný postdeformační andalusit se vyskytuje sporadicky přes celou staurolitovou zónu a také na okraji vnější sillimanitové zóny (Cháb et al. 1990). Košuličová a Štípská (2007) uvádějí v sileziku směrem od V na Z metamorfní zóny biotitovou, granátovou, chloritoidovou a staurolitovou (v autochtonu desenské

skupiny), v keprnické skupině je dle autorek přítomna i zóna staurolit-sillimanitová s andalusitem.

Trvání metamorfních a deformačních etap variské orogeneze v sileziku až po ochlazení granitické intruze pod cca 400 °C je odhadováno minimálně na 70 Ma (visé až spodní perm) (Cháb et al. 1990). Muskovitová ^{40}Ar – ^{39}Ar stáří udávají chladnutí silezika pod cca 300–350 °C na 310–300 Ma (westphal–stephan; Maluski et al. 1995).

V sileziku se vyskytují významné revíry polymetalických ložisek rud či zlata, které se nacházejí v blízkosti křížení významných geofyzikálně indikovaných zlomů směru SZ–JV s předpokládanými směrnými zónami směru SSV–JJZ, případně S–J. V přípovrchové části tyto zlomy souhlasí s převažujícím průběhem devonských vulkanosedimentárních sérií. Mezi významné revíry silezika patří revíry zlatohorský a hornoměstský (Daňko a Rejl 1990). Na dnešní konfiguraci silezických rudních revírů mělo vliv tektonické tříštění křehké povrchové kůry, které původně souvislé rudní akumulace vůči sobě různě vertikálně i laterálně posunulo (Cháb et al. 1990).

2.2. GEOLOGICKÉ JEDNOTKY SILEZIKA

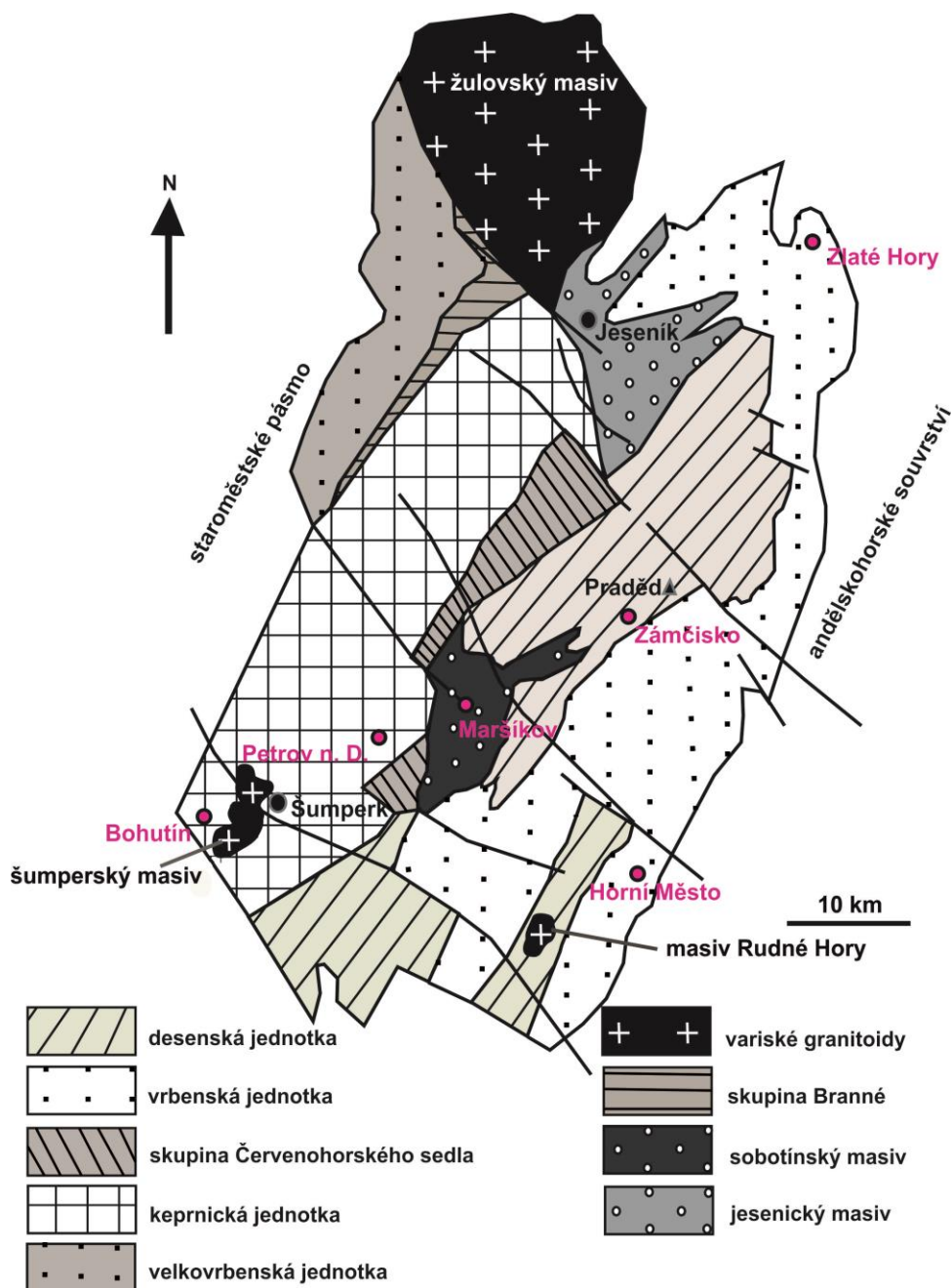
Silezikum je tvořeno geologickými jednotkami, jež jsou protažené směrem SSV–JJZ (obr. 1). Nejstaršími jednotkami s proterozoickými horninami jsou desenská, keprnická a velkovrbenská jednotka, jež byly dříve popisovány jako „klenby“, a skupina Branné.

Velkovrbenská jednotka

Velkovrbenská jednotka (obr. 1) představuje klenbovitě prohnutou strukturu, jež je tence šupinovitá a má slupkovitou stavbu. Jednotka je tvořena metasedimenty přeměněnými v amfibolitové facii (mramory, grafitické a amfibolitové horniny a svory) (Hladil a Čejchan 1994).

Keprnická jednotka

Jednotka keprnická (obr. 1) je tvořena hlavně typickými keprnickými ortorulami, jejichž protolitem byl nejspíše středně až hrubě zrnitý porfyrický monzogranit. Keprnickou ortorulu lemují vnitřní a vnější obal. Vnitřní obal je tvořen kromě ortoruly i staurolitovým svorem, biotitickou rulou s vložkami erlanů a dvojslídnu rulou s vložkami kvarcitů. Vnější obal, pravděpodobně paleozoického stáří, je složen z biotitických, biotit-kalcitických, muskovit-chloritických fylitů a z mramorů. Fylity jsou hojně postiženy mylonitizací. Zastoupeny jsou i nejspíše neoproterozoické metadacity (Cháb et al. 1994). Metamorfní postižení odpovídá vyšší staurolitové až nižší sillimanitové zóně (Žáček 1994).



Obr. 1 – Geologické jednotky silezika s vyznačenými zkoumanými lokalitami (upraveno podle Svobody et al. 1964).

Skupina Branné

Mezi jednotkami velkovrbenskou a keprnickou se nachází skupina Branné (obr. 1). Její spodní část je svrchnoproterozoického stáří, zatímco svrchní část je pravděpodobně stáří devonského. Budují ji hlavně křemenem bohaté či tmavé fylity s ojedinělými vložkami metatufů a vzácných mafických metavulkanitů, dále kvarcity, křemenné a oligomiktní metakonglomeráty a krystalické vápence (Cháb et al. 1994).

Desenská jednotka

Desenská jednotka (obr. 1) je hluboko zakořeněná a na rozdíl od keprnického příkrovu je bohatší na bazické vulkanity i plutonity, což je pravděpodobně důsledkem západojesenické magnetické a tíhové anomálie (Daňko a Rejl 1990). Jednotka je složena z krystalinického prevariského fundamentu a z devonských metamorfovaných obalů (Krejzlíková et al. 2001). Jedná se o obaly tonalitový, granitový a leukogranitový (Hanžl et al. 2007). Jádru jednotky je tvořeno různými typy předdevonských rul, migmatitů a mylonitů s metakonglomeráty (Hanžl 1996). Ruly obsahují xenolity biotitem bohatých hornin a xenolity křemene (Cháb et al. 1984). V desenské jednotce se vyskytují i páskované magnetitové rudy, jejichž ložiska jsou v biotitických pararulách. Magnetitové rudy představují metamorfované a silicifikované páskované Fe-rudy magmatogenního původu. Rudy jsou tvořeny kromě magnetitu a křemene i z granátu, amfibolu, biotitu, chloritu, minerálů skupiny epidotu, ilmenitu, apatitu, plagioklasu a kalcitu. Jiní autoři tvrdí, že protolitu rud daly vznik procesy diferenciální precipitace železa a manganu z rudonosných roztoků a mísení s okolním klastickým materiálem. Poté byl protolit polyfázově metamorfován v amfibolitové facii, a to během prevariské i variské etapy metamorfózy a intenzívně silicifikován (Mücke a Losos 2000, Kropáč et al. 2012). Horniny byly původně metamorfovány v amfibolitové facii, během variské retrogradní metamorfózy byly asociace minerálů amfibolitové facie zčásti nahrazeny minerálními asociacemi facie zelených břidlic a zároveň byly předdevonské metamorfity mylonitizovány a zešupinovatěny (Cháb et al. 1984, Hanžl 1996). Intenzita LP/MT metamorfózy v desenské jednotce roste od JJV k SSZ, a to ze zóny chloritové po sillimanitovou (Souček 1978).

Devonského stáří jsou skupina Červenohorského sedla a skupina vrbenská.

Skupina Červenohorského sedla

Skupina Červenohorského sedla (obr. 1) je tvořena devonskými kvarcity (muskovitické, chloriticko-muskovitické) a svory (muskovitické, biotiticko-muskovitické, biotitické, granátické, kvarcitické). Kvarcity, jejichž protolitem byly křemenné písky, zde vytvářejí několik desítek až několik stovek metrů mocné polohy na bázi původně sedimentárního souvrství. Kvarcity patrně vznikly v podmínkách mělkovodní sedimentace (René 1998, René 1999). Horniny byly metamorfovány za podmínek amfibolitové facie (Cháb et al. 1984). Přípovrchový průběh skupiny Červenohorského sedla souhlasí se zónou výrazného tíhového a magnetického gradientu (Daňko a Rejl 1990).

Vrbenská skupina

Vrbenská jednotka (obr. 1) je podle Součka (1979) budována různě intenzívně metamorfovanými devonskými metapelity, a to jílovými sedimenty s podílem křemenné, vulkanogenní a karbonátové příměsi (grafitické fylity, muskovitické břidlice, biotitické břidlice, chloritové břidlice, svory, ruly a kvarcity). Fojt et al. (2001) uvádějí i mramory a metakeratofyry. Metasedimenty i metamorfované bimodální vulkanity a vulkanoklastika byly metamorfovány ve facii zelených břidlic, a to v chloritové až biotitové zóně (Fojt et al. 2001). Na devonský vulkanismus jsou vázány železné rudy typu Lahn-Dill (Daňko a Rejl 1990).

V sileziku vystupují masivy a plutony tvořené vyvřelými horninami či jejich metamorfními ekvivalenty. Z amfibolitových masivů jsou to jesenický a sobotínský masiv, z variských granitoidních masivů patří mezi nejvýznamnější masivy žulovský, šumperský či masív Rudné hory.

Jesenický amfibolitový masiv

Jesenický masiv (obr. 1) je tvořen bazickými horninami metamorfovanými během variské orogeneze, a to hlavně za podmínek amfibolitové facie. Jesenický masiv je spojován geneticky i stratigraficky s bazickým devonským vulkanismem. Členité a pestré těleso je tvořeno amfibolity a různými typy krystalických břidlic, a to břidlicemi amfibolickými, aktinolitickými, karbonáticko-epidotickými, chloritickými a chloriticko-epidotickými. Přibýváním biotitu a křemene přecházejí místy amfibolity do biotitických rul (Souček 1981). Amfibolity mají subbalkalický charakter s tholeiitovým trendem (Mísař et al. 1983). Souček (1981) při svém studiu metabazitů Hrubého Jeseníku popisuje tyto metabazity jako tholeiity na rozhraní mezi oceánskými a kontinentálními.

Sobotínský amfibolitový masiv

Sobotínský masiv proniká desenskými rulami (obr. 1) konkordantně i diskordantně v podobě čoček a tektonických šupin (Pouba 1970). Severní okraj masívu má charakter prstovitých apofýz (Hanžl 1995). Masiv je tvořen metamorfovanými baziky a ultrabaziky, které pronikly do desenských rul nejspíše v devonu. Převládají amfibolity a gabroamfibolity, méně se vyskytují metahornblendity, amfibolické ruly, mastek-tremolitické břidlice a další čočky ultrabazik (Souček 1981, Přichystal a Novotný 1999). Ojediněle jsou přítomny i metamorfované ultramafity (serpentinity) (Zimák 1999). Horniny sobotínského masívu se řadí mezi subbalkalické horniny tholeiitické asociace (Přichystal a Novotný 1999).

Žulovský masiv

Podle Chába et al. (1990) je žulovský masiv (obr. 1) odkrytým vrcholem skrytého plutonu. Hrouda et al. (2001) popisuje žulovský masiv jako pozdně variský polyfázový komplex intruziv, ovlivněný asimilačními procesy během intruze do metamorfitů. Jedlička (1996) řadí mezi hlavní litotypy alkalicko-živcové granity, syenogranity, monzogranity, granodiority, tonality a dioritoidy. Bazicitu hornin roste směrem k okrajovému zlomu luga. Granitoidy obsahují xenolity představující zbytky zhrouceného pláště plutonu. Trend granitoidů je nejčastěji alkalicko-vápenatý, granitoidy náleží I-typu kaledonského typu, trend bazičtějších hornin bývá tholeiitový. Stáří hlavní intruze bylo radiometricky metodou K-Ar stanoveno na 341 ± 20 Ma (Jedlička 1996), Maluski et al. (1995) uvádějí stáří intruze na svrchní karbon.

Šumperský masiv

Cháb et al. (1990) považují šumperský granodioritový masiv spolu s masivem žulovským za odkryté vrcholy mohutného granitického plutonu, jenž se skrývá pod silezikem. Šumperský masiv variského stáří je budován biotitickými granodiority až monzogranity s intruzemi pegmatitů (Cháb et al. 2008). Pluton kontaktně metamorfuje vápence za vzniku erlanů s hessonitem (horniny zvané „bludovity“, pojmenovány podle obce Bludov) (Chlupáč et al. 2011).

2.3. *TEKTONIKA A POVARISKÝ VÝVOJ SILEZIKA*

Oblast silezika náleží variské stavbě, ve které jsou veškeré starší tektonické prvky (kadomské, prevariské) přepracovány pochody a procesy spojenými s variskou orogenezí (Kopecký 1986). Veškeré zjištěné výraznější tektonické prvky jsou výsledkem variské tektogeneze a jsou korelovatelné s podobnými tektonickými prvky devonských obalů. Prevariské struktury jsou zachovány pouze sporadicky, a to v původně masívních horninách s všesměrnou strukturou (perlové reliktní ruly) nebo jen v některých úsecích jako mezifoliační zbytky starých vrás a foliací. Prevariské a variské vrásy a foliace není snadné odlišit z důvodu několika variských deformačních fází v sileziku a také vlivem různého vývoje deformací v různých tektonických jednotkách. Během variských deformací vzniklo několik složitých vrásových systémů a došlo také k sunutí příkrovových těles (Cháb et al. 1984).

Geologickým substrátem oblasti je epivariský kadomský fundament, který se vytvářel během kadomské i variské tektogeneze (Kopecký 1986). Schulmann a Gayer (2000) uvádějí tři hlavní tektonické události v sileziku v období variské orogeneze – rifting kontinentální kůry v devonu, tvorbu akrečního klínu na počátku karbonu a pozdněkarbonskou transpresi.

Cháb et al. (1984) se přiklání k příkrovové stavbě silezika, jejíž autochton, resp. pseudoautochton, je tvořen rulovým fundamentem a jeho obalovými jednotkami, a to skupinou příkrovů Červenohorského sedla, Orlíku, příkrovem Pradědu a Vysoké hole. Příkrovovou stavbu indikuje rozsáhlá mylonitizace hornin ve skupině příkrovu Orlíku, rozsáhlá retrogradní metamorfóza s rostoucí intenzitou směrem k zjištěným či předpokládaným násunovým zlomům a také šupinovitá stavba hornin na styku pseudoautochtonu a příkrovu Vysoké hole, kde se zároveň v podloží nachází mocné pásmo fylonitů. Přítomny jsou i vedlejší násunové zlomy, které jsou buď doprovodem zlomů hlavních nebo provázejí styk podloží s devonskými obaly, případně od sebe oddělují jednotlivé šupiny příkrovů (Cháb et al. 1984). K příkrovové stavbě se přiklání ve své práci například i Schulmann a Gayer (2000).

Po ukončení variské orogeneze měl Český masiv ráz hornaté krajiny. Reliéf variského horstva se postupně snižoval a stal se oblastí snosu. Variské elevace v mezozoiku tvořily již pouze mírně vystupující elevace v jinak parovinaté krajině. Český masiv byl hojně penneplenizován, denudován a erodován. Kenozoická neotektonika způsobila oživení tektoniky, deformace a vznik zlomů (Chlupáč et al. 2011). Denudační procesy v oblasti Hrubého Jeseníku nedosahovaly značné intenzity; pod vrcholy Hrubého Jeseníku jsou zachovány fosilní zvětraliny kaolinického typu (Kopecký 1986).

3. PŘEHLED DOSAVADNÍCH VÝZKUMŮ BARYTOVÝCH MINERALIZACÍ

3.1. BARYT V SILEZIKU

Výskyty barytu v oblasti silezika nejsou příliš hojné a obvyklé. Mezi lokality s výskytem tohoto minerálu patří Maršíkov, Petrov nad Desnou, Bohutín, Zámčisko, Zlaté Hory a Horní Město (obr. 1) (Zimák 1989). Baryt se v sileziku vyskytuje na ložiskách hydrotermálních a hydrotermálně sedimentárních (Zimák 2013). Zlatohorské i hornoměstské baryty jsou původem hydrotermálně sedimentární (stratiformní baryty) či hydrotermální, zatímco baryty z Maršíkova, Petrova nad Desnou, Bohutína a Zámčiska jsou pouze hydrotermální, resp. žilné. Baryt se tedy v sileziku vyskytuje nejčastěji jako součást hydrotermálních žil, ve kterých se nachází spolu s křemenem a často i s karbonátem a také hojně se sulfidy. Zlatohorské a patrně i hornoměstské baryty vznikají někdy i sekundárně ve svrchní oxidační zóně sulfidických ložisek (supergenní

baryty) a jsou také součástí hydrotermálních puklinových „alpských paragenezí“ (Zimák 1989, Fojt et al. 2007). Supergenní baryt byl zjištěn i v Bohutíně (Fojt et al. 1990).

3.2. MINERALOGICKÉ VÝZKUMY MINERALIZACÍ S BARYTEM SILEZIKA

Maršíkov

Na lokalitě Maršíkov byla zastížena žilná křemen-barytová mineralizace se zrudněním mědi v komplexu amfibolitů sobotínského masívu (obr. 1). Textura křemen-barytové žiloviny je při kontaktu s hostitelským amfibolitem brekciovitá, žilovina zde obsahuje hydrotermálně alterované úlomky horniny stmelené křemenem a hojně se zde vyskytuje pyrit (Sládek a Zimák 1979).

Zrna bílého barytu zdejší mineralizace dosahují jednotek cm, tvoří tabulkovité krystaly, které místy tvoří i vějířovité agregáty. Baryt je obsažen převážně v centrálních partiích žily, které mají texturu drúzovitou, zatímco křemen spíše v částech periferních, kde převládá textura masivní. Stěny dutin jsou nejčastěji tvořeny křemenem, na který místy nasedá i baryt. Patrné je síťovité prostupování barytu „limonitem“. Baryt je pronikán a korodován mladším křemenem a zároveň koroduje starší křemen (Sládek a Zimák 1979). Chemismus vzorků hypogenního (žilného) barytu byl studován Zimákem (1989), který uvádí, že veškeré stroncium (2,95–3,13 hm. % SrSO_4) je izominerální součástí barytu. Obsah vápníku v maršíkovských barytech je nízký (0,10–0,15 hm. % CaO), což je podle autora způsobeno nejspíše diadochní substitucí barya ve struktuře barytu. Obsah železa je také poměrně nízký (0,095–0,196 hm. % Fe_2O_3) (Zimák 1989). Výsledky chemických analýz barytu jsou uvedeny v tab. 1.

Křemen je čirý až mléčně zakalený a tvoří krystaly v drúzových dutinách. Místy křemen přechází do čirého křišťálu či šedomodrého zakaleného chalcedonu. V křemenné žilovině jsou patrné dutiny, jež byly snad tvořeny již vylouženým karbonátem. Na stěnách dutin starší křemen nasedá na křemen mladší (Sládek a Zimák 1979).

Mineralizace je zrudněná chalkopyritem. Chalkopyrit tvoří drobná nepravidelná zrna o max. velikosti 3 mm. Supergenní přeměnou chalkopyritu vzniká stilpnosiderit, malachit i covellín. Malachit je přítomen v podobě povlaků na puklinách a ojediněle i drobných krystalů v dutinách, které místy tvoří radiálně paprscité agregáty. Pyrit tvoří krystaly o velikosti až 5 mm a vždy je alespoň částečně limonitizován. Sukcesní řada je následující: starší křemen–pyrit–chalkopyrit–baryt–mladší křemen–chalcedon. Vzájemné postavení pyritu a chalkopyritu však není jisté (Sládek a Zimák 1979).

Tab. 1 – Obsah $SrSO_4$, CaO a Fe_2O_3 v barytech silezika. Obsah $SrSO_4$ byl přepočten na $BaSO_4 + SrSO_4 = 100\%$ (Zimák 1989, Fojt et al. 2007).

Lokalita	Typ barytu	$SrSO_4$ (hm. %)	CaO (hm. %)	Fe_2O_3 (hm. %)
Maršíkov	Hypogenní	2,95 – 3,13	0,10 – 0,15	0,095 – 0,196
Petrov n. D.	Hypogenní	2,56 – 2,79	0,15 – 0,21	0,033 – 0,070
Bohutín	Hypogenní	0,83 – 3,52	0,07 – 0,15	0,036 – 0,168
Zlaté Hory	Hypogenní	1,01 – 3,48	0,02 – 1,95	0,010 – 0,080
Zlaté Hory	„Alpská p.“	0,08	0,02	0,101
Zlaté Hory	Supergenní	0,55	0,23	1,230
Horní Město	Stratiformní	-	0,13 – 2,01	-

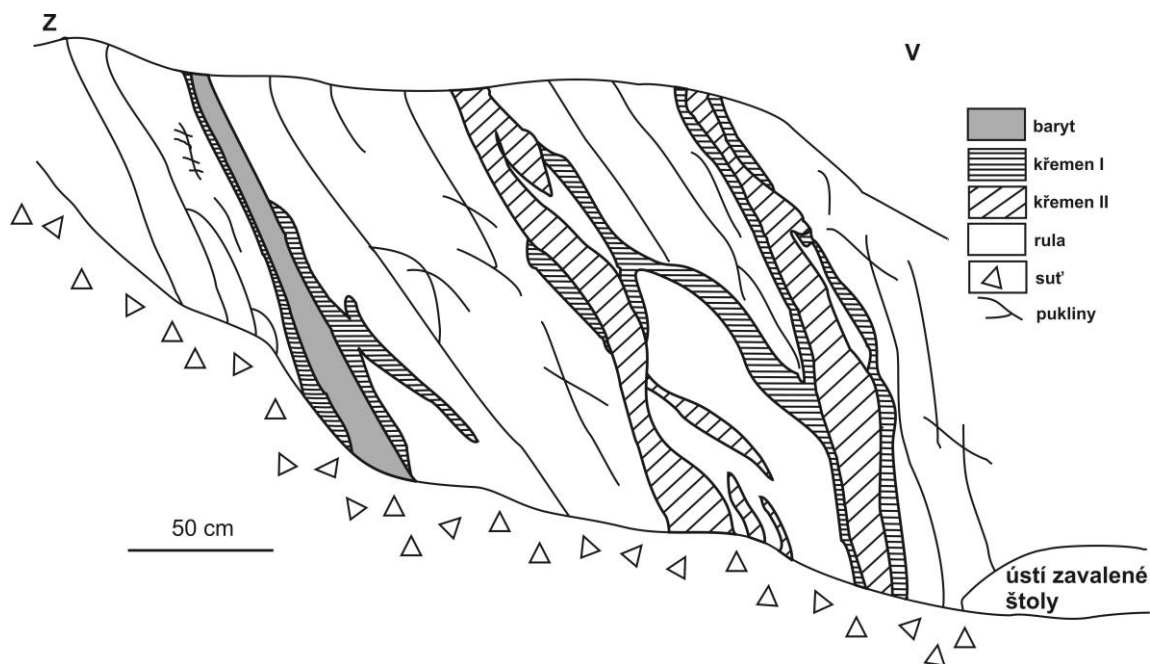
Petrov nad Desnou

Mineralizace s barytem byla v Petrově nad Desnou (dále někdy jen Petrov) nalezena pouze v úlomcích v sutí svorů, rul a kvarcitů keprnické skupiny (obr. 1). Pozice mineralizace tudíž není jasná (Fojt et al. 1997).

Chemismus vzorků barytu z Petrova nad Desnou zkoumal ve své práci Zimák (1989). Stroncium je izominerální příměsí barytu (okolo 2,60 hm. % $SrSO_4$). Zjištěná nízká koncentrace vápníku (0,15–0,21 hm. % CaO) je patrně způsobena diadochním zastupováním barya ve struktuře barytu. Obsah železa je ve vzorcích poměrně nízký (0,033–0,070 hm. % Fe_2O_3) (Zimák 1989) (tab. 1).

Bohutín

Na lokalitě Bohutín (obr. 1) byla mineralizace s barytem nalezena na dvou lokalitách, a to v bývalém kamenolomu u železniční stanice a hojněji těsně pod Burdovým vrchem. Bohutín se nachází v keprnické skupině tvořené bohutínskými migmatity a chloriticko-biotitickými rohovcovitými rulami. Na lokalitě u železniční stanice byla zjištěna v hostitelských okatých rulách v lomové stěně dvě čočkovitá žilná tělesa křemene a barytu o mocnostech 15 cm a 50 cm se sporadickými zrníčky chalkopyritu (Fojt et al. 1990). Ondra (1980) uvádí v horním okraji východní části lomové stěny přítomnost silně navětralého výchozu žíly, z něhož vyvětrávají limonitem bohaté samostatné bloky křemene a barytu, baryt je mléčně bílý až modrý a nejeví žádné známky deformace. Pod Burdovým vrchem se však baryt vyskytuje hojně. Fojt et al. (1990) uvádějí křemen-barytovou žílu o mocnosti do 60 cm s hojným zrudněním chalkopyritu. Mineralizace byla zastižena v tmavých rulách s okatou či páskovanou texturou, směr žilné mineralizace je S–J s úklonem na V (obr. 2).



Obr. 2 – Defilé žilníku v Bohutíně pod Burdovým vrchem, stav z roku 1973 (upraveno podle Fojta et al. 1990).

Baryt z lokality pod Burdovým vrchem je barvy bílé, ojediněle načervenalé, nejčastěji však namodralé a tvoří individua až 20x30 cm velká. Štěpné plochy barytu jsou zohýbány, baryt vrůstá do křemene a je mladší složkou mineralizace než křemen. Baryt je postižen deformací, o čemž svědčí undulózní zhášení zrn, jejich zohýbání i lamelování. Přítomen je i baryt supergenní, jenž nasedá na jehličky malachitu. Malachit tvoří častěji povlaky, místy i zmíněné jehličky či tenké sloupečky (Fojt et al. 1990). Pro studium chemismu barytu z Bohutína bylo odebráno Zimákem (1989) několik vzorků hypogenního (žilného) barytu. Nejspíše veškeré stroncium je izomimerální součástí barytu (0,83–3,52 hm. % SrSO_4). Nízké obsahy vápníku (nejčastěji okolo 0,10 hm. % CaO) jsou vysvětlovány diadochním zastupováním barya v barytu. Zvýšené hodnoty obsahu železa některých vzorků (až 0,168 hm. % Fe_2O_3) jsou způsobeny heterogenní příměsí oxy-hydroxidů Fe (Zimák 1989).

Křemen, jakožto převažující složka mineralizace (lokalita pod Burdových vrchem), je dvou generací – mladší a starší. Mladší křemen je masivní až hrubozrný, rozpukaný a vyskytuje se spíše v centrální partii žíly spolu s barytem, karbonátem a hnízdy či vtroušeninami chalkopyritu. Starší křemen je hřebenovitého až palisádovitého vývinu, tvoří srůsty a jeho tvar je i kyjovitý. Křemen místy přechází v zakalený chalcedon (Fojt et al. 1990).

Kalcit je v mineralizaci (lokalita pod Burdovým vrchem) často zastoupen pouze ve velmi pokročilém stádiu supergenní přeměny, je nažloutlé barvy a silně limonitizován. Kalcit tvoří

drobné žilky v centrálních partiích žil spolu se sporadickými limonitizovanými lístečky chloritu (Fojt et al. 1990).

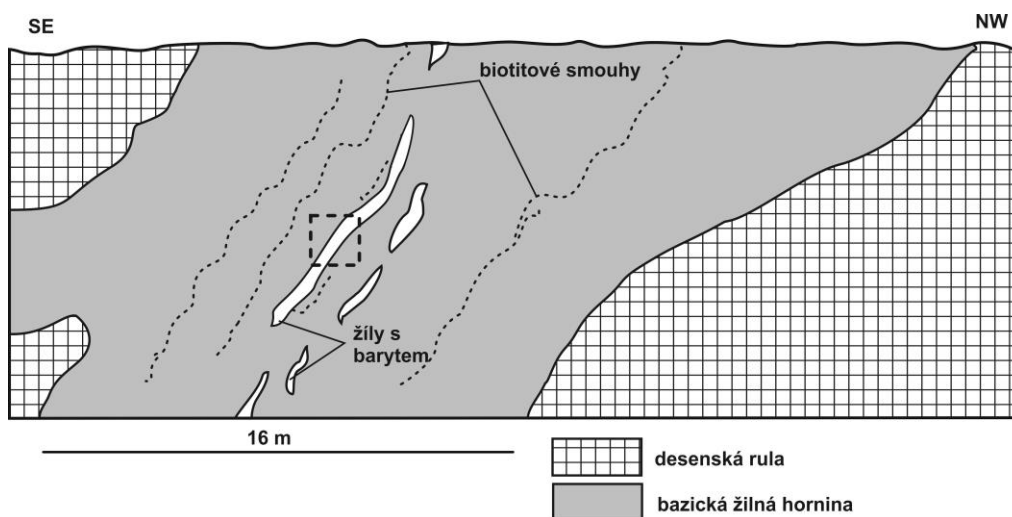
Velmi rozšířený je „limonit“, vznikající zvětráváním chalkopyritu, pyritu nebo karbonátu. Limonit tvoří v mineralizaci nepravidelná hnízda a agregáty nažloutlých až načervenalých barev. Sádrovec je místy přítomen v podobě čirých krystalků, případně tabulek v dutinách křemene. Ojedinele se vyskytuje opakní černá hmota povlékající křemen či baryt nebo pronikající po jejich puklinách, jedná se o amorfni oxidy manganu. (Fojt et al. 1990).

Zrudnění mineralizace představuje chalkopyrit. Chalkopyrit je přítomen v podobě hnízd a vtroušenin v barytu či mladším křemeni. Zrna chalkopyritu jsou často růstově zdvojitělá a pronikána puklinami, v nichž se chalkopyrit přeměňuje na supergenní chalkozín, stilpnosiderit, malachit či covellín. Jako sporadická rudní složka je přítomen i pyrit. Pyrit tvoří samostatná individua narůstající na starší křemen. Sukcese byla stanovena následovně: starší křemen–pyrit–mladší křemen–chalkopyrit–baryt–karbonát–nejmladší karbonát (Fojt et al. 1990).

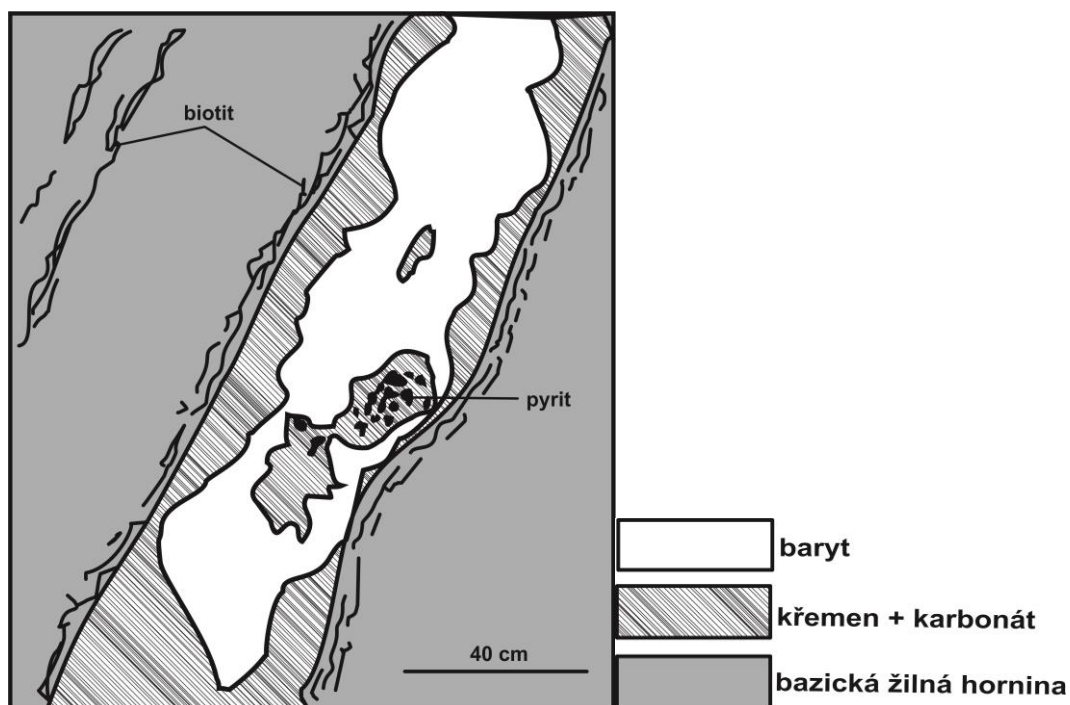
Zámčisko

Křemen-karbonát-barytová žíla byla zastížena na druhé etáži lomu Zámčisko (obr. 3a), který se nachází 3 km jz. od vrcholu Praděd (obr. 1), v údolí Divoké Desné. Lokalita Zámčisko spadá do desenské jednotky (biotitická desenská rula, místy pegmatit). Mineralizace s barytem je uložena v bazické žilné hornině o mocnosti dosahující až 16,8 m, jež je mírně diskordantní a byla metamorfována spolu s okolím (facie zelených břidlic až facie amfibolitová). Hostitelská bazická intruze se dělí dle minerálního složení na tři typy, a to biotitický, biotit-amfibolický a amfibolický. Rozmrštěná žíla s barytem dosahuje mocnosti až 60 cm, je orientována souhlasně s bazickou žilnou horninou (směr ZSZ–VJV se sklonem 35°–70°; obr. 3a) a zároveň je souhlasně zvrásněna s foliací okolních hornin. Křemen-karbonát-barytová žíla je zonální, přičemž baryt se nachází v centrální partii a křemen s karbonátem v partiích okrajových (obr. 3b) (Fojt et al. 1997).

Baryt ze Zámčiska tvoří i drobné monominerální žilky. Baryt je častěji bílé, ale i šedobílé až modré barvy, jejíž odstín se mění i v rámci jednoho krystalu. Baryt tvoří hrubě štěpné tabulky. Tabulky bývají často zprohýbané. Větší individua barytu (až 6 cm) bývají často obklopana karbonátem nebo tvoří karbonát v barytu nepravidelné či hnízdovité akumulace až ojedinele čokoládově hnědé barvy. Obsah stroncia v barytech Zámčiska je v rozmezí 1,46–1,80 hm. % SrO, nejnižších hodnot nabývá baryt bílý, nejvyšších hodnot baryt modrých odstínů (Fišera a Žáček 1989, Fojt a Kopa 1995, Fojt et al. 1997).



Obr. 3a – Náskres střední části sv. stěny lomu Zámčisko, druhá etáž. Rámečkem je naznačena pozice detailního náskresu obr. 3b (upraveno dle Fojta et al. 1997).



Obr. 3b – Křemen-karbonát-barytová žíla s naznačenou zonálností, detail obr. 3a (upraveno dle Fojta et al. 1997).

Křemen je šedobílý až mléčně bílý a dosahuje velikosti jednotek cm (Fojt et al. 1997).

Karbonát (kalcit) šedobílé barvy dosahuje velikosti jednotek cm a tvoří hojné čočkovité akumulace s magnetitem protažené ve směru protažení žíly. Karbonát je pseudomorfován oxidy železa, a to nejvíce od okrajů žíly a hojně zde uzavírá nápadná individua pyritu krychlových tvarů a stébelnatý světle zelený aktinolit (Fojt et al. 1997).

V žíle se vyskytují i nepravidelná hnízda chloritu, jenž vznikl nejspíše chloritizací biotitu; biotit tvoří drobné šupinky a je bohatý na baryum (2–5 hm. % BaO). V periferních partiích křemen-karbonát-barytové žíly, kde došlo k resorpci útržků okolní bazické žíly, se sporadicky vyskytují i barnaté živce a albit (Fojt et al. 1997).

Nejhojnější rudní komponentu v barytové žíle tvoří již zmíněný pyrit, který má nejčastěji automorfní vývin, je i nepravidelných tvarů či ojediněle tvoří kostrovité krystaly vzniklé nejspíše přeměnou pyrhotinu. Pyrit místy ostrůvkovitě uzavírá chalkopyrit, pyrhotin, magnetit, galenit či vrostlice stilpnomelanu podobné jemným chloupkům. Stilpnomelan tvoří jemné, zprohýbané šupinky uspořádané do růžic. Pyrit se prorůstá s ilvaitem a zároveň bývá obrůstán mušketovitizovaným hematitem. Mušketovitizovaný hematit také tvoří pseudomorfózy po ježkovitě rozvětvených agregátech pyritu. V křemenných partiích žíly pyrit graficky srůstá s magnetitem a je lemován markazitem. Ojediněle se vyskytují krátce sloupcovitá individua rutilu vrostlá v pyritu. Vedle pyritu je přítomen i chalkopyrit, který se kromě uzavřenin v pyritu vyskytuje i v podobě zrn v karbonátu, křemeni i barytu. Chalkopyrit dvojčatí, ve vzorcích s ilvaitem uzavírá cubanit. Dalším přítomným sulfidem je pyrhotin, jenž tvoří nepravidelné shluky. Magnetit je přítomen kromě uzavřenin v pyritu i v podobě samostatných automorfních oktaedrů či ve shlucích v karbonátu. Velmi sporadicky byl zjištěn i sfalerit (Fišera a Žáček 1989, Fojt et al. 1997).

Zlaté Hory

Lokalita Zlaté Hory se nachází ve vrbenské jednotce (obr. 1) s devonskými bimodálními vulkanity, vulkanoklastiky a metamorfity. Baryt se zde vyskytuje v čočkovitých akumulacích kopírujících svým protažením foliaci hostitelských hornin (chlorit-sericitické břidlice, kvarcity). Baryt tvoří buď samostatné agregáty nebo je v asociaci s pyritem v kvarcitech (lokalita „Zelená štola“, Zlaté Hory–sever) a dosahuje až metrových mocností.

Největší akumulace barytu se nacházejí v úsecích ložisek Zlaté Hory–jih, Zlaté Hory–Hornické skály a ve spojovací chodbě mezi ložisky Zlaté Hory–západ a Zlaté Hory–východ. Baryt je tabulkovitý či stébelnatý? (možná záměna s cymritem; Fojt et al. 2001), zcela rekrystalizovaný s jemnozrnnou granoblastickou strukturou nebo hrubozrnný. Čočky barytu obsahují málo rudních komponent (nejvíce pyrit), na lokalitě Hornické skály jsou přítomny v dolomit-barytových agregátech i galenit a chalkopyrit.

Baryt se ojediněle nachází i v postmetamorfních žilkách „alpské parageneze“, kde tvoří radiálně paprscité i masívní agregáty světle hnědé barvy s mikroskopicky zřetelným parketovým vývinem (výplň dislokace v důlním poli Nové jámy).

Ve Zlatých Horách je přítomen i baryt supergenní, jenž vzniká druhotně v oxidační zóně sulfidických ložisek zvětráváním barnatých živců, muskovitu či primárního barytu. Supergenní baryt tvoří drobné tabulkovité krystaly na puklinách hornin či ve zvětralých rudních polohách. Na lokalitě Hornické skály supergenní baryt vyplňuje dutinky v porézním „limonitu“. Původ síry barytu je patrně v síře sulfidické (Fojt 1998, Fojt et al. 2001).

Chemicky byl baryt ze Zlatých Hor zkoumán v práci Zimáka (1989). Obsah stroncia ve zlatohorských hypogenních (stratiformních) barytech je poměrně nízký (1,01–3,48 hm. % SrSO_4). Nízký obsah stroncia vykazuje i supergenní baryt (0,55 hm. % SrSO_4), který byl odebrán ze silně limonitizované zóny ložiska Hornické skály a nachází se zde současně i s reliktami hypogenních barytových čoček. Baryt těchto čoček, ze kterých mohl supergenní baryt teoreticky vzniknout, obsahuje přibližně dvojnásobné množství Sr (1,23 hm. % SrSO_4). Avšak zdrojem části barya mohly být i na této lokalitě hojné barnaté živce. Velmi nízký obsah Sr byl zjištěn u „alpského“ barytu, jenž byl hrubě zrnitý a nedeformovaný. Tento baryt pochází z výplně dislokací směru SV–JZ z novojamské poruchy. Zjištěné velmi nízké hodnoty obsahu stroncia v barytech „alpské parageneze“ jsou v souladu s představami některých autorů o snižování obsahu stroncia v procesu regenerace barytu. Obsah vápníku v barytu je nízký (nejčastěji okolo 0,1 hm. % CaO), což je zapříčiněno patrně diadochní substitucí barya v barytech; zvýšené obsahy vápníku (až 1,95 hm. % CaO) souvisejí s heterogenními příměsemi karbonátů. Obsah železa ve zlatohorských barytech vykazuje víceméně nízké hodnoty (okolo 0,05 hm. % Fe_2O_3), ale některé vzorky vykazují zvýšené obsahy Fe (především supergenní baryt – 1,23 hm. % Fe_2O_3 či baryt „alpský“ – 0,10 hm. % Fe_2O_3), které jsou způsobeny heterogenními příměsemi „limonitu“, sulfidů Fe či karbonátů s podílem Fe (Zimák 1989). Výsledky chemických analýz zlatohorských barytů jsou shrnuty v tab. 1.

Horní Město

Na lokalitě Horní Město, nacházející se ve vrbenské jednotce (obr. 1), tvoří baryt stratiformní čočky, a to nejhojněji v severním a jižním poli hornoměstské rudní oblasti; v centrální části byl baryt nalezen pouze na haldě „staré jámy“ a v hlavním překopu štolý Josef. Hostitelskými horninami jsou hlavně slabě metamorfované bimodální vulkanity (trachyty, ryolity) – jejich pyroklastika a ojediněle i sedimenty (psamity, psefity). Čočky barytu jsou víceméně monominerální, tvořeny jemnozrnnými či drobnozrnnými agregáty barytu místy s většími porfyroblasty. Ojediněle jsou přítomny i barytové žilky, které jsou nejspíše produktem metamorfní mobilizace. Sporadicky je přítomen baryt v asociaci se sulfidy (nejvíce s pyritem, sfaleritem, galenitem, chalkopyritem) nebo s karbonáty (kalcit). Zvláštním a odlišným typem je

tabulkovitý až lištovitý baryt, jenž byl nalezen na haldě staré šachtice v poli bývalé jámy Jaromír, jenž je makroskopicky velmi podobný zlatohorskému postmetamorfnímu „alpskému“ barytu z novojamské poruchy (Fojt et al. 2001, Fojt et al. 2007).

Z chemických analýz barytu vyplývá nízká koncentrace stroncia (0,43–1,3 hm. % SrO) i vápníku (0,13–0,41 hm. % CaO). Avšak morfologicky odlišný lištovitý baryt z haldy staré šachtice má zvýšené hodnoty vápníku (až 2,01 hm. % CaO) (Fojt et al. 2007).

3.3. VÝZKUMY FLUIDNÍCH INKLUZÍ V BARYTECH SILEZIKA

V sileziku bylo provedeno studium fluidních inkluzí v žilném barytu na lokalitě Zámčisko (Steinerová 2013) a také ve stratifomních čočkách s barytem na lokalitě Horní Město (Fojt et al. 2007). Ve zkoumaných vzorcích barytů a doprovodných minerálů byly popsány a studovány různé genetické typy fluidních inkluzí. Výsledky mikrotermometrických měření jsou uvedeny a shrnuty v tab. 2 a 3.

Tab. 2 – Výsledky mikrotermometrického studia inkluzí typu $CO_2-H_2O-NaCl$ v mineralizacích s barytem z Horního Města (Fojt et al. 2007).

Vzorek	Minerál	Fázové složení	T_{tot} (°C)	T_{car} (°C)	T_{mCO_2}	$T_{m_{Ca}}$	Geneze	F
HM-Josef	baryt	L+V	147 (D)	27,4 (L)	-57,3	5,8	P	0,20
HM-Josef	Baryt	L+V	243 (D)	30,7 (C)	-57,2	7,0	P	0,20

Vysvětlivky: T_{tot} – teplota totální homogenizace, T_{car} – teplota parciální homogenizace CO_2 fáze, T_{mCO_2} – teplota tání CO_2 , F – obsah CO_2 fáze, P – primární inkluze, (D) – teplota dekrepitace, (L) – homogenizace na kapalinu, (C) – homogenizace kritickým způsobem.

Zámčisko

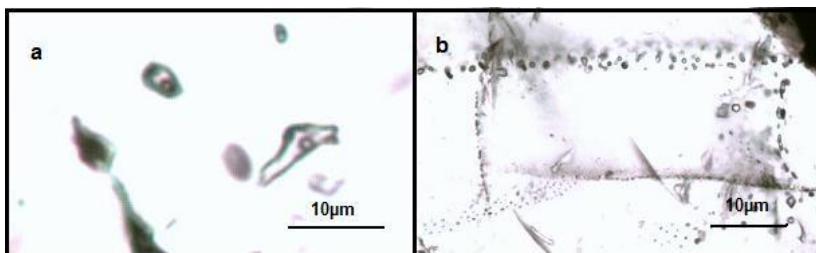
Fluidní inkluze byly studovány ve vzorku barytu, křemene i karbonátu z hydrotermální křemen-karbonát-barytové mineralizace uložené v bazickém žilném tělese. Baryt je bílé barvy, hrubozrnný a tvoří typické tabulkovité agregáty. Křemen je šedobílý. Karbonát je bělavě zakalený. Ve vzorku barytu byly odlišeny inkluze primární, pseudosekundární-sekundární (?) a sekundární (obr. 4); inkluze jednofázové (kapalné) i dvoufázové (plynokapalné) se stupněm zaplnění $F = 0,75-0,90$. Inkluze jsou vyplněny vodnými roztoky s nízkými až středními salinitami – roztoky s NaCl nebo roztoky s $CaCl_2$, přičemž chlorid Ca je obsažen pouze v inkluzích primárních. Ve vzorku křemene byly zjištěny pouze sekundární inkluze, a to jednofázové i dvoufázové s chloridy sodíku o nízké salinitě. Vzorek karbonátu obsahuje pouze pseudosekundární jednofázové i dvoufázové nízkosalinní inkluze patrně s rozpuštěným NaCl.

Dvoufázové inkluze v křemeni i karbonátu obsahují okolo 10 obj. % plynu v inkluzích. Ke vzniku inkluzí docházelo za P-T podmínek, během kterých bylo fluidum zachyceno v homogenním stavu, tedy naměřené homogenizační teploty představují minimální možné teploty krystalizace (tab. 3). Původ fluid s CaCl₂ je spjat patrně se sedimentárními solankami. Studovaná mineralizace představuje nejspíše mineralizaci prevariskou. V tab. 3 jsou shrnuty mikrotermometrické parametry (Steinerová 2013).

Tab. 3 Výsledky mikrotermometrického studia inkluzí vodných roztoků v mineralizacích s barytem na lokalitách Zámčisko a Horní Město (Fojt et al. 2007, Steinerová 2013).

Vzorek	Minerál	Fázové složení	Chloridy	Te (°C)	T _{m_{ice}} (°C) (T _{m_{Hh}})	Th (L) (°C)	Geneze	Salinita (hm. % NaCl ekv.)
Zámč.	baryt	L	Na	-25,1/-21,9	-6,0/-0,1	n.a.	S	0,2/9,2
Zámč.	baryt	L+V	Na	-28/-22,1	-12,2/-1,3	99/226	PS-S (?)	2,2/16,2
Zámč.	baryt	L+V	Ca, Na	-60,1/-48,9	-11,5/-0,2 (-32,0/-22,4)	78/231	P	0,4/15,5
Zámč.	křemen	L/L+V	Na	-26,1/-21,8	-8,4/-1,3	160/191	S	2,2/12,2
Zámč.	kalcit	L/L+V	Na	-27,4	-2,9/-0,8	170/189	PS	1,4/4,8
HM-vrt2	křemen	L+V	-	n.d.	-4,2/-3,7	124/228	P, PS?	6,0/6,7
HM-vrt2	baryt	L	-	n.d.	-0,2/-0,1	n.a.	S	0,2/0,4
HM-vrt1	křemen	L+V	Mg, Na	-37,0	-4,8/-3,9	117/177	P, PS	6,3/7,6
HM-vrt1	křemen	L, L+V	-	n.d.	-0,6	n.a.	S	1,1
HM-vrt1	baryt	L, L+V	Mg, Na	-38,0	-4,6/-4,1	106/194	PS?	6,6/7,3
HM-vrt1	baryt	L, L+V, V	-	n.d.	-0,3/-0,1	n.a.	S	0,2/0,5
HM-Jaromír	baryt	L+V, ojed. L	Mg, Na	-38,0	-6,4/-0,3	171/285	PS, S?	0,5/9,7
HM-vrt3	křemen	L+V, ojed. L	Ca, Na	-55,0	-19,6/-19,4 (-22,6/-21,4)	115	S	22,0/22,1
HM-vrt3	baryt	L	-	n.d.	-8,3/-8,2	n.a.	S	11,9/12,0
HM-Josef	křemen	L, ojed. L+V	-	n.d.	-0,3/-0,1	192/270	S	0,2/0,5
HM-Josef	baryt	L, ojed. L+V	-	n.d.	-0,3/-0,1	141/220	S	0,2/0,5

Vysvětlivky: Te – teplota iniciálního tání, T_{m_{ice}} – teplota tání ledu, T_{m_{Hh}} – teplota tání hydrohalitu, Th(L) – teplota homogenizace na kapalinu, n.a. – nelze aplikovat, n.d. – nestanovené, L – kapalně inkluze, L+V – plynokapalně inkluze, P – primární inkluze, PS – pseudosekundární inkluze, S – sekundární inkluze, údaje v závorkách představují T_{m_{Hh}} ve °C.



Obr. 4 – Fluidní inkluze v barytu křemen-karbonát-barytové mineralizace ze Zámčiska – dvoufázové plynokapalné primární fluidní inkluze (a), jednofázové sekundární fluidní inkluze situované v protínajících se rádcích (b) (upraveno podle Steinerové 2013).

Horní Město

Fluidní inkluze byly zkoumány v pěti vzorcích s barytem. Jedná se o ložní proužek s vtroušeným zrudněním galenitu, sfaleritu, kalcitu a barytu v metatufu ze štoly Josef (v tab. 2 a 3 HM-Josef), lapillový metatuf s vtroušeným pyritem (+/- sfalerit) a proužkem barytu z vrtu (v tab. 3 HM-vrt1), popelový metatuf s polohou barytu + sfaleritu, pyritu +/- galenitu z vrtu (v tab. 3 HM-vrt2), vzorek z haldičky na místě nové jámy Jaromír s lištovitým barytem a se smouhami pyritu a galenitu (v tab. 3 HM-Jaromír) a kataklazovaný metatrachyt s čoučkou sfaleritu, pyritu +/- galenitu s dolomitem z vrtu (v tab. 3 HM-vrt3). Zkoumané polohy s barytem představují stratiformní čoučky. Autory byly odlišeny tři základní typy inkluzí. Prvním typem jsou vodné P a PS inkluze, se stupněm zaplnění 0,9–0,95. Druhým typem jsou P a PS inkluze s CO₂, ve kterých buď převažuje H₂O (CO₂ fáze zaujímá pouze 10–20 obj. %, tyto inkluze převládají nad dalšími dvěma podtypy uvedenými dále) nebo převažuje CO₂ (CO₂ fáze zaujímá až 90–100 obj. %). Vyskytuje se i přechodný typ, kdy CO₂ fáze zaujímá okolo 30–50 obj. %. Třetím typem inkluzí jsou S inkluze obsahující vodný roztok s rozkolísaným zastoupením plynné a kapalné fáze. Změřené teploty iniciálního tání inkluzí nasvědčují přítomnosti chloridů Na a Mg, ojediněle i přítomnosti chloridů Ca a Na. Salinita vodných fluid je rozmanitá (tab. 3). Salinita fluid obsahujících CO₂ je 6,5–7,8 hm. % NaCl ekv. Zjištěné snížené hodnoty T_{mCO₂} (systém CO₂–H₂O–NaCl) nasvědčují přítomnosti i jiného plynu, a tím může být např. metan, dusík, argon či helium. Stratiformní mineralizace obsahují v P a PS inkluzích fluidní fázi, jež byla zachycena během naložené metamorfózy. Byly konstatovány dva hlavní typy „píkových“ metamorfních fluid, a to nízkosalinní fluida systému CO₂–H₂O–NaCl s nízkým obsahem CO₂ fáze a s Th_{tot} okolo 200–300 °C a nízkosalinní fluida systému NaCl–MgCl₂–H₂O s Th okolo 120–220 °C. Fluidní systémy byly zachyceny z homogenních fluid, tedy naměřené Th představují nejmenší možné teploty zachycení. Průběh izochor obou typů fluid odpovídá předpokládaným P-T podmínkám variské metamorfózy v dané oblasti (350–400 °C, 4–5 kbar) (Fojt et al. 2007).

3.4. IZOTOPICKÉ VÝZKUMY ZKOUMANÝCH LOKALIT

Na studovaných lokalitách byly provedeny výzkumy stabilních izotopů síry barytů a sulfidů, na některých lokalitách i izotopů kyslíku a stroncia barytů.

Hodnoty izotopického složení síry barytů i sulfidů jsou shrnuty v tab. 4. Síra má nejspíše na většině lokalit svůj zdroj v mořském sulfátu (Petrov n. Desnou, Zámčisko, Zlaté Hory, Horní Město). Poněkud odlišné hodnoty $\delta^{34}\text{S}$ síry barytu, a to v porovnání s ostatními hodnotami velmi nízké, vykazují baryty z Maršíkova. Možný zdroj síry maršíkovských barytů nebyl autory stanoven (Fojt et al. 1990, Fojt et al. 1997, Fojt et al. 2007).

V Bohutíně byla z hodnot $\delta^{34}\text{S}$ barytu a chalkopyritu (tab. 4) vypočítána teplota krystalizace minerálů okolo 400 °C (hodnota $\delta^{34}\text{S}$ barytu +17,0 ‰ CDT a chalkopyritu 3,2 ‰ CDT). Izotopické složení síry hydrotermálního roztoku kolísá okolo hodnot 0 ‰ CDT, původ síry hydroterm je nejspíše spjatý se šumperským granitoidovým masívem (Ondra 1980, Fojt et al. 1990).

Na lokalitě Zámčisko jsou hodnoty $\delta^{34}\text{S}$ barytů dané mineralizace velmi homogenní (tab. 4), rozdíly hodnot $\delta^{34}\text{S}$ různých variet barytů (bílý x namodralý; hrubozrnný x jemnozrnný) jsou zanedbatelné. Zjištěné hodnoty okolo +20 ‰ CDT nasvědčují mořskému původu sulfátu, ze kterého baryty vznikaly. Při porovnání zjištěných hodnot $\delta^{34}\text{S}$ vzhledem k hodnotám $\delta^{34}\text{S}$ sulfátu oceánů v geologické minulosti, musí být žilný baryt mladší než střední silur. Hodnoty $\delta^{34}\text{S}$ pyritů z barytové mineralizace vykazují izotopickou nerovnováhu vzhledem k $\delta^{34}\text{S}$ barytů (tab. 4) a nasvědčují mořskému zdroji síry. Dle autorů mohl pyrit vznikat současně s barytem bakteriální redukcí mořského sulfátu; avšak pyrit mohl vznikat i redukcí barytové síry při metamorfóze za teplot nad 250 °C. V barytu ze Zámčiska byla provedena i analýza izotopů stroncia. Poměr izotopů $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ je 0,70718(3); tato hodnota ve spojení se složením síry barytu svědčí o primárním zdroji stroncia v mořské vodě, jehož složení bylo později modifikováno reakcí s hostitelskými bazickými horninami.

V křemen-karbonát-barytové mineralizaci byla provedena i analýza izotopů uhlíku a kyslíku kalcitu, a to z centrální i okrajové zóny žíly. Hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ jsou velmi homogenní (+9,8 až +10,3 ‰ SMOW), zatímco hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ vykazují poněkud širší rozptyl (-5,0 až -8,5 ‰ PDB). Zdrojem uhlíku kalcitu může být hlubinný uhlík (v případě lehčích hodnot) nebo může být uhlík směsí více zdrojů – uhlík karbonátových sedimentů, hlubinný uhlík a uhlík z oxidované organické hmoty. Dle uvažované teploty krystalizace (rekrytalizace) okolo 230 až 340 °C (chemické složení pyrotinu odpovídá hexagonální, výšeteplotní modifikaci) je možno usuzovat na hydrotermy s $\delta^{18}\text{O} = +4$ ‰ SMOW, což nasvědčuje vodě ovlivněné metamorfními fluidy (Fojt et al. 1997).

Tab. 4 – Výsledky analýz izotopického složení síry barytů a sulfidů a kyslíku barytů zkoumaných lokalit (Fojt et al. 1990, Hladíková et al. 1990, Fojt et al. 1997, Fojt et al. 2001, Fojt et al. 2007, data poskytnutá prof. Fojtem).

Lokalita	$\delta^{34}\text{S}$ (‰ CDT) barytu	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ SMOW) barytu	$\delta^{34}\text{S}$ (‰ CDT) sulfidů
Bohutín	14,4 – 20,2	-	+0,7 / +5,2 (chalkopyrit)
Maršíkov	10,4 – 10,5	-	-
Petrov n. D.	18,1 – 18,4	-	-
Zámčisko	20,8 – 21,9	-	+7,7 / +11,5 (pyrit)
ZH – jih	17,6 – 22,7	-	-52,4 / +1,0 (pyrit rudních poloh)
ZH – východ	25,8	-	-6,9 / +1,7 (pyrit rudních poloh)
ZH – západ	19,8 – 25,9	-	-5,8 / -1,5 (pyrit rudních poloh)
ZH – sever	-	10,0 – 13,0	0 / +14,4 (pyrit z kvarcitu)
Horní Město	10,1 – 22,9	10,0 – 16,0	-25,4 / +8,0 (stratiformní sulfidy)

Hladíková et al. (1990) i Fojt et al. (2001) odmítají jediný výhradní zdroj síry minerálů na zlatohorských polymetalických ložiskách. Zjištěné široké rozmezí hodnot $\delta^{34}\text{S}$ tento názor podporuje (síra barytů, síra pyritů). Z výsledků analýz izotopového složení síry barytu a pyritu (tab. 4) byla spočítána teplota krystalizace těchto minerálů na cca 260 °C. Zdrojem síry barytů může být devonský mořský sulfát, okolní metabazika či okolní metasedimenty. Zdrojem sulfidické síry je patrně rovněž mořský sulfát nebo byla síra mobilizována hydrotermami z okolních hostitelských hornin (sedimentů a vulkanitů). Hodnoty $\delta^{34}\text{S}$ pyritů z karbonátového kvarcitu vykazují kladné hodnoty $\delta^{34}\text{S}$ (tab. 4), přičemž pyrit je ve vzorku v asociaci s barytem; tyto sulfidy s vysokými hodnotami $\delta^{34}\text{S}$ vznikaly pravděpodobně za vyšších teplot (> 250 °C), tedy na počátku celého rudotvorného procesu. Naopak extrémně nízká hodnota $\delta^{34}\text{S}$ (-52,4 ‰ CDT) byla zjištěna v pyritu z pometamorfní výplně nejmladší dislokace ložiska ZH–jih. Prof. Fojt podrobil izotopické analýze i supergenní baryt z lokality Hornické skály. Supergenní baryt

z oxidační zóny měl hodnotu $\delta^{34}\text{S}$ -1,4 ‰ CDT. Hladíková et al. (1990) zjistili, že voda hydrotermálního roztoku, ze kterého mohl baryt krystalovat, při teplotě okolo 250 °C vykazuje hodnotu $\delta^{18}\text{O} = 7,2$ ‰ SMOW, což odpovídá vodě „magmatické“ nebo vodě „metamorfní“, ke které se v pozdějších pracích přiklání. Izotopy kyslíku barytů (tab. 4) jsou zlehčené v důsledku metamorfní rekrystalizace, kyslík byl modifikován metamorfními procesy. Původ strobarytů jsou v rozmezí ncia zlatohorských barytů je pravděpodobně také v devonském mořském sulfátu – hodnoty $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ barytů jsou v rozmezí 0,70761 až 0,70795 (Hladíková et al. 1990, Fojt et al. 2001).

Hodnoty $\delta^{34}\text{S}$ sulfidické síry rudnin z lokality Horní Město patrně představují předmetamorfní stav. Široké rozmezí hodnot $\delta^{34}\text{S}$ sulfidů (tab. 4) poukazuje buď na více pravděpodobnou spoluúčasť více zdrojů redukované síry hydrotermálního systému nebo na jednotný zdroj síry v kombinaci s variabilitou fyzikálně-chemických parametrů hydrotermálního roztoku, na které izotopy síry reagují. Barytová síra víceméně odpovídá mořskému sulfátu devonu. V hornoměstských barytech byla provedena analýza izotopů stroncia. Poměr izotopů $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ je 0,7065–0,7073. Hodnota je mírně nižší než hodnota poměru izotopů stroncia mořské vody devonu, avšak toto snížení mohlo být způsobeno lokální interakcí s okolními horninami (Fojt et al. 2007).

4. METODIKA

Vzorky z lokalit Bohutín a Zámčisko použité ke studiu byly odebrané mnou v průběhu let 2013-2014. Vzorky z Bohutína byly odebrány na lokalitě pod Burdovým vrchem, vzorek ze Zámčiska v lomu Zámčisko. Ostatní vzorky vzhledem ke stavu daných lokalit (vzorky z lokalit Maršíkov, Petrov nad Desnou a Zlaté Hory) byly zapůjčeny ze sbírek MZM Brno (ze sběrů M. Nepejchala a J. Večeří); jeden vzorek ze Zlatých Hor byl zapůjčen B. Fojtem. Ze sbírek MZM Brno (sběr M. Nepejchala) byl rovněž zapůjčen jeden vzorek barytu z Bohutína.

Terénní etapa spočívala ve fotodokumentaci a v odběru vhodných vzorků barytových mineralizací k bližšímu laboratornímu studiu.

Ze vzorků byly zhotoveny leštěné výbrusy a oboustranně leštěné destičky. Destičky byly leštěny na leštičce Struers RotoPol-35 za použití diamantových suspenzí; lepeny za studena vteřinovým lepidlem. Poté byly destičky pomocí nitrometanu odlepeny od podložních sklíček a vhodně rozlámány. Pro mikrotermometrická měření byly použity jak úlomky oboustranně leštěných destiček, tak i štěpné úlomky barytu.

Oboustranně leštěné destičky byly před odlepením od podložních skel pozorovány a vyhodnoceny spolu se zhotovenými leštěnými výbrusy v polarizačním mikroskopu Olympus BX 50 v procházejícím světle, kde byly sledovány petrografické vlastnosti fluidních inkluzí (tvar, uspořádání, velikost, fázové složení) a zároveň byla provedena fotodokumentace fluidních inkluzí. Dle klasifikace Zachariáše (2000) byly odlišeny fluidní inkluze (FI) primární (P), pseudosekundární (PS) i sekundární (S); z hlediska fázového složení byly odlišeny ve fluidních inkluzích fáze kapalné (L – liquid) i plynné (V – vapour).

Mikrotermometrická měření byla provedena na Katedře geologie PřF UP v Olomouci v termokomoře Linkam THMSG 600, která je kalibrována pomocí fázových přechodů anorganických standardů a fluidních inkluzí. Metodou kryometrie byly zjišťovány teploty zamrznutí (T_f), teploty iniciálního tání (T_e), teploty tání ledu ($T_{m_{ice}}$). Metodou homogenizace byly stanoveny teploty homogenizace (T_h). Přesnost měření teplot je $\pm 0,1$ °C. Mikrotermometrická data byla zpracována pomocí programu Flincor (Brown 1989). Pro vodné roztoky byly použity kalibrace dle Zhanga a Frantze (1987). Salinity roztoků byly vypočítány dle rovnice Bodnara (1993).

Ve výbrusech s kalcity bylo provedeno katodoluminiscenční studium pro zjištění generací kalcitů. Katodoluminiscence byla provedena na Katedře geologie PřF UP v Olomouci na přístroji CITL Mk5-1 se „studenou katodou“ s mikroskopem Leica DM2500 P za podmínek: vakuum 0,003 kbar, proudová hustota $530 \mu A/mm^2$ a napětí 15,2 kV.

Vzorky křemenů a barytu pro studium výluhů inkluzí byly nejprve podrceny na frakci cca 0,2-1 mm, poté byly ručně odseparovány viditelné nečistoty pod binokulární lupou. Následně byly vzorky povařeny v koncentrované HNO_3 a poté třikrát propláchnuty a povařeny ve vodě. Z usušených vzorků byl odvážen minimálně 1 g a vzorky byly ještě jednou prohlédnuty pod binokulární lupou. Vzorky byly poslány na univerzitu do Leobenu, kde byly provedeny analýzy výluhů inkluzí prof. W. Prochaskou. Vzorky byly nejprve promyty deionizovanou vodou a poté rozpráškovány v achátové třecí misce s deionizovanou vodou. Nerozpustný podíl byl odfiltrován přes nylonový filtr o velikosti pórů 0,2 μm . Ionty byly stanoveny iontovou chromatografií na přístroji Dionex DX-500; detekční limity byly: Cl – 10 ppb, Br – 2 ppb, F – 5 ppb, I – 0,1 ppb, SO_4 – 10 ppb.

Ve vybraných barytech byla provedena izotopová analýza síry a ve vybraných karbonátech izotopová analýza uhlíku a kyslíku. Vzorky barytu byly rozetřeny na prášek v achátové třecí misce a přečištěny kyselinou chlorovodíkovou pro odstranění případných přítomných karbonátů. Vzorky karbonátu byly rozpráškovány v achátové třecí misce. Analýzy byly provedeny v Laboratoři stabilních izotopů Odboru aplikované geologie České geologické

služby v Praze na hmotnostním spektrometru Finnigan MAT 251. Analýzy byly provedeny Ing. Z. Lněničkovou, Ing. B. Čejkovou a Mgr. I. Jačkovou. SO₂ pro analýzu S byl z barytů uvolněn termálním rozkladem s SiO₂ a V₂O₅ při teplotě 1000 °C; CO₂ pro analýzu C a O byl z karbonátů uvolněn kyselinou fosforečnou ve vakuu. Výsledné hodnoty jsou uvedeny v ‰ odchylce od standardů SMOW, PDB a CDT. Přesnosti analýz jsou ± 0,05 ‰ pro uhlík, ± 0,1 ‰ pro kyslík a ± 0,2 ‰ pro síru. Frakcionační rovnice pro výpočet izotopového složení matečných fluid byly použity z internetové stránky <http://www2.ggl.ulaval.ca/cgi-bin/alphadelta/alphadelta.cgi> s obecným zněním:

$$1000 \ln \alpha = A \cdot 10^6 \cdot T^{-2} + B \cdot 10^3 \cdot T^{-1} + C$$

a

$$1000 \ln \alpha = A \cdot 10^9 \cdot T^{-3} + B \cdot 10^6 \cdot T^{-2} + C \cdot 10^3 \cdot T^{-1} + D,$$

kde T představuje teplotu v Kelvinech a A, B, C a D představují experimentálně stanovené konstanty, které jsou uvedeny v tab. 5.

Tab. 5 – Konstanty frakcionačních rovnic použité pro výpočet izotopového složení matečných fluid.

Veličina	Systém	Konstanty	Autoři	Platnost rovnice
$\delta^{18}\text{O}$	kalcit-H ₂ O	A: 2,78; B: 0,00; C: - 2,89	O'Neil et al. (1969)	0-500 °C
$\delta^{13}\text{C}$	kalcit-CO ₂	A: -0,89; B: 8,56; C: - 18,11; D: 8,27	Ohmoto a Rye (1979)	<600 °C
$\delta^{34}\text{S}$	baryt-H ₂ S	A: 5,26; B: 0,00; C: 6,00	Ohmoto a Rye (1979)	200-350 °C
$\delta^{34}\text{S}$	chalkopyrit-H ₂ S	A: 0,05; B: 0,00; C: 0,00	Li a Liu (2006)	0-1000 °C
$\delta^{34}\text{S}$	baryt-H ₂ S	A: 8,00; B: 0,00; C: 0,00	Ohmoto a Rye (1979)	>400 °C

5. VÝSLEDKY

5.1. TERÉNNÍ SITUACE A MAKROSKOPICKÝ POPIS VZORKŮ

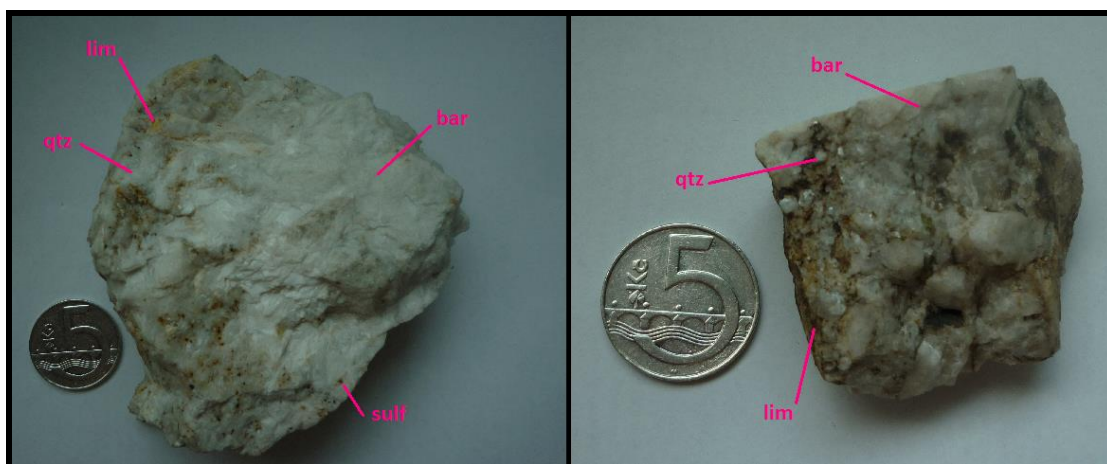
Maršíkov

Vzorek barytu z lokality Maršíkov (MAR1) byl zapůjčen ze sbírek MZM Brno (inv. č. A4080, sběr M. Nepejchala). Jedná se o baryt z centrální partie žilné křemen-barytové mineralizace s Cu zrudněním z komplexu amfibolitů sobotínského amfibolitového masívu (obr. 5). Makroskopicky je baryt čistě bílé až mléčně bílé barvy a tvoří hrubě tabulkovitý agregát v centrální partii žíly. Jednotlivé dokonale štěpné tabulky dosahují velikosti až 2 cm a jsou místy skelně lesklé. Tabulky barytu pronikají starším křemenem. Křemen je světle šedý, bílý až mléčně bílý, místy makroskopicky zřetelně zonální, přičemž centrální partie křemenných zrn jsou šedé a skelně lesklé a okraje zrn jsou mléčně bíle zakalené, bez lesku. Starší křemen tvoří masívní až středně zrnité agregáty izometrických zrn a podlouhlých kyjovitých krystalů o délce až 2 cm. Hojně se ve vzorku vyskytují drobné dutinky o max. velikosti 1 cm, ve kterých krystalují drobná izometrická či klencové krystaly světle šedého až průhledného křemene až 3 mm velká, tento křemen je patrně sukcesně mladší než baryt. Baryt i křemen jsou pronikány agregáty rezavě zbarveného „limonitu“ dosahujícími 2 mm nebo tvoří „limonit“ na minerálech povlaky. „Limonitu“ zřetelně přibývá směrem k okrajům vzorku. Makroskopicky jsou patrné i roztroušené zemité agregáty jasně zeleného sekundárního malachitu o max. velikosti 2 mm. Drobná hnědočerná až černá až kovově lesklá zrnka představují pravděpodobně zvětralé sulfidy, nejspíše chalkopyrit či pyrit, jenž jsou v maršíkovské mineralizaci ze sulfidů hojně zastoupeny (Sládek a Zimák 1979). Velikost drobných tmavých zrníček dosahuje max. 2 mm a jejich tvar je rozmanitý, a to zaoblený, ostrohranný i nepravidelný. Textura žiloviny je masivní i drúzová. Místy jsou přítomny drobné úlomky hostitelské horniny dosahující délky až 2 cm; zde lze texturu žiloviny nazvat brekciovitou.

Petrov nad Desnou

Vzorek barytu z Petrova nad Desnou (PET1) byl rovněž zapůjčen ze sbírek MZM Brno (inv. č. 681, sběr M. Nepejchala). Křemen-barytová mineralizace pochází ze suti metamorfítů keprnické skupiny (obr. 5). Baryt je bílé až slabě našedlé barvy a velikosti jeho tabulek dosahují až 1 cm. Baryt má skelný lesk. Tenké tabulky jsou místy i poloprůhledné, silně lesklé. Vzorek je poměrně navětralý a je hojně protkán agregáty okrového, rezavohnědého až tmavě hnědého „limonitu“, „limonit“ zároveň vyplňuje přítomné dutinky. Drúzové dutinky dosahují velikosti až 4 mm a jsou v nich narostlé 1-2 mm velké krystalky křemene. Drobná nepravidelná či

izometrická zrna křemene světle šedé barvy dosahují mimo drúzy velikosti až 3 mm a obklopují partie s barytem. Baryt je patrně mladším minerálem než křemen. Nepatrně zastoupená jsou zelená až žlutozelená skelně lesklá izometrická zrna epidotu o velikosti do 4 mm, která tvoří roztroušeně drobné shluky uložené v barytu. Textura žiloviny je drúzová.



Obr. 5 – Nalevo vzorek mineralizace s barytem z Maršíkova (MAR1) s vyznačenými přítomnými minerály – baryt (*bar*), křemen (*qtz*), „limonit“ (*lim*), sulfidy (*sulf*); napravo vzorek mineralizace s barytem z Petrova nad Desnou (PET1) s vyznačenými přítomnými minerály – baryt (*bar*), křemen (*qtz*), „limonit“ (*lim*).

Zlaté Hory

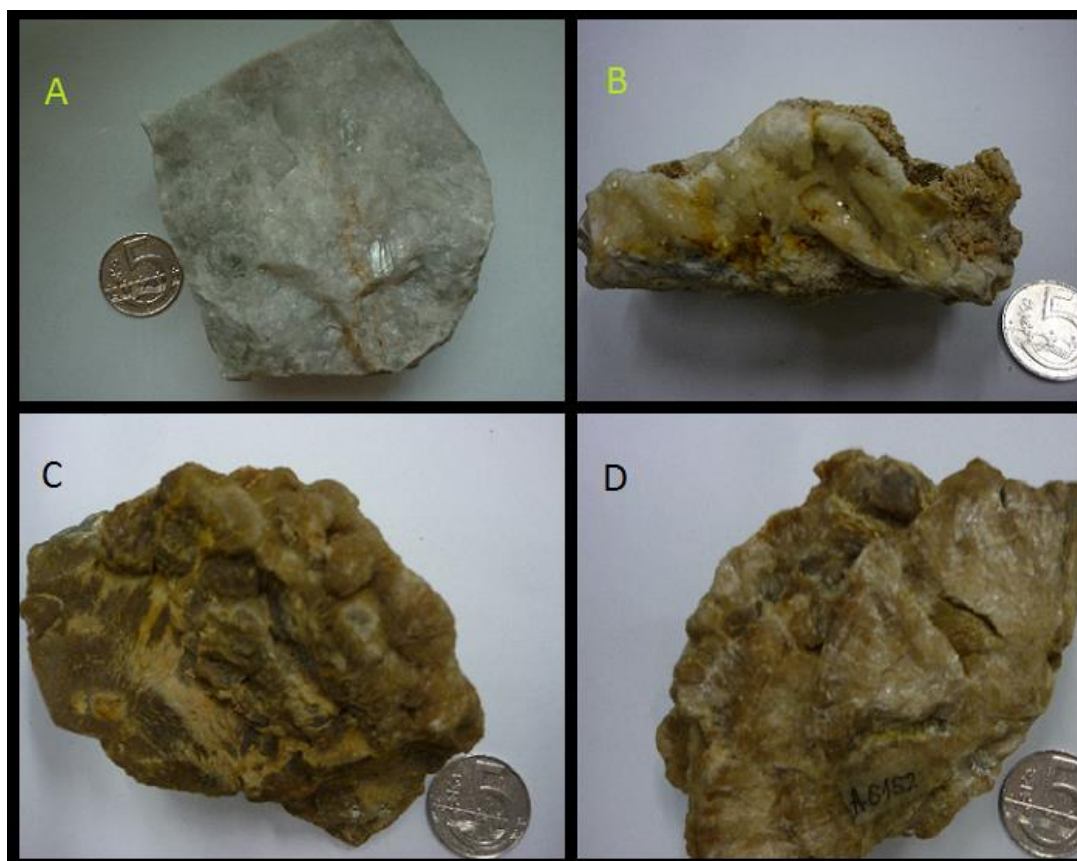
Vzorky studovaných barytů z lokality Zlaté Hory jsou zapůjčené. Jedná se o čtyři různé vzorky s barytem (ZH1, ZH2, ZH3, ZH4).

Vzorek ZH1

Vzorek zapůjčený ze sbírek MZM Brno (inv. č. 1534, sběr M. Nepejchala) pochází ze zlatohorské štoly Barbora. Jedná se o metamorfovaný, převážně masivní baryt ze stratiformní mineralizace, který je bílé barvy, místy s jemným nádechem do světle modré či našedlé barvy (obr. 6A). Hrubě štěpné plochy tabulek barytu jsou skelně lesklé, zohýbané a zrna dosahují velikosti až okolo 2-3 cm. Kromě barytu lze makroskopicky rozlišit i sekundární „limonit“ a sulfidy. „Limonit“ je rezavé až nahnědlé barvy a tvoří povlaky, drobné žilky nebo vyplňuje drobné dutinky přítomné ve vzorku. Sulfidy představují drobná izometrická zrníčka o velikosti max. 1 mm a jsou tmavě hnědočerné barvy. Textura žiloviny je masivní.

Vzorek ZH2

Vzorek ZH2 s barytem byl zapůjčen ze sbírek MZM Brno (inv. č. 6131, sběr J. Večeři) a byl nalezen na lokalitě Zlaté Hory-Hornické skály (3. patro, chodba 3151). Jedná se o silně lesklý, bílý až nažloutlý baryt, jehož nápadné až 3 cm velké krystaly jsou narostlé ve větší drúze (obr. 6B). Baryt má vývin drobných dokonale štěpných tabulek o velikosti okolo 5 mm, některé menší tabulky jsou poloprůhledné až průhledné, deformace nejsou patrné. Baryt v drúze tvoří podlouhlá individua dosahující velikosti až 3 cm, která se i vzájemně prorůstají. Baryt je ve vzorku přítomen i v podobě masivních až jemnozrnných agregátů složených z drobných tabulek, s barvou bílou až světle naředlou, místy jsou tabulky „limonitizované“. Ve vzorku jsou přítomné i klasty hostitelské „křemičité horniny“, které dosahují velikosti až 3 cm a jsou při okrajích hojně zrudněny sulfidy, které tvoří drobná hnízda a vtroušeniny jasně zlaté barvy. V těchto klástech jsou dále patrná šedá izometrická zrnka křemene tvořící masivní partie. „Limonit“ tvoří ve vzorku různě mocné nepravidelně distribuované povlaky rezavě hnědé barvy.



Obr. 6 – Vzorky studovaných barytů z lokality Zlaté Hory. Vzorek hrubě štěpného barytu ZH1 ze štoly Barbora (A); drúza krystalů barytu ZH2 z lokality Hornické skály (B); vzorek postmetamorfního barytu ZH3 z výplně dislokace v důlním poli Nové jámy („novojamská porucha“) (C a D).

Vzorek ZH3

Vzorek ZH3 byl zapůjčen ze sbírek MZM Brno (inv. č. 6152, sběr M. Nepejchala). Jedná se o mladý postmetamorfní baryt nalezený ve výplni „novojamské poruchy“ (Zlaté Hory-jih, 2. patro). Baryt je světle hnědé až medově hnědé barvy a má vývin nedokonale omezených tenkých tabulek s perleťovým leskem, které tvoří radiálně paprscité či vějířové agregáty o velikosti několika cm (obr. 6C a 6D). Tabulky jsou mírně zprohýbané.

Vzorek ZH4

Vzorek barytu ZH4 byl poskytnut prof. B. Fojtem (MU Brno). Jedná se o pyritem zrudněnou stratiformní mineralizaci s barytem, karbonátem a nepatrně křemenem. Baryt je bílé barvy a skelného lesku a střídá se s polohami mléčně bílé zakaleného, méně často lesklého karbonátu. Křemen tvoří světle šedomodré nepříliš hojné masivní partie se skelným leskem. Patrná jsou kovově lesklá zrna pyritu a chalkopyritu. Pyrit tvoří až 5 mm velká kulovitá až izometrická zrna zlatavé barvy a kolem některých těchto zrn je patrné obrůstání a zatlačování barevně výraznějším zlatožlutým chalkopyritem nepravidelného tvaru, dosahujícím velikosti 1-2 mm. Sulfidy jsou uzavřeny v barytu a někdy křemeni. Textura žiloviny je kompaktní.

Bohutín

Jeden vzorek barytu z Bohutína byl zapůjčen ze sbírek MZM Brno (inv. č. 20788, sběr M. Nepejchala) (vzorek BOH1), další vzorky jsou mé vlastní odebrané z terénu (BOH2 až BOH6).

Vzorek BOH1

Vzorek BOH1 představuje bílý až namodralý hrubozrnný baryt, jehož dokonale štěpné tabulky dosahují velikosti až okolo 2 cm. Štěpné plochy jsou skelně lesklé, namodralé tabulky až perleťově lesklé a bílé zakalené tabulky jsou až matného lesku (obr. 7). Vzorek je silně navětralý a „limonitizovaný“, „limonit“ tvoří hojné žlutě až hnědočerveně zbarvené povlaky, a to zejména na štěpných plochách barytu. Tabulky jeví zohýbání.

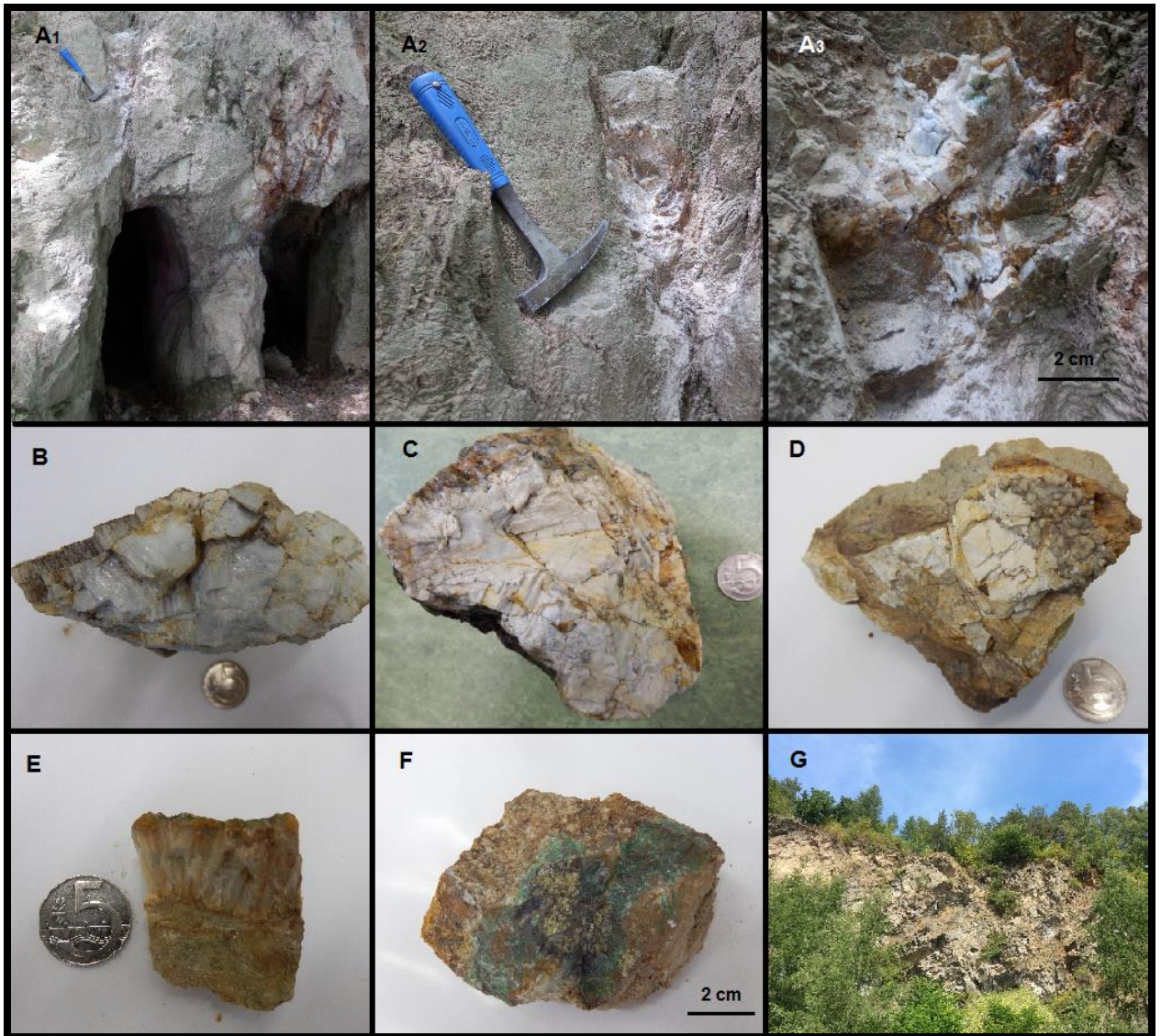


Obr. 7 – Vzorek světle modrého „limonitizovaného“ barytu z Bohutína (BOH1).

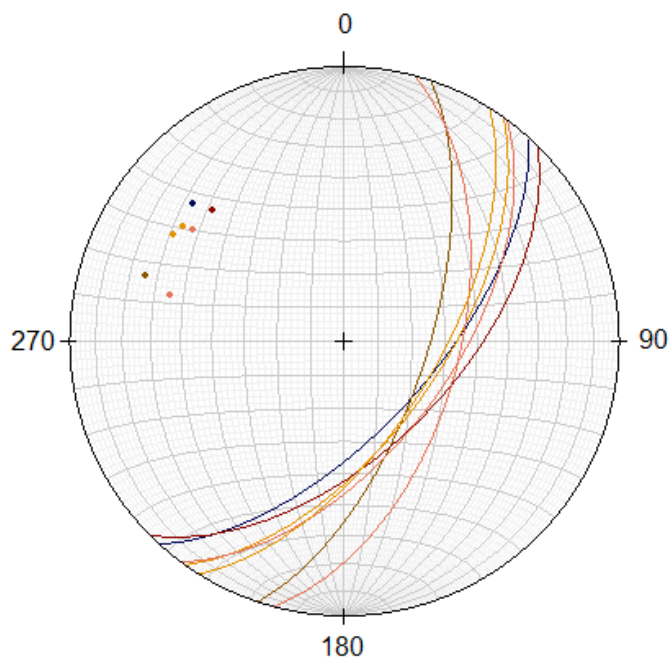
Vzorky BOH2 až BOH7

Vzorky BOH2 až BOH6 byly nalezeny v Bohutíně na lokalitě pod Burdovým vrchem, a to na haldičkách pod ústím zavalené štoly. Křemennou žílu pronikající zdejší tmavě šedé, páskované ruly lze pozorovat na stropě štoly, kde její mocnost dosahuje okolo 20 cm. Partie žíly s namodralým barytem jsou patrné až ve výšce cca 3 m od země (obr. 8A₁ až 8A₃). Baryt je zde doprovázen hlavně masivním až drobozrnným světle šedým křemenem. Směrem nahoru rozmrštěná žíla jeví určitou zonálnost, přičemž baryt a mladší zrnitý křemen tvoří centrální část, zatímco starší křemen s chalkopyritem a malachitem tvoří části okrajové. Křemen-barytová žíla má směr SSV-JJZ se sklonem 56°-65° k VJV (obr. 9). Fojt et al. (1990) uvádí směr žíly S-J se sklonem k V, jenž sleduje puklinový systém zdejších rul.

Vzorek barytu BOH2 je bílý až bledě modrý, místy poloprůsvitný až průsvitný a pouze nepatrně „limonitizovaný“. V rámci některých jednotlivých tabulek jsou patrné přechody z mléčně bílé do světle modré barvy barytu. Plochy dokonale štěpných tabulek dosahujících až 1 cm jsou viditelně zprohýbané a mají silný skelný až perleťový lesk. Agregát barytu je hrubozrnný (obr. 8B).



Obr. 8 – Vchod do zavalené štoly pod Burdovým vrchem v Bohutíně (A₁); křemen-barytová žíla, detail obr. 8A₁ (A₂); světle modrý baryt obklopený křemenem, detail obr. 8A₂ (A₃); odebraný vzorek BOH2 namodralého barytu z mineralizace pod Burdovým vrchem (B); odebraný vzorek BOH3 mléčně bílého barytu z lokality pod Burdovým vrchem (C); odebraný vzorek BOH4 z kontaktu barytu a křemene, kde baryt zřetelně narůstá na křemen, lokalita pod Burdovým vrchem (D); vzorek BOH5 s kyjovitými krystaly křemene, lokalita pod Burdovým vrchem (E); vzorek BOH6 s chalkopyritem a malachitem, lokalita pod Burdovým vrchem (F); lom u železniční stanice v Bohutíně (G).



Obr. 9 – Pólový-obloukový diagram se zanesenými měřeními orientace křemen-barytové žíly na lokalitě pod Burdovým vrchem v Bohutíně; rovinná projekce na dolní polokouli.

Vzorek barytu BOH3 je mléčně bíle zakalený, bez lesku a téměř nedeformovaný a tvoří velmi tenké tabulky (obr. 8C). Ve vzorku BOH4 je přítomen namodralý baryt, který je víceméně totožný s barytem vzorku BOH2, dále je přítomen baryt, jenž je mléčně bílý, zakalený, bez lesku a tvoří tenké rozpadavé tabulky (totožný s barytem vzorku BOH3) (obr. 8D). Bílý baryt jeví makroskopicky menší stupeň deformace než namodralé baryty vzorků BOH2 i BOH3. Baryt viditelně narůstá na sukcesně nejstarší křemen, který tvoří hlavně okrajové partie žíly (obr. 8D). Křemen tvoří našedlá izometrická zrna, drobné klence o velikosti do 4 mm (vzorek BOH4) či protažené palisádovitě uspořádané až kyjovité krystaly (vzorek BOH5) o velikosti až 3 cm (obr. 8E), jeho barvy jsou spíše v tmavých odstínech šedé, místy je křemen v apikálních partiích krystalů zbarven do tmavofialova nebo je mírně šedě zakalený. Místy lze makroskopicky pozorovat prorážení mléčně bílého barytu křemenem, kdy je křemen zřetelně rozpukán při kontaktu s barytovými tabulkami a tvoří kolem barytu jemně palisádovitou texturu. Méně je přítomen i sukcesně mladší křemen, avšak starší než přítomný baryt, v podobě středně zrnitých až masivních agregátů světlejší šedé barvy a s výraznějším skelným leskem, místy s leskem matným.

V okrajových partiích žíly (vzorek BOH6) se hojně vyskytuje chalkopyrit (obr. 8F), jenž je mosazně žluté barvy, místy jsou patrné náběhové barvy pavího chvostu, nejvíce však v odstínech tmavě fialovomodré barvy. Chalkopyrit tvoří ve starším křemeni různě velké

vtroušeniny nebo hnízda (velikost 5 mm až 3 cm) a obklopují ho četné povlaky malachitu, jenž je produktem supergenní přeměny chalkopyritu. Malachit je jasně zelené barvy a vyskytuje se jak v podobě povlaků (práškové a zemité agregáty, místy i s patrným slabým leskem), tak i v podobě drobných jehliček dosahujících až 1 cm, které však byly silně zvětralé. Rezavohnědý „limonit“ tvoří nerovnoměrně uspořádané hojné agregáty v různých partiích vzorku.

Na lokalitě u železniční stanice (obr. 8G) nebyl nalezen žádný vzorek barytu. Přítomny byly pouze úlomky křemenné žiloviny různých šedých odstínů a ojediněle i silně lesklého bílošedého kalcitu vývinu zřetelných klenců o velikosti do 1 cm (vzorek BOH7), se zrudněním mosazně nažloutlého chalkopyritu a s přítomným hojným malachitem tvořícím zemité povlaky. Vzorek kalcitu pravděpodobně náleží křemen-barytové mineralizaci s karbonátem z lokality pod Burdovým vrchem.

Zámčisko

Barytová mineralizace byla studována v práci Steinerové (2013), kde je popsána geologická situace lomu Zámčisko (obr. 10A) s fotodokumentací i samotná křemen-karbonát-barytová mineralizace (obr. 10B). Vzorek zkoumaný v této práci (vzorek ZÁM1) byl odebrán rovněž v přístupné druhé etáži lomu, v suti pod lomovou stěnou (obr. 10C). Baryt křemen-karbonát-barytové žilné mineralizace uložené v bazické žilné hornině je čistě bílé barvy, je hrubozrnný a jeho lesk je skelný; baryt se vyskytuje ve středové části žíly. Mírně zohýbané tabulky barytu jsou při okrajích obklopeny bělavým zakaleným kalcitem a podlouhlými jehlicemi či vlákny pastelově zeleného aktinolitu dosahujícími délky až 1,5 cm. Pyrit se hojně vyskytuje rovněž v periferních partiích žíly, je uzavřen v kalcitu a má jasně zlatou barvu. Individua pyritu dosahují až 1 cm a jsou rozmanitých, hlavně izometrických tvarů (obr. 10D). Křemen je v žíle zastoupen roztroušeně a nerovnoměrně a má barvu světle až tmavě šedou. Křemen je středně zrnitý až masivní. Přítomný aktinolit tvoří sloupcovité či jehlicovité agregáty pastelově zelené barvy uzavřené v kalcitu. Vzorek je mírně „limonitizován“.



Obr. 10 – Pohled na lom Zámčisko (A); pozice křemen-karbonát-barytové mineralizace obklopené bazickým žilným tělesem (B); odebraný vzorek ZÁM1 žiloviny s barytem, kalcitem a křemenem (C); individua pyritu uzavřená v kalcitu ve vzorku ZÁM1 (D).

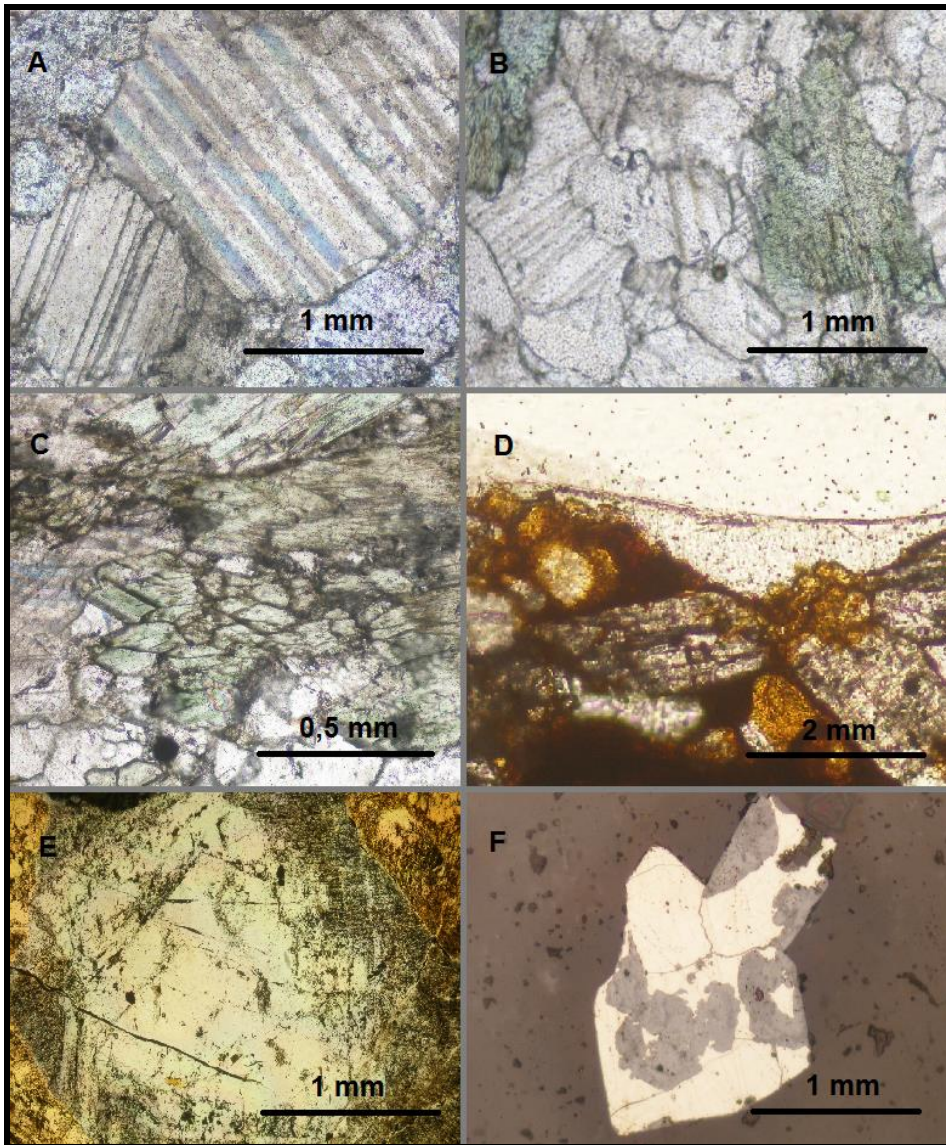
5.2. VÝSLEDKY LABORATORNÍHO STUDIA

5.2.1. Mikroskopické pozorování

Zámčisko – vzorek ZÁM1

Vzorek žiloviny ze Zámčiska je tvořen převážně *barytem*, jenž je v PPL bezbarvý a tvoří zřetelně štěpná mírně zakalená tabulkovitá zrna, jejichž omezení je hypautomorfní. Zrnitost barytu ve výbruse je stejnoměrná. Baryt zháší jednotně i undulózně.

Kalcit je v PPL bezbarvý a různou měrou zakalený. Vzájemně podobně velká izometrická zrna kalcitu jsou dvojčatně lamelována, přičemž lamely jsou ostré, různě široké a nejčastěji průběžné (obr. 11A); lamely nejsou vůbec deformovány. Kalcit je omezen hypautomorfně až xenomorfně. Jsou odlišitelné dvě generace kalcitu, přičemž starší kalcit je zakalený a obsahuje větší množství velmi drobných fluidních inkluzí. Méně zakalený sukcesně mladší kalcit zase hojně uzavírá opakní zrna pyritu a nepravidelná či podlouhlá zrna amfibolu a inkluze v něm jsou lépe pozorovatelné. Kalcit je často zejména v okrajových partiích žíly hojně chloritizován (obr. 11B).



Obr. 11 – Izometrická zrna kalcitu s dvojčatným lamelováním, procházející světlo, PPL, vzorek ZÁM1 (A); chloritizovaná zrna kalcitu, procházející světlo, PPL, vzorek ZÁM1 (B); Nepravidelné zrno amfibolu uzavřené v kalcitu, procházející světlo, PPL, vzorek ZÁM1 (C); „Limonitizované“ tabulky štěpného barytu v žilce, procházející světlo, PPL, vzorek MAR1 (D); růstově zonální izometrické zrno křemene s patrnými fluidními inkluzemi, procházející světlo, XPL, vzorek MAR1 (E); automorfně omezené částečně „limonitizované“ zrno pyritu uzavřené v křemenu, odražené světlo, PPL, vzorek MAR1 (F).

Chlorit je pleochroický od pastelově zelené po sytě trávově zelenou. V XPL vykazuje chlorit anomální interferenční barvy, a to v odstínech tmavě modré či fialovomodré barvy. Chlorit tvoří agregáty zcela nepravidelných nebo izometrických zrn s xenomorfním omezením.

Amfibol je pleochroický od bledě zelenobéžové do olivově zelené barvy. Vývin zrn je podlouhlý či nepravidelný, omezení je hypautomorfní až xenomorfní. Amfibol je uzavřen

v kalcitu (obr. 11C). Amfibol je hojně rozpraskán a pronikán agregáty „limonitu“ a zháší šikmo vůči protažení zrn pod úhlem 9 až 19° (klimoamfibol).

Nejméně zastoupen je v žilovině *křemen*, jehož nepravidelná zrna s hladkým povrchem jsou v PPL bezbarvá a obsahují drobné trhlinky. Křemen je omezen xenomorfně a v XPL vždy undulózně zháší. Křemen je zrnitostně proměnlivý, přičemž v rekrystalovaných partiích žily je více jemnozrný a spolu s rekrystalovanými zrnky kalcitu tvoří polohy obklopující větší zrna barytu. Rekrystalovaný křemen je izometrického tvaru o stejné velikosti jednotlivých zrn a má vyšší stupeň omezení než roztroušená nerekrystalovaná křemenná zrn.

Pyrit tvoří v mineralizaci izometrická i čtvercová zrna, jež jsou uzavírána v kalcitu a jejich omezení je vždy automorfní.

Sekundární „*limonit*“ tvoří agregáty xenomorfně omezených nepravidelných zrn, jež pronikají amfibolem. Jeho barva je červenooranžová.

Minerální sukcese je následující: křemen – kalcit starší – kalcit mladší – pyrit – baryt – aktinolit – chlorit – „*limonit*“.

Maršíkov – vzorek MAR1

Baryt z maršíkovské mineralizace tvoří podlouhlé úzké tabulky se zřetelnou štěpností (obr. 11D), které tvoří ve zhotovené destičce žilku pronikající okolním sukcesně starším křemenem. Tabulky barytu jsou omezeny automorfně až hypautomorfně. Baryt je v PPL bezbarvý až silně zakalený; v zakalených partiích je soustředěno větší množství drobných jednofázových fluidních inkluzí. Baryt je nepravidelně hojně „limonitizovaný“. Baryt nejeví žádné tlakové postižení, zhášení je vždy jednotné.

Kromě barytu je ve vzorku přítomen *křemen*, který tvoří izometrická zrna s typickým undulózním zhášením v XPL, která jsou omezena hypautomorfně až xenomorfně. V PPL je křemen bezbarvý, často zonální (obr. 11E), přičemž středy zrn jsou bez zakalení a chudší na fluidní inkluze, zatímco okraje zrn jsou až silně zakalené s hojnými trhlinkami a fluidními inkluzemi. Místy jsou patrné automorfně až hypautomorfně omezené individua křemene tvaru šestiúhelníků.

Ve vzorku se vyskytují ostrohanná automorfně až hypautomorfně omezená zrna *pyritu* rozmanitých tvarů, která jsou nepravidelně „limonitizována“ (obr. 11F) a uzavřená v křemeni.

„*Limonit*“ tvoří povlaky na barytu a pyritu, vyplňuje žilku s barytem a tvoří zde i kulovité a nepravidelné agregáty, „*limonit*“ je rezavooranžový (obr. 11A). Nejvíce se ve vzorku však soustřeďuje okolo tabulek barytu.

Minerály vznikaly pravděpodobně v pořadí: křemen – pyrit – baryt – „*limonit*“.

Petrov nad Desnou – vzorek PET1

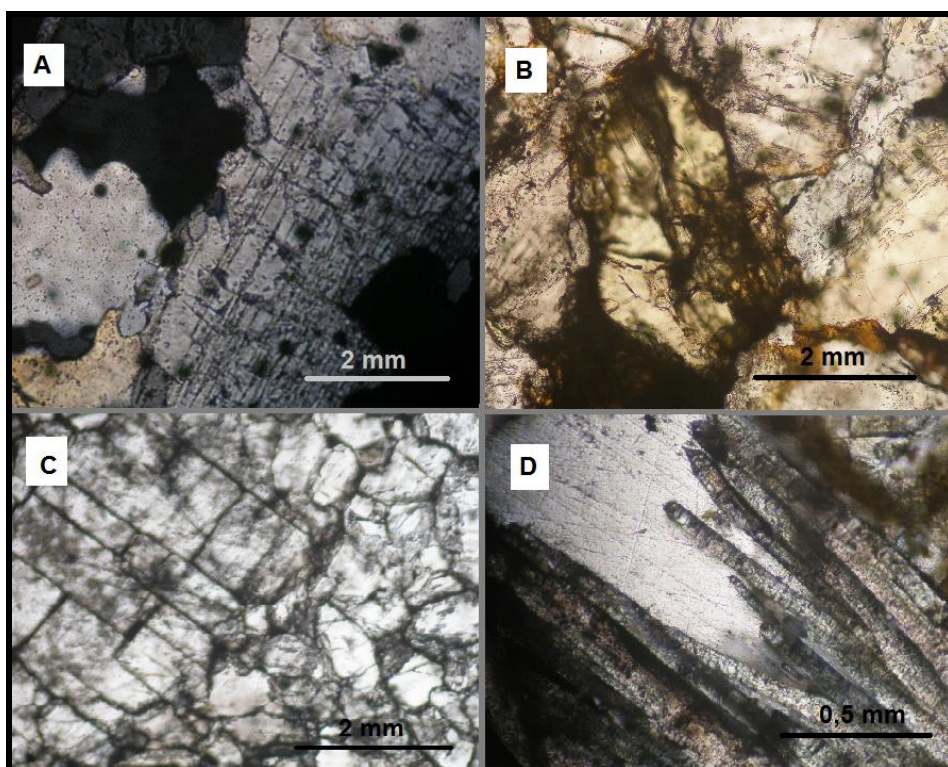
Baryt z mineralizace v Petrově nad Desnou je v PPL bezbarvý, poměrně zakalený a tvoří hypautomorfně omezené tabulky s místy zřetelnou štěpností jednotlivých zrn (obr. 12A). Baryt je nepravidelně - „limonitizovaný“. Větší tabulky barytu zhášejí jednotně, menší izometrická zrna lehce undulózně, což svědčí o tlakovém postižení barytu.

Izometrická až nepravidelná zrna *křemene* zhášejí undulózně a jejich omezení je hypautomorfní až zcela xenomorfní.

Epidot je v PPL pleochroický od bledě žlutozelené po výraznější zelenožlutou barvu. Epidot tvoří krátké sloupečky, oválné průřezy či nepravidelná zrna s automorfním až hypautomorfním omezením uzavřená v barytu (obr. 12B). Zrna epidotu zhášejí undulózně či políčkovitě.

„*Limonit*“ tvoří nepravidelné agregáty pronikající různě barytem. Barva „limonitu“ je rezavohnědá.

Sukcese minerálů je pravděpodobně křemen – epidot – baryt – „limonit“.



Obr. 12 – Zrno štěpného barytu sousedící se zrny křemene, procházející světlo, XPL, vzorek PET1 (A); zrno epidotu uzavřené v barytu, procházející světlo, PPL, vzorek PET1 (B); dlažbovitá struktura barytových zrn, procházející světlo, PPL, vzorek ZH1 (C); tabulky zakaleného barytu, procházející světlo, PPL, vzorek ZH3 (D).

Zlaté Hory – vzorek ZH1

Baryt ze stratiformní zlatohorské mineralizace je v PPL bezbarvý, jen místy nepatrně zakalený. Některá zrna tvoří nedeformované tabulky s hypautomorfním omezením a jasně zřetelnou štěpností, jiná zrna představují různě deformované tabulky či izometrická zrna s hypautomorfním až xenomorfním omezením a tyto agregáty mají dlažbovitou strukturu (obr. 12C). Tlakově postižené tabulky barytu undulózně zhášejí, nedeformované tabulky zhášejí jednotně. Deformované tabulky obsahují více fluidních inkluzí.

Ve vzorku jsou zřídka přítomna automorfně omezená izometrická či nepravidelná a spíše zaoblená zrna *pyritu* uzavřená v barytu. Pyrit je bez přeměn a bez trhlin.

Zlaté Hory – vzorek ZH2

Muzejní vzorek barytu nemohl být použit pro zhotovení výbrusu.

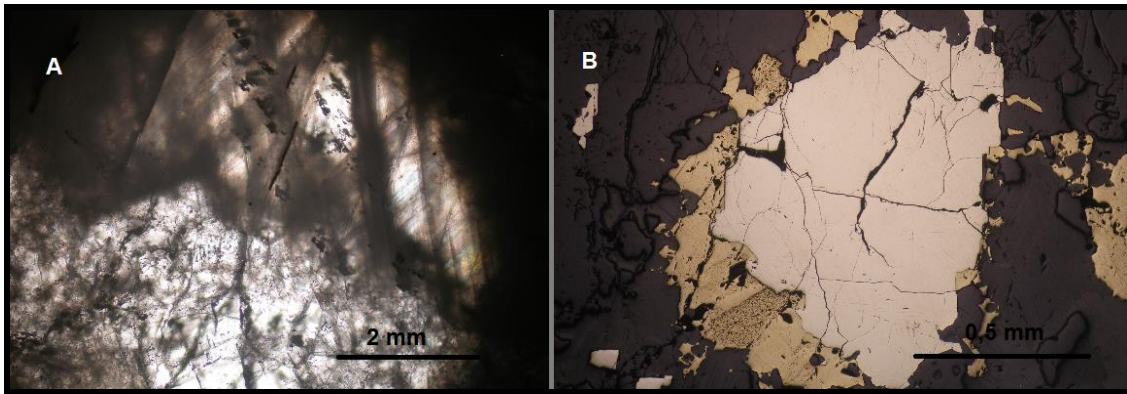
Zlaté Hory – vzorek ZH3

Postmetamorfní *baryt* je v PPL bezbarvý, rovnoměrně zakalený a tvoří radiálně či vějířovitě uspořádané agregáty protažených zrn a podlouhlých tabulek (obr. 12D). U některých dlouhých tabulek jsou patrné štěpné trhliny.

Zlaté Hory – vzorek ZH4

Baryt stratiformní mineralizace vzorku ZH4 tvoří xenomorfně omezená izometrická zrna, která definují dlažbovitou strukturu. *Baryt* je v PPL bezbarvý, nezakalený a obsahuje jen málo fluidních inkluzí. Některá zrna zhášejí undulózně, jiná jednotně, avšak undulózní zhášení jsem pozorovala častěji.

Kalcit, který sousedí se zrny barytu a barytem proniká (obr. 13A) je silně zakalený; pouze v nezakalených partiích bylo možné pozorovat poměrně drobné fluidní inkluze. V PPL je kalcit bezbarvý, často i neprůhledný (bílé zakalení). Přítomné dvojčatné lamelování nepravidelných zrn kalcitu je převážně průběžné, jen místy neprůběžné, lamely jsou ostré a spíše tenké, bez zjevného tlakového postižení.



Obr. 13 – Zakalená zrna barytu a jimi pronikající zrna lamelovaného kalcitu, procházející světlo, PPL, vzorek ZH4 (A); izometrické zrno pyritu, které je obrůstáno chalkopyritem, odražené světlo, PPL, vzorek ZH4 (B).

V barytu i v kalcitu jsou uzavřená automorfně omezená zrna *pyritu*, která mají čtyřúhelníkový či zcela nepravidelný tvar. Individua pyritu jsou silně rozpraskána a obrůstána či pronikána chalkopyritem (obr. 13B).

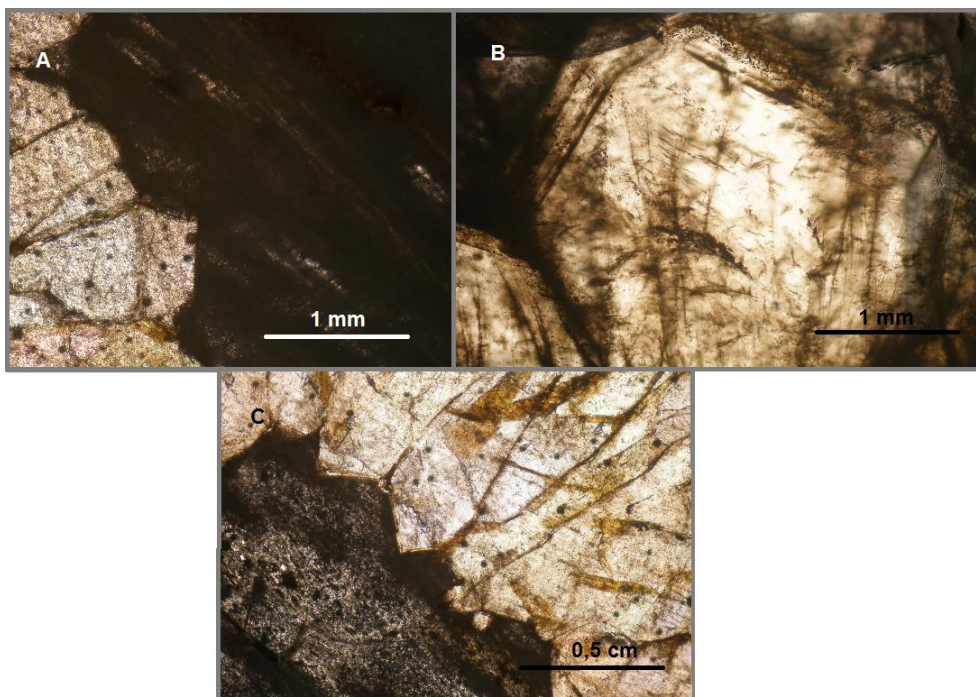
Chalkopyrit tvoří nepravidelné agregáty, je omezen vždy xenomorfně a proniká pyritem. Samostatná individua chalkopyritu nejsou ve vzorku přítomna. Je bez přeměn.

Bohutín – vzorek BOH2

Baryt, který je v PPL bezbarvý, tvoří agregáty izometrických zrn s místy zřetelnou štěpností. Baryt je různou měrou nepravidelně zakalen. Struktura barytové žiloviny je dlažbovitá s xenomorfním omezením jednotlivých zrn, jež jsou postejně velká. Zrna barytu jsou tlakově postižena, což se projevuje mírným undulózním zhášením.

Bohutín – vzorek BOH4

Ve vzorku BOH4 je makroskopicky patrný jak namodralý baryt, tak baryt mléčně bílý. *Namodralý baryt* je v PPL bezbarvý a jeho tabulkovitá zrna jsou xenomorfně až hypautomorfně omezená. Některé partie jsou silně zakalené. Některá zrna tvoří stejným směrem protažené tabulky, které jsou zakalené vždy nejvíce od okrajů. *Bílý baryt* je rovněž v PPL bezbarvý, ale zcela zakalený a jeho protažené tabulky jsou omezeny hypautomorfně až xenomorfně. Zrna bílého barytu jsou zcela neprůhledná, tudíž v nich nebylo možno pozorovat a studovat fluidní inkluze. Při kontaktu tabulek barytu se zrný křemene je ve vzorku patrné zatlačování zrn křemene mladším barytem. Namodralý i bílý baryt jeví undulózní zhášení, ojediněle bílý baryt zcháší jednotně. Časté je tlakové dvojčatění zrn barytu (obr. 14A).



Obr. 14 – Tlakově zdvojitělé zrno silně zakaleného barytu, který proniká křemennými zrny, procházející světlo, PPL, vzorek BOH4 (A); průřez křemene tvaru šestiúhelníku s automorfním omezením, procházející světlo, PPL, vzorek BOH4 (B); „limonitizovaná“ kyjovitá zrna křemene na kontaktu s barytem, procházející světlo, PPL, vzorek BOH4 (C).

Křemen obsahuje četné trhliny a je většinou značně zakalený až neprůhledný. Zakalená izometrická křemenná zrnka s xenomorfním omezením jsou jemnozrnnější než méně zakalená či nezakalená zrna křemene patrná pouze při kontaktu s tabulkami namodralého i mléčného barytu. Tato větší zrna křemene tvoří šestiúhelníkové či izometrické průřezy s automorfním či hypautomorfním omezením (obr. 14B), jež jsou místy nepatrně růstově zonální a jsou zřetelně zatlačována barytovými tabulkami. Křemen tvoří okolo mléčně bílých barytových zrn pravidelně uspořádaná podlouhlá kyjovitá zrna (obr. 14C), která jsou hojně protkána „limonitem“. Zrna křemene undulózně zhášejí.

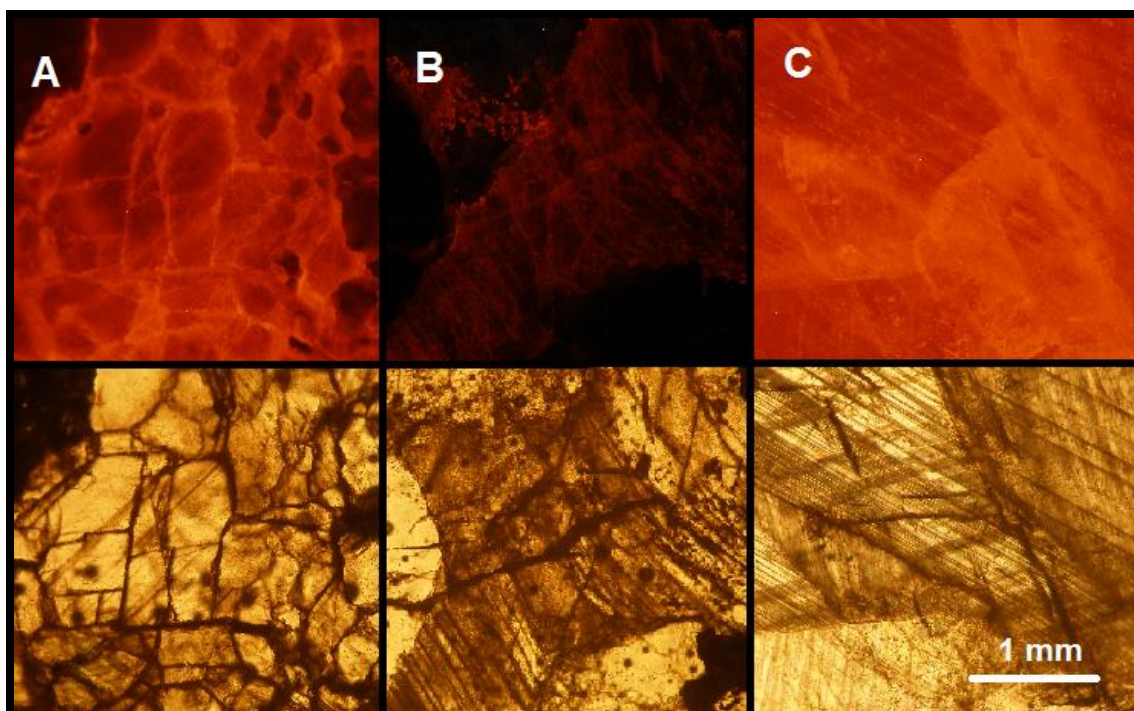
„Limonit“ proniká přítomnými minerály hlavně podél puklin a prasklin a je světle rezavé barvy. Tvoří nepravidelné agregáty xenomorfního omezení.

Bohutín – vzorek BOH7

Kalcit vzorku BOH7 je v PPL bezbarvý a nezakalený. Zrna jsou izometrická a jsou omezená hypautomorfně. Kalcit je bez přeměn, dvojčatné lamely jsou ostré, průběžné a různě široké. Lamely nejsou deformovány.

5.2.2. Katodoluminiscence

Katodoluminiscence byla provedena u kalcitu z mineralizace ze Zámčiska (vzorek ZÁM1), u kalcitu ze stratiformní mineralizace ze Zlatých Hor (vzorek ZH4) a u kalcitu z mineralizace z Bohutína (vzorek BOH7). Jádra kalcitů vykazovala tmavší luminiscenci tmavě červených barev, zatímco okraje zrn byly světlejší s odstíny jasnějších oranžovo-červených barev (obr. 15). Místy byly patrné pronikající drobné žilky kalcitu mladší generace po trhlinkách.



Obr. 15 – Odlišné luminiscence kalcitů. A – luminiscence kalcitu ze vzorku ZÁM1; B – luminiscence kalcitu obklopeného barytem bez luminiscence ze vzorku ZH4; C – luminiscence kalcitu ze vzorku BOH7. Obrázky níže jsou tytéž záběry kalcitů při pozorování v PPL.

5.2.3. Petrografie fluidních inkluzí

Ve vzorcích byly v polarizačním mikroskopu pozorovány a popsány petrografické vlastnosti fluidních inkluzí (v textu někdy značeno FI). Byly odlišeny inkluze primární (P), pseudosekundární (PS) i sekundární (S), avšak někdy s jistými pochybnostmi v jejich genetickém zařazení (použity zkratky P-PS, PS-S).

Ve vzorku ZÁM1 byly zkoumány inkluze v barytu, kalcitu i křemenu. Ve vzorku MAR1 byly zkoumány inkluze v křemenu i v barytu, který tvoří v křemenu mladší žilku. Ve vzorku PET1 byly inkluze studovány v barytu a v okolním patrně starším křemenu. V monominerálních vzorcích ZH1, ZH2 a ZH3 byly inkluze studovány v barytech. Ve vzorku ZH4 se vyskytují

inkluze v barytu i pronikajícím kalcitu. Ve vzorku žíly z Bohutína byly inkluze zkoumány v namodralém barytu (vzorky BOH2 a BOH4), v mléčně bílém barytu nebylo možné inkluze pozorovat vlivem neprůhlednosti minerálu. Inkluze jsou patrné i v bohutínském křemeni (vzorek BOH4), jenž představuje nejstarší křemen mineralizace, mladší křemen nebyl vhodným minerálem pro studium inkluzí. Ve vzorku BOH7 byl podroben studiu inkluzí kalcit.

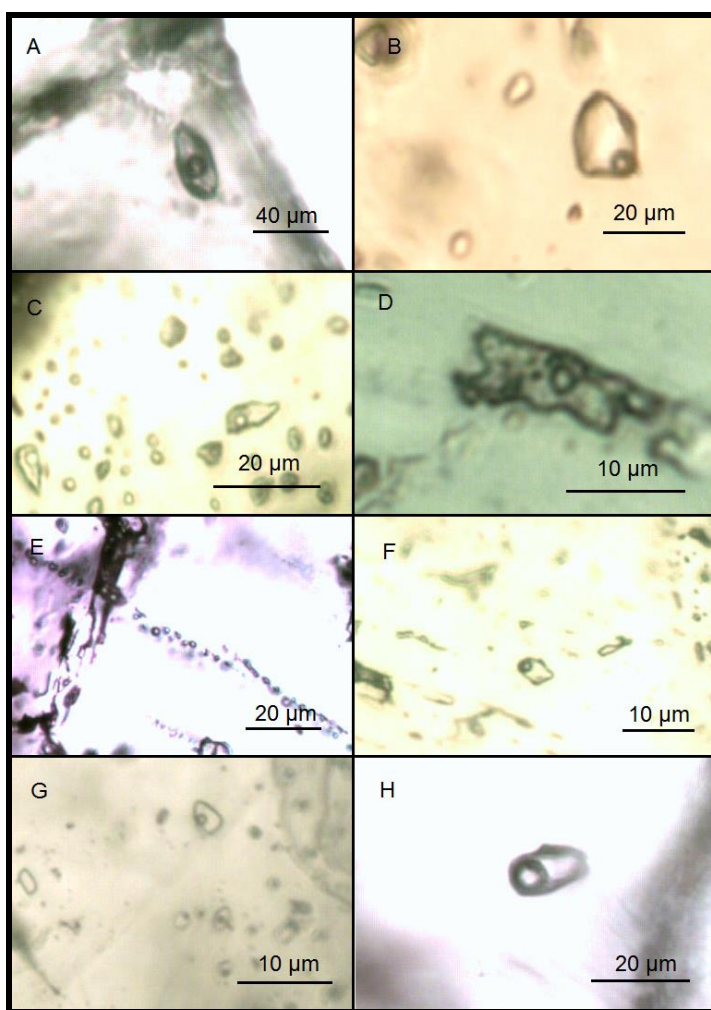
Ve většině minerálů (baryty, kalcity, křemeny) byly identifikovány všechny tři genetické typy inkluzí. Primární inkluze však byly zjištěny pouze v barytech vzorků ZÁM1, ZH1, ZH2 a PET1; v ostatních barytech byly zjištěny pouze inkluze PS, PS-S či S. Převažujícím typem inkluzí jsou inkluze PS a S. V barytu vzorku ZH3 byly zjištěny pouze inkluze sekundární, a to navíc velmi ojediněle. Některé minerály byly příliš zakalené a neprůhledné pro pozorování fluidních inkluzí (např. mléčně bílý baryt vzorku BOH4).

Primární inkluze ve většině případech dosahují řádově větších rozměrů (až 40 μm) (obr. 16A) než inkluze pseudosekundární či sekundární (průměrná velikost okolo 1 až 10 μm). Nejčastější velikost měřených inkluzí dosahuje okolo 5 μm , avšak nejvíce inkluzí bylo velmi drobných, jež nebylo možné petrograficky ani mikrotermometricky studovat vzhledem k příliš malé velikosti.

Primární inkluze se vyskytují nejčastěji samostatně a často ve středních partiích zrn (obr. 16B), anebo se vyskytují ve shlucích (obr. 16C). Tvar P inkluzí je často podlouhlý nebo zcela nepravidelný s nepravidelnými výběžky (obr. 16D). Pseudosekundární i sekundární inkluze jsou situovány v řádcích (obr. 16E) podél mikrotrhlin, přičemž řádky S inkluzí probíhají zrny napříč a často zrna přesahují nebo se vzájemně křížují; zatímco řady PS inkluzí jsou kratší a neprůběžné PS inkluze dosahují často větších velikostí než S inkluze. S inkluze jsou vždy ploché, nejvíce oválných tvarů či izometrické nebo mírně protažené stejným směrem. PS inkluze jsou rozmanitých tvarů, nejčastěji nepravidelných nebo čtyřúhelníkových tvarů (obr. 16F). PS inkluze jsou rovněž ploché.

Fluidní inkluze jsou za laboratorní teploty jednofázové či dvoufázové. Jednofázové inkluze jsou vždy S (příp. PS-S) a jsou vyplněny vodnými roztoky (L inkluze). Dvoufázové inkluze se skládají z vodného roztoku a plynné bubliny (L+V inkluze) a jsou zastoupeny nejčastěji inkluzemi P či PS, přítomny jsou však i plynokapalné inkluze sekundární (v křemeni vzorku ZÁM1, v křemeni vzorku MAR1, v barytu vzorku ZH4 a v barytu vzorku BOH4; dále u PS-S inkluzí v barytu vzorku ZH1, v kalcitu vzorku ZH4 a v kalcitu vzorku BOH7), které jsou přítomny v samostatných řádcích L+V inkluzí. Jednofázové i dvoufázové se vyskytují v jednotlivých řádcích pospolu v případě PS-S + S inkluzí v barytu vzorku ZH1. Avšak v S inkluzích v křemeni ve vzorku ZÁM1 se vyskytují L inkluze odděleně (tj. na jiných řádcích)

než sekundární L+V inkluze. Pouze ve vzorku ZH3 nebyly zjištěny dvoufázové inkluze, nýbrž pouze kapalné. V ostatních vzorcích byly dvoufázové inkluze nalezeny vždy alespoň v jednom minerálu daného vzorku. Plynná fáze dvoufázových inkluzí nejčastěji zaujímá 10 obj. % ($F=0,90$) (obr. 15G). Pozorované rozmezí stupně zaplnění inkluzí je 0,70 až 0,95, přičemž největší zastoupení plynné fáze (až 30 % objemu FI) měly inkluze v kalcitu vzorku ZH4 a inkluze v křemeni vzorku BOH4 (obr. 16H), přičemž se tyto inkluze vyskytovaly společně s L+V inkluzemi s menšími plynnými fázemi.



Obr. 16 – Solitérní primární plynokapalná inkluze v barytu vzorku PET1 (A); primární dvoufázová inkluze obklopená PS inkluzemi, v barytu vzorku MAR1 (B); skupina primárních inkluzí v barytu vzorku ZH1 (C); primární inkluze nepravidelného tvaru s výběžky při okrajích, v barytu vzorku ZH1 (D); řádek sekundárních inkluzí protínající sousedící zrna, v barytu vzorku ZÁMI (E); P-PS čtyřúhelníkové inkluze, v barytu vzorku ZH1 (F); plynokapalné pseudosekundární fluidní inkluze s bublinou zaujímající cca 5 až 10 % objemu inkluze, v kalcitu vzorku BOH7 (G); primární L+V inkluze se stupněm zaplnění $F=0,8$, v křemeni vzorku BOH4 (H).

5.2.4. Mikrotermometrie fluidních inkluzí

Naměřená mikrotermometrická data jsou shrnuta v tab. 6. Nejvíce mikrotermometrických měření bylo provedeno u dvoufázových fluidních inkluzí, avšak byly sledovány i vodné jednofázové inkluze.

Při postupném zahřívání byly zaznamenávány homogenizační teploty jednotlivých fluidních inkluzí (T_h). Při těchto teplotách zhomogenizují L+V inkluze v jedinou fázi, a to buď ve fázi kapalnou (většina mnou měřených inkluzí) nebo plynou (pouze veškeré P inkluze v křemenu vzorku BOH4). Teploty homogenizace byly zaznamenány v širokém intervalu hodnot. V inkluzích barytu se homogenizační teploty pohybují v rozmezí 60 až 261 °C s nejčastějšími hodnotami okolo 90 a 190 °C (obr. 17 až 21). Nejvyšších hodnot nabývají P a PS inkluze v barytech vzorků MAR1, ZH1 a PET1 (okolo 250 °C) (obr. 18 až 20). V inkluzích kalcitu (většina PS) jsou homogenizační teploty v užším rozmezí oproti inkluzím v barytu, a to mezi 141 a 271 °C s převahou homogenizačních teplot okolo 190 až 210 °C. Teploty homogenizace v inkluzích křemenů, jež homogenizovaly na kapalinu (P, PS i S inkluze v křemenu vzorku MAR1, S inkluze v křemenu vzorku ZÁM1 a PS inkluze v křemenu vzorku BOH4), kolísají mezi 100 a 172 °C. Inkluze homogenizující na plyn (P inkluze v křemenu vzorku BOH4) mají T_h v úzkém intervalu mezi 248 a 270 °C.

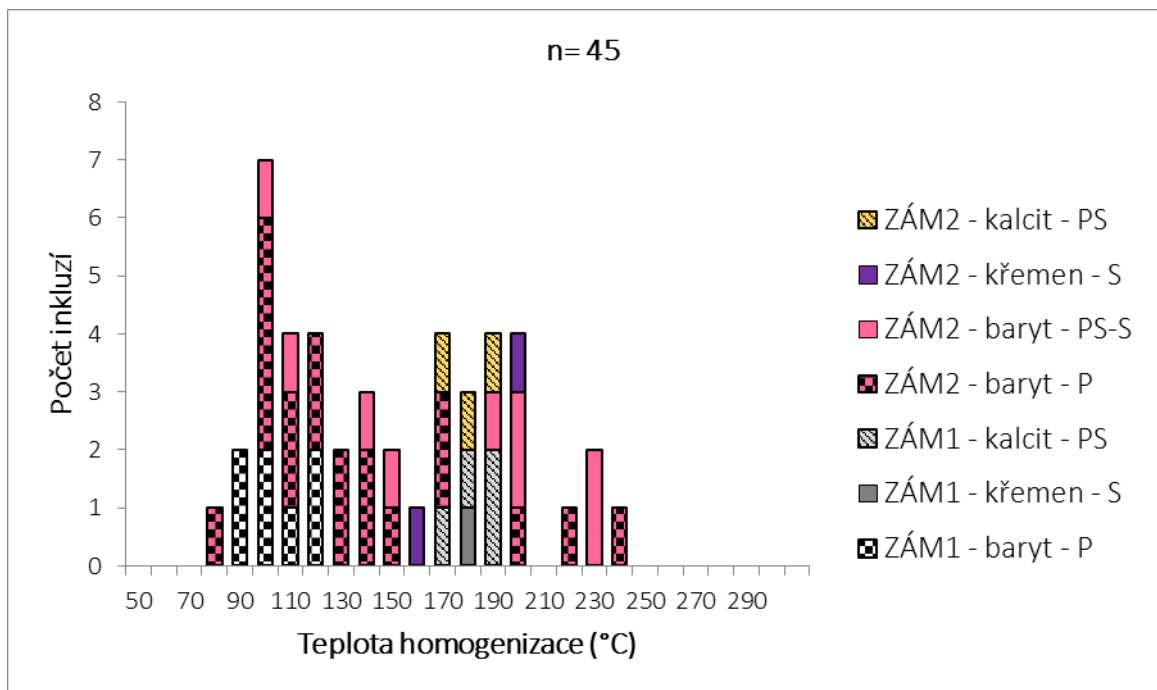
V okamžiku zamrznutí inkluzí obsah inkluzí většinou ztmavne a u L+V inkluzí se často zřetelně zdeformuje či „smrskne“ plynná bublina. Inkluze zamrzaly mezi -99 a -32 °C.

Následným postupným zahříváním zamrzlých inkluzí je možno v některých případech zachytit teplotu iniciálního tání (eutektickou teplotu, T_e), kdy se obsah inkluze prosvětlí (objeví se první kapalná fáze). Naměřené teploty iniciálního tání byly nejčastěji mezi -24 až -21 °C (v barytech, kalcitech i křemenech většiny vzorků) nebo mezi -56 až -50 °C (pouze v barytech; P inkluze vzorku ZÁM1, PS a S inkluze vzorku MAR1, PS-S + S inkluze vzorku ZH1, PS inkluze vzorku PET1) (obr. 22). Méně byly zaznamenány teploty okolo -40 až -30 °C (P a PS inkluze v křemenu vzorku MAR1, PS inkluze v kalcitu vzorku BOH7). Pouze v inkluzích barytu vzorku ZH1 byly u PS-S inkluzí zaznamenány zároveň eutektika okolo -24 °C (L inkluze) i okolo -57 °C (L+V inkluze).

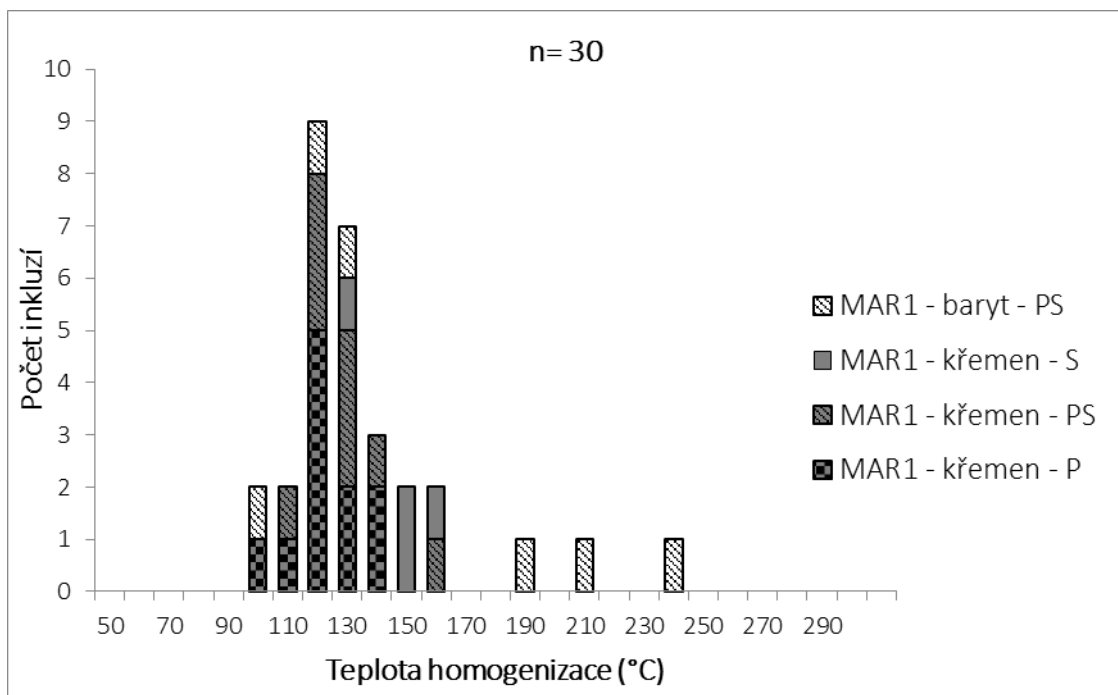
Tab. 6 – Výsledky mikrotermometrických měření fluidních inkluzí.

vzorek	minerál	geneze	F	Th (L)	Te	Tm _{ice}	salinita	chloridy
ZÁM1	baryt	P	0,9-0,95	89 až 119	-57 až -51	-4,0 až -1,7	2,9 až 6,5	Ca-Na
ZÁM1	baryt	S	1	n.a.	-25 až -22	-2,1 až -0,8	1,4 až 3,6	Na
ZÁM1	křemen	S	0,9-1	172	-23 až -22	-4,2 až -1,9	3,2 až 6,7	Na
ZÁM1	kalcit	PS	0,9	169 až 181	-21	-0,8 až -0,4	0,7 až 1,4	Na
ZÁM1	kalcit	S	1	n.a.	n.d.	-1,7	2,9	n.d.
MAR1	baryt	PS	0,9-1	99 až 239	-54 až -52	-12,2 až -8,8	12,6 až 16,2	Ca-Na
MAR1	baryt	S	1	n.a.	-54	-11,3 až -2,1	3,6 až 15,3	Ca-Na
MAR1	křemen	P	0,85-0,9	100 až 137	-33 až -23	-8,8 až -1,1	1,9 až 12,6	Na-Mg/ Fe
MAR1	křemen	PS	0,85-0,9	109 až 160	-38 až -23	-9,2 až -0,2	0,4 až 13,1	Na-Mg/ Fe
MAR1	křemen	S	0,9	122 až 150	-29	-2,4 až -0,2	0,4 až 4,0	Na
PET1	baryt	P	0,9-0,95	140 až 251	-46	-6,3 až -4,9	7,7 až 9,6	Na-Ca±Mg
PET1	baryt	PS	0,9	112 až 131	-52	-6,1 až -1,9	3,2 až 9,3	Ca-Na
PET1	křemen	S	0,9	130 až 152	n.d.	-1,8 až -0,2	0,4 až 1,6	n.d.
ZH1	baryt	P + P-PS	0,9-0,95	97 až 261	-24 až -21	-4,2 až -1,2	2,1 až 6,7	Na
ZH1	baryt	PS-S + S	0,9-0,95	92 až 242	-58 až -57	-21,1 až -20,8	22,2 až 23,1	Ca-Na
ZH1	baryt	PS-S + S	1	n.a.	-26 až -22	-7,3 až 0	0 až 10,9	Na
ZH2	baryt	P	0,9	100 až 163	-25	-4,4 až -1,6	2,7 až 7,0	Na
ZH2	baryt	PS	0,9	137 až 142	n.d.	-2,9	4,8	n.d.
ZH2	baryt	S	1	n.a.	n.d.	-2,1 až -0,2	0,4 až 3,6	n.d.
ZH3	baryt	S	1	n.a.	n.d.	-0,3 až -0,1	0,2 až 0,5	n.d.
ZH4	baryt	PS-S	0,8-0,9	68 až 78	n.d.	-3,9 až -2,9	4,8 až 6,3	n.d.
ZH4	baryt	S	0,95	60 až 221	n.d.	-5,2 až -0,4	0,7 až 8,1	n.d.
ZH4	kalcit	P-PS	0,7-0,9	172 až 271	n.d.	-4,7 až -1,5	2,6 až 7,5	n.d.
BOH2	baryt	PS	0,9	101 až 205	n.d.	-4,2 až -2,8	4,7 až 6,7	n.d.
BOH2	baryt	S	1	n.a.	n.d.	-1,8 až -0,9	1,6 až 3,1	n.d.
BOH4	baryt	P-PS	0,9-0,95	109 až 228	-26	-3,0 až -1,9	3,2 až 5,0	Na
BOH4	baryt	PS	0,9	69 až 209	-22 až -21	-3,4 až -2,0	3,4 až 5,6	Na
BOH4	baryt	S	0,95	80 až 150	-27	-1,9 až -0,1	0,2 až 3,2	Na
BOH4	křemen	P	0,4-0,5	248 až 270 (V)	n.d.	-3,0 až -1,5	2,6 až 5,0	n.d.
BOH4	křemen	PS	0,9	111 až 170	n.d.	-3,4 až -2,0	3,4 až 7,0	n.d.
BOH7	kalcit	PS	0,9	143 až 219	-37 až -36	-19,2 až -16,6	19,9 až 21,8	Na-Mg/ Fe
BOH7	kalcit	PS-S	0,8-0,9	141 až 222	n.d.	-7,3 až -5,8	9,0 až 10,9	n.d.

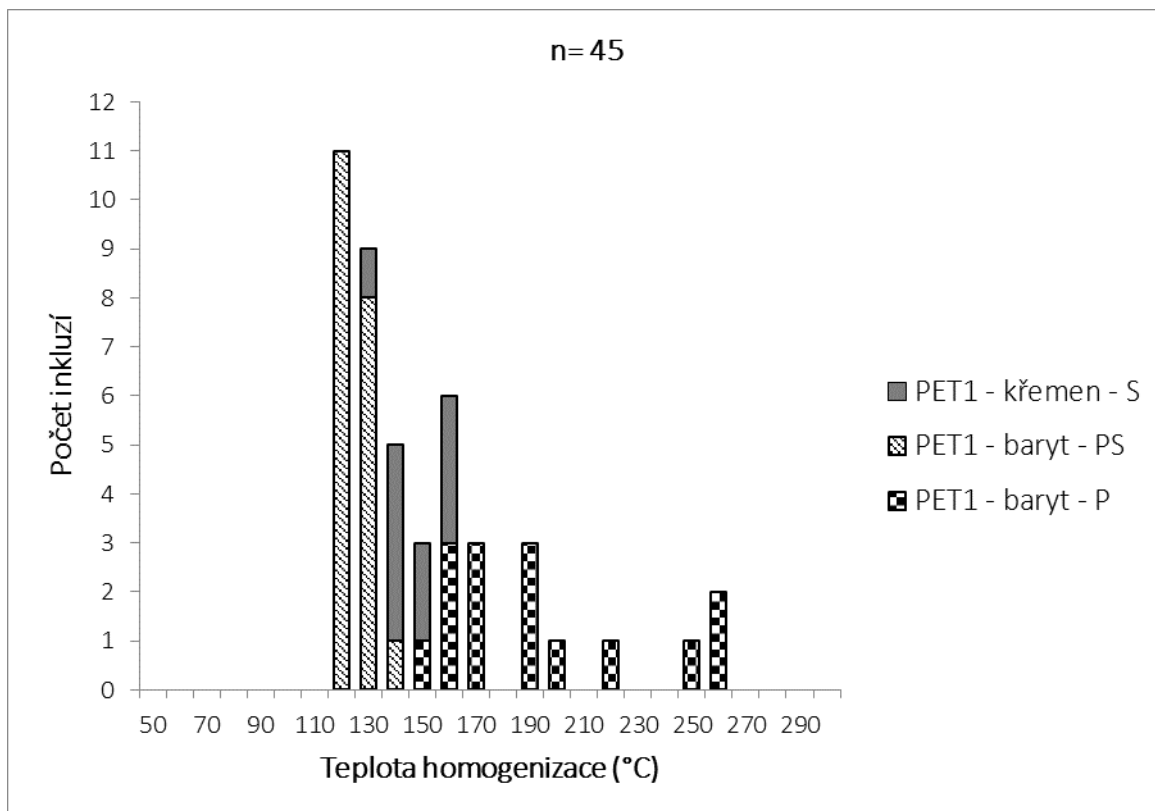
Vysvětlivky: teploty jsou uvedené v °C, salinity jsou uvedeny v hmot. % NaCl ekv.; F – stupeň zaplnění inkluzí, Th (L) – homogenizace na kapalinu, (V) – homogenizace na plyn, n.d. – nestanoveno, n.a. – nelze aplikovat.



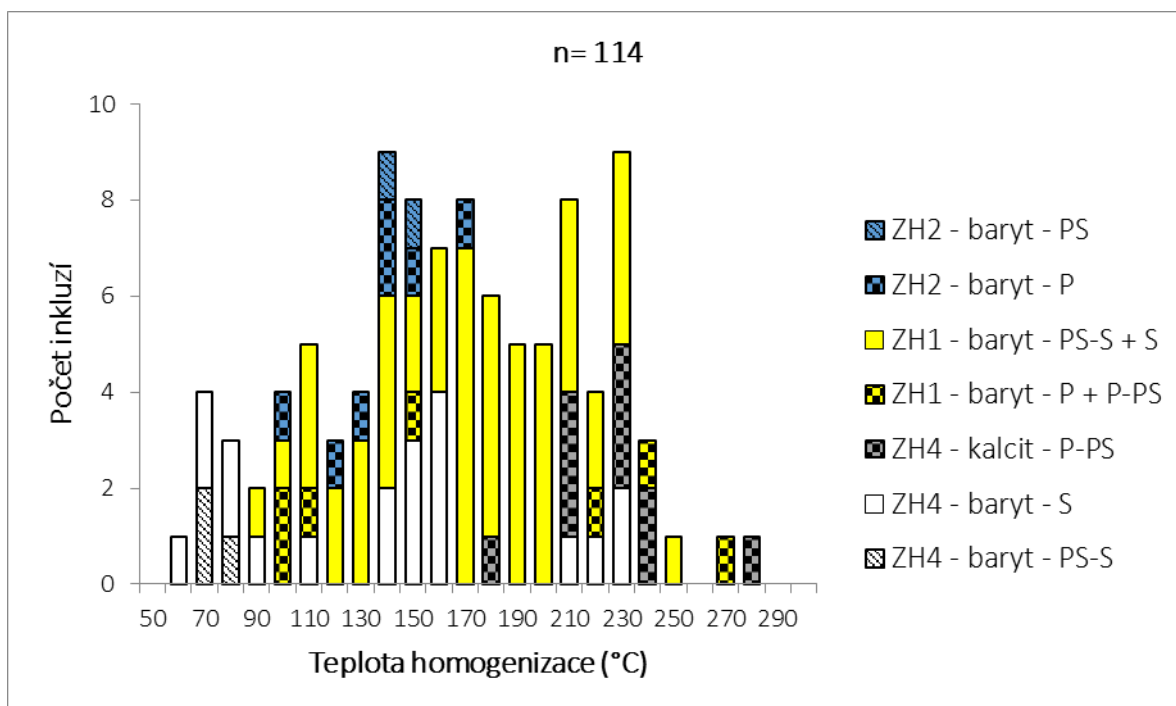
Obr. 17 – Histogram naměřených hodnot teplot homogenizací v barytu, kalcitu a křemeni ze Zámčiska (vzorek ZÁM1); pro srovnání jsou v histogramu vynesena i data naměřená v práci Steinerové (2013) (vzorek ZÁM2).



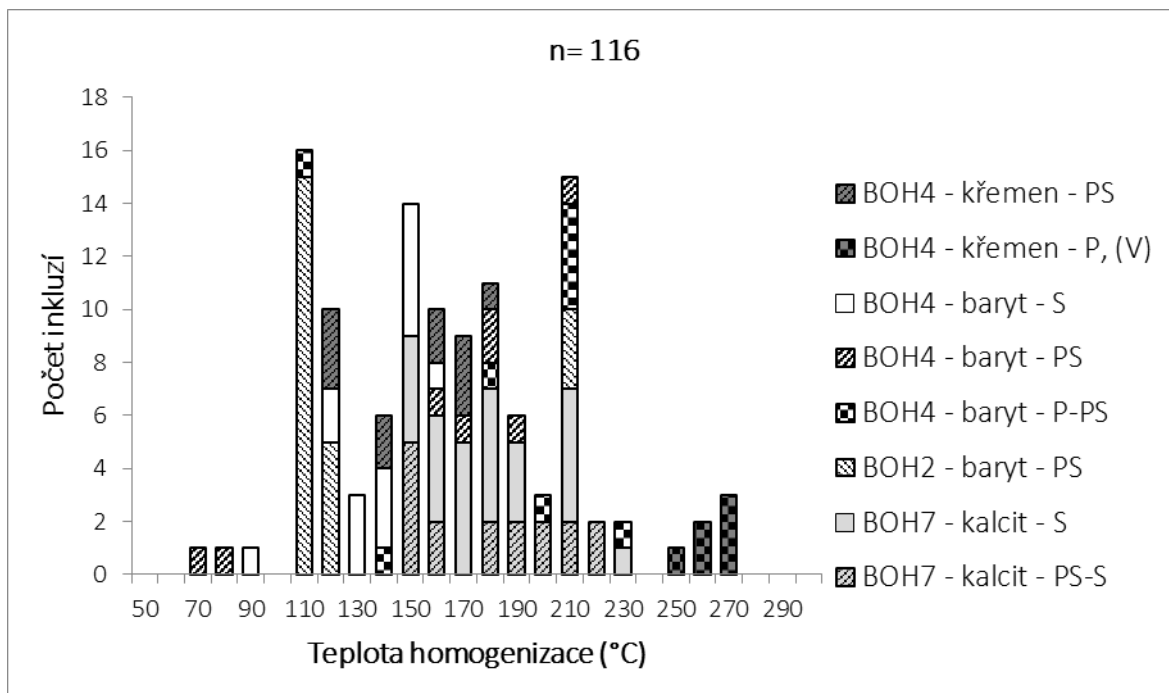
Obr. 18 – Histogram naměřených hodnot teplot homogenizací v barytu a křemeni z Maršíkova (vzorek MAR1).



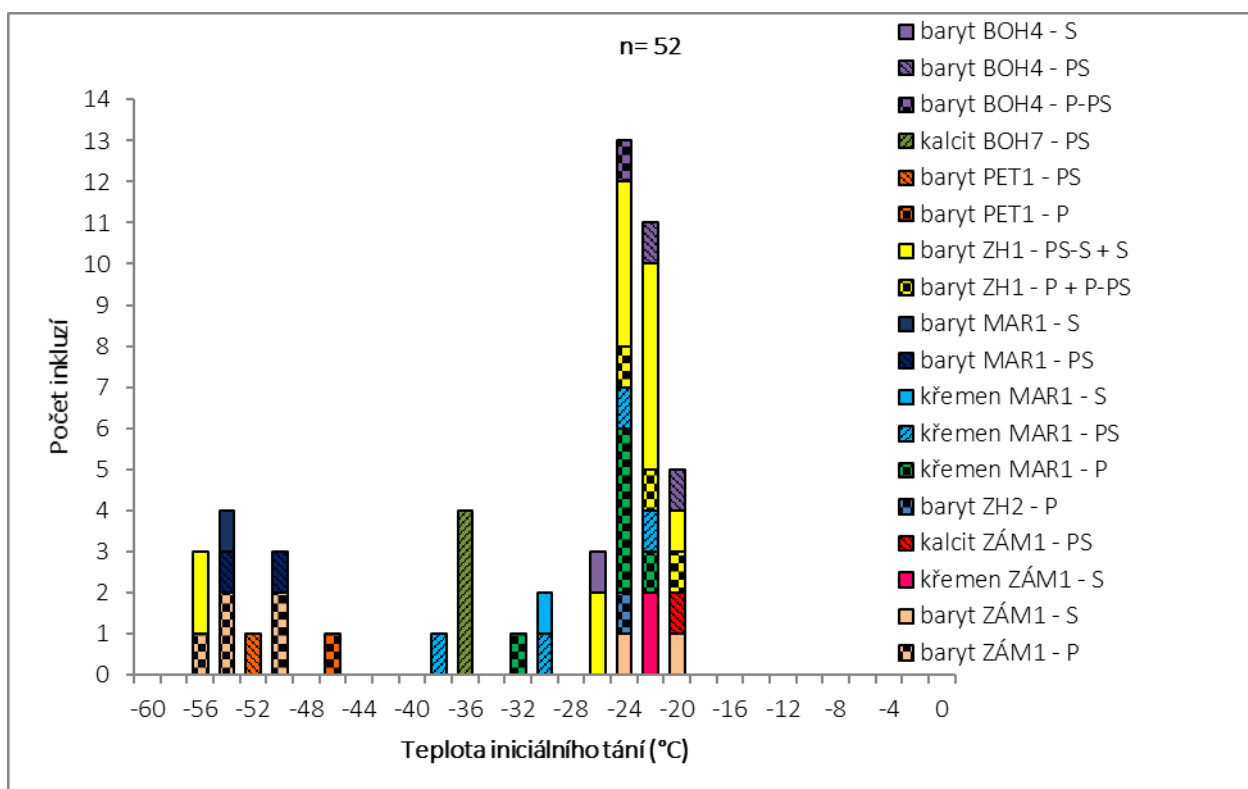
Obr. 19 – Histogram naměřených hodnot teplot homogenizací v barytu a křemeni z Petrova nad Desnou (vzorek PET1).



Obr. 20 – Histogram naměřených hodnot teplot homogenizace ve vzorcích ze Zlatých Hor (vzorky ZH1 až ZH4).

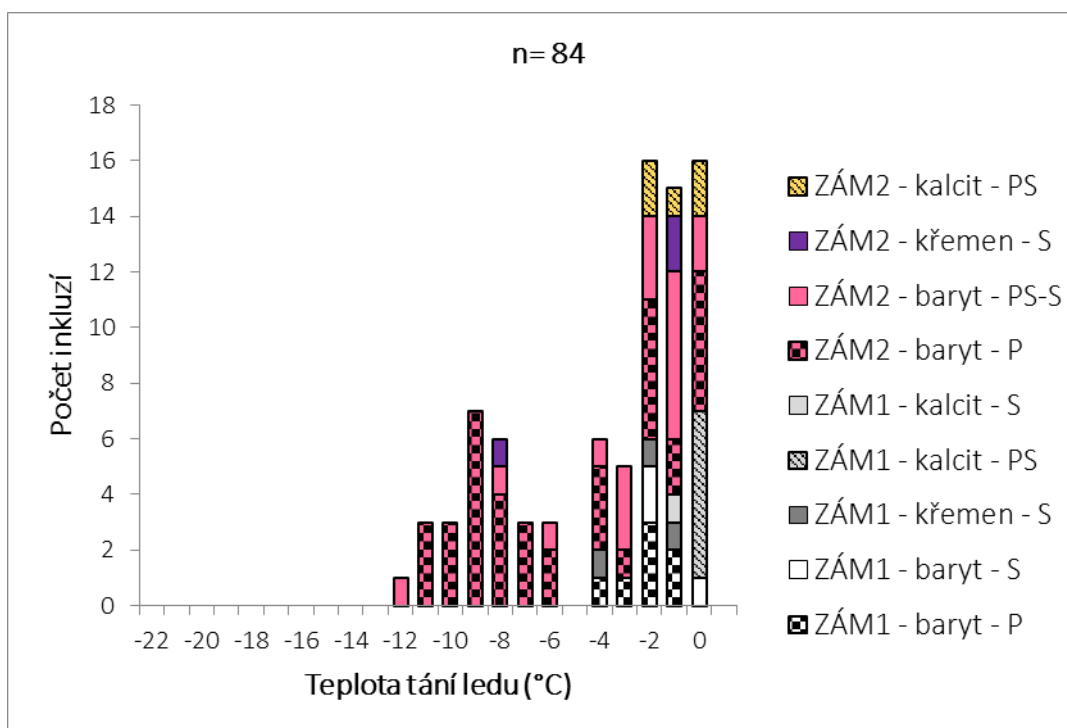


Obr. 21 – Histogram naměřených hodnot teplot homogenizací v barytu, kalcitu a křemeni z Bohutína (vzorky BOH2, BOH4 a BOH7).

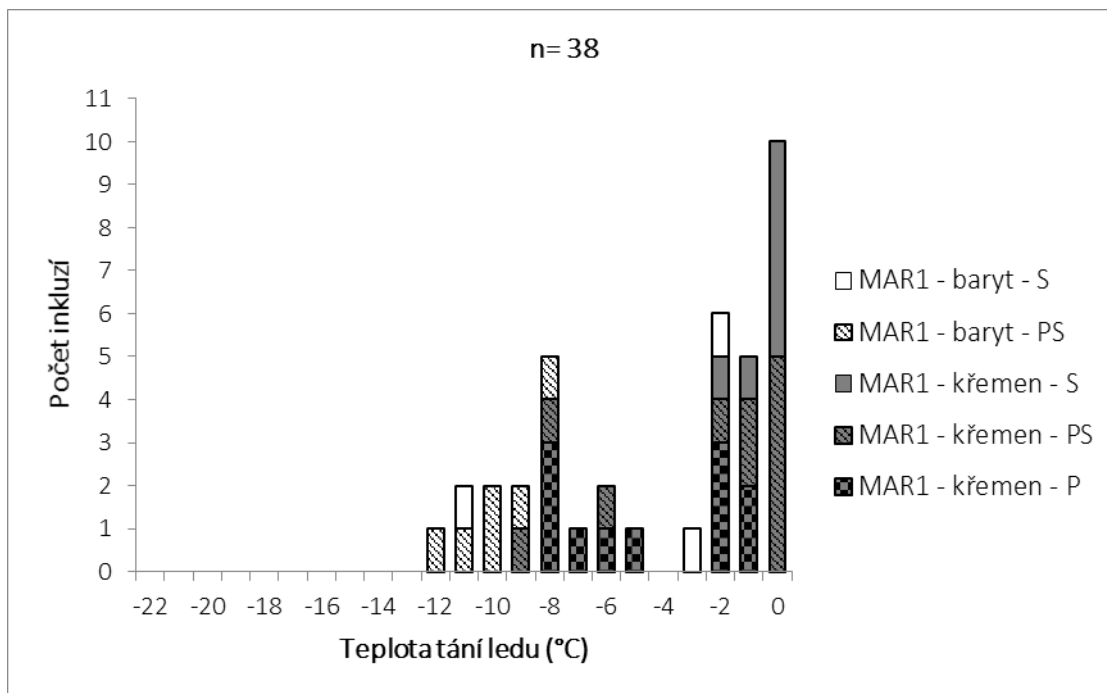


Obr. 22 – Histogram naměřených teplot iniciálního tání ve všech vzorcích, kde byla změřena (vzorky ZÁM1, MAR1, PET1, ZH1, ZH2, BOH4, BOH7).

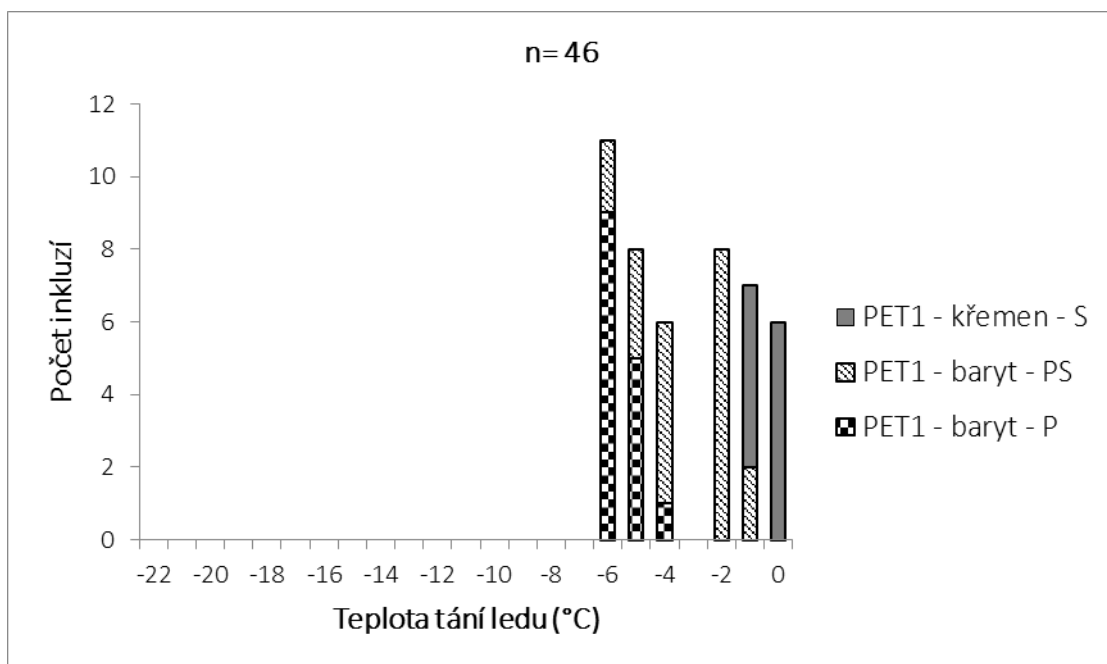
Jako poslední pevná fáze taje ve všech případech led, což bylo možné pozorovat u všech inkluzí, a to mezi -21,1 až 0,0 °C. Nízké teploty tání ledu (-21 až -17 °C) byly změřeny pouze v PS-S + S inkluzích v barytu vzorku ZH1 (obr. 26) a v PS inkluzích v kalcitu vzorku BOH7 (obr. 26), přičemž v těchto inkluzích byly zaznamenány obdobné eutektické teploty okolo -54 °C. Ve většině inkluzí taje led mezi -3 °C a 0 °C (obr. 23 až 27). Za nejvyšších teplot taje led v inkluzích S, ojediněle PS (-1 až 0 °C). U fluidních inkluzí s eutektickými teplotami pod -30 °C jsou teploty tání ledu nižší (alespoň -4 °C a níže). Teploty tání hydrátů solí se nepodařilo pozorovat a naměřit.



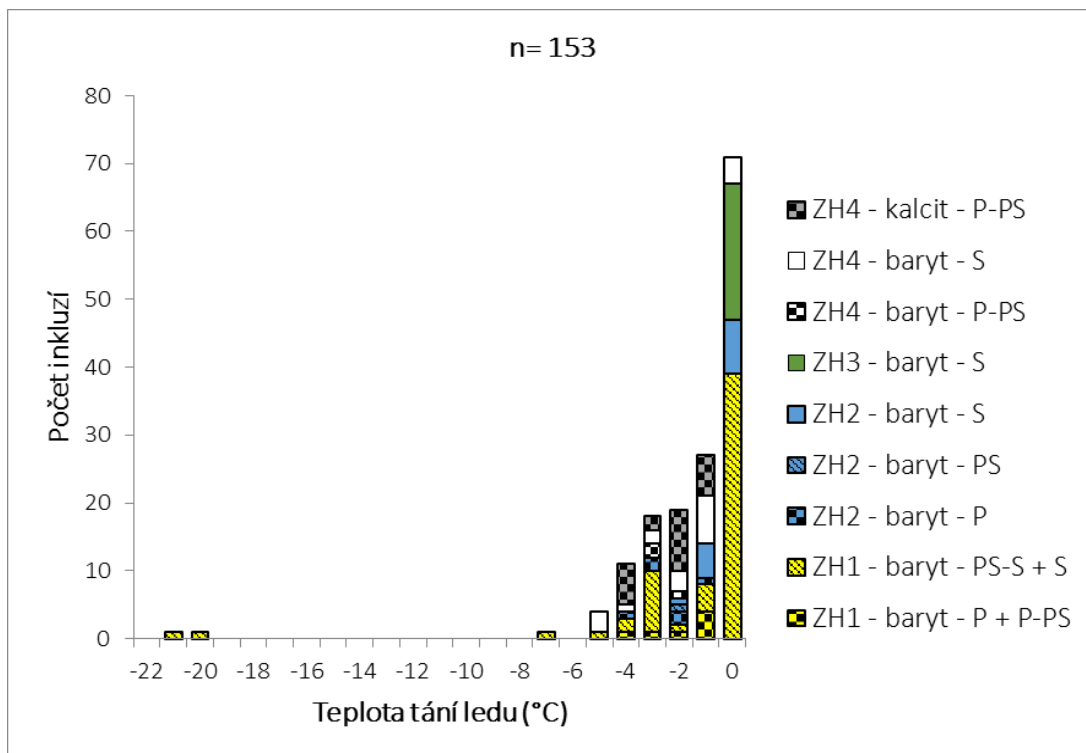
Obr. 23 – Histogram naměřených teplot tání ledu v barytu, kalcitu a křemeni ze Zámčiska (vzorek ZÁM1); pro srovnání jsou v histogramu vyneseny naměřené hodnoty $T_{m_{ice}}$ z práce Steinerové (2013) (vzorek ZÁM2).



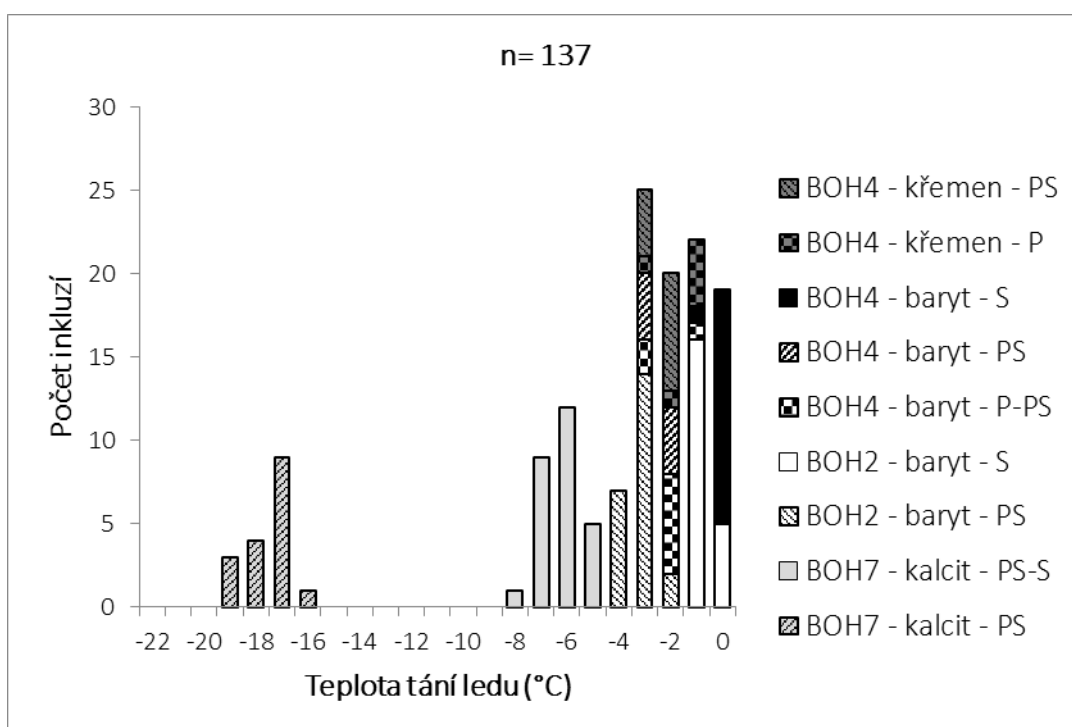
Obr. 24 – Histogram naměřených teplot tání ledu v barytu a křemeni z Maršíkova (vzorek MAR1).



Obr. 25 – Histogram naměřených hodnot teplot tání ledu v barytu a křemeni z Petrova nad Desnou (vzorek PET1).



Obr. 26 – Histogram naměřených hodnot teplot tání ledu ve vzorcích ze Zlatých Hor (vzorky ZH1 až ZH4).



Obr. 27 – Histogram naměřených hodnot teplot tání ledu v barytu, kalcitu a křemeni z Bohutína (vzorky BOH2, BOH4 a BOH7).

5.2.5. Analýzy výluhů fluidních inkluzí

Chemické analýzy výluhů inkluzí byly provedeny ve vzorcích křemene z mineralizace z Maršíkova (vzorek MAR1), křemene z mineralizace z Bohutína (vzorek BOH4) a barytu z mineralizace z Petrova nad Desnou (vzorek PET1). Výsledky analýz jsou uvedeny v tab. 7.

Ve vzorcích obou křemenů dominují z aniontů Cl^- ionty, v barytu jsou Cl^- ionty zastoupeny podstatně méně; tab. 7). Síranový aniont je však hojně zastoupen i v křemenu vzorku MAR1. U křemene vzorku BOH4 je obsah aniontů NO_3^- a SO_4^{2-} téměř vyrovnaný. Z kationtů výrazně převažují Ca^{2+} a Na^+ s molárními poměry Ca/Na 1,03 a 1,63 u křemenů a 3,05 u barytu. V nezanedbatelném množství jsou zastoupeny ve všech vzorcích i kationty K^+ nebo u vzorku křemene MAR1 i Mg^{2+} . Velmi nízké obsahy byly zjištěny u Li (v barytu jen $< 0,1$ ppb), I (do 7 ppb u všech vzorků) a F (pouze 1 ppb v barytu). Molární poměr Br/Cl je u vzorků křemenů $2,49 \times 10^3$ (BOH4) a $2,31 \times 10^3$ (MAR1); molární poměr Br/Cl u barytu je nízký ($0,45 \times 10^3$). Molární poměr $\text{NO}_3^-/\text{Cl}^-$ je od 0,16 do 0,71 a poměr $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ je od 0,52 do 11,64. U křemenů lze konstatovat hlavně chloridy (méně sírany a dusičnany) vápníku a sodíku (méně draslíku, příp. hořčíku). U barytu jsou přítomny zejména sírany (velká část pravděpodobně pochází z rozpouštění hostitelské minerální fáze) a chloridy či dusičnany vápníku (méně sodíku a draslíku). Nábojová bilance není vyrovnaná (Q^+/Q^- není rovno 1; tab. 7), tudíž není splněna podmínka elektroneutality. Pro vzorky křemenů je nábojová bilance 2,06 (MAR1) a 1,51 (BOH4) a pro vzorek barytu (s vynecháním síranových iontů) dokonce 6,00 (PET1) – je tedy nepochybná přítomnost dalších aniontů ve zvýšených koncentracích (nejpravděpodobněji CO_3^{2-} a/nebo HCO_3^-). U křemene MAR1 je pravděpodobná koncentrace CO_3^{2-} a HCO_3^- nebo iontů shodná až vyšší než koncentrace chloridových aniontů; u barytu PET1 je vypočítaný obsah karbonátových aniontů dokonce třikrát až pětikrát vyšší (tab. 7).

Tab. 7 – Výsledky analýzy výluhů fluidních inkluzí v křemenech (vzorky MAR1 a BOH4) a barytu (vzorek PET1), vypočítané molární poměry a nábojová bilance Q^+/Q^- .

Vzorek	MAR1	BOH4	PET1
Minerál	křemen	křemen	baryt
Li	7	13,4	< 0,1
Na	3832	2751	401
K	1359	1422	355
Mg	531	202	102
Ca	10893	4950	2134
F	38	19	1
Cl	9442	7461	593
Br	49,6	41,8	0,6
I	7,0	5,5	3,2
NO ₃	1506	1793	420
SO ₄	4353	1875	6900
HCO ₃	12380	4321	3595
CO ₃	6088	2125	1768
Br/Cl x 10 ³	2,31	2,49	0,45
I/Cl x 10 ⁶	207	204	1495
K/Na	0,21	0,30	0,52
Ca/Na	1,63	1,03	3,05
Li/Na	0,01	0,02	< 0,01
Na/Br	269	229	2326
Na/Cl	0,63	0,57	1,04
NO ₃ /Cl	0,16	0,24	0,71
SO ₄ /Cl	0,46	0,25	11,64
Q^+/Q^-	2,06	1,51	6,00

Pozn.: hodnoty obsahů iontů jsou uvedeny v ppb, hodnoty molárních poměrů jsou v jednotkách mol/mol. Q^+/Q^- pro baryt PET1 je vypočteno bez síranů. Koncentrace HCO₃⁻ a CO₃²⁻ představují modelové výpočty za předpokladu Q^+/Q^- je rovno 1.

5.3. STABILNÍ IZOTOPY

V pěti studovaných vzorcích barytu bylo analyzováno izotopové složení síry a ve čtyřech vzorcích karbonátu bylo analyzováno izotopové složení uhlíku a kyslíku.

Vzorky barytů z hydrotermálních křemen-barytových mineralizací (vzorky MAR1, PET1 a BOH1) vykazují poměrně úzký interval hodnot $\delta^{34}\text{S}$ (+9,9 až +18,1 ‰ CDT). Vzorek ZH3 vykazuje nízkou hodnotu $\delta^{34}\text{S}$, a to -2,1 ‰ CDT, jedná se o mladý postmetamorfní baryt. Vzorek ZH2 představující drúzový baryt vykazuje naopak velmi vysokou hodnotu $\delta^{34}\text{S}$ (+43,3 ‰ CDT). Zjištěné hodnoty $\delta^{34}\text{S}$ jsou uvedeny v tab. 8.

Izotopické složení uhlíku a kyslíku karbonátů je uvedeno v tab. 9. Hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ karbonátů se pohybují v intervalu od -13,7 do -4,6 ‰ PDB a hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ mezi -20,1 a -18,1 ‰ PDB. Nejnižší hodnotu $\delta^{13}\text{C}$ kalcitu vykazuje vzorek ZH4 představující stratiformní mineralizaci s kalcitem, barytem a křemenem, vyšší hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ mají kalcity křemen-kalcit-barytových žil ze Zámčiska (ZÁM1, ZÁM2; vzorek ZÁM2 představuje vzorek kalcitu zkoumaný v rámci bakalářské práce Steinerové (2013)) a kalcit vzorku BOH7 křemen-kalcit-barytové žilné mineralizace z Bohutína. Hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ jsou homogenní ve všech vzorcích.

Tab. 8 – Výsledky analýz izotopového složení síry barytů.

vzorek barytu	$\delta^{34}\text{S}$ (‰ CDT)
MAR1	+9,9
PET1	+18,1
BOH1	+17,4
ZH3	-2,1
ZH2	+43,3

Tab. 9 – Naměřené hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^{13}\text{C}$ kalcitů a vypočítané hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^{13}\text{C}$ matečných roztoků vztažené k homogenizačním teplotám a teplotám metamorfních zón (vzorky ZÁM1, ZÁM2, ZH4 a BOH7).

vzorek kalcitu	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ SMOW)	T (°C)	$\delta^{13}\text{C}$ fluid (‰ PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ fluid (‰ SMOW)
ZÁM1	-5,6	-18,8	11,5	169 – 500	-6,4/ -2,8	+0,2/ +9,7
ZÁM2	-5,9	-19,2	11,1	170 – 500	-6,7/ -3,1	-0,2/ +9,3
ZH4	-13,7	-18,1	12,2	172 – 500	-14,4/ -10,9	+1,1/ +10,4
BOH7	-4,6	-20,1	10,2	141 – 222	-6,5/ -3,9	-3,1 /+1,8

Pozn.: T – představuje uvažovanou teplotu krystalizace kalcitu.

6. DISKUZE

6.1. CHEMICKÉ SLOŽENÍ FLUID

Na základě naměřených mikrotermometrických charakteristik bylo zjištěno, že veškeré fluidní inkluze jsou vyplněny pouze vodnými roztoky. Nebyla zjištěna přítomnost CO₂ ani dalších jiných plynů. Dle naměřených teplot iniciálního tání byly odlišeny minimálně tři typy vodných roztoků (Zachariáš 2000). Nejčtenějším zaznamenaným systémem je systém NaCl-H₂O, který byl nalezen téměř v každém zkoumaném vzorku, byla-li změřena teplota iniciálního tání. Interval Te pro tento systém je v rozmezí teplot okolo -24 až -21 °C. Tyto teploty spolu s teplotami lokálně nižšími (až -29 °C) byly zjištěny v následujících inkluzích:

- S inkluze v barytu vzorku ZÁM1 (L)
- PS inkluze v kalcitu vzorku ZÁM1 (L+V)
- S inkluze v křemeni vzorku ZÁM1 (L+V)
- S inkluze v křemeni vzorku MAR1 (L+V)
- PS-S + S inkluze v barytu vzorku ZH1 (L)
- P + P-PS inkluze v barytu vzorku ZH1 (L+V)
- P inkluze v barytu vzorku ZH2 (L+V)
- P-PS inkluze v barytu vzorku BOH4 (L+V)
- PS inkluze v barytu vzorku BOH4 (L+V)
- S inkluze v barytu vzorku BOH4 (L+V)

Dalším zjištěným solným systémem je systém NaCl-CaCl₂-H₂O, u něhož jsou teploty iniciálního tání mezi -58 a -51 °C (Zachariáš 2000). Systém s chloridy Na i Ca byl zjištěn pouze v inkluzích přítomných v barytech; v kalcitech ani křemenech nebyl prokázán. Přítomnost kationtů Ca a Na v inkluzích v barytu PET1 byla potvrzen i výluhy inkluzí; obsah Ca je v tomto barytu až 5 x vyšší než obsah Na (molární poměr Ca/Na je 3,05; tab. 7). Teploty intervalu -58 až -51 °C byly změřeny v těchto inkluzích v barytech:

- P inkluze vzorku ZÁM1 (L+V)
- PS inkluze vzorku MAR1 (L+V)
- S inkluze vzorku MAR1 (L)
- PS-S + S inkluze vzorku ZH1 (L+V)
- P a PS inkluze vzorku PET1 (L+V)

Posledním zjištěným intervalem teplot T_e je -46 až -33 °C, což může představovat vodný systém $\text{NaCl-MgCl}_2/\text{FeCl}_2/\text{FeCl}_3\text{-H}_2\text{O}$ (Borisenko 1977 in Zachariáš 2000). Vzorek křemene MAR1 na základě výluhů inkluzí vykazuje zvýšený obsah Mg v inkluzích (531 ppb), avšak vysoký obsah vykazuje kromě Na (3832 ppb) zejména Ca (10893 ppb). Výluhy indikují přítomnost Ca, Na, K a Mg (sestupně od nejvyššího obsahu kationtů); kromě chloridů byly analyzovány v podřadném množství i sírany (tab. 7). Systém $\text{NaCl-MgCl}_2/\text{FeCl}_2/\text{FeCl}_3\text{-H}_2\text{O}$ naopak nebyl zaznamenán v inkluzích barytů, kromě P inkluze v barytu vzorku PET1, jež měla T_e o hodnotě -46 °C. Zmíněný třetí systém byl detekován:

- P inkluze v křemenu vzorku MAR1 (L+V)
- PS inkluze v křemenu vzorku MAR1 (L+V)
- PS inkluze v kalcitu vzorku BOH7 (L+V)

Kromě vysokého obsahu chloridů jsou ve srovnatelném až vyšším množství ve fluidech pravděpodobně zastoupeny i karbonáty a bikarbonáty, a to zejména ve vzorcích barytu vzorku PET1 a křemene vzorku MAR1 (tab. 7). Karbonáty i bikarbonáty i ve vysokých koncentracích významněji neovlivňují hodnoty T_e a T_m ledu (viz. Borisenko 1977) a i jejich zvýšená koncentrace je tedy samotnou mikrotermometrií jen vzácně detekovatelná.

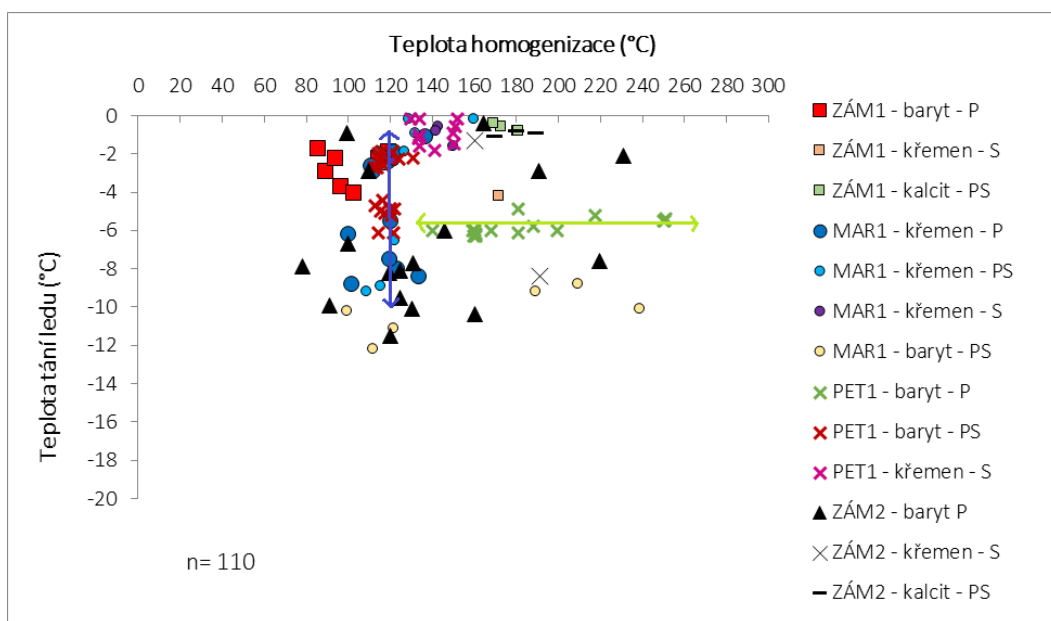
Na základě naměřených teplot tání ledu lze spočítat celkovou salinitu roztoků podle rovnice Bodnara (1993). U systému $\text{NaCl-CaCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ se pohybuje celková salinita roztoků mezi 3 až 23 hmot. % NaCl ekv. Tato fluida jsou nejčastěji středněsalinní (vzorky ZÁM1 a PET1) až vysokosalinní (vzorky ZH1 a MAR1). Nejčastější interval je okolo 15 hmot. % NaCl ekv. Rovněž vysoké salinity mají inkluze systému $\text{NaCl-MgCl}_2/\text{FeCl}_2/\text{FeCl}_3\text{-H}_2\text{O}$. Vysokosalinní jsou hlavně PS inkluze v kalcitu vzorku BOH7 (20 až 22 hmot. % NaCl ekv.). V křemenu vzorku MAR1 byly naměřeny kromě teplot iniciálního tání pod -30 °C i teploty iniciálního tání zapadající do intervalu teplot pro systém $\text{NaCl-H}_2\text{O}$, jejichž salinita je výrazně nižší (jen hodnoty do cca 5 hmot. % NaCl ekv., nízkosalinní fluida); tyto P i PS inkluze se vyskytují společně. Inkluze v křemenu s T_e nižší než -30 °C jsou středněsalinní. Výhradně nízkosalinní fluida jsou přítomna v inkluzích systému $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ (salinity téměř od 0 do max. 7 hmot. % NaCl ekv.). Absolutně nejnižší salinity mají jednofázové S inkluze v postmetamorfním barytu (vzorek ZH3), jejichž salinity jsou téměř nulové a patrně představují meteorickou vodu. Rovněž téměř nulové salinity mají jednofázové S inkluze v drúzovém barytu (vzorek ZH2). Zajímavá situace je u PS-S + S inkluzí v metamorfovaném barytu (vzorek ZH1), kde se vyskytují podél trhlin kapalné inkluze systému $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ (0 až 11 hmot. % NaCl ekv.) a zároveň plynokapalné $\text{NaCl-CaCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ inkluze v deformovaných tlakově postižených partiích vzorku (22 až 23 hmot. % NaCl

ekv.). V nedeformovaných partiích barytu vzorku ZH1 jsou přítomny jen nížesalinní P až P-PS inkluze.

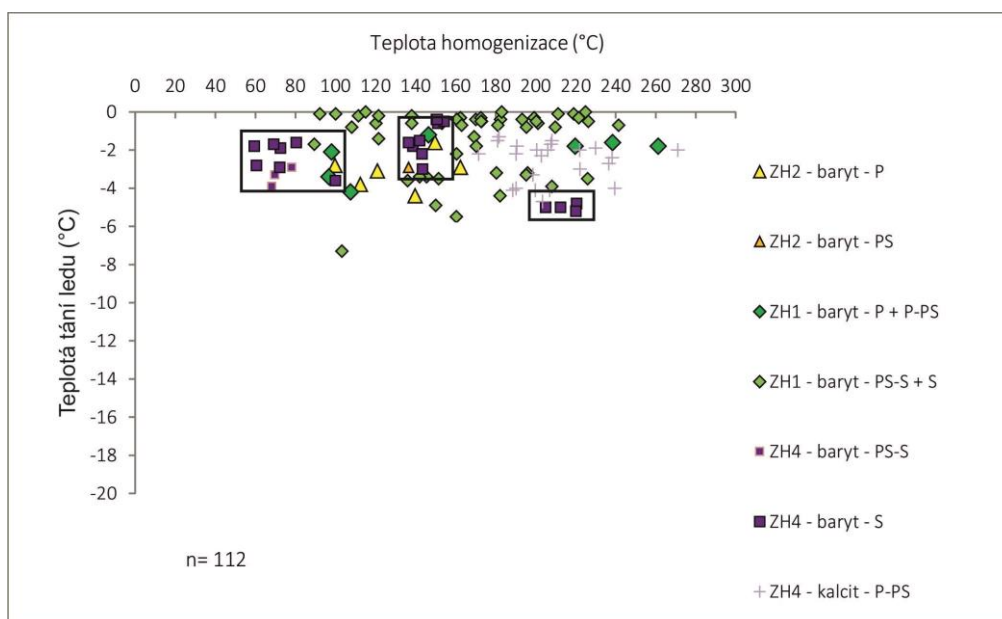
Teploty homogenizací jsou celkově v poměrně širokém intervalu hodnot. Nejnížší hodnoty mají inkluze v barytech, avšak mají zároveň širší rozmezí T_h než inkluze v kalcitech či křemenech, jež jsou charakteristické vyššími hodnotami teplot homogenizace při užších teplotních intervalech. Baryty však ve většině vzorků ve svých maximálních T_h přesahují teplotu 200 °C. Naměřený širší rozptyl T_h v jednotlivých genetických typech inkluzí v barytech (velmi podobný v žilných i stratiformních barytech) může poukazovat na proces „necking-down“ inkluzí, na zachycení inkluzí za kolísajících tlaků, na změny teploty roztoků, na mechanické porušení inkluzí nebo mohly být inkluze zachyceny z heterogenního fluida (případ PS-S až S inkluzí v barytu vzorku ZH1) (Zachariáš 2000). Nutno poznamenat, že inkluze v měkkém a štěpném barytu jsou málo odolné vůči tlakovým deformacím (Žák et al. 1990).

Použitím získaných teplot tání posledního ledu a teplot homogenizace byly sestrojeny diagramy T_h - $T_{m_{ice}}$ (obr. 28 až 31), ve kterých mohou být patrné trendy v mísení fluid nebo alespoň jejich náznaky (Zachariáš 2000). U vzorku ZÁM1 lze vyzorovat izotermální mísení fluid o celkových podobných salinitách u inkluzí v barytu, kalcitu i křemenu. Na obr. 28 jsou pro srovnání uvedena data inkluzí ze vzorku zkoumaného v práci Steinerové (2013) (vzorek ZÁM2). U PS i S inkluzí se salinity pohybují až k hodnotám blízkým nule, jedná se patrně o důsledek míchání a ředění solanek srážkovou vodou. Pro křemen vzorku MAR1 můžeme indikovat dle změřených parametrů trend izotermálního mísení fluid o variabilních celkových salinitách v P, PS i S inkluzích. Pro baryt vzorku MAR1 je patrné mísení fluid nížeteplotních-výšesalinních a výšeteplotních-výšesalinních (obr. 28). U P inkluzí v barytu vzorku PET1 pozorují buď mísení fluid o shodných salinitách při značně variabilních teplotách, ochlazení či zahřátí roztoku či proces necking-down. Naopak u PS inkluzí je patrné izotermální míchání různěsalinních fluid. Z diagramu T_h - $T_{m_{ice}}$ pro vzorky ze Zlatých Hor (obr. 29) lze u všech inkluzí v barytech i kalcitu pozorovat zřetelný trend mísení fluid o podobných, zejména nízkých salinitách za velmi variabilních teplot, dalšími možnostmi je postupné ochlazování či nárůst teploty roztoku, kolísání tlakových podmínek či necking-down. U S inkluzí stratiformního barytu (vzorek ZH4) lze pozorovat tři samostatné skupiny inkluzí s odlišnými mikrotermometrickými charakteristikami. Pro vzorky z Bohutína (BOH2, BOH4 a BOH7) je zřetelný trend mísení fluid o velmi podobných salinitách v rámci daných inkluzí minerálů za poměrně širokého intervalu homogenizačních teplot, snižování či zvyšování teploty roztoku nebo byly inkluze zaškrnceny (obr. 30). Pro PS inkluze v kalcitu (vzorek BOH7) je při proměnných T_h značně vysoká salinita

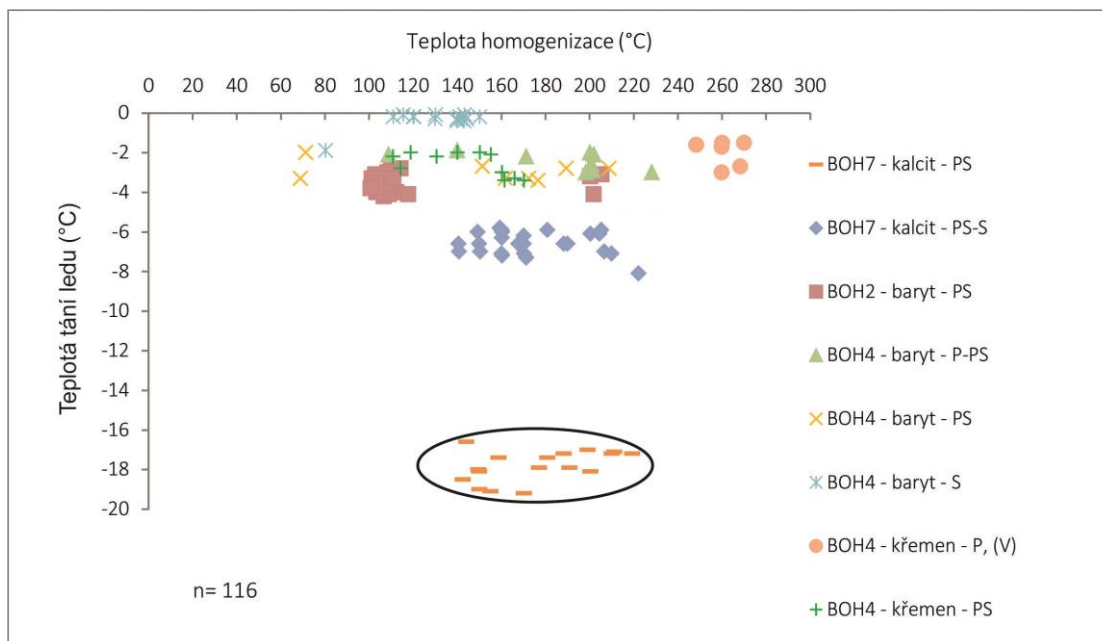
fluid, zatímco pro S inkluze v barytu je při různých T_h salinita fluid téměř nulová, což vypovídá o přítomnosti meteorické vody v hydrotermálním systému.



Obr. 28 – Diagram závislosti teplot homogenizace a teplot tání ledu ve vzorcích ZÁM1, MAR1 a PET1; pro srovnání jsou černými symboly vynesena data z práce Steinerové (2013) (vzorek ZÁM2). Vyznačen trend izotermálního míchání různě salinních fluid (modrá oboustranná šipka; MAR1 – křemen – P) a trend míchání středněsalinních fluid za variabilních teplot, pokles či nárůst teploty roztoku nebo necking-down (zelená oboustranná šipka; PET1 – baryt – P).



Obr. 29 – Diagram závislosti homogenizačních teplot a teplot tání ledu v inkluzích zlatohorských vzorků (ZH1, ZH2, ZH4). Okonturovány jsou oddělené skupiny inkluzí ze vzorku barytu (ZH4).



Obr. 30 – Diagram závislosti homogenizačních teplot a teplot tání ledu v inkluzích barytu, kalcitu a křemene z Bohutína (BOH2, BOH4, BOH7). Okonturována jsou vysokosalinní fluida zachycená buď za proměnlivých teplot roztoků nebo mohly být inkluze zaškrcceny (BOH7 – kalcit – PS).

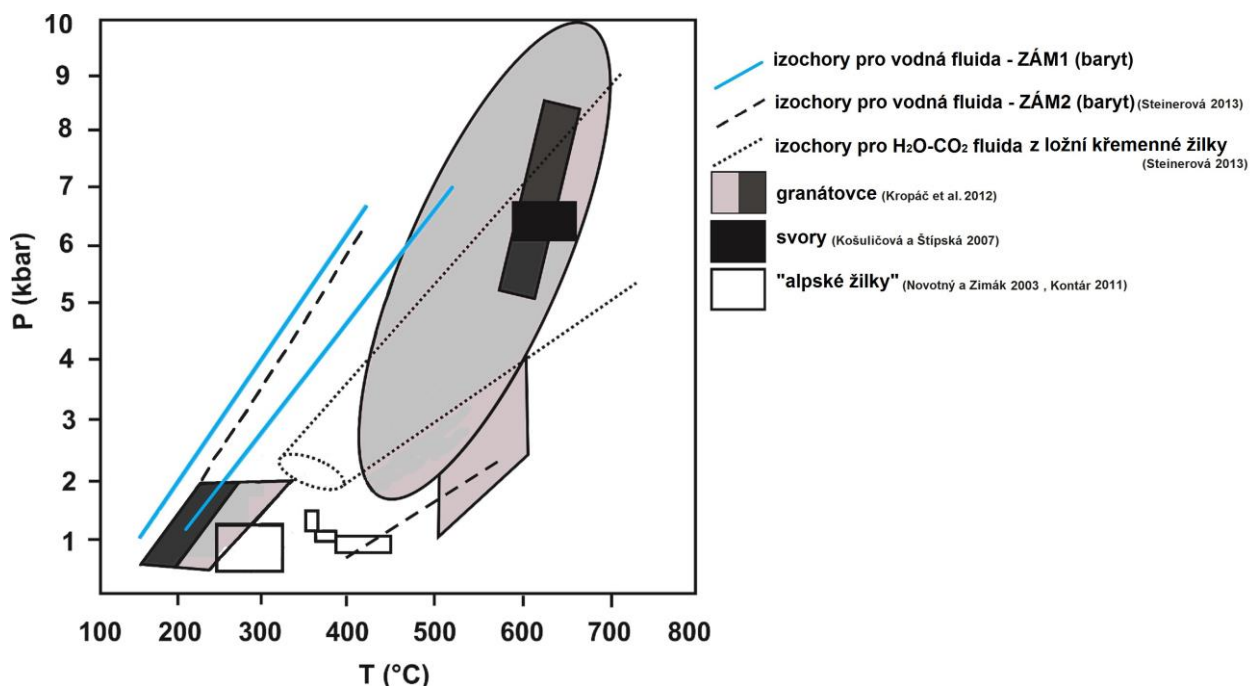
6.2. P-T PODMÍNKY

Fluidní inkluze vykazují víceméně stálé fázové poměry v rámci jednotlivých genetických skupin inkluzí, tudíž byly inkluze pravděpodobně zachycené z homogenního fluida (Zachariáš 2000). Mikrotermometricky zjištěné úzké rozptyly T_h tento názor podporují (týká se to zejména inkluzí v kalcitu vzorku ZÁM1 a BOH7 nebo inkluzí v křemeni vzorku MAR1 a BOH4). Změřené teploty homogenizací tedy představují jen minimální možné teploty krystalizace daných minerálů (Zachariáš 2000). Skutečné teploty a tlaky vzniku mineralizací leží na příslušných izochorách, které jsou znázorněny pro jednotlivá vodná fluida na obr. 31, 32 a 33. Izochory byly sestrojeny pro primární fluidní inkluze, které představují inkluze zachycené při vzniku daného minerálu.

O zachycení inkluzí z heterogenního fluida (var roztoku apod.) lze uvažovat pouze v případě, že ve vzorku koexistují inkluze s proměnlivým fázovým složením, které vykazují rozdílné způsoby homogenizace (na kapalinu, na plyn, kritickým způsobem; Shepherd et al. 1985). V mnou zkoumaných vzorcích byly prokázány vedle homogenizací na kapalinu (většina plynokapalných inkluzí) ojediněle i homogenizace na plyn. Na plyn homogenizovaly však pouze primární inkluze v žilném křemeni baryt-kalcit-křemenné mineralizace vzorku BOH4, kdy

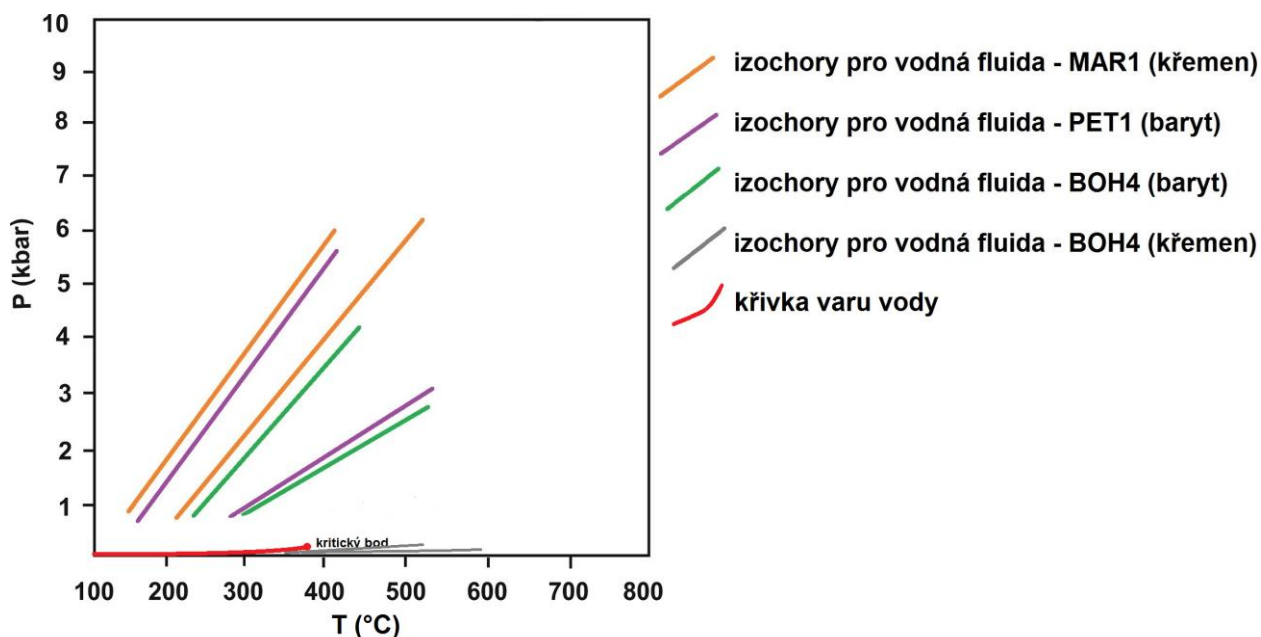
křemen představuje nejstarší fázi dané parageneze (křemen→baryt→kalcit). Inkluze homogenizovaly v úzkém intervalu hodnot T_h (cca 250 až 270 °C). V tomtéž křemenu byly zjištěny i pseudosekundární inkluze homogenizující na kapalinu při 111 až 170 °C. Tyto PS inkluze byly tedy zachyceny později při růstu minerálu než primární inkluze a jejich T_h tedy s největší pravděpodobností také nepředstavují krystalizační teploty. Z uvedeného vyplývá, že ani ve vzorku BOH4 nelze doložit heterogenizaci fluida, tudíž i T_h primárních inkluzí (248 až 270 °C) jsou pouze nejmenší možné teploty vzniku žilného křemene.

Vypočítané izochory byly vyneseny do P-T diagramů (obr. 31, 32 a 33). V P-T diagramu se sestrojenými izochorami pro vodná fluida v barytu ze Zámčiska (vzorek ZÁM1) jsou pro srovnání znázorněny izochory pro vodná fluida v barytu vzorku ZÁM2, P-T podmínky pro fluida ložní metamorfne-sekreční křemenné žíly uložené v desenských rulách ze Zámčiska (Steinerová 2013), P-T podmínky pro fluida „alpských křemenů“ z puklinových mineralizací desenské skupiny z Hraběšic a Vernířovic (Novotný a Zimák 2003, Kontár 2011), a metamorfni P-T podmínky pro svory desenské skupiny (Košuličová a Štípská 2007) a pro granátovce desenské skupiny (Kropáč et al. 2012) (obr. 31). Křemenům ze Zámčiska, Vernířovic i Hraběšic připisují autoři vznik hydrotermálními procesy během retrogradní fáze variské metamorfózy. Sestrojené izochory mají strmější průběh a užší rozptyl než izochory pro fluida vzorku ZÁM2; izochory nesměřují do pole metamorfni P-T podmínek desenské skupiny. Vzhledem k užšímu rozptylu možných P-T podmínek pro baryt ZÁM1 oproti barytu ZÁM2 lze usuzovat buď na postdepoziční ovlivnění inkluzí vzorku ZÁM1 nebo na polyfázový charakter fluidních systémů zachycených ve vzorcích barytové mineralizace (zachycena fluida z různých fází metamorfózy, resp. za různých P-T podmínek).



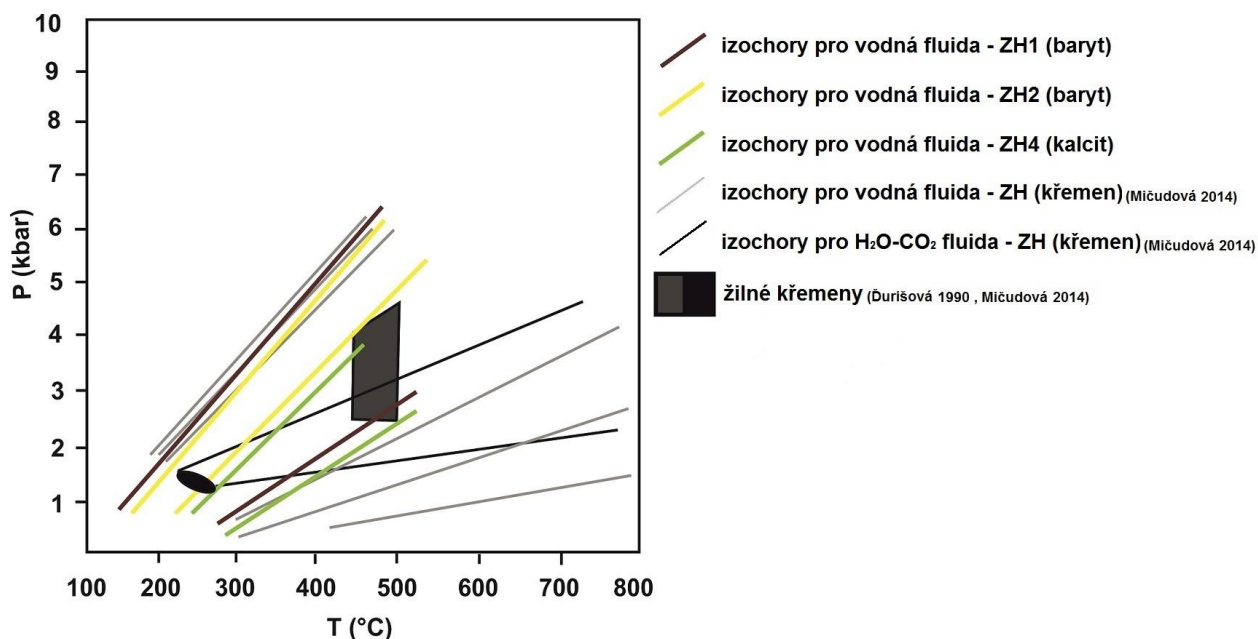
Obr. 31 – Sestrojené krajní izochory pro vodné primární fluidní inkluze barytu ze Zámčiska (vzorek ZÁM1). Srovnávací data z desenské skupiny: krajní izochory pro vodné primární inkluze barytu ze Zámčiska (vzorek ZÁM2; Steinerová 2013); P-T podmínky křemenné ložní žíly v rulle ze Zámčiska (Steinerová 2013); P-T podmínky pro křemeny „alpských žil“ z Hraběšic a Vernířovic (Novotný a Zimák 2003, Kontár 2011); P-T podmínky pro svory desenské skupiny (Košuličová a Štípská 2007); P-T podmínky pro granátovce z Hutiska (tmavošedé pole) a Hofbergu (světle šedé pole) (Kropáč et al. 2012).

Na obr. 32 jsou sestrojeny izochory pro vodná fluida v hydrotermálních barytech (vzorky PET1 a BOH4) a v křemeni (vzorek BOH4) z keprnické skupiny; vyneseny jsou i izochory pro vodná fluida v křemeni vzorku MAR1 ze sousedního sobotínského masivu. Sklon izochor je velmi podobný a zároveň i odpovídá sklonu izochor pro žilné baryty a křemeny desenské skupiny (srov. obr. 31). Možná podobnost působících P-T podmínek je zřejmá u křemene z Maršíkova a barytu z Petrova nebo u barytů z Petrova a Bohutína. Fojt et al. (1990) pro dvojici baryt a chalkopyrit vypočítali teplotu krystalizace na 400 °C, v této práci byla vypočítána teplota krystalizace pro tytéž minerály na 520 °C; tyto hodnoty jsou s největší pravděpodobností nereálné, jelikož hydrotermální baryt obvykle vzniká za podstatně nižších teplot (epitermální až mezotermální podmínky) (Zimák 2013).



Obr. 32 – Sestrojené krajní izochory pro vodné primární inkluze v křemeni (vzorky MAR1 a BOH4) a v barytu (vzorky PET1 a BOH4).

Na obr. 33 jsou vyneseny srovnávací krajní izochory pro vodná fluida zlatohorských žilných křemenů zkoumané Mičudovou (2014) – zlatonosné pozdně-metamorfni, resp. pometamorfni žilné křemeny z lokalit ZH-štola Anna a ZH-Zelená jáma; P-T podmínky pro vznik zlatohorského žilného křemene (H_2O-CO_2 fluida, ZH-Zelená jáma) a P-T podmínky krystalizace žilných křemenů ze Zlatých Hor, resp. P-T podmínky metamorfózy granátové metamorfni zóny z práce Ďurišové (1990). Isochory pro vodná fluida barytů (ZH1 a ZH2) i kalcitu (ZH4) nejsou v rozporu se srovnávacími izochorami vodných fluid, avšak mé vzorky vykazují užší rozptyl možných teplot i tlaků, zejména drúzový baryt ZH2 představující povariskou fázi. Metamorfni P-T podmínkám odpovídají izochory pro stratiformní baryt (vzorek ZH1) i stratiformní kalcit (vzorek ZH4); tato fluida jsou metamorfni (variská).



Obr. 33 – Sestrojené izochory pro primární vodné inkluze v barytech a kalcitu ze Zlatých Hor (barevné přímky). Srovnávací data: P-T podmínky pro vznik žilných křemenů ze Zlatých Hor; černé pole pro žilný křemen z lokality Zelená jáma (Zlaté Hory) zkoumaný Mičudovou (2014), tmavě šedé pole pro žilný metamorfní křemen (granátová metamorfní zóna) z práce Ďurišové (1990).

6.3. IZOTOPOVÉ SLOŽENÍ A PŮVOD FLUID

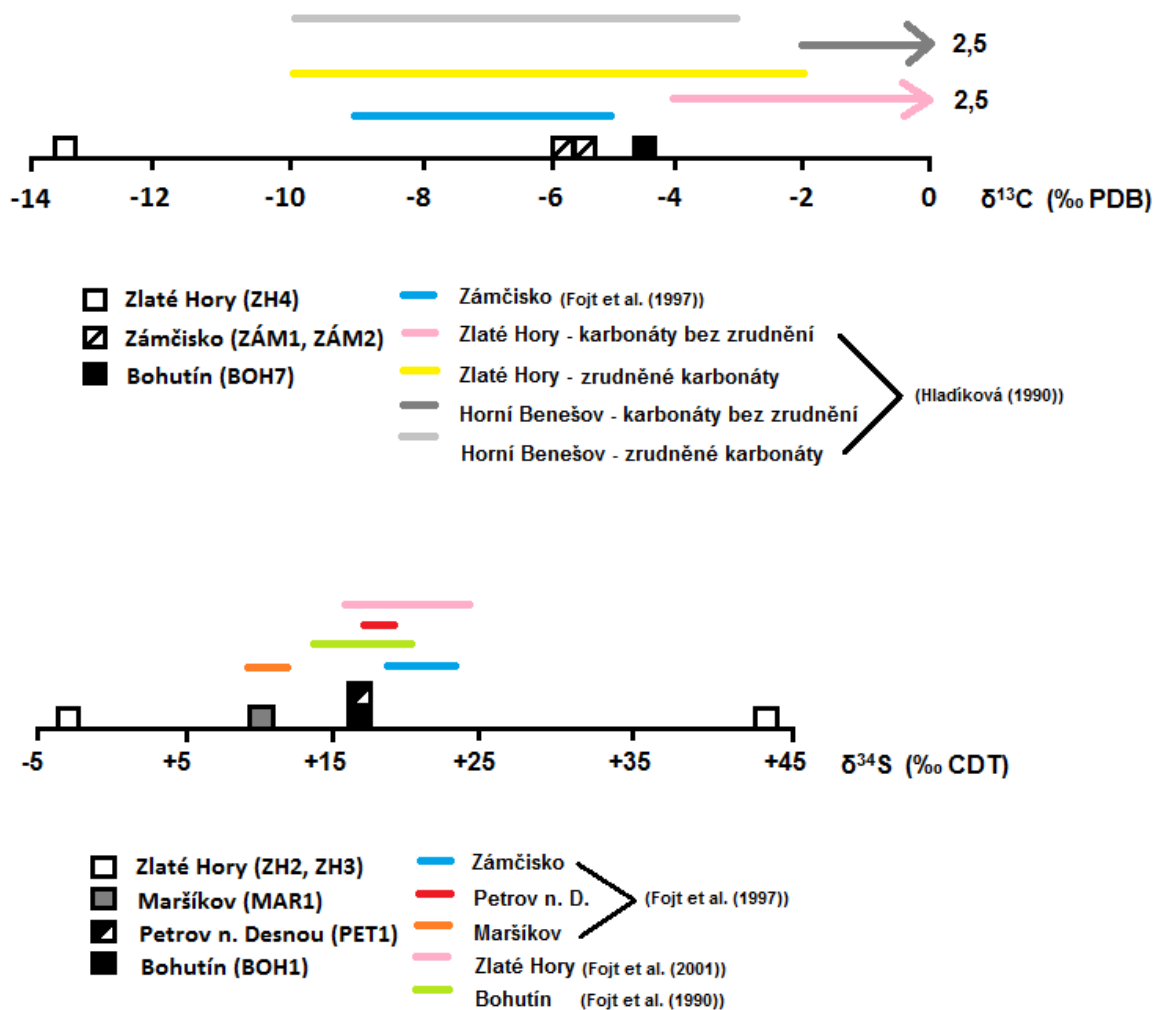
Hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ roztoků byly vypočítány ze zjištěných hodnot $\delta^{18}\text{O}$ kalcitů a použitím naměřených homogenizačních teplot P-PS fluidních inkluzí přítomných v kalcitech (minimálních možných krystalizačních teplot kalcitů), příp. teplot metamorfózy okolních hornin (u vzorků ZÁM1, ZÁM2 a ZH4, u kterých je kalcit deformovaný a rekrystalovaný; ZÁM1, ZÁM2 – biotitová zóna, 400-500 °C, 2,5 kbar; ZH4 – granátová zóna, 450-500 °C, 4 kbar; Ďurišová 1990) (tab. 9). U kalcitů ze Zámčiska a Zlatých Hor jsou maximální hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ fluid okolo 9 ‰ SMOW, což jsou hodnoty typické pro metamorfní, příp. magmatické vody ($\delta^{18}\text{O}$ okolo 5 ‰ SMOW a více; Hladíková 1988). Vypočítané hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ matečných roztoků okolo 0 ‰ SMOW (u vzorků ZÁM1, ZÁM2, BOH7) poukazují na možný zdroj hydrotermálních roztoků v mořské vodě nebo může jít o směs vod různého původu (meteorická, metamorfní, magmatická, voda hlubokého oběhu ovlivněná částečnou izotopickou výměnou kyslíku s okolními horninami) (Hladíková 1988, Hladíková 1990, Žák et al. 1990). Fojt et al. (1997) pro žilu ze Zámčiska usuzují na hydrotermy ovlivněné metamorfními fluidy.

Pro tytéž teploty a naměřené hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ kalcitu byly vypočítány hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ matečných hydrotermálních roztoků (tab. 9). Zdrojem uhlíku roztoků se zdá být tzv. hlubinný uhlík (tj. uhlík spodní kůry či svrchního pláště; $\delta^{13}\text{C}$ okolo -5 ‰ PDB; Hladíková 1988) či uhlík homogenizované zemské kůry; rovněž může jít o směs uhlíku z různých zdrojů (hlubinný uhlík, karbonátové sedimenty, oxidovaná organická hmota; Hladíková 1988) (pro vzorky ZÁM1, ZÁM2, BOH7). $\delta^{13}\text{C}$ roztoku pro vzorek kalcitu ZH4 má nižší hodnoty než ostatní zkoumané kalcity (-14,4 až -10,9 ‰ PDB) – nízké hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ jsou ve zlatohorském revíru typické pro kalcity z těsné blízkosti rudních akumulací (Hladíková 1990), což je v souladu s charakteristikou vzorku ZH4 (baryt-kalcitová mineralizace s hojným pyritem a chalkopyritem). Uhlík s takto nízkou hodnotou $\delta^{13}\text{C}$ patrně pochází z větší části z oxidované organické hmoty (s hodnotami $\delta^{13}\text{C}$ obvykle pod -20 ‰ PDB; Hladíková 1988).

Zjištěné hodnoty $\delta^{34}\text{S}$ barytů jsou ve velmi širokém rozmezí (-2,1 až +43,3 ‰ CDT) (tab. 8, obr. 34) s nejčtenější hodnotou okolo +10 až +20 ‰ CDT. Síra většiny studovaných barytů mohla pocházet z mořského sulfátu, zejména u barytů s $\delta^{34}\text{S}$ +17,4 a +18,1 ‰ CDT (mořský sulfát devonu má $\delta^{34}\text{S}$ okolo +20 ‰ CDT, mořský sulfát permu až triasu má $\delta^{34}\text{S}$ max. okolo +16 ‰ CDT; Hladíková 1988).

Mírně nižší hodnota $\delta^{34}\text{S}$ barytu z Maršíkova (+9,9 ‰ CDT) může být zapříčiněna spoluúčastí lehké síry z okolních metasedimentů (amfibolity s $\delta^{34}\text{S}$ mezi -1,3 a +0,3 ‰ CDT, amfibolické ruly s $\delta^{34}\text{S}$ mezi -0,6 a +2,0 ‰ CDT, serpentinity s $\delta^{34}\text{S}$ +5,3 ‰ CDT; Hladíková a Kříbek 1988) nebo může mít síra svůj zdroj v permských-triasových kontinentálních sedimentačních pánvích (průměrná hodnota $\delta^{34}\text{S}$ pro sulfátové minerály pánví je +10,4 ‰ CDT) (Hladíková 1990, Žák et al. 1990).

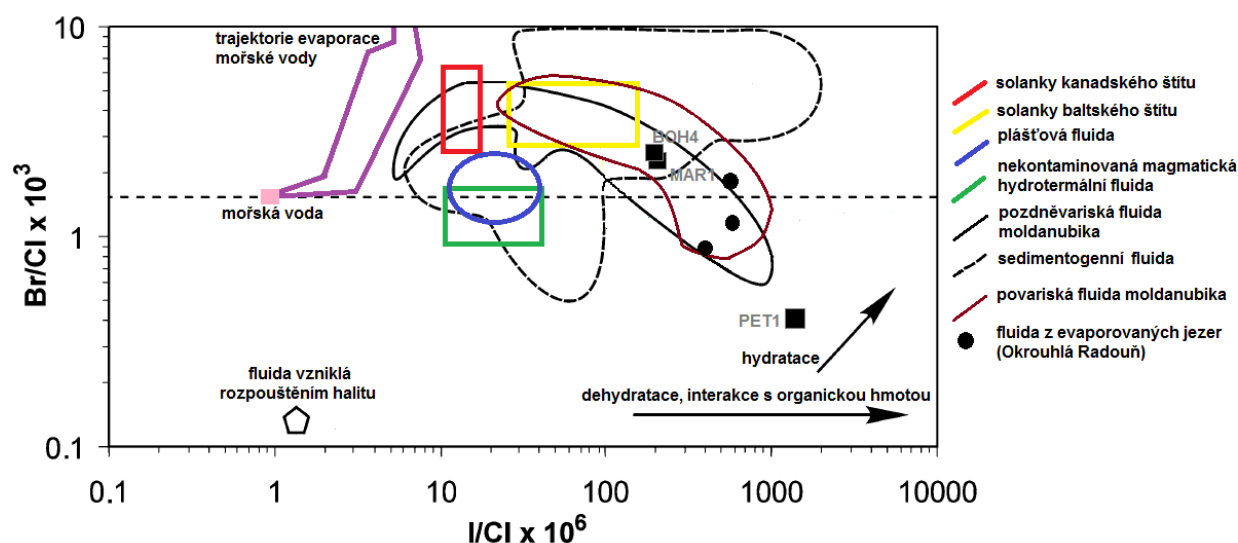
V barytu narostlém v drúze (vzorek ZH2) s velmi vysokou hodnotou $\delta^{34}\text{S}$ (+43,3 ‰ CDT) připadá v úvahu anorganická izotopická frakcionace mezi sírou sulfidickou a sulfátovou (Hladíková 1990) nebo mohl sulfát s daným izotopovým složením vznikat vlivem aktivity bakterií redukujících sulfát za anoxických podmínek v chladnějších částech hydrotermálního systému, přičemž nastává obohacení reziduálního sulfátu o izotop ^{34}S (Griffith a Paytan 2012). Ve vzorku barytu ZH3 (postmetamorfní hnědý baryt) vykazuje hodnota $\delta^{34}\text{S}$ barytu naopak velmi nízkou hodnotu (-2,1 ‰ CDT). Zdroj velmi lehké síry může být v oxidovaných sulfidických minerálech okolního horninového prostředí vrbenské skupiny (sulfidy vlastních ložiskových těles s $\delta^{34}\text{S}$ mezi -8 a +14 ‰ CDT, sulfidy z karbonátických kvarcitů s barytem s $\delta^{34}\text{S}$ sulfidů okolo +1 ‰ CDT, grafitické fylity s $\delta^{34}\text{S}$ mezi -16 až -14 ‰ CDT a keratofyry s $\delta^{34}\text{S}$ mezi -15,5 až -9,9 ‰ CDT; Hladíková 1990, Hladíková 2001).



Obr. 34 – Naměřené hodnoty $\delta^{34}\text{S}$ barytů (vzorky ZH2, ZH3, MAR1, PET1, BOH1) a $\delta^{13}\text{C}$ kalcitů (vzorky ZH4, ZÁM1, ZÁM2, BOH7), pro srovnání uvedeny rozsahy hodnot $\delta^{34}\text{S}$ barytů a $\delta^{13}\text{C}$ kalcitů mineralizací daných lokalit uváděné staršími autory a hodnot pro mineralizaci z Horního Benešova (Fojt et al. (1990), Fojt et al. (1997), Fojt et al. (2001), Hladíková (1990)).

Z analýz výluhů inkluzí byly vypočítány molární poměry Br/Cl a I/Cl a porovnány s fluidy různého původu (obr. 35). Zejména molární poměry Cl/Br jsou indikátory původu hydrotermálních fluid, neboť interakce fluida s okolní horninou neovlivňují obsahy Cl a Br v roztocích (Banks et al. 2002). Všechny studované vzorky leží pod (vzorek barytu PET1) nebo nad (vzorky křemenů MAR1 a BOH4) hodnotami pro mořskou vodu. Molární poměry I/Cl jsou výrazně vyšší než mořská voda, což naznačuje interakci s organickou hmotou (Boiron et al. 2002). Studované křemeny odpovídají povariským vysokosalinním fluidům východní části Českého masivu i pozdněvariským mineralizacím moldanubika (lokalita Okrouhlá Radouň).

Baryt PET1 nasvědčuje interakci s organickou hmotou a blíží se hodnotám fluid povariských mineralizací. Křemeny spadají i do pole sedimentogenních fluid (obr. 35).

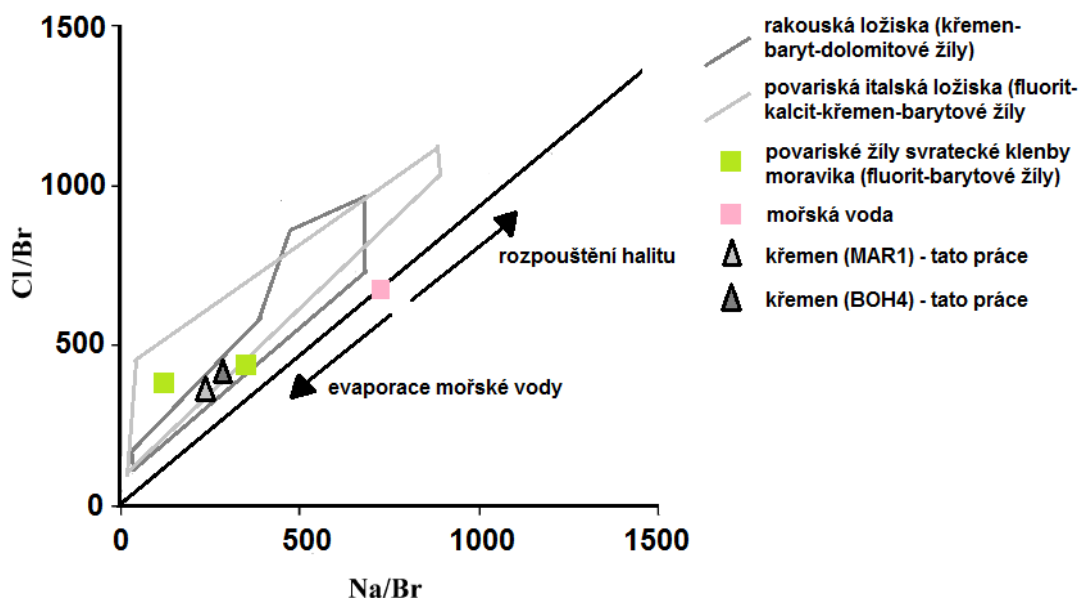


Obr. 35 – Diagram Br/Cl vs. I/Cl vyluhů inkluzí v křemenech (MAR1, BOH4) a v barytu (PET1). Upraveno podle Dolníčka et al. (2009) a Dolníčka et al. (2014).

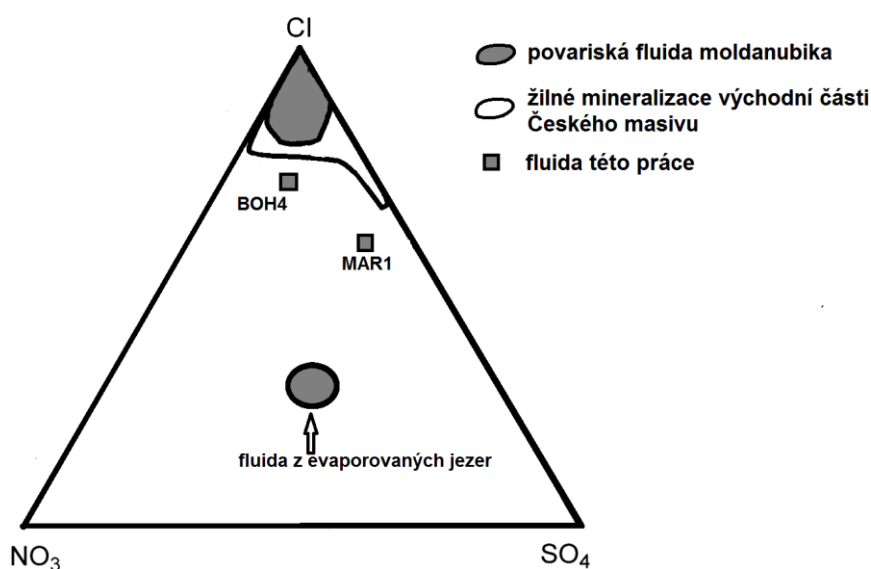
Poměrně nízké molární poměry Cl/Br (okolo 400 pro křemeny MAR1 a BOH4) indikují původ fluid v solankách, jež vznikly evaporací mořské vody, uvažujeme-li fluida odvozená od mořské vody (obr. 36, Heijlen et al. 2000, Banks et al. 2002). Na obr. 36 spadají studované křemeny do pole charakterizujícího italská ložiska (Boni et al. 2009) nebo rakouská ložiska (Boiron et al. 2002), kde je původ fluid interpretován rovněž v odpařované mořské vodě; srovnatelné hodnoty jsou rovněž s povariskými žilami svratecké klenby moravika (Dolníček 2004). Čistě mořskému původu fluid však neodpovídá nevyrovnaná nábojová bilance, která nasvědčuje přítomnosti vysokých koncentrací karbonátových a/nebo bikarbonátových aniontů. V diagramu Cl-NO₃-SO₄ (obr. 37) je patrné zastoupení jak chloridových aniontů, tak i síranových a dusičnanových; mohlo se tedy uplatnit mísení dvou složek – jedné bohaté na chloridy (může jít o fluida mořského původu nebo tzv. štítové solanky) a druhé bohaté na -SO₄+NO₃ (může jít o fluida kontinentálního původu z evaporovaných jezer; Dolníček et al. 2014).

Baryt PET1 má vysoký molární poměr Cl/Br (nad 2000), což může poukazovat na původ fluid v solankách vzniklých rozpouštěním halitu (Banks et al. 2002). Avšak díky velmi nevyrovnané nábojové bilanci a přítomnosti vysokých obsahů CO₃ a/nebo HCO₃ iontů (tab. 7) lze i v tomto případě opět uvažovat o významném příspěvku výše zmíněných kontinentálních solanek, podobně jako je tomu u fluid z pozdněvariské uranové mineralizace z Okrouhlé

Radouně, na jehož vzniku se podílely lokální meteorické vody, pánevní či štítové solanky a solanky permských evaporovaných kontinentálních jezer (Dolníček et al. 2014).



Obr. 36 – Diagram Cl/Br vs. Na/Br pro výluhy inkluzí v křemenech (MAR1, BOH4). Upraveno podle Boiron et al. 2002; srovnávací data byla převzata z prací Boiron et al. (2002), Boni et al. (2009) a Dolníček (2004).



Obr. 37 – Ternární diagram Cl-NO₃-SO₄ v molárních procentech. Diagram byl upraven dle Dolníčka et al. (2014); srovnávací data představují pozdněvariské mineralizace moldanubika včetně kontinentálních solanek ložiska Okrouhlá Radouň (fluida z evaporovaných jezer) a různé povariské mineralizace východní části Českého masivu.

6.4. SROVNÁNÍ S VYBRANÝMI BARYTOVÝMI MINERALIZACEMI

Stratiformní mineralizace

Fluidní inkluze

Studované stratiformní mineralizace (ZH1, ZH4) lze ve většině měřených parametrů inkluzí připodobnit ke stratiformní mineralizaci s barytem z Horního Města (hornoměstský rudní revír), kde byla v P-PS inkluzích popsána fluidní fáze zachycená během naložené metamorfózy. (Fojt et al. 2007). Podobné parametry uvádějí i Dobeš a Mixa (1993) v barytové stratiformní mineralizaci se sfaleritem z Horního Benešova (hornobenešovský rudní revír) (téměř totožné Th i salinity, tab. 9), jejichž fluida spojují autoři s procesy metamorfní rekrystalizace a s pozdějšími tektonickými procesy a dokonce i s vlivy alpínské orogeneze. Shodně jako Dobeš a Mixa (1993) popsali v Horním Benešově i Fojt et al. (2010) přítomná fluida jako metamorfní (variská). Vedle široce rozšířených inkluzí typických metamorfních fluid jsou v několika vzorcích přítomny i inkluze vysokosalinních fluid s chloridy Na a Ca, jejichž vzájemný časoprostorový vztah je nejednotný (inkluze obou typů fluid jsou přítomny jak odděleně, tak i pospolu v trojrozměrné distribuci); někdy se vyskytují i inkluze středněsalinní, které dokládají míchání obou typů fluid (Fojt et al. 2010).

Izotopy C, O

Dle hodnot $\delta^{18}\text{O}$ je zdroj matečného roztoku kalcitu vzorku ZH4 v metamorfní či magmatické vodě; v hornobenešovském kalcitu pronikajícím stratiformním barytem je matečná voda kalcitu interpretována jako směs různých vod (široký rozptyl hodnot $\delta^{18}\text{O}$ roztoku, tab. 10). Podobnost s hornobenešovským barytem lze rovněž pozorovat ve zdroji uhlíku fluid v oxidované organické hmotě, pocházející pravděpodobně z okolních metasedimentů (až -20 ‰ PDB, tab. 10) (Fojt et al. 2010).

Izotopy S

V sv. Mexiku (Sonora) je stratiformní baryt uložen ve svrchnokarbonských sedimentech. Hodnoty $\delta^{34}\text{S}$ většiny vzorků barytu odpovídají mořskému sulfátu devonu až karbonu (tab. 9), některé vzorky však mají výrazně vyšší hodnoty $\delta^{34}\text{S}$ barytu (až +64 ‰ CDT). Podle autorů byl baryt formován z mořského sulfátu, který byl izotopicky modifikován kinetickými efekty během mikrobiální redukce sulfátu, na což měl pravděpodobně vliv průsak studené vody bohaté na uhlovodíky blízko mořského dna (Canet et al. 2014).

Tab. 9 – Srovnávací data – hodnoty Th , salinit a $\delta^{34}S$ vybraných mineralizací.

lokality	minerál	původ	chloridy	Th (L) (°C)	salinita (hmot. % NaCl ekv.)	$\delta^{34}S$ barytu (‰ CDT)	autor/-ři
H. Město	baryt	strat.	Mg-Na	106/285	1 až 10	+10 až +23	Fojt et al. (2007)
H. Beneš.	baryt	strat.	Na	115/190	0 až 4		Dobeš a Mixa (1993)
H. Beneš.	baryt	strat.	Ca/Mg-Na	63/187	5 až 22	+15 až +23 (+19)	Fojt et al. (2010)
H. Beneš.	baryt	žilný	Ca-Na		4 až 26	-1 až +23 (+2)	Fojt et al. (2010)
Rammelsberg	baryt	strat.				+12 až +30	Schneider (2005)
Meggen	baryt	strat.				+21 až +27	Schneider (2005)
Sonora	baryt	strat.				+18 až +64	Canet et al. (2014)
Stříbrník	baryt	žilný		73/80	až 25		Fojt et al. (1986)
Stříbrník	křemen	žilný		124/135	5		Fojt et al. (1986)
Bosonohy	baryt	žilný	Na±Ca, Mg	72/175	1 až 14	+23 až +33	Dolníček (2004)
Dřínová	baryt	žilný			5 až 12	+11	Dolníček (2004)
Dřínová	kalцит	žilný	Na-Ca	71/105	9 až 19		Dolníček (2004)
Dřínová	baryt	žilný	Na-Ca		13 až 22	+15	Dolníček (2004)
Otěvěky	baryt	žilný	Na-(Mg)	160/230	3 až 9	+10 až +25	Žák et al. (1990)
Bohousová	baryt	žilný		140/175	4 až 7	+10 až +25	Žák et al. (1990)
Bleigrung	baryt	žilný		145/220	7 až 16	+10 až +25	Žák et al. (1990)
Běstvina	baryt	žilný	Na-(Mg)		7 až 10	+5 až +12	Žák et al. (1990)
Harrachov	baryt	žilný	Na-Mg	100/165	3 až 6	+18 až +25	Žák et al. (1990)
Harrachov	křemen	žilný	Na	120/135	15 až 16		Žák et al. (1990)
Pecka	baryt	žilný	Na-Ca±Mg	163/250	4 až 17	+17	Jirásek et al. (2013)
Mykonos	baryt	žilný	Na	226/325	4 až 14	+21 až +26	Tombros et al. (2015)
Mykonos	křemen	žilný	Na	330/325(V)	2 až 17		Tombros et al. (2015)
Krušné H.	baryt	žilný	Na-Ca	100/250	až 20	+6 až +20	Klemm et al. (1990)
D. Sněžník	baryt	žilný		120/140	1 až 3	+8	Žák et al. (1990)
Jílové	baryt	žilný		120/155	1 až 3	+8	Žák et al. (1990)

Pozn.: (L) – homogenizace na kapalinu, (V) – homogenizace na plyn, hodnoty $\delta^{34}S$ uvedené v závorce představují nejčtenější interval hodnot.

Tab. 10 – Srovnávací data – hodnoty Th , $\delta^{18}O$ a $\delta^{13}C$ roztoků vybraných kalcitů.

lokality	minerál	původ	Th (°C)	$\delta^{13}C$ (‰ PDB)	$\delta^{18}O$ (‰ SMOW)	autor/-ři
H. Město	kalcit	žilný	128/186	-7,3 až -5	-1,9 až +2,2	Fojt et al. (2007)
H. Beneš.	kalcit	žilný	50/250	-23 až -19	-9 až +14	Fojt et al. (2010)
Dřínová	kalcit	žilný	71/105	-8,5 až -7,1	-3,4 až +2,3	Dolníček (2004)

Stratiformní masivní barytové mineralizace z rhenohercynika Německa (lokality Meggen a Rammelsberg) jsou spolu s masivními sulfidickými mineralizacemi uloženy v devonských metasedimentech a metavulkanitech (ložiska SEDEX), stejně jako zlatohorské baryty. Stáří mineralizací je 390 až 375 Ma (Schneider 2005). Původ síry barytu je v mořském sulfátu středního devonu (hodnoty $\delta^{34}S$ barytů okolo +23 ‰ CDT, tab. 9). Baryt se vysrážel v hlubokovodním prostředí při interakci solanek s barytem a mořského sulfátu (Mueller 2005).

Žilné mineralizace

Fluidní inkluze

Žilné mineralizace ze Zámčiska, Maršíkova, Petrova nad Desnou a Bohutína jsou složeny vždy z barytu a staršího křemene a jsou doprovázeny rudními minerály (pyrit, chalkopyrit). Mineralizace ze Zámčiska obsahuje kromě kalcitu navíc typické metamorfní minerály jako jsou ilvait, chlorit, stilpnomelan či barnaté živce; mineralizace z Bohutína obsahuje navíc kalcit a chlorit (Fojt et al. 1990) a mineralizace z Petrova obsahuje navíc epidot. Ve studovaných barytech jsou vždy inkluze středněsalinních až výšesalinních fluid (systém $NaCl-CaCl_2-H_2O$ či $NaCl-CaCl_2 \pm MgCl_2-H_2O$), v křemenech a kalcitech jsou obsaženy inkluze nízkosalinních až středněsalinních fluid (systém $NaCl-H_2O$ či $NaCl-FeCl_2/MgCl_2-H_2O$). Výjimkou jsou vysokosalinní fluida v sukcesně nejmladším kalcitu v křemen-kalcit-barytové mineralizaci z Bohutína (až 22 hmot. % $NaCl$ ekv. v PS inkluzích). Naprosto nedeformovaný bohutínský kalcit patrně obsahuje fluida, která byla začleněna do kalcitu při jeho růstu (PS inkluze) z koncentrovaných solanek, jako je tomu u kalcitů mladších žilných mineralizací od Horního Města (Fojt et al. 2007). Fluida mají nejčastěji nízkoteplotní charakter (Th cca 100 až 230 °C); zjištěné vyšší Th inkluzí nasvědčují migraci solanek ve starších než závěrečných nízkoteplotních fázích vývoje hydrotermálního systému (vzorky ZÁM1, PET1, BOH4). Na základě mikrotermometrických charakteristik vykazují nejvíce shodných rysů mineralizace z Maršíkova a z Petrova (Th inkluzí v barytech okolo 120 až 230 °C, Th inkluzí v křemenech 100 až 150 °C při podobných salinitách u inkluzí obou minerálů), avšak liší se minerálním složením

(v mineralizaci z Petrova je přítomný epidot), maršíkovský žilný baryt zase nejeví znaky deformace či rekrystalizace.

Ve staroměstském pásmu se na lokalitě Stříbrník nachází křemen-barytová žíla se shodnými salinitami inkluzí v křemenu i v barytu jako v maršíkovské mineralizaci, avšak s nižšími Th (tab. 9). Žíla je autory popsána jako povariská (Fojt et al. 1986).

V brněnském masivu a ve svratecké klenbě moravika (lokality Dřínová a Bosonohy) jsou přítomny fluorit-barytové žíly, jejichž stáří je Dolníčkem (2004) odhadnuto na svrchní perm až spodní trias, avšak Th inkluzí minerálů (tab. 9) těchto povariských žil jsou značně nižší než Th mnou studovaných mineralizací (ZÁM1, MAR1, PET1, BOH4).

V bohemiku a saxothuringiku jsou přítomny pozdněvariské žíly s barytem se stářím perm až jura (lokality s barytovými žílami bez fluoritu a sulfidů: Bohousová, Otěvěky, Bleigrung; lokality s fluorit-křemen-barytovými žílami s galenitem: Harrachov, Běstvína). Podobnost v mikrotermometrických parametrech s barytovými žílami bez fluoritu nese bohutínská mineralizace i mineralizace ze Zámčiska; fluorit-barytovým žílám se z pohledu mikrotermometrie podobá maršíkovská mineralizace (tab. 9, Žák et al. 1990). Klemm et al. (1990) popisují fluorit-barytové povariské žíly z německé části Krušných Hor, kde byly v barytu doloženy vysokosalinní inkluze s chloridy Na a Ca s Th do 250 °C (tab. 9). Baryt se ukládal při ochlazování hydrotermálního roztoku, který se míchal s vadózní vodou; teplota rezervoáru hydrotermálního roztoku je 200 až 330 °C.

Středněsalinní fluida s homogenizačními teplotami okolo 200 °C pro L+V inkluze byly zjištěny v podkrkonošské pánvi (lokality Pecka, tab. 9), a to v tabulkovitém barytu s povlaky křemene. Převažují zde ale inkluze jednofázové, které indikují nízké krystalizační teploty. Fluida barytu z Pecky byla dle autorů generována z permokarbonských sedimentů nebo vznikala z externě derivovaných vod pronikajících podél zlomových struktur; střední salinita je způsobena dle autorů míšením koncentrovaných povariských solanek s nízkosalinní povrchovou vodou (Jirásek et al. 2013). Homogenizační teploty dvoufázových inkluzí i salinita je v souladu s parametry pro nedeformovanou barytovou mineralizaci s křemem z Maršíkova.

Žilná barytová mineralizace v miocénních granitoidech z Řecka (intruze Mykonos) obsahuje středněsalinní nížeteplotní fluida (tab. 9), ze kterých baryt vznikal; teplota krystalizace barytu byla stanovena na 275 až 320 °C a tlak na 1 kbar, teplota krystalizace křemene byla stanovena na 220 až 350 °C a tlak na 0,5 až 2 kbar. V mineralizaci je přítomen i epidot (jako v petrovské křemen-barytové žíle). Baryt se vysrážel vlivem míchání mořského miocénního sulfátu s magmatickými baryem bohatými fluidy pronikajícími z plutonu (Tombros et al. 2015).

Izotopy C, O

Původ hydrotermálních roztoků, ze kterých kalcity krystalovaly, je v mořské vodě či je matečný roztok směsí vod různého původu. Fojt et al. (2007) udávají pro hornoměstský kalcit původ fluid rovněž ve vodě mořské, meteorické nebo ve směsi různých vod. Zdrojem uhlíku kalcitů hydrotermálních mineralizací (křemen-kalcit-barytové žíly ze Zámčiska a z Bohutína) je hlubinný uhlík či uhlík homogenizované zemské kůry; hlubinný uhlík udávají i Fojt et al. (2007) pro hornoměstské kalcity mladších žilných mineralizací. Hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ a $\delta^{18}\text{O}$ fluid z Horního Města jsou uvedeny v tab. 10.

Izotopy S

Původ síry části žilných barytů (vzorky MAR1, PET1, BOH1) se zdá být v mořském sulfátu (MAR1 +9,9 ‰, PET1 +18,1 ‰ CDT, BOH1 +17,4 ‰ CDT). Pro hodnoty $\delta^{34}\text{S}$ okolo +18 až +22 ‰ CDT udávají Fojt et al. (1997) (pro Zámčisko), Hladíková (2001) (pro Zlaté Hory), Fojt et al. (2007) (pro Horní Město) a Fojt et al. (2010) (pro Horní Benešov) pro baryty za zdroj síry mořskou vodu, resp. devonský mořský sulfát, z něhož baryt vznikal. Hodnoty barytové síry okolo +20 ‰ CDT (tab. 9) byly zjištěny i u povariských barytů z permokarbonské pánve (Jirásek et al. 2013) či z Krušných hor (Klemm et al. 1990).

Žák et al. (1990) pro pozdněvariské mineralizace s barytem s $\delta^{34}\text{S}$ mezi +15 až +25 ‰ CDT (tab. 9) uvádějí zdroj síry barytu v migrujících roztocích z kontinentálních sedimentačních pánví vytvořených během permu až triasu či v marinních evaporitech. Hodnota $\delta^{34}\text{S}$ maršíkovského barytu je v porovnání s ostatními zkoumanými baryty – okolo +20 ‰ CDT pro baryty ze Zámčiska či Petrova (práce Fojta et al. 1997) – výrazně nižší a naznačuje jinou zdrojovou síru barytu, než je devonský mořský sulfát. Lze uvažovat o mořském sulfátu období permu, kdy byla hodnota $\delta^{34}\text{S}$ výrazně zlehčená s hodnotami okolo +10 ‰ CDT (Hladíková 1988). Žák et al. (1990) uvádějí pro sulfátovou síru permu až triasu, kdy byla díky výzdvihu ukončena sedimentace marinních sedimentů a následně byly ukládány sedimenty v lokálních depresích, interval zjištěných hodnot $\delta^{34}\text{S}$ mezi +6 až +20 ‰ CDT (průměrná hodnota $\delta^{34}\text{S}$ +10 ‰ CDT); shodný interval $\delta^{34}\text{S}$ byl zjištěn i v barytové síře povariských žil Krušných hor (tab. 9, Klemm et al. 1990). Baryt křemen-barytové mineralizace s epidotem (Mykonos) má $\delta^{34}\text{S}$ okolo +20 ‰ CDT a původ síry je spatřován v miocénním mořském sulfátu (Tombros et al. 2015).

Monominerální žilné baryty

Fluidní inkluze

Drúzový nedeformovaný baryt ze Zlatých Hor (vzorek ZH2) obsahuje pouze inkluze nízkosalinní (max. 3 hmot. % NaCl ekv., s převahou hodnot blízkých nule), nízkoteplotní (cca 90 až 150 °C) s převahou drobných jednofázových inkluzí (PS, S) nad ojedinělými dvoufázovými (P). Drúzový baryt byl zkoumán v Horním Benešově, kde převaha jednofázových inkluzí indikuje nízké teploty krystalizace barytu pod zhruba 50 °C, avšak inkluze jsou v hornobenešovském barytu vyplněny vysokosalinními fluidy (Fojt et al. 2010). Shodně nízké teploty homogenizace inkluzí nízkosalinních fluid (tab. 9) obsahujících srážkovou vodu byly zaznamenány v pozdněalpínských barytových a fluoritových mineralizacích saxothuringika (lokality Děčínský Sněžník a Jílové).

Mladý postmetamorfní baryt (vzorek ZH3) obsahuje pouze jednofázové kapalné inkluze, z čehož vyplývá nízká teplota krystalizace z fluid, o velmi nízké salinitě (max. 1 hmot. % NaCl ekv.). Inkluze jsou vyplněny téměř čistou vodou, pravděpodobně meteorického původu.

Izotopy S

V drúzovém barytu (vzorek ZH2) byla zjištěna vysoká hodnota $\delta^{34}\text{S}$ barytu (+43,3 ‰ CDT). Vysoké hodnoty $\delta^{34}\text{S}$ byly zjištěny např. i v Mexiku (tab. 9, Canet et al. 2014) nebo v Japonském moři (hodnota $\delta^{34}\text{S}$ až +84 ‰ CDT, Griffith a Paytan 2012) a vznik barytu je autory spojován s interakcí pórových fluid bohatých na baryum s pórovými fluidy bohatými na sulfát v chladných částech hydrotermálního systému. Vysoká hodnota $\delta^{34}\text{S}$ je patrně způsobena bakteriemi, které bez přítomnosti kyslíku redukují sulfát v chladných částech hydrotermálního systému, čímž se zvyšuje hodnota $\delta^{34}\text{S}$ rezidálního sulfátu.

Postmetamorfní baryt (vzorek ZH3) vykazuje velmi nízkou hodnotu $\delta^{34}\text{S}$ (-2,1 ‰ CDT), která je blízká hodnotě $\delta^{34}\text{S}$ mladého hornobenešovského postmetamorfního barytu (-0,7 ‰ CDT) se zdrojem síry z oxidovaných sulfidických minerálů ze zrudněných hostitelských okolních hornin (Fojt et al. 2010).

7. ZÁVĚR

Stratiformní zlatohorské barytové mineralizace (ZH1 a ZH4) obsahují v inkluzích níže až středně salinní metamorfní (variská) NaCl-H₂O fluida s teplotami homogenizace okolo 100 až 250 °C. Primární inkluze mohly být zachyceny během metamorfní rekrystalizace. Výšesalinní fluida s chloridy Ca a Na přítomná jen v PS až S inkluzích byla zachycena později po hlavních fázích metamorfózy (povariská fluida). Baryt mohl vznikat při interakci solanek bohatých na baryum s devonským mořským sulfátem v hlubokovodních podmínkách. Izotopové složení kalcitu vzorku ZH4 nasvědčuje působení metamorfní či magmatické vody a uplatnění uhlíku z oxidované organické hmoty.

Pro barytovou mineralizaci ze Zámčiska se ztotožňují se závěry práce Steinerové a Dolníčka (2014) o prevariském až pozdněvariském stáří mineralizace a jejím částečným metamorfním přepracováním během variské orogeneze. Výšesalinní fluida inkluzí v nerekrystalovaném barytu pravděpodobně představují sedimentární solanky, z nichž baryt vznikal. V křemenu a kalcitu byla zjištěna přítomnost pouze mladších pozdněvariských nízkosalinních metamorfních fluid.

Na formování středně až vysoce salinních fluid s chloridy Ca a Mg a s hodnotou $\delta^{18}\text{O}$ blízkou 0 ‰ SMOW, z nichž vznikaly povariské žilné barytové mineralizace z Maršikova, Petrova i Bohutína, se pravděpodobně podílelo několik zdrojů: 1) kontinentální solanky vysychajících permských (?) jezer (bohaté na dusičnany, sírany a pravděpodobně i (bi)karbonáty); 2) mořské či štítové solanky (bohaté na chloridy) a 3) meteorická voda.

Zlatohorský baryt drúzového vývinu (vzorek ZH2) se mohl vysrážet z roztoku s obsahem sulfátu obohaceného o izotop ³⁴S vlivem působení sulfát redukujících bakterií v chladných částech hydrotermálního systému. Baryt krystaloval za nízkých teplot (do cca 150 °C) a obsahuje inkluze vyplněné srážkovou vodou.

Hnědý zlatohorský baryt (vzorek ZH3) krystaloval za nízkých teplot (pod 50 °C), obsahuje postmetamorfní srážková fluida (S inkluze) a zdroj síry má v okolním horninovém prostředí.

8. LITERATURA

- Banks D. A., Boyce A. J., Samson I. M. (2002): Constraints on the Origins of Fluids Forming Irish Zn-Pb-Ba Deposits: Evidence from the Composition of Fluid Inclusions. – *Economic Geology*, 97: 471 – 480.
- Bodnar R. J. – Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57: 683 – 684.
- Brown Ph. E. (1989): FLINCOR: A fluid inclusion data reduction and exploration program. – Second niennial Pan-American conference on research on fluid inclusions, program with abstracts, 14.
- Boiron M. C., Cathelineau M., Banks D. A., Buschaert S., Fourcade S., Coulibaly Y., Michelot J. L., Boyce A. (2002): Fluid transfers at a basement/cover interface – Part II. Large-scale introduction of chlorine into the basement by Mesozoic basinal brines. – *Chemical Geology*, 192: 121 – 140.
- Boni M., Balassone G., Fedele L., Mondillo N. (2009): Post-Variscan hydrothermal activity and ore deposits in Southern Sardinia (Italy): selected examples from Gerrei (Sillius Vein System) and the Iglesias district. – *Per. Mineral.*, 78, 3: 19 – 35.
- Canet C., Anadón P., Gonzáles-Partida E., Alfonso P., Rajabi A., Pérez-Segura E., Alba-Aldave L. A. (2014): Paleozoic bedded barite deposits from Sonora (NW Mexico): Evidence for a hydrocarbon seep environment of formation. – *Ore Geology Reviews*, 56: 292 – 300.
- Daňko J., Rejl L. (1990): Regionální zhodnocení gravimetrických a aeromagnetických podkladů z oblasti Jeseníků. – *Sbor. Geol. Věd, Ložisk. geol. mineral.*, 29: 67 – 78. Praha.
- Dobeš P., Mixa P. (1993): A preliminary fluid inclusion study of the Pb-Zn deposit Horní Benešov, Czech Republic. – Final Meeting of IGCP Project No. 291, *Metamorphic fluids and mineral deposits*, Abstracts: 17 – 18. Prague.
- Dolníček Z. (2004): Mineralogie a podmínky vzniku fluoritových a barytových mineralizací brunovistulika. – MS, diser. práce, PřF MU Brno.
- Dolníček Z., Fojt B., Prochaska W., Kučera J., Sulovský P. (2009): Origin of the U-Ni-Co-As-Ag/Bi deposits, Bohemian Massif, Czech Republic: fluid inclusion and stable isotope constraints. – *Miner Deposita*, 44: 81 – 97.
- Dolníček Z., René M., Hermannová S., Prochaska W. (2014): Origin of the Okrouhlá Radouň episyenite-hosted uranium deposit, Bohemian Massif, Czech Republic, fluid inclusion and stable isotope constraints. – *Miner Deposita*, 49: 409 – 425.

- Ďurišová J. (1990): Charakteristika nerostotvorného prostředí na vybraných lokalitách Jeseníků na základě studia fluidních inkluzí. – Sbor. Geol. Věd, Ložisk. geol. mineral., 29: 167 – 186. Praha.
- Fišera M., Žáček V. (1989): Barytová žíla z lomu Zámčisko od Koutů nad Desnou. – Čas. Mineral. Geol., 34: 327 – 328. Praha.
- Fojt B. (1998): K minerálům a mineralogii zlatohorských ložisek. – Minerál, 3: 176 – 184. Brno.
- Fojt B., Dolníček Z., Hladíková J., Škoda R., Zeman J. (2010): Paragenetická charakteristika ložisek Zn-Pb a Fe rud u Horního Benešova v Nížkém Jeseníku. – Část I.: Ložisko Zn-Pb rud. – Čas. Slez. Muz. (A), 59: 1 – 59. Opava.
- Fojt B., Dolníček Z., Hoffman V., Škoda R., Trdlička Z., Zeman J. (2007): Paragenetická charakteristika Zn-Pb rud v širším okolí Horního Města u Rýmařova (Nížký Jeseník). – Acta Mus. Moraviae, Sci. geol., 92: 3 – 57. Brno.
- Fojt B., Ďurišová J., Hladíková J., Kopa D., Skácel J., Šmejkal V., Zimák J. (1986): Paragenetická studie měďnorudného výskytu „Stříbrník“ u Nýznerova. – Čas. Slez. Muz. (A), 35, 2: 143 – 169. Opava.
- Fojt B., Hladíková J., Kalenda F. (2001): Zlaté Hory ve Slezsku – největší rudní revír v Jeseníkách. Část 2.: C. Geologie D. Mineralogie E. Geochemie stabilních izotopů. – Acta Mus. Moraviae, Sci. geol., 86: 3 – 58. Brno.
- Fojt B., Hladíková J., Kopa D., Krausová D., Sulovský P., Vávra V., Zeman J., Zimák J. (1997): Minerální a horninová asociace z lomu Zámčisko, Hrubý Jeseník. – Čas. Slez. Muz., Vědy přír., 46: 235 – 264. Opava.
- Fojt B., Hladíková J., Kopa D., Losos Z., Ondra K. (1990): Paragenetická studie rudního výskytu v Bohutíně u Šumperka. – Čas. Slez. Muz. (A), Vědy přír., 39, 3: 225 – 245. Opava.
- Fojt B., Kopa D. (1995): Kalcit-barytová žíla a její horninové prostředí z lokality Zámčisko, Hrubý Jeseník. – Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1994, 2: 83 – 84. Brno.
- Griffith E. M., Paytan A. (2012): Barite in the ocean – occurrence, geochemistry and palaeoceanographic application. – Sedimentology, 59: 1817 – 1835.
- Hanžl P. (1995): Hornblendit ze šupiny sobotínského masivu jihovýchodně od Zámčiska. – Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1994, 2: 84. Brno.
- Hanžl P. (1997): Předdevonské metakonglomeráty v mylonitech severní části desenské klenby. – Acta Mus. Moraviae, Sci. geol., 81: 63 – 72. Brno.
- Hanžl P., Buriánková K., Mixa P. (2000): Mylonitizace a chemické složení metagranitů ve vrtu DO-7, oskavská kra, Slezikum. – Acta Mus. Moraviae, Sci. geol., 85: 125 – 134. Brno.

- Hladíková J., Kříbek B. (1988): Distribution and isotopic composition of sulphidic sulphur in rocks of the north-eastern part of the Bohemian Massif. – Čas. Miner. Geol., 33, 2: 113 – 129. Praha.
- Hladíková J., Šmejkal V., Fojt B., Pertold Z., Aichler J. (1990): Izotopické složení síry, uhlíku a kyslíku vybraných lokalit Jeseníků. – Sbor. geol. Věd, ložisk. geol. mineral., 29: 141 – 165. Praha.
- Hladil J., Čejchan P. (1994): Metamorfované karbonáty silezika u Velkého Vrbna: Přečísané klamné fosílie a velmi nejasné zbytky skutečných fosílií. – Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1993: 37 – 40. Brno.
- Hrouda F., Aichler J., Chlupáčová M., Chadima M. (2001): The magnetic fabric in the Žulová Pluton and its tectonic implications. – Geolines, 13: 62 – 63. Donovaly.
- Huraiová M., Hurai V., Slobodník M. (2002): Základy štúdia fluidných inklúzií v mineráloch. – PřF MU. Brno.
- Cháb J., Breitr K., Fatka O., Hladil J., Kalvoda J., Šimůnek Z., Štorch P., Vašíček Z., Zajíc J., Zapletal J. (2008): Stručná geologie základu Českého masivu a jeho karbonského a permského pokryvu. – Vydavatelství ČGS. Praha.
- Cháb J., Fediuková E., Fišera M., Novotný P., Opletal M. (1990): Variská orogeneze v silesiku. – Sbor. geol. Věd, ložisk. geol. mineral., 29: 9 – 39. Praha.
- Cháb J., Fišera M., Fediuková E., Novotný P., Opletal M., Skácelová D. (1984): Problémy tektonického a metamorfního vývoje východní části Hrubého Jeseníku. – Sbor. geol. Věd, Geol., 39: 27 – 72. Praha.
- Cháb J., Mixa P., Vaněček M., Žáček V. (1994): Geology of the NW part of the Hrubý Jeseník Mts. (the Bohemian massif, Central Europe). – Bull. Czech Geol. Surv., 69, 3: 17 – 26. Praha.
- Chlupáč I., Brzobohatý R., Kovanda J., Stráník Z. (2011): Geologická minulost České republiky. 2. vyd. – Academia. Praha.
- Jedlička J. (1997): Žulovský masiv ve Slezsku – přehled dosavadních znalostí. – Zpr. geol. Výzk. v r. 1996: 121 – 123. Praha.
- Jirásek J., Dolníček Z., Matýsek D., Škoda R. (2013): Barytová mineralizace ve svrchkarbonských slepencích na lokalitě Pecka-Hrubá skála (podkrkonošská pánev), Česká republika). – Bull. mineral.-petrolog. Odd. Nár. Muz., 2, 2: 195 – 200. Praha.
- Klemm W., Strauch G., Kaempfer H. (1990): Chemical and isotopic analyses of fluid inclusions in Variscan and post-Variscan fluorite and barite occurrences in the Erzgebirge Mountains,

- Vogtland, Thuringia Mountains, and Harz Mountains, Germany. – Proceedings of the symposium on barite deposits: 7 – 15. Praha.
- Kontár M. (2011): Kontrastní typy fluid v inkluzích křemenů z alpské parageneze z oblasti sobotínského masivu. – Geol. výzk. Mor. Slez., 2: 138 – 142. Brno.
- Kopecký A. (1986): Neotektonika Hrubého Jeseníku a východní části Orlických hor. – Čas. Slez. Muz., Vědy přír., 35: 117 – 141. Opava.
- Košuličová M., Štípská P. (2007): Variations in the transient prograde geothermal gradient from chloritoid-stauroilite equilibria: a case study from the Barrovian and Buchan-type domains in the Bohemian Massif. – J. Metamorph. Geol., 25, 1: 19 – 36.
- Krejzlíková L., Schulmann K., Lardeaux J.-M., Štípská P., Lexa O., Gardien V. (2001): Metamorphic zonation of the Jeseník Amphibolite Massif and its influence on deformation of amphibolites during folding. – Geolines, 13: 84. Donovaly.
- Kropáč K., Buriánek D., Zimák J. (2012): Origin and metamorphic evolution of Fe-Mn-rich garnetites (coticules) in the Desná Unit (Silesicum, NE Bohemian Massif). – Chem. Erde – Geochem., 17: 219 – 236.
- Li Y. B., Liu J. M. (2006): Calculation of sulfur isotope fractionation in sulfides. – Geochim. Cosmochim. Acta, 70: 1789 – 1795.
- Maluski H., Rajlich P., Souček J. (1995): Pre-Variscan, Variscan and Early Alpine tectonic history of the north-eastern Bohemian Massif. – An Ar⁴⁰/Ar³⁹ study. – Geologische Rundschau, 84: 345 – 358.
- Mičudová K. (2014): Fluidní inkluze ve zlatonosné mineralizaci štol Anna a Zelená jáma (zlatohorský rudní revír). – MS, bakalářská práce, PřF UP Olomouc.
- Mísař Z., Dudek A., Havlena V., Weiss J. (1983): Geologie ČSSR I. Český masív. – SPN. Praha.
- Mücke A., Losos Z. (2000): Polymetamorfně přepracované, páskované a silicifikované magnetitové rudy v desenských rulách (Silesicum, Česká republika). – Acta Mus. Moraviae, Sci. geol., 85: 47 – 80. Brno.
- Mueller A. G. (2005): The sedimentary-exhalative Meggen Zn-Pb sulfide and barite deposit, Germany: Geology and plate-tectonic setting. Slide presentation and explanatory notes. Society for geology Applied to Mineral Deposits web page (<http://www.e-sga.org>), Mineral deposits archive.
- Novotný P., Zimák J. (2003): Puklinová mineralizace alpského typu na lokalitách „Mísečky“ a „Černý důl“ u Vernířovic. – Acta Mus. Moraviae, Sci. geol., 88: 123 – 138. Brno.
- O'Neil J. R., Clayton R. N., Mayeda T. K. (1969): Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. – J. Chem. Phys. 51: 5547 – 5558.

- Ohmoto H., Rye R. O. (1979): Isotopes of sulfur and carbon. In: Barnes H. L. Ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, John Wiley & Sons: 509 – 567.
- Ondra K. (1980): Studium minerálních paragenezí na lokalitě Bohutín u Šumperka. – MS, diplomová práce, PF UJEP Brno.
- Parry M., Štípská P., Schulmann K., Hrouda F., Ježek J., Kroner A. (1997): Tonalite sill emplacement at an oblique plate boundary: northeastern margin of the Bohemian Massif. – *Tectonophysics*, 280: 61 – 81.
- Perry J., Montgomery C. W. (1980): *Isotopic studie of hydrologic processes*. Northern Illinois University Press, DeKalb.
- Pouba Z. (1970): Pre-Cambrian banded magnetite ores of the Desná Dome. – *Sbor. geol. Věd, ložisk. geol.*, 12: 7 – 64. Praha.
- Přichystal A., Novotný P. (1999): Geochemické studium metabazitů ze střední části sobotínského amfibolitého masivu (silezikum). – *Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1998*: 121 – 124. Brno.
- René M. (1998): Petrografie a chemismus svorů z okolí Petrova nad Desnou. – *Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1997*: 89 – 90. Brno.
- René M. (1999): Petrografie a chemismus kvarcitů z okolí Petrova nad Desnou. – *Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1998*: 125 – 127. Brno.
- Shepherd T. J., Rankin A. H., Alderton D. H. M. (1985): *A practical guide to fluid inclusion studies*. – Blackie, Glasgow and London.
- Schneider J. (2005): SEDEX/VMS deposits in the Rhenohercynian Zone, Germany: Rammelsberg: Lat. 40°30', Long 6°50' E; Meggen: Lat. 40°30', Long 6°50' E. – *Département de Minéralogie*. 268.
- Schulmann K., Konopásek J., Janoušek V., Lexa O., Lardeaux J.-M., Edel J.-B., Štípská P., Ulrich S. (2009): An Andean type Paleozoic convergence in the Bohemian Massif. – *C. R. Geoscience*, 341: 266 – 286. Strasbourg.
- Sládek R., Zimák J. (1979): Výskyt křemen-barytové žíly s Cu zrudněním u Maršíkova (Hrubý Jeseník). – *Zpr. Vlast. úst. v Olomouci*, 199: 16 – 21. Olomouc.
- Souček J. (1978): Metamorphic zones of the Vrbno and Rejvíz series, the Hrubý Jeseník Mountains, Czechoslovakia. – *Tsch. Mineral. Petrol. Mitt.*, 25: 195 – 217.
- Souček J. (1979): Příspěvek ke geochemii metasedimentů vrbenské a rejvízské série, Hrubý Jeseník. – *Čas. Slez. Muz., Vědy přír.*, 28: 149 – 166. Opava.
- Souček J. (1981): Geochemie devonských metabazitů Hrubého a Nížkého Jeseníku. – *Čas. Mineral. Geol.*, 26, 2: 125 – 142. Praha.

- Steinerová L. (2013): Fluidní inkluze v barytové mineralizaci z lomu Zámčisko (Hrubý Jeseník). – MS, bakalářská práce, PřF UP Olomouc.
- Steinerová L., Dolníček Z. (2014): Fluidní inkluze v žilných mineralizacích z lomu Zámčisko (Hrubý Jeseník). – Bull. mineral.-petrolog. Odd. Nár. Muz., 22, 2: 376 – 384. Praha.
- Svoboda J., Beneš K., Dudek A., Holubec J., Chaloupský J., Kodým O. ml., Malkovský M., Odehnal L., Polák A., Pouba Z., Sattran V., Škvor V., Weiss J. (1964): Regionální geologie ČSSR I, Český masív, Krystalinikum. – Ústřední ústav geologický. Praha.
- Štípská P., Schulmann K., Thompson A. B., Ježek J., Kröner A. (2001): Thermo-mechanical role of Cambro-Ordovician paleorift during the Variscan collision: the NE margin of the Bohemian Massif. – Tectonophysics, 332: 239 – 253.
- Tombros S. F., Seymour K. St., Williams-Jones A. E., Zhai D., Liu J. (2015): Origin of a barite-sulfide deposit in the Mykonos intrusion, cyclades: Trace elements, isotopis, fluid inclusion and raman spectroscopy evidence. – Ore Geology Reviews, 67: 139 – 157.
- Zachariáš J. (2000): Úvod do studia plynokapalných inkluzí. – PřF UK. Praha.
- Zhang Y. G., Frantz J. D. (1987): Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the systém NaCl-KCl-CaCl₂-H₂O using synthetic fluid inclusions. – Chem. Geol., 64: 335 – 350.
- Zimák J. (1989): Chemismus barytu jesenické oblasti. – Scripta Fac. Sci. Nat. Univ. Purk. Brun., 19, 3: 139 – 142. Brno.
- Zimák (1999): Serpentinity sobotínského amfibolitového masivu. – Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1998: 129 – 131. Brno.
- Zimák (2013): Ložiska nerostných surovin. – PřF UP. Olomouc.
- Žáček J. (1994): Metamorfní segregace s hyalofanem a minerální asociace v okolních horninách sedimentárního obalu sz. části keprnické klenby v Hrubém Jeseníku. – Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1993: 98 – 100. Brno.
- 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. – Proceedings of the symposium on barite deposits: 35 – 49. Praha.