

**UNIVERZITA PALACKÉHO V OLOMOUCI**

**Přírodovědecká fakulta**

**Katedra geologie**



**FLUIDNÍ INKLUZE V BARYTOVÉ  
MINERALIZACI Z LOMU ZÁMČISKO  
(HRUBÝ JESENÍK)**

Bakalářská práce

**Lucie STEINEROVÁ**

Environmentální geologie (B1201)

Prezenční studium

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

OLOMOUC 2013

Čestně prohlašuji, že jsem bakalářskou práci vypracovala samostatně a že všechna citovaná literatura je řádně citována.

V Olomouci dne 24. června 2013

.....

podpis

Ráda bych poděkovala všem, kteří se jakýmkoliv způsobem podíleli na řešení mé bakalářské práce. Mé poděkování patří především vedoucímu práce RNDr. Zdeňku Dolníčkovi, Ph.D., a to za odborné vedení, konzultace, veškeré cenné rady, pomoc při terénním i laboratorním výzkumu a hlavně pak za maximálně vstřícný a trpělivý přístup při řešení dané problematiky. Ráda bych poděkovala i Mgr. Kamilu Kropáčovi, Ph.D. za pomoc a rady při laboratorním výzkumu. Poděkování patří i rodině, blízkým přátelům a skvělým spolužačkám za veškerou podporu.

## Bibliografická identifikace

**Jméno a příjmení autora:** Lucie Steinerová

**Název práce:** Fluidní inkluze v barytové mineralizaci z lomu Zámčisko (Hrubý Jeseník)

**Typ práce:** bakalářská práce

**Pracoviště:** Katedra geologie PřF UP

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

**Rok obhajoby:** 2013

### **Abstrakt:**

Práce je zaměřena na studium fluidních inkluzí v barytové mineralizaci z lomu Zámčisko. Pro porovnání bylo provedeno studium fluidních inkluzí i ve vzorcích žíly „alpské parageneze“ a v křemenné ložní žile z desenské ruly z lomu Zámčisko. Bylo provedeno petrografické a mikrotermometrické studium fluidních inkluzí. Na základě naměřených mikrotermometrických parametrů byly odlišeny fluidní systémy: nízkosalinní fluida  $H_2O-CO_2-soli$ , nízkosalinní až středněsalinní fluida  $H_2O-NaCl$  a  $H_2O-NaCl-CaCl_2$ . Fluida  $H_2O-CO_2-soli$  byla přítomna pouze v primárních fluidních inkluzích ze vzorku ložní křemenné žíly z ruly a P-T podmínky jejich zachycení byly odhadnuty na 300-400 °C a 1,8-2,4 kbar; fluida byla patrně generována během retrogradní fáze variské metamorfózy. Fluida  $H_2O-NaCl$  byla zastoupena ve všech studovaných vzorcích a byla generována během variské metamorfózy. Fluida  $H_2O-NaCl-CaCl_2$  vyskytující se pouze v primárních fluidních inkluzích v barytu ze vzorku barytové mineralizace jsou patrně prevariského stáří a jejich původ může být spjat s magmatickými solankami z hostitelské bazické intruze či se sedimentárními solankami.

**Klíčová slova:** silezikum, desenská jednotka, Zámčisko, barytová mineralizace, fluidní inkluze, optická mikrotermometrie, P-T podmínky

**Počet stran:** 54

**Počet příloh:** 4

**Jazyk:** Český jazyk

## **Bibliographical identification**

**Author's first name and surname:** Lucie Steinerová

**Title:** Fluid inclusions in barite mineralization from the quarry Zámčisko (Hrubý Jeseník Mts.)

**Type of thesis:** bachelor's thesis

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

**Supervisor:** RNDr. Zdeněk Dolníček, Ph. D

**The year of presentation:** 2013

### **Abstract:**

Thesis is focused on the study of fluid inclusions in barite mineralization from the quarry Zámčisko. In addition, fluid inclusions in samples of „Alpine-type“ vein and quartz sill from Desná gneiss from the quarry Zámčisko were studied for comparison. Petrographic and microthermometric studies were carried out. Based on the measured microthermometric parameters the following fluid systems were distinguished: low-salinity H<sub>2</sub>O–CO<sub>2</sub>–salt fluids, low-salinity to medium-salinity H<sub>2</sub>O–NaCl and H<sub>2</sub>O–NaCl–CaCl<sub>2</sub> fluids. The H<sub>2</sub>O–CO<sub>2</sub>–salt fluids were found only in primary fluid inclusions from the sample of quartz sill from gneiss and their trapping P-T conditions were estimated at 300-400 °C and 1.8-2.4 kbar; the fluids were probably generated during the retrograde phase of the Variscan metamorphism. The H<sub>2</sub>O–NaCl fluids were observed in all the studied samples and were generated during the Variscan metamorphism. The H<sub>2</sub>O–NaCl–CaCl<sub>2</sub> fluids occurring only in primary fluid inclusions in barite from the barite vein are probably pre-Variscan in age and their origin may be associated with magmatic brines from host basic intrusion or with sedimentary brines.

**Key words:** Silesicum, Desná unit, Zámčisko, barite mineralization, fluid inclusions, optical microthermometry, P-T conditions

**Number of pages:** 54

**Number of appendices:** 4

**Language:** Czech

# OBSAH

<b>1. ÚVOD .....</b>	<b>6</b>
<b>2. GEOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA .....</b>	<b>7</b>
2.1 Slezikum .....	7
2.2 Geologické jednotky slezika .....	8
<b>3. PŘEHLED DOSAVADNÍCH VÝZKUMŮ .....</b>	<b>14</b>
3.1 Mineralogické a petrografické výzkumy v lomu Zámčisko .....	14
3.2 Baryt v sleziku .....	17
3.3 Výzkumy fluidních inkluzí v sleziku .....	18
<b>4. METODIKA .....</b>	<b>27</b>
<b>5. VÝSLEDKY TERÉNNÍ ETAPY .....</b>	<b>28</b>
<b>6. VÝSLEDKY LABORATORNÍ ETAPY .....</b>	<b>30</b>
6.1 Pozorování v polarizačním mikroskopu .....	30
6.2 Katodoluminiscence .....	30
6.3 Petrografie fluidních inkluzí .....	30
6.4 Mikrotermometrická měření fluidních inkluzí .....	33
6.4.1 Inkluze vodných roztoků .....	33
6.4.2 Inkluze s CO <sub>2</sub> .....	36
<b>7. DISKUZE .....</b>	<b>38</b>
7.1 Chemické složení fluid .....	38
7.1.1 Inkluze vodných roztoků .....	38
7.1.2 Inkluze s CO <sub>2</sub> .....	40
7.2 P–T podmínky .....	41
7.3 Srovnání výsledků studia fluidních inkluzí s výzkumy v sleziku .....	43
7.3.1 Inkluze vodných roztoků .....	43
7.3.2 Inkluze s CO <sub>2</sub> .....	43
7.4 Interpretace možného původu fluid s chloridy Na a Ca .....	44
<b>8. ZÁVĚR .....</b>	<b>46</b>
<b>9. LITERATURA .....</b>	<b>47</b>
<b>10. PŘÍLOHY .....</b>	<b>51</b>



## 1. ÚVOD

Lom Zámčisko se nachází v malebné oblasti pohoří Hrubý Jeseník, nedaleko jeho nejvyššího vrcholu Praděd, v nadmořské výšce 970 m n. m.

Barytová mineralizace není v této oblasti Hrubého Jeseníku příliš hojná, navíc výskyt na Zámčisku má neobvyklé minerální složení v porovnání s ostatními barytovými mineralizacemi v okolí, a to zejména přítomností amfibolu, chloritu, stilpnomelanu či ilvaitu. O podmínkách jejího vzniku dosud není příliš známo. Barytovou mineralizací v lomu Zámčisko se zabývali např. Fojt et al. (1997). Popisují tuto mineralizaci jako žilky a žíly křemene a kalcitu, v mocnějších partiích s barytem, v jejichž okolí je bazická žilná hornina alterována. Morfologie žil a mikroskopická charakteristika minerálních agregátů podporuje názor o dílčím metamorfním přepracování. Fišera a Žáček (1989) uvádějí, že mineralizace je svázána s procesy regionální metamorfózy, s metamorfní sekrecí a segregací. Mineralizace má svůj zdroj v okolním horninovém prostředí (okolní metasedimenty) a přijmeme-li hypotézu o mořském původu síry barytu, mineralizace je nejspíš mladší než střední silur (Fojt et al. 1997).

Cílem práce bude přinést prvotní genetická data, získaná na základě studia fluidních inkluzí v barytu, kalcitu a křemenu. Vlastnímu studiu fluidních inkluzí předchází rešeršní část spočívající v geologické charakterizaci silezika, geologické charakterizaci lomu Zámčisko a přehledu vybraných dosavadních výzkumů fluidních inkluzí v okolí studované lokality.

## 2. GEOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA

### 2.1 Silezikum

Silezikum je součástí moravskoslezské oblasti Českého masivu, někdy označované jako moravosilezikum (Cháb et al. 2008).

Silezikum se nachází v tektonickém podloží luga, od kterého je na své západní straně odděleno ramzovským a nýznerovským nasunutím (Mísař et al. 1983). Na východě silezikum hraničí s kulmem Nízkého Jeseníku (Cháb et al. 2008). Jižní hranici tvoří systém zlomů s nejvýznamnějšími zlomy bušínským a zlomovým pásmem Hané. Na severu je silezikum také omezeno zlomy a pokračuje v podloží terciérních a kvartérních formací (Mísař et al. 1983). Vymezené území silezika v pojetí prostorového ohraničení má přibližný tvar čtyřúhelníku (Svoboda et al. 1964).

Cháb et al. (2008) uvádějí, že silezikum bylo velmi intenzívně deformováno a postiženo regionální metamorfózou variského stáří. Intenzita prevariské regionální metamorfózy odpovídá převážně facií amfibolitové. Dle Chába et al. (1990) trvala variská metamorfóza v sileziku nejméně 70 Ma, během kterých se dnes vystupující horninová tělesa na povrchu dostala do hloubky 12 (až 15?) km. Variská metamorfóza v sileziku se skládala z 5 deformací a 3 metamorfických dějů. Chlupáč et al. (2011) uvádí velký vliv variského vrásnění na oblast silezika. Účinky variské metamorfózy a deformací směrem od východu k západu nabývají zřetelně na intenzitě. Také intenzita variského postižení brunovistulika roste ve směru z východu na západ. Cháb et al. (2008) akcentují vliv roztahování kůry a trasprese. Roztahování kůry přepracovalo keprnický příkrov, pásmo Červenohorského sedla a západní část desenské klenby. Deformace vzniklé vlivem transpresí poznamenaly východní část desenské klenby a pásmo Červenohorského sedla. Muskovitová  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  stáří (Maluski et al. 1995 in Cháb et al. 2008) poukazují na relativně pozdní chladnutí silezika pod cca 350–300 °C (310–300 Ma, westphal–stephan).

Silezikum se dělí na dvě strukturní, stratigraficky odlišná patra, a to pestré devonské patro, které diskordantně nasedá na monotónnější předdevonské patro. Patro devonské obsahuje facie okrajové s klastiky a vápenci, facie hlubší s bazickými a alkalicko-živcovými vulkanity a také gabrové masívy spojené s bazickým vulkanismem. Pro patro předdevonské jsou typickými horninami biotitické a dvojslídne ruly a svory. Menší zastoupení mají pestřejší členy, které se vyskytují zejména ve svrchních částech patra, a to amfibolity, erlany, kvarcity a grafitické horniny (Mísař et al. 1983).

V sileziku se vyskytují poměrně hojně polymetalická ložiska rud či zlata, jež jsou vázána na určité litologické celky (Cháb et al. 1990). Mezi významné rudní revíry patří revíry zlatohorský, hornobenešovský a hornoměstský. Revíry se nacházejí v blízkosti křížení významných geofyzikálně indikovaných zlomů směru SZ–JV s předpokládanými směrnými zónami směru SSV–JJZ, popřípadě S–J. V přípovrchové části tyto zlomy souhlasí s převažujícím průběhem devonských vulkanosedimentárních sérií (Daňko a Rejl 1990).

## **2.2 Geologické jednotky silezika**

Geologické jednotky silezika tvoří celky protažené ve směru SSV–JJZ. Směrem od západu k východu jsou to jednotky velkovrbenská, skupina Branné, keprnická „klenba“, skupina Červenohorského sedla a desenská „klenba“ (Chlupáč et al. 2011). Z masivů jsou v sileziku zastoupeny jesenický amfibolitový masiv, sobotínský amfibolitový masiv, žulovský masiv, šumperský masiv a další menší tělesa (obr. 1).

### **Velkovrbenská jednotka**

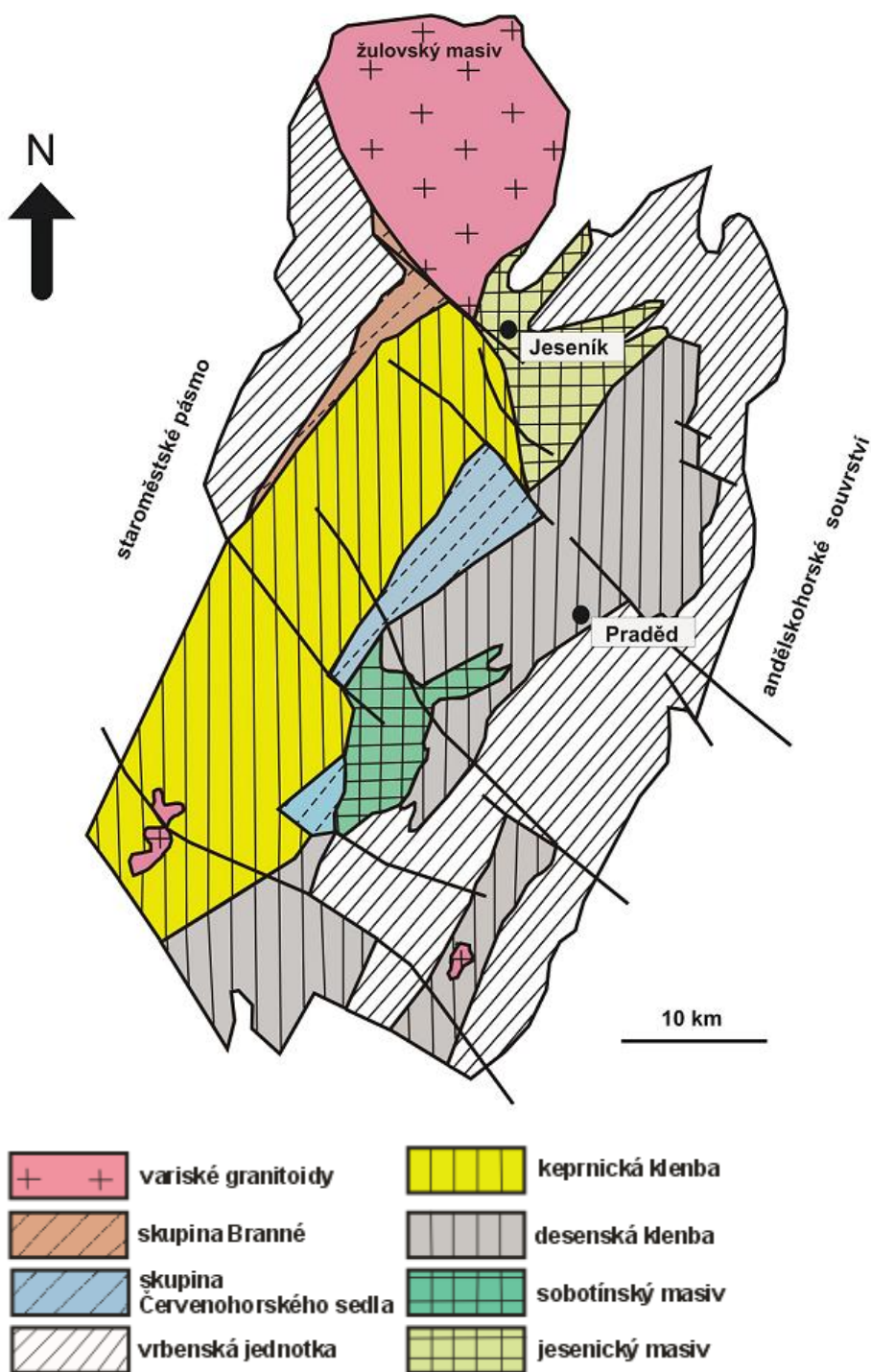
Velkovrbenská jednotka se nachází mezi ramzovským a nýznerovským nasunutím, na severu i jihu je omezena zlomy směru SZ–JV (Mísař et al. 1983). Jednotka je tvořena variabilními typy rul s hojnými vložkami amfibolitu a kalcitického či dolomitického mramoru, ojediněle se zde nachází i ortoruly a kvarcity (Cháb et al. 2008). V podloží těchto pestrých členů se nachází grafitické horniny (Mísař et al. 1983). Velkovrbenská skupina je přechodní oblastí mezi lugiem a silezikem (Svoboda et al. 1964). Velkovrbenská jednotka je tvořena silně metamorfovanými sedimenty a vulkanity nejspíše staropaleozoického stáří (Chlupáč et al. 2011). Devonské vrstvy jsou tvořeny kvarcity, metakonglomeráty, fylity, metabazity, metakeratofyry a železnými rudami typu Lahn-Dill. Železné rudy typu Lahn-Dill jsou vázány na devonský vulkanismus, jak uvádějí Daňko a Rejl (1990). Na nejmladší členy této jednotky - vápence, vápnité fylity, vápnité droby – nasedají sedimenty kulmu (Mísař et al. 1983).

### **Skupina Branné**

Skupina Branné se nachází v podloží ramzovského nasunutí. Východní hranici tvoří jednotka keprnická, na kterou skupina Branné navazuje. Skupinu Branné lze rozdělit na dvě části, a to spodní a svrchní část. Spodní část, nejspíše svrchnoproterozoického stáří, tvoří jemnozrnné fylity s jemnou laminací, nečisté vápence a kvarcity (Mísař et al. 1983). Svrchní část skupiny Branné je nejspíše devonského stáří. Tvoří ji posloupnost středně až slabě metamorfovaných křemenem bohatých fylitů, kvarcitů, metakonglomerátů, krystalických



vápenců a tmavých fylitů (Cháb et al. 1994). Fylity obsahují nepříliš hojné vložky metatufů a vzácných mafických metavulkanitů (Cháb et al. 2008).



*Obr. 1 – Geologické jednotky slezicka (zjednodušeno podle Svobody et al. 1964).*

## **Keprnická „klenba“**

Svoboda et al. (1964) charakterizuje keprnickou klenbu jako velmi složitou tektonickou strukturu. Jedná se o nepravidelné antiklinorium porušené zlomy. Co se týče stavby, je tomu obdobně i u „klenby“ desenské. Podle Chába et al. (2008) se keprnická a desenská skupina stýkají v tzv. koutském synklinoriu. Na západě se keprnická skupina stýká se skupinou Branné. Severní i jižní ohraničení keprnické klenby je tektonické. Typickým litotypem keprnické skupiny jsou podle Chába et al. (1994) keprnické ortoruly, jejichž protolitem byl s největší pravděpodobností středně až hrubě zrnitý porfyrický monzogranit. Keprnická ortorula je lemována vnitřním a vnějším obalem. Vnitřní obal tvoří šupiny ortoruly a metamorfovaných parabřidlic (staurolitové svory, biotitické ruly s vložkami erlanů, dvojslídne ruly s vložkami kvarcitu). Vnější obal je tvořen nejspíše paleozoickými biotitickými a biotit-kalcitickými fylity, často postiženými silnou mylonitizací, dále muskovit-chloritickými fylity a mramory a také nejspíše neoproterozoickými metadacitami.

Metamorfní přeměna keprnické klenby odpovídá amfibolitové facii za LP-MP/MT podmínek. Běžná je asociace sillimanitu a staurolitu, přítomnost kyanitu je pouze při východním okraji keprnického příkrovu. Na západním okraji ve vnějším obalu keprnické klenby klesá metamorfóza do facie zelených břidlic (Cháb et al. 2008).

## **Skupina Červenohorského sedla**

Skupina Červenohorského sedla představuje nesouvislý pruh hornin devonského stáří. Devonské vrstvy tvoří kry či úzké šupiny. Tento pruh je na západě omezen keprnickou klenbou a na východě desenskou klenbou (Svoboda et al. 1964). Přípovrchový průběh linie Červenohorského sedla souhlasí se zónou výrazného tíhového a magnetického gradientu (Daňko a Rejl 1990). Směrem na sever přechází skupina Červenohorského sedla do jesenického amfibolitového masivu a směrem na jih do amfibolitového masivu sobotínského (Chlupáč et al. 2011). Šupiny skupiny Červenohorského sedla jsou tvořeny kvarcity, fylity, svory, zelenými břidlicemi, amfibolity, metagabry a mramory, které se vzájemně prolínají s rulami, svory a neoproterozoickými metadacitami a metagranity, postiženými retrográdní metamorfózou a mylonitizací (Cháb et al. 2008).

Horniny skupiny Červenohorského sedla byly metamorfovány v amfibolitové facii (Cháb et al. 1984).

## **Desenská „klenba“**

Cháb et al. (2008) uvádějí, že desenská klenba je od keprnické klenby oddělena zlomy, kvarténními sedimenty v údolí řeky Desné a pásmem šupin a ker Červenohorského sedla, jež tvoří západní hranici. Podle Svobody et al. (1964) východní hranici tvoří vrbenské vrstvy a hranici na jihu tvoří jesenický amfibolitový masiv. Ve srovnání s klenbou keprnickou je desenská klenba mnohem hlouběji zakořeněná a vyskytuje se v ní větší množství bazických vulkanitů i plutonitů, což je nejspíše důsledkem regionální západojesenické magnetické a tíhové anomálie (Daňko a Rejl 1990). Desenská jednotka se skládá z krystalinického prevariského fundamentu a z devonských metasedimentárních a metavulkanických obalů (Krejzlíková et al. 2001). V desenské jednotce je doložena existence tří obalů – tonalitového, granitového a leukogranitového (Hanzl et al. 2007). Podle Chlupáče et al. (2011) je jádro desenské klenby budováno metamorfně přepracovanými horninami brunovistulika. Jádro z východu i západu obklopují devonské metamorfované horniny vrbenské skupiny, jejichž stáří je doloženo paleontologicky. Pouba et al. (1971) in Mísař et al. (1983) uvádějí, že základními horninami desenské skupiny jsou slabě migmatitizované biotitické a dvojslídne ruly s vložkami amfibolitů, kvarcitů či erlanů. Nejhojněji se v této asociaci vyskytují v koutském synklinoriu, kde se stýkají klenby desenská a keprnická. Cháb et al. (1984) uvádí všesměrnou, nevýrazně plošně paralelní stavbu, okatou texturu a porfyroblastickou strukturu těchto retrográdně metamorfovaných rul. V rulách se vyskytují xenolity biotitem bohatých hornin a xenolity bělošedého křemene, jež nejspíše vznikl rozpadem zvrásněných křemenných čoček. Xenolity poukazují na složitou metamorfní historii, kterou ruly prošly ještě před variskou retrográdní metamorfózou. Mísař et al. (1983) dodává také výskyt perlových a okatých migmatitů či hornin vzhledu ortorul.

Signifikantním litologickým členem desenské skupiny jsou také páskované magnetitové rudy. Ložiska Fe-rud se nachází ve svrchnoproterozoických biotitických pararulách. Tyto rudy jsou složeny z magnetitu a křemene a dále z variabilního množství granátu, amfibolu, biotitu, chloritu, minerálů skupiny epidotu, ilmenitu, apatitu, plagioklasu a kalcitu. Protolit Fe-rud vznikl pravděpodobně v pozdním proterozoiku, procesy diferenciální precipitace Fe a Mn z rudonosných roztoků a mísením s okolním klastickým materiálem. Následně byl protolit postižen polyfázovou metamorfózou v podmínkách amfibolitové facie během prevariské i variské etapy metamorfózy (Kropáč 2012).

Horniny desenské skupiny byly původně metamorfovány ve facii amfibolitové. Během variské retrográdní metamorfózy však byly původní minerální asociace ve velké míře odstraněny a nahrazeny asociacemi facie zelených břidlic (Cháb et al. 1984).

V desenské klenbě roste intenzita LP/MT metamorfózy od JJV k SSZ ze zóny chloritové po zónu sillimanitovou, metamorfní izogrady přetínají hranice tektonických struktur (Souček 1978 in Cháb et al. 2008).

### **Jesenický amfibolitový masiv**

Jesenický bazický masiv se nachází v místě křížení tíhového a magnetického rozhraní (Mísař et al. 1983). Masiv představuje soubor bazických hornin, jež byly metamorfovány během variské orogeneze, většinou za podmínek amfibolitové facie. Geneticky i stratigraficky bývá jesenický masiv spojován s bazickým devonským vulkanismem. Jesenický masiv je členité a pestré těleso, které je budováno amfibolity a amfibolickými břidlicemi, břidlicemi aktinolitickými, karbonáticko-epidotickými (původně vápnité metatufity), chloritickými a chloriticko-epidotickými břidlicemi (Souček 1981). Amfibolity jesenického masivu jsou jemnozrné až drobnozrné se subalkalickým charakterem a tholeiitovým trendem (Mísař et al. 1983). Také se zde vyskytují ložiska magnetitové rudy. Magnetitová ruda je páskovaná, přičemž je zřetelné střídání poloh magnetitu s polohami kalcitu a křemene s magnetitem a titanitem (Svoboda et al. 1964).

### **Sobotínský amfibolitový masiv**

Sobotínský amfibolitový masiv je těleso metamorfovaných bazických až ultrabazických hornin, které nejspíš v devonu proniklo do rulových sérií desenské klenby (Souček 1981). Hanzl (1995) uvádí prstovitý charakter apofýz sobotínského masivu, jehož ekvivalenty vystupují dále k severu z desenských rul v podobě čoček a tektonických šupin. Podle Součka (1981) jsou převládající horninou amfibolity a gabroamfibolity. V menším zastoupení se vyskytují metahornblendity, amfibolické ruly, čočkovitá tělesa ultrabazik (krupníky, chloritické břidlice, chlorit-aktinolitické břidlice, aktinolitovce, maskové břidlice, serpentinity). Mísař et al. (1983) uvádějí střední zrnitost hornin. Dle chemismu patří sobotínský masiv do skupiny oceánických tholeiitických bazaltů. Stáří je možné i větší než paleozoické.

### **Žulovský masiv**

Žulovský pluton patří k pometamorfním magmatickým tělesům silezika. Na území ČR zaujímá cca 80 km<sup>2</sup> (Chlupáč et al. 2011). Podle Chába et al. (1990) jde o odkrytý vrchol skrytého plutonu. Hrouda et al. (2001) popisují žulovský pluton jako pluton trojúhelníkového tvaru v severní části silezika, který je na JZ omezen okrajovým sudetským zlomem. Žulovský pluton představuje pozdně variský polyfázový intruzivní komplex, ovlivněný asimilačními

procesy během intruze do metamorfních sérií. Jedlička (1996) uvádí jako hlavní horninové typy alkalicko-živcové granity, syenogranity a monzogranity, granodiority, tonality a dioritické horniny (amfibol-biotitické křemenné monzodiority, monzodiority a křemenné diority). Směrem k okrajovému zlomu luga roste bazicita hornin. Hojně jsou xenolity v granitoidech, které jsou jak magmatického, tak metasedimentárního charakteru a představují zbytky zhrouceného pláště plutonu. Většina granitoidů žulovského plutonu inklinuje k alkalicko-vápenatému trendu, bazičtější horniny k trendu tholeiitovému. Radiometrické stáří hlavní intruze bylo stanoveno na  $341 \pm 20$  Ma. Granitoidy žulovského plutonu patří k I-typu kaledonského typu (Jedlička 1996).

### **Šumperský masiv**

Šumperský variský pluton má přibližně deskovitý tvar (Mísař et al. 1983). Tvoří ho biotitický granodiorit až monzogranit, které jsou doprovázeny pegmatitovými žilami (Cháb et al. 2008). Na svém povrchu kontaktně metamorfuje vápence za vzniku erlanů s hojným hessonitem, což je typická hornina zde nazývaná jako „bludovit“. Šumperský masiv v jižní části keprnické klenby má usměrněnou strukturu, což znamená, že nejspíše tuhl ještě za doznívajících tlaků (Chlupáč et al. 2011).

### 3. PŘEHLED DOSAVADNÍCH VÝZKUMŮ

#### 3.1 Mineralogické a petrografické výzkumy v lomu Zámčisko

Lom Zámčisko se nachází 8 km jihovýchodně od Koutů nad Desnou a 3 km jihozápadně od vrcholu hory Praděd v Hrubém Jeseníku a je situován v závěru údolí řeky Divoká Desná. Lom byl původně tříetážový, v současnosti je první etáž likvidována navážkou. Lomový kámen byl využit pro stavební účely hydroelektrárny Dlouhé Stráně (Fojt et al. 1997). Okolí lomu Zámčisko, jež spadá pod geologickou jednotku desenské klenby, je tvořeno horninami desenské skupiny. Jsou to převážně biotitové ruly s hojnými bazickými žilami (Fišera a Žáček 1989).

Desenské ruly v okolí lomu Zámčisko mají šedou až tmavě šedou barvu se zřetelnou foliací. Jejich textura je páskovaná, přičemž pásy mají světlou barvu a páskování je nerovnoměrné (Fojt et al. 1997). Fojt a Kopa (1995) uvádějí i texturu očkatou, přičemž očka jsou tvořena křemenem a jsou zploštělá až rozvleklá do pásků. Minerální složení rul je následující: hlavními minerály jsou plagioklas, křemen a biotit, akcesorickými minerály jsou muskovit, granát, muskovit, apatit, zirkon, opakní minerály, allanit, turmalín, K-živec, epidot, chlorit, sericit a karbonát. Tyto ruly jsou metasedimenty, jejichž protolitem byly pravděpodobně droby (Fojt et al. 1997).

Bazická žilná hornina má mocnost až 16,8 m a vůči okolním rulám je mírně diskordantní. Žíla má směr ZSZ–VJV se sklonem 35°–70°. Směr sklonu foliačních ploch rul kolísá kolem SSZ–JJV, velikost sklonu 12°–60°. Bazická žíla byla metamorfována společně se svým okolím (Fojt et al. 1997). Fojt a Kopa (1995) uvádějí přítomnost odžilku vybíhajícího do nadloží.

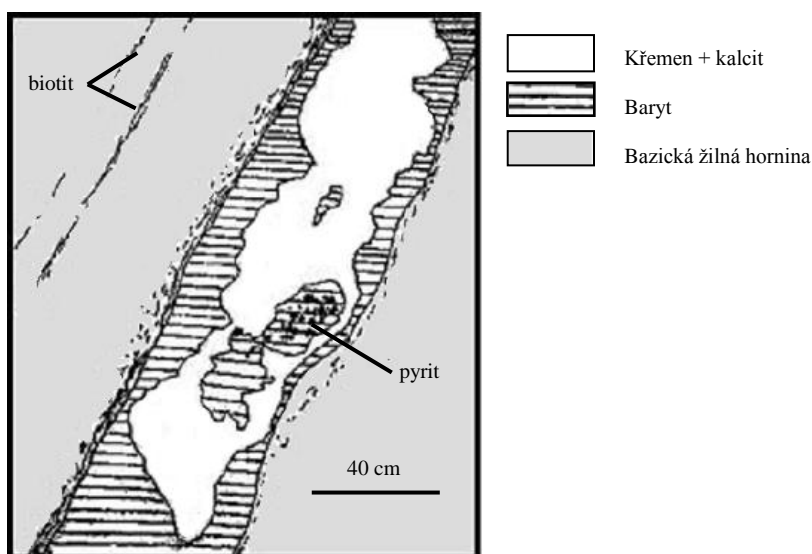
Fišera a Žáček (1989) vyčlenili horniny biotit-amfibolické s vyrostlicemi amfibolu, amfibolické a chlorit-epidotické s relikty struktury ofitické. Metamorfní přeměna odpovídá facii zelených břidlic až nižší části facie amfibolitové. Podle Fojta et al. (1997) v bazické žíle převažují tmavé šedozelelé horniny s hojným amfibolem.

Fojt et al. (1997) vyčlenili na lokalitě Zámčisko tři typy bazických žilných hornin, a to typ amfibolický, amfibol-biotitický a typ biotitický. Typ amfibolický je mezokratní až melanokratní, místy vykazuje porfyrickou strukturu s vyrostlicemi plagioklasu. Tento typ se skládá z amfibolu, plagioklasu, biotitu, klinozoisit-epidotu, apatitu, titanitu, karbonátu, chloritu a opakních minerálů. Fojt a Kopa (1995) poukazují na to, že titanit se váže výhradně na amfibol. Podle Fojta et al. (1997) typ amfibol-biotitický je drobně zrnitý a má kvalitativně shodné složení jako typ amfibolický. Biotitický typ je typický absencí amfibolu v jakémkoli zastoupení. Zrnitost je shodná s typem amfibol-biotitickým, kromě amfibolu má také obdobné složení. Sporadicky se

v bazické žilné hornině vyskytuje millerit. Fojt a Kopa (1995) uvádějí obsah  $\text{SiO}_2$  amfibolických hornin v rozmezí od 47,8 hmot. % do 50,2 hmot. %.

Podle Fojta a Kopy (1995) se zde dále v menších balvanech či úlomcích vyskytují pegmatity. Pegmatit je středně zrnitý, světlé barvy. Obsahuje černé až 3 cm dlouhé sloupce turmalínu.

Zdejší bazickou žílou prostupuje studovaná barytová žíla (obr. 2). Kromě barytu se v ní nachází hojně také kalcit a méně křemen (Fojt et al. 1997). Podle Fišery a Žáčka (1989) jsou zde kromě žil v četném zastoupení také křemenné čočky s hojným pyritem, chloritem či chalkopyritem a Fojt et al. (1997) dále uvádějí výskyt „alpských žilek“ s chloritem, kalcitem či pyritem pronikajících na rozdíl od bazické žíly a žíly barytové všemi výše uvedenými horninami.



**Obr. 2** – Barytová mineralizace, Zámčisko (upraveno podle Fojta et al. 1997).

Vlastní barytová, resp. křemen-karbonátová-barytová žíla o mocnosti až 60 cm byla odkryta v severní části druhé etáže lomu Zámčisko (Fišera a Žáček 1989). Její maximální mocnosti již byly vytěženy (Fojt a Kopa 1995). Podle Fojta et al. (1997) žíla proniká pouze bazickou žilnou horninou a jejich směry a sklony jsou obdobné. Stejně tak podobné je u obou žil zohýbání, což poukazuje na metamorfní přepracování. Křemen-karbonát-barytová žíla souhlasně usměrněná s žílou bazickou jsou od sebe odděleny černošedou zónou o mocnosti až 20 cm. Fišera a Žáček (1989) uvádějí, že rozmrštěná barytová žíla je zvrásněná souhlasně s foliací okolních hornin. Fojt et al. (1997) poukazují na makroskopicky zřetelnou pyritizaci a kalcifikaci v okrajových partiích křemen-karbonát-barytové žíly. Fojt a Kopa (1995) uvádějí, že žíla vykazuje nepravidelnou zonálnost, přičemž baryt se kumuluje v centru a kalcit při okrajích, kde podle Fojta et al. (1997) uzavírá světle zelený amfibol (sloupečky, jehlice až 1,2 cm dlouhé), jenž byl rentgenometricky i pomocí mikrosondy určen jako aktinolit. Fišera a Žáček (1989)

spojují vznik barytové mineralizace s procesy regionální metamorfózy a následné sekrece a segregace.

Nejhojnější minerál studované žíly je kalcit, který tvoří agregáty s individuální středně zrnitými až izometrickými o velikosti do desítek mm. Se zmenšující se mocností žíly klesá velikost zrn kalcitu. Zajímavé jsou až 10 x 20 cm velké čočkovité akumulace karbonátu s vtroušeninami magnetitu protaženými ve směru protažení žíly. Karbonát bývá v okrajových partiích žíly vyluhován či pseudomorfován oxidy železa. V těchto okrajích jsou hojné až 10 mm velké krychle pyritu či méně jeho zrnité akumulace (Fišera a Žáček 1989). Podle chemických analýz jde o velmi čistý kalcit (Fojt et al. 1997). Kalcit obsahuje poměrně vysoké obsahy manganu (1,1–1,5 hmot. % MnO) a hořčíku (0,8 hmot. % MgO) (Fojt a Kopa 1995).

Dalším minerálem je našedlý i mléčně bílý křemen v zrnech o velikosti až jednotek cm.

Dle Fojta et al. (1997) je nejvýznamnějším minerálem v dané asociaci baryt. Baryt se vyskytuje v mocnějších centrálních partiích žíly, tvoří i samostatné monominerální drobné žilky. Barva barytu je šedobílá a často zbarvená do světle modrého odstínu, Fišera a Žáček (1989) uvádějí modré zbarvení měnící se i v rámci jednoho krystalu. Podle Fišery a Žáčka (1989) zrna barytu dosahují velikosti až 6 cm. Hrubě štěpný baryt má své štěpné plochy mírně zprohýbány. Fojt et al. (1997) uvádí časté obklopování větších individuí barytu kalcitem. Fišera a Žáček (1989) uvádějí také akumulace nažloutlého a ojediněle i čokoládově hnědého karbonátu v barytu, přičemž akumulace jsou nepravidelné, hnízdovité.

Při mikroskopickém pozorování baryt vykazuje tlakové poškození zjevné undulózním zchášením a také rekrystalizací. Nepříliš vysoké obsahy stroncia v barytu se pohybují v rozmezí od 1,46 do 1,80 hm. %, přičemž nejnižší hodnoty vykazuje bílý hrubozrný baryt a nejvyšší hodnoty vykazuje hrubozrný namodralý baryt (Fojt et al. 1997).

Mezi další přítomné minerály barytové žíly patří pyrit, chalkopyrit, pyrhotin, magnetit, galenit, sfalerit, stilpnomelan, mušketovitizovaný hematit, ilvait, markazit, rutil, chlorit, biotit, a cubanit. Pyrit, jenž se vyskytuje převážně v částech kalcitických a barytových má sklon k automorfnímu vývinu, ojediněle byly zjištěny kostrovité krystaly pyritu vzniklé nejspíš přeměnou pyrhotinu. Zrna pyritu obsahují uzavřeniny chalkopyritu, pyrhotinu, magnetitu a galenitu, ojediněle také jemné uzavřeniny stilpnomelanu, který se vyskytuje v podobě zprohýbaných, do růžic uspořádaných šupinek. Pyrit se vzájemně prorůstá s izometrickými agregáty ilvaitu a bývá obrůstán mušketovitizovaným hematitem. V agregátech křemene byly zjištěny neobvyklé a nápadné grafické srůsty pyritu a magnetitu, přičemž kolem magnetitu je soustředěn lem markazitu. Zjištěny byly i pseudomorfovy mušketovitizovaného hematitu po ježkovitě rozvětvených agregátech pyritu. Ojediněle byla zjištěna individua rutilu, krátce



sloupcovitá, uzavřená v pyritu. Chalkopyrit se vyskytuje v podobě uzavřenin v pyritu nebo jako zrna v kalcitu, křemeni i barytu. Chalkopyrit bývá zdvojitý. Ve vzorcích s ilvaitem obsahuje chalkopyrit uzavřeniny cubanitu. Pyrhotin tvoří často shluky. Magnetit se vyskytuje v podobě inkluzí v pyritu, ve srůstech s pyritem a ojediněle jako automorfně vyvinutá individua v žilkách. V partiích křemen-karbonát-barytové žíly, kde došlo k resorpci útržků okolní bazické žíly, se vyskytují sporadicky i barnaté živce a albit. Nepříliš hojný chlorit v této asociaci tvoří nepravidelná hnízda v křemeni. V okrajových částech žíly se sporadicky vyskytují v karbonátu šupinky biotitu (Fojt et al. 1997).

Žilky tzv. „alpské parageneze“, jak je již zmíněno, pronikají všemi horninami. Jedná se o žilky postdeformační sekreční. Sklon i směr „alpských žilek“ je shodný s žilou křemen-karbonát-barytovou. Maximální mocnost těchto žilek je 6 cm.

Nejhojnějším minerálem „alpských žilek“ je také kalcit, chemicky totožný s kalcitem z barytové žíly. Krystaly kalcitu v dutinách mají tvar klence či méně ditrigonálního skalenoedru. Kalcit „alpských žilek“ narůstá na křemen. Místy nazelenalé zbarvení kalcitu je způsobeno uzavřeninami chloritu. Chlorit tvoří časté povlaky kalcitu.

Křemen doprovázející kalcit v „alpských žilkách“ tvoří v dutinách krystalky křišťálu (Fojt et al. 1997).

Podle Fojta a Kopy (1995) lze mezi další minerály v postmetamorfních žilkách zařadit pyrit s obsahem 3000 ppm Co a 180 ppm Ni, chlorit s převahou železa ( $\text{FeO}$ –20%,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ –5%) nad hořčíkem ( $\text{MgO}$ –16%), ilmenit, hematit, magnetit, stilpomelan, ilvait, chalkopyrit, titanit. Fojt et al. (1997) uvádějí i albit, adular a epidot.

### **3.2 Baryt v sileziku**

Baryt v sileziku není příliš obvyklým a hojným minerálem. Zimák (1989) uvádí tyto nejbližší lokality s výskytem barytu: Bohutín, Jindřichov, Maršíkov, Nýznerov, Petrov nad Desnou a Zlaté Hory. Fojt et al. (2007) uvádí baryt i z Horního Města. Na všech uvedených lokalitách je baryt součástí hydrotermálních žil, na lokalitách Zlaté Hory a Horní Město je baryt také součástí stratiformní mineralizace, je i supergenního původu či součástí žilek „alpské parageneze“.

Podle výzkumu Sládka a Zimáka (1979) byla barytová mineralizace v Maršíkově nalezena pouze v úlomcích a balvanech. Horninové prostředí je tvořeno amfibolity komplexu bazických hornin sobotínského amfibolitového masivu. Žilovina je složená z křemene a barytu, přičemž baryt vytváří několikacentimetrové tabulkovité krystaly, které vzájemně srůstají i ve

vějířovité agregáty. Baryt se seskupuje v centrálních partiích žíly, je obklopován křemenem a s křemenem se také často prorůstá. Cu-mineralizace je tvořena chalkopyritem.

Poblíž Nýznerova byl baryt nalezen v nezrudněném úseku čočkovité žíly o mocnosti až 60 cm. Hlavním minerálem žíly je křemen, který obklopuje baryt. Baryt tvoří izolovaná zrna v křemeni, tvar krystalů barytu je čočkovitý či kopinatý. Většina individuí barytu jsou bíle zakalená, ojediněle jsou čirá. Ze sulfidů jsou zastoupeny chalkopyrit, galenit, sfalerit a pyrit. Ojediněle se vyskytuje karbonát (Fojt et al. 1986).

Na lokalitě Petrov nad Desnou byl baryt nalezen v sutí svorů a rul keprnické skupiny. Na dané lokalitě není jasná pozice barytové mineralizace vůči okolním horninám (Fojt a Kopa 1995).

### 3.3 Výzkumy fluidních inkluzí v sileziku

V oblasti silezika bylo doposud provedeno několik výzkumů fluidních inkluzí. Zkoumán byl z pohledu fluidních inkluzí křemen, baryt a karbonát, a to jejich polohy a žíly v metamorfovaných a magmatických horninách, v mineralizacích „alpského typu“ či ve stratiformních mineralizacích. Ve zkoumaných vzorcích bylo popsáno několik typů inkluzí. Výsledky mikrotermometrického studia fluidních inkluzí jsou uvedeny v tab. 1 a 2.

**Tab. 1** – Výsledky mikrotermometrického studia fluidních inkluzí naměřené pro systémy s CO<sub>2</sub> a s CH<sub>4</sub> v oblasti silezika. Teplotní parametry jsou uvedeny ve °C, salinity uvedeny v hm. % NaCl ekv.

vzorek	minerál	fáz. složení	Th <sub>CO2</sub>	Tm <sub>CO2</sub>	Tm <sub>cl<sub>a</sub></sub>	Tm <sub>ice</sub>	Te	Th <sub>tot</sub> (L)	geneze	salinita	
ZCH	křemen	L1+L2	-8,5/+17,8(L)	-58,8/-56,6	7,8/11,1	-11,9/-2,6	-29,9/-22,2	n.d.	P, PS, S	2,0/16,0	
ZHS	křemen	L1+L2	-9,1/+30,5(V/L)	-83,8/-68,0	8,5/14,2			n.d.	P, PS, S		
ZHJ, ZHZ	křemen	L1+L2/L+V	-9,1/+30,5(V/L)	-58,8/-56,6	8,5/14,2			n.d.	P, PS, S		
ZHJ, ZHZ	křemen	L/V	-87,3/-80,7(V/L)*	-99,0/-87,0*	17,7/20,8*			n.a.	P, PS, S		
VID	křemen	L1+L2	+3,7/+31,1(L)	-58,8/-56,6	4,9/8,0			-36,0	n.d.		P, PS, S
SR	křemen	L1+L2	+20,2/+29,9(L)	-58,8/-56,6	4,6/10,5			-29,9/-22,2	n.d.		P, PS, S
VM	křemen	L1+L2+V	+27,7/+31,1(L)	-57,4/-56,7	6,3/9,2	-3,0/-1,9	n.d.	220/313	P	< 1,5	
VM I	křišťál	V+L	+30,0/+31,0(L/V)	-57,5	n.d.	n.d.	n.d.	380/430	S	4,0/5,0	
VM II	křemen	V+L	+30,8(L)	-57,1	n.d.	n.d.	n.d.	345/360	P	< 5,0	
VM III	křemen	L+V	+30,5/+30,8(L)	-56,7	8,5/8,9	n.d.	n.d.	368/380	P	< 3,0	
VM IV	křemen	L+V	+31,0(L)	-57,5	n.d.	n.d.	n.d.	350/380	PS	< 1,0	
KH	křemen	V+L	+9,5/+18,0(V)	-57,4/-56,7	7,2/7,9	n.d.	n.d.	269/315	P	n.d.	
AHV I	křemen	L1+L2+V/L1+L2/V	-5,6/+29,1(L)	-59,7/-57,5	7,1/11,4	n.d.	n.d.	232/317	P, PS	< 6,0	
AHV II	křemen	L1+L2+V/L1+L2/V	-4,6/+28,7(L)	-59,5/-56,7	7,3/10,9	n.d.	n.d.	221/325	P, PS		
AHH	kř.+karb.	L1+L2+V/L1+L2/V	+20,2/+22,9(L)	-59,2/-57,3	9,6	n.d.	n.d.	285/319	P, PS		
AH	starší kř.	L1+L2+V/L1+L2/V	-25,6/+28,9(L)	-65,1/-57,2	7,3/13,5	-0,5	n.d.	198/362	P, PS		
AH	mladší kř.	L1+L2+V/L1+L2/V	+24,3/+26,5(L)	-57,9/-57,5	n.d.	n.d.	n.d.	288/296	P, PS		
HUT I	křemen	L1+L2+V/L1+L2	-2,0/+30,7(L)	-57,2/-57,8	3,6/8,0	n.d.	n.d.	295/386	P, PS, S		3,9/11,2
JH I	křemen	L1+L2+V/L1+L2	-12,3/+31,1(L)	-56,8/-57,4	1,3/8,0	n.d.	n.d.	263/395	P, PS, S	3,9/14,1	

Výsvětlivky: kř. – křemen, karb. – karbonát, (L) – homogenizace na kapalinu, (V) – homogenizace na plyn, .., n.d. – nestanoveno, \* – výsledky mikrotermometrického studia fluidních inkluzí pro typ H<sub>2</sub>O – CH<sub>4</sub>.

**Tab. 2 – Výsledky mikrotermometrického studia fluidních inkluzí vodných roztoků v oblasti sílezika. Teplotní parametry jsou uvedeny ve °C, salinita v hm. % NaCl ekv.**

vzorek	minerál	fáz. složení	chloridy	Tf	Te	Tm <sub>ice</sub>	Tm <sub>Hh</sub>	Th (L)	geneze	salinita
ZCH	křemen	L/L+V	Na	-46,0/-40,0	-28,0/-22,3	-8,3/-2,1	n.d.	178/286	P, PS, S	6,0/14,0
ZHZ, ZHJ, ZHS	křemen	L/L+V	Na		-29,5/-21,0	-5,5/-0,5	n.d.	141/285	P, PS, S	2,0/10,0
VID	křemen	L/L+V	Na,Ca		-47,0/-22,0	-11,9/-8,0	n.d.	199/260	P, PS, S	13,0/16,0
SR	křemen	L/L+V	Na,Mg		-32,0/-22,0	-8,0/-5,8	n.d.	117/125	P, PS, S	10,0/13,0
VM V	křemen	L+V	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	135/240	S	1,2/7,6
VM VI	kalcit	L+V	n.d.	n.d.	n.d.	-12,8/-15,7	n.d.	152/164	P	16,7/19,2
AHV I	křemen	L+V	n.d.	-42,0/-37,0	n.d.	-5,4/-3,1	n.d.	123/232	S	1,4/16,8
AHV II	křemen	L+V	n.d.	-42,0/-37,0	n.d.	-1,2/-0,8	n.d.	117/175	S	1,4/16,8
AHH	kř.+karb.	L+V	n.d.	-42,0/-37,0	n.d.	-12,9	n.d.	110/152	S	1,4/16,8
ŽUL	křišťál	L/L+V	Ca,Na	-46,0/-40,0	-51,5/-36,0	-21,1/-14,4	n.d.	153/183	P, PS, S	19,0/23,0
ŽAD I	křemen	L+V	Na,Ca	n.d.	-72,0/-52,5	-13,5/-8,8	-26,6/-18,9	172/175	P	12,6/24,7
ŽAD II	křemen	L+V	Na,Ca	n.d.	-72,0/-52,5	-13,5/-8,8	-26,6/-18,9	148/151	P	12,6/24,7
ŽKJ I	šedý kř.	L+V	Na,K,Mg,Ca	n.d.	-45,0/-42,0	-12,2/-9,2	n.d.	112/159	P	13,1/16,2
ŽKJ II	šedý kř.	L+V	Na,Ca,K,Mg	n.d.	-54,5/-50,0	-21,5/-9,7	n.d.	112/159	P	14,5/24,5
ŽKJ III	křišťál	L+V	Na	n.d.	-22,3/-22,0	-0,5/-0,3	n.d.	112/159	P	0,5/0,9
ŽKJ IV	křišťál	L+V	Na,K,Mg	n.d.	-36,0/-34,0	-0,6/-0,2	n.d.	112/159	P	0,4/1,1
ŽKJ V	křišťál	L+V	Na,Ca,K,Mg	n.d.	-58,0/-51,0	-23,0/-9,5	n.d.	112/159	P	13,4/23,5
ŽKJ VI	křišťál	L+V	Ca,Na/Li	n.d.	-71,5/-68,0	-23,0/-12,9	n.d.	112/159	P	16,8/23,0
ČV	křemen	L/L+V	Na,Ca	1,2	-55,9/-48,0	-14,7/-3,0	-23,0/-21,1	157/209	P, PS, S	7,0/19,0
STR	kř.+baryt	L/L+V	Mg,Ca,Na	-100,0/-65,0	-70,0/-56,0	-40,0/-27,1	n.d.	73/135	P, PS, S	23,0/29,0
STR I	kř.+baryt	L/L+V	Ca,Na, Mg?	-100,0/-65,0	-80,0	-27,5/-26,5	n.d.	73/80	PS, S	< 25,0
STR II	křemen	L+V	Na	-47,0/-45,0	n.d.	-1,0	n.d.	124/135	PS, S	< 5,0
VM	křemen	L+V+S	Na,Ca	-81,6/-65,0	-52,0	-19,0/-14,9	n.d.	106/215	S	18,6/21,7
KH	křemen	L+V+S	Na	-43,6/-32,3	-23,0/-17,0	-5,5/-2,0	n.d.	144/214	P	< 4,5
LL I	kalcit	L>L+V	n.d.	-47,0/-25,0	n.d.	-5,1/-0,1	n.d.	45->200	P	0,2/25,7
LL II	kalcit	L+V>L	Na,Ca	-88,0/-27,0	-62,0/-40,0	-25,0/-0,2	-32,0/-42,0 -8,2/-6,2*	78/115	P, PS	
LL III	křemen	L>L+V	Na,Ca	-79,0/-60,0	-60,0/-52,0	-25,2/-16,1	-38,0/-39,0	96/139	P	
LL IV	bezb.kř.	L>L+V	Na,Ca	-75,0/-42,0	-59,0/-51,0	-22,8/-10,5	-32,0/-42,0 -20,1*	85/108	P	
LL IV	zakal.kř.	L>L+V	Na,Ca	-49,0/-20,0	-42,0	-15,4/-0,2	n.d.	88/119	P	
SK	křemen	L+V/L	Mg,Na	-45,0/-40,0	-37,0/-36,0	-2,4/-1,3	n.d.	109/177	P	2,2/4,0
SK	kalcit	L+V/L	Mg,Na	-45,0/-40,0	-37,0/-36,0	-2,6/-2,1	n.d.	124/156	P	3,5/4,3
HUT II	křemen	L+V	n.d.	n.d.	n.d.	2,8/-9,6	n.d.	105/187	PS (?),S	4,5/13,2
JH II	křemen	L+V	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	296/334	P,PS (?)	n.d.
JH III	křemen	L+V	n.d.	n.d.	n.d.	-7,3/-7,6	n.d.	113/142	PS (?),S	10,9/11,2
ŠVA I	křemen	L+V	n.d.	n.d.	n.d.	-3,0/-5,1	n.d.	244/375	P,PS (?)	4,9/8,0
ŠVA II	křemen	L+V	n.d.	n.d.	n.d.	-0,6/-3,5	n.d.	110/178	S	1,0/5,6
ŠVA III	křemen	L	n.d.	n.d.	n.d.	-8,3	n.d.	n.a.	S	n.d.
HOF I	granát	L+V	n.d.	n.d.	-24,0/-15,0	-8,1/-0,8	n.d.	268/373	PS (?)	1,3/11,8
HOF II	granát	L+V	n.d.	n.d.	-20,5/-19,0	-1,8/-0,5	n.d.	113/198	S (?)	0,8/3,0

Vysvětlivky: kř. – křemen, (L) – homogenizace na kapalinu, n.d. – nestanoveno, n.a. – nelze aplikovat, \* – teplota tání klatrátu.

### Zlatý Chlum

Na lokalitě Zlatý Chlum byly pro studium fluidních inkluzí použity křemenné polohy a křemenné žíly z metamorfovaných hornin vrbenské skupiny – svorů, kvarcitů (v tab. 1 a 2 –

ZCH). Vyskytují se FI typu  $H_2O-CO_2$  a typu  $H_2O-NaCl$ . Jedná se o P, PS i S inkluze. Inkluze s vodným roztokem se nacházejí převážně na okrajových zónách krystalů. Hustota  $CO_2$  je v intervalu  $0,798-0,976 \text{ g/cm}^3$ , lokalita Zlatý chlum patří do sillimanitové zóny ( $> 510 \text{ }^\circ\text{C}$ ). Při působení inkludovaných roztoků tlak přesahoval 4,7 kbar. Jde o zbytky roztoků, které pronikaly horninami během metamorfózy, přičemž existovaly dva typy fluid, a to jeden bohatý na  $CO_2$  a druhý bohatý na  $H_2O$  (Ďurišová 1990).

### Zlaté Hory

Zlaté Hory se nacházejí ve zlatohorském rudním revíru v severní části vrbenské skupiny. Na lokalitě Zlaté Hory – jih byly odebrány vzorky čirého křemene z kvarcitů s Cu zrudněním a žilný křemen vyplňující pukliny „alpské parageneze“ (typ Katanga; v tab. 1, 2 – ZHJ), na lokalitě Zlaté Hory – západ byly odebrány vzorky křemene z kvarcitů s Pb-Zn zrudněním (štola Mír; v tab. 1, 2 – ZHZ), na severu Zlatých Hor u Osikového vrchu byly odebrány křemenné čočky s karbonátem z muskovitických břidlic až kvarcitů (v tab. 1, 2 – ZHS). Fluidní systémy jsou typu  $H_2O-CO_2$  s příměsí  $CH_4$  (Osikový vrch), typu  $H_2O-CH_4$  (ZHJ, ZHZ) a typu  $H_2O-CO_2$  a  $NaCl-H_2O$  na všech lokalitách. Hustota  $CO_2$  je  $0,590-0,980 \text{ g/cm}^3$ , hustota  $CH_4$  je  $0,190-0,231 \text{ g/cm}^3$ . V žilném křemeni (typ Katanga) se jako pevné inkluze vyskytují zrnka rutilu. Inkluze jsou P, PS i S. Inkluze typu  $H_2O-CH_4$  se vyskytují na plochách, přičemž zaplnění na jedné ploše je stálé, což svědčí o stálé hustotě  $CH_4$  v období vzniku fluidních inkluzí. Bylo pozorováno poškození inkluzí s  $CO_2$  na křížení puklin a jejich zaplnění  $CH_4$ , což vypovídá o tom, že inkluze s  $CH_4$  jsou mladší. Zlaté Hory patří do granátové zóny ( $450-500 \text{ }^\circ\text{C}$ ), tlak při působení inkludovaných roztoků přesahoval 4 kbar. Jedná se o relikty roztoků, které působily při metamorfóze. U žilného křemene (typ Katanga) žíly vznikaly z roztoků o složení shodném jako u metamorfních roztoků. Podmínky vzniku křemenných žil typu Katanga a žilek křemene „alpské parageneze“ byly velmi obdobné. Přítomnost metanu je pravděpodobně způsobena lokálními litologickými faktory a indikuje změny redox-potenciálu v konečné fázi formování žil (Ďurišová 1990).

### Vidly

Vzorky odebrané z lokality Vidly, jež se nachází v desenské skupině, představoval žilný křemen v biotitických blastomylonitech (v tab. 1 a 2 – VID). Fluidní inkluze jsou typu  $H_2O-CO_2$  a typu  $NaCl-CaCl_2-H_2O$  (P, PS, S). Hustota  $CO_2$  je v rozmezí  $0,468-0,904 \text{ g/cm}^3$ , lokalita Vidly náleží do biotitové zóny ( $400-500 \text{ }^\circ\text{C}$ ). Během působení inkludovaných roztoků při metamorfóze

byl tlak vyšší než 2,5 kbar. Fluida byla dvou typů, a to jeden bohatý na CO<sub>2</sub> a jeden bohatý na H<sub>2</sub>O (Ďurišová 1990).

### Suchá Rudná

Suchá Rudná se nachází v centrální části andělskohorského rudního revíru, na styku andělskohorského souvrství s vrbenskou skupinou. Vzorky použité ke studiu fluidních inkluzí z lokality Suchá Rudná byly žilný křemen se shluky karbonátu v grafitických fylitech vulkanosedimentárního komplexu a hrubozrnný kavernózní křemen se shluky pyritu – štola Barbora (v tab. 1 a 2 – SR). Fluidní inkluze jsou typů H<sub>2</sub>O–CO<sub>2</sub> a NaCl–MgCl<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O. Jde o P, PS i S inkluze. Hustota CO<sub>2</sub> je v rozsahu 0,593-0,775 g/cm<sup>3</sup>, lokalita Suchá Rudná náleží do chloritové zóny (350 °C). Tlak při působení inkludovaných roztoků během metamorfózy nepřesahoval 1,5 kbar. Fluida byla dvojího typu, a to jeden bohatý na CO<sub>2</sub> a jeden bohatý na H<sub>2</sub>O (Ďurišová 1990).

Dalšími studovanými lokalitami andělskohorského rudního revíru byly lokality Vysoká Hora a kóta Hláška, jejichž horninové prostředí tvoří polyschematické sericitové fylity vrbenské skupiny. Na lokalitě Vysoká Hora byly odebrány dva vzorky zlatonosného žilného křemene (v tab. 1 – AHV I, AHV II) a na kótě Hláška byl odebrán vzorek žilného křemene a karbonátu (v tab. 1 – AHH). Z centrální části andělskohorského revíru (vrt) byl studován vzorek křemen-ankeritové žiloviny (v tab. 1 – AH). Inkluze byly P a PS. Chemické složení inkluzí bylo CO<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O. Za pokojové teploty byly inkluze dvoufázové až třífázové. Inkluze PS se vyskytovaly s převahou nebo pouze s CO<sub>2</sub>. Inkluze S jsou vodné (v tab. 2 – AHV I, AHV II, AHH). U některých vzorků se vyskytoval metan, což může nasvědčovat širší cirkulaci fluid během formování žilkovité zlatonosné mineralizace. Variabilita fázového složení P a PS inkluzí byla pravděpodobně způsobena zachycením heterogenní směsi nevodné fáze a vodného roztoku. P-T podmínky zachycení fluid byly stanoveny na 220-320 °C a 0,5-2 kbar na lokalitě Vysoká a 270-320 °C a 0,7-1,4 kbar na lokalitě Hláška. Obě lokality představují dílčí časový a látkový úsek vývoje mineralizace rozsáhlého andělskohorského revíru (Fojt et al. 2012).

### Žulová

Na lokalitě Žulová – Andělské domky byly pro studium fluidních inkluzí použity křišťály z křemenné žíly granitoidů žulovského masivu dosahující délky až 3 cm (v tab. 2 – ŽUL). Jde o fluidní inkluze vyplněné vodným roztokem s chloridy Na a Ca s vysokou salinitou (P, PS, S inkluze). Roztoky byly uzavírány při teplotách 80-180 °C (Ďurišová 1990).

Kontár (2008) v rámci své bakalářské práce odebral dva úlomky křemenů z téže lokality, a to hrubozrnný šedavě bílý žilný křemen (v tab. 2 – ŽAD I) a hrubě sloupcovitý bílý až mléčně zakalený žilný křemen (v tab. 2 – ŽAD II). Vzorokly z obou vzorků obsahovaly P inkluze s vodným roztokem s chloridy Na a Ca. Celková salinita inkluzí se pohybovala v rozmezí 12,6-24,7 hm.% NaCl ekv. Při odečtu z diagramu  $H_2O-NaCl-CaCl_2$  činil obsah  $CaCl_2$  6 hm.% a NaCl 18 hm. %. Na tvorbě křemenů se podílela fluida ve dvou teplotních intervalech, charakter fluid odpovídá sedimentárním solankám.

Fluidními inkluzemi lokality Žulová (Korálové jámy) se zabývali i Novotný a Dobeš (1999). Byly odebrány dva vzorky žilného křemene z kaolinizovaných granitoidů žulovského masivu. Inkluze prvního vzorku byly primární (v tab. 2 – ŽKJ I, ŽKJ II). Autoři popisují dva typy solných systémů. Prvním typem je  $NaCl-KCl-MgCl_2-CaCl_2-H_2O$ , vzniklý pravděpodobně smíšením vysoce salinního roztoku  $CaCl_2$  a nízké salinního roztoku chloridů Na, K, Mg. U druhého typu solného systému převažují chloridy Na a Ca. Jedná se nejspíš o vodu hlubokého oběhu, běžnou na hydrotermálních žilných ložiskách. Inkluze druhého vzorku, a to čirého křišťálu z křemenné žíly, byly také primární (v tab. 2 – ŽKJ III až ŽKJ VI). V jednom krystalu byla uzavřena pevná fáze šedého křemene. Zjištěny zde byly celkem čtyři typy fluid. Systém  $NaCl-H_2O$ , u kterého se jedná nejspíše o meteorickou vodu velmi mělkého oběhu. Druhý systém je chemického složení  $NaCl-KCl-MgCl_2-H_2O$  a jedná se patrně o vody krátkodobého a mělkého oběhu. Třetí systém je  $CaCl_2-NaCl-KCl-MgCl_2-H_2O$  a s největší pravděpodobností se jedná o vodu hlubokého oběhu. Poslední systém je buď  $CaCl_2-NaCl-H_2O$  nebo  $LiCl-H_2O$ . Vznik FI ve vzorcích křemene a křišťálu proběhl za jiných teplot vodných roztoků (Novotný a Dobeš 1999).

### Černá Voda

Vzorokly odebrané na lokalitě Černá Voda byly křemenné žilky v biotitickém granitu a hrubě krystalický křemen z horniny pegmatoidního charakteru žulovského masivu (v tab. 2 – ČV). Fluidní inkluze jsou vyplněny vodnými roztoky o složení  $NaCl-CaCl_2-H_2O$ , které byly uzavírány při růstu krystalů i při vyhojování puklin (P, PS, S). Salinita je 2-19 hm. % NaCl ekv. (dle  $T_{m_{Hh}} \rightarrow 14$  hm. % NaCl, 5 hm. %  $CaCl_2$ ). Roztoky byly uzavírány za teplot 80-180 °C (Ďurišová 1990).

### Stříbrník u Nýznerova

Pro studium fluidních inkluzí byly odebrány vzorky žilného křemene a barytu z metamorfítů staroměstského pásma – amfibolity, ruly, svory, kvarcity (v tab. 2 – STŘ). P, PS a S

inkluze jsou vyplněny vodným roztokem s chloridy Na, Mg, Ca o celkové vysoké salinitě. Roztoky byly uzavírány při teplotách 80-180 °C (Ďurišová 1990).

Na lokalitě Stříbrník byly zkoumány fluidní inkluze také Fojtem a Ďurišovou (1986). Odebranými vzorky byly zonální baryt s křemenem z křemen-barytové žiloviny a palisádovitý křemen se zrudněním chalkopyritu a galenitu z křemenné mineralizace (v tab. 2 – STR I, STR II). Byly popsány PS a S inkluze. V inkluzích barytu i křemene se vyskytují vysokosalinní roztoky s chloridy Na, Ca a patrně i Mg, v inkluzích křemene se navíc vyskytují i nízkosalinní roztoky s NaCl. Výzkumem inkluzí byl zjištěn nízkoteplotní charakter minimálně dvou typů roztoků – slabě koncentrovaných roztoků (> 130 °C) a středně koncentrovaných roztoků (70-80 °C) (Fojt et al. 1986).

### Vernířovice

Na lokalitě Vernířovice – Mísečky, která náleží do desenské skupiny, byly studovány křišťálové křemeny z mineralizace „alpské parageneze“ (v tab. 1 a 2 – VM). Inkluze na této lokalitě jsou P a S. P inkluze jsou typu H<sub>2</sub>O–CO<sub>2</sub>–NaCl či typu CO<sub>2</sub> a S inkluze jsou typu H<sub>2</sub>O–NaCl–CaCl<sub>2</sub>. Vznik mineralizace „alpského typu“ je spojován s hydrotermálními procesy v průběhu retrogradní fáze variské metamorfózy. Ke vzniku fluidních inkluzí docházelo za P-T podmínek, během kterých bylo fluidum zachyceno v heterogenním stavu. Teplota vzniku hostitelského minerálu byla stanovena na 240-310 °C a tlak 0,4-1,1 kbar. Vysoká salinita sekundárních inkluzí na lokalitě Vernířovice poukazuje na vznik inkluzí pozdějším vstupem nízkoteplotních a vysokosalinních fluid (Kontár 2011).

Na lokalitě Mísečky byly podrobeny fluidní inkluze výzkumu i Novotným a Zimákem (2003). Odebranými vzorky byly křemeny mineralizace „alpského typu“. První vzorek byla srostlice křišťálu s červíkovitými uzavřeními chloritu, která obsahovala S inkluze o složení H<sub>2</sub>O–CO<sub>2</sub> (v tab. 1 – VM I). Hustota CO<sub>2</sub> je 0,340-0,590 g/cm<sup>3</sup>. Tlak vzniku inkluzí odpovídající podmínkám homogenizace (380-430 °C) byl stanoven na 0,75-1 kbar. Druhý vzorek byl šedobílý žilný křemen s narůstajícími drúzami krystalů křišťálu s inkluzemi P, chemického složení H<sub>2</sub>O–CO<sub>2</sub> (v tab. 1–VM II). Hustota CO<sub>2</sub> je 0,480 g/cm<sup>3</sup>. Tlak vzniku inkluzí při teplotě homogenizace 345-360 °C byl autory stanoven na 1-1,5 kbar. Inkluze byly zkoumány také v křemenech mineralizace „alpského typu“ na lokalitě Mísečky – sever. V bělošedém křemenu se vyskytovaly P inkluze s CO<sub>2</sub> (v tab. 1 – VM III), hustota CO<sub>2</sub> je 0,480-0,500 g/cm<sup>3</sup>, odhad tlaku byl stanoven na 1 kbar při teplotě homogenizace 368-380 °C. Inkluze reprezentují homogenní fluida. Ve vzorku šedobílého křemene z křemen-kalcitové žíly byly detekovány PS inkluze s CO<sub>2</sub> (v tab. 1 – VM IV), hustota CO<sub>2</sub> je 0,470 g/cm<sup>3</sup>, tlak odpovídající podmínkám homogenizace (350-380

°C) je 1 kbar. Vyskytují se i vodné S inkluze (v tab. 2 – VM V). V kalcitu „alpské mineralizace“ se vyskytují primární H<sub>2</sub>O inkluze (v tab. 2 – VM VI). Fluida v křemeni, křišťálu i kalcitu vznikala během retrográdní fáze variské metamorfózy. Studium fluidních inkluzí byly doloženy katatermální podmínky vzniku křemenů a relativně nízká salinita hydrotermálních fluid (Novotný a Zimák 2003).

### Hraběšice

Studovaným vzorkem byly křišťálové křemeny z mineralizace „alpského typu“ v lomu Krásné u Hraběšic, jenž se nachází v desenské skupině (v tab. 1 a 2 – KH). Jedná se o inkluze primární typu H<sub>2</sub>O–CO<sub>2</sub> a NaCl–H<sub>2</sub>O. Malá část inkluzí obsahuje pevnou fázi, většinou jde o jehličkovité útvary. Vznik mineralizace „alpského typu“ je spojován s hydrotermálními procesy v průběhu retrográdní fáze variské metamorfózy. Ke vzniku fluidních inkluzí docházelo za P-T podmínek, během nichž bylo fluidum zachyceno v heterogenním stavu. Teplota vzniku hostitelského minerálu byla stanovena na 240-310 °C a tlak 0,4-1,1 kbar (Kontár 2011).

### Lipová – lázně

Vzorky odebranými na lokalitě Lipová – lázně (lom Na Pomezí, skupina Branné) byly hnědý kalcit (v tab. 2 – LL I), mladší bílý kalcit (v tab. 2 – LL II), mléčně bílý drobnozrný křemen (v tab. 2 – LL III) a mladší zonální křemen (v tab. 2 – LL IV), ze žil se zrudněním Cu a Pb protínajících krystalické vápence. Byly zjištěny P i PS inkluze. P inkluze obsahují všechny odebrané vzorky, PS inkluze obsahují pouze vzorky bílého kalcitu. V některých inkluzích byla zjištěna přítomnost klatrátu ( $T_{mcla} = -20,1/-6,2$  °C), jenž je pravděpodobně tvořen převážně metanem. Široký rozptyl hodnot  $T_{mice}$  nasvědčuje variabilitě salinit uzavíraných fluid, celkové salinity po dosazení do fázového diagramu H<sub>2</sub>O–NaCl–CaCl<sub>2</sub> dosahují 23 hm. % NaCl + CaCl<sub>2</sub>, přičemž CaCl<sub>2</sub> je převažující solí. Rozptyl  $T_h$  mohl být zapříčiněn volným chladnutím hydrotermálního roztoku v místě krystalizace studovaných vzorků. Převaha L inkluzí může indikovat nízké teploty krystalizace. Vznik inkluzí je spjat s mísením solanek s nemineralizovanou vodou, nejspíše meteorického původu. Jedná se o povariskou mineralizaci (Dolníček et al. 2006).

### Skály u Rýmařova

Fluidní inkluze na lokalitě Skály u Rýmařova, která se nachází v železnorudném hornoměstském revíru, byly zkoumány ve vzorcích křemene a kalcitu ze žil protínajících rudniny typu Lahn-Dill vulkanosedimentárního komplexu vrbenské skupiny (v tab. 2 – SK). Jedná se o



inkluze P. Podle naměřených  $T_e$  se jedná o vodné roztoky s chloridy Na a Mg. Inkluze byly zachyceny z homogenního fluida. Salinity inkluzí jsou nízké. Jedná se o inkluze s variabilními teplotami homogenizace, variabilními tlakovými podmínkami při krystalizaci, vzniklé mísením dvou fluid o různých teplotách a podobných celkových salinitách (Fojt et al. 2007).

### Hutisko

Na lokalitě Hutisko byly zkoumány fluidní inkluze ve vzorcích křemene z granátovce desenské skupiny. V šedých křemenech byly trojfázové inkluze s  $\text{CO}_2$  (P, PS, S; v tab. 1 – HUT I) nebo dvoufázové inkluze s vodným roztokem (PS(?), S; v tab. 2 – HUT II). Zaznamenány byly i jednofázové vodné S inkluze. Hustota  $\text{CO}_2$  je 0,554-0,940  $\text{g/cm}^3$ . P-T podmínky byly stanoveny na 150 až 300 °C a tlak vyšší jak 2 kbar (dvoufázové S inkluze).  $\text{CO}_2$  inkluze vykazují rysy metamorfních fluid, která byla generována při variské metamorfóze. Vysokosalinní fluida typu  $\text{H}_2\text{O}$  mají pravděpodobně spojitost s pozdní fází variské metamorfózy, není však vyloučen externí zdroj povariských fluid (Kropáč 2012).

### Jelení hřbet

Na lokalitě Jelení hřbet byly použity vzorky křemene z páskovaných Fe-rud desenské skupiny. Vyskytují se trojfázové inkluze s  $\text{CO}_2$  (v tab. 1 – JH I) a také dvoufázové inkluze s vodným roztokem s variabilním zastoupením plynné fáze (v tab. 2 – JH II, JH III). Celkově se jedná o vícefázové P, PS i S inkluze. Zaznamenány byly i sekundární L inkluze. Hustota  $\text{CO}_2$  je 0,466-0,995  $\text{g/cm}^3$ . Inkluze s  $\text{CO}_2$  vykazují rysy metamorfních fluid, generovaných při variské metamorfóze. Vysokosalinní  $\text{H}_2\text{O}$  fluida mají pravděpodobně spojitost s pozdní fází variské metamorfózy, možný je však i externí zdroj povariských fluid a jejich migrace (Kropáč 2012).

### Švagrov

Na lokalitě Švagrov byly fluidní inkluze zkoumány ve vzorcích šedého křemene páskovaných Fe-rud desenské skupiny. Jednofázové i dvoufázové inkluze s různým stupněm zaplnění FI jsou vyplněny vodným roztokem (v tab. 2 – ŠVA I, ŠVA II, ŠVA III). Je interpretováno pravděpodobné mísení fluid s rozdílnou teplotou a salinitou. Fluida s vysokou salinitou jsou spojována s pozdní fází variské metamorfózy, není však vyloučen ani povariský původ (Kropáč 2012).

## Hofberg

Na lokalitě Hofberg (desenská skupina) byly zkoumány fluidní inkluze v porfyroblastu granátu v granátovci. L+V inkluze s vysokým zastoupením plynné fáze jsou pravděpodobně PS (v tab. 2 – HOF I), L+V inkluze s nízkým zastoupením plynné fáze jsou pravděpodobně S (v tab. 2 – HOF II). Byly detekovány i jednofázové FI sekundárního charakteru s vodným roztokem, jenž vyplňuje veškeré vyskytující se inkluze. P-T podmínky byly stanoveny na teplotu do 600 °C a tlak 3 až 4 kbar (dvoufázové PS inkluze) a na 150 až 300 °C a tlak vyšší jak 2 kbar (dvoufázové S inkluze). Autorem je interpretováno mísení fluid o různých teplotách a salinitách a příslušnost mineralizace k variské metamorfóze. Výšesalinní fluida vodných roztoků mohou být však i povariská. Nízkosalinní fluida mohou být geneticky spjata s exhumací horninové sekvence (Kropáč 2012).

Vzorky na popsaných lokalitách mají různé chemické složení fluidních inkluzí. Častým typem jsou vodné roztoky NaCl a CaCl<sub>2</sub>. Jejich salinita je v rozmezí 0-29 hm. % NaCl ekv. Poměrně hojný je také typ H<sub>2</sub>O–CO<sub>2</sub>–soli se salinitou do 16 hm. % NaCl ekv. Přítomnost typu H<sub>2</sub>O–CH<sub>4</sub> je ojedinělá a je nejspíše způsobena lokálními litologickými faktory. Jen ojediněle inkluze obsahují za pokojové teploty pevné inkluze. Křemenné žíly s křišťály variských granitoidů obsahují fluidní inkluze s dvousložkovými a vícesložkovými solnými systémy, převažující chloridy jsou Na a Ca. Křemeny a křišťálové křemeny z žil „alpské parageneze“ obsahují fluidní inkluze chemického složení H<sub>2</sub>O–CO<sub>2</sub> a H<sub>2</sub>O–NaCl / NaCl–CaCl<sub>2</sub>. Křemeny a kalcity z Fe-rud obsahují fluidní inkluze vyplněné vodnými roztoky s Mg–Na–Cl či CO<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O. Ostatní mineralizace v metamorfitech obsahují inkluze vyplněné nejčastěji dvousložkovými a vícesložkovými vodnými roztoky s převažujícím typem H<sub>2</sub>O–NaCl–CaCl<sub>2</sub>, případně jsou vyplněny H<sub>2</sub>O a CO<sub>2</sub>.

## 4. METODIKA

Pro studium fluidních inkluzí byly použity vzorky z lokality Zámčisko mnou odebrané v září roku 2012.

Ze vzorků byly zhotoveny oboustranně leštěné destičky na leštičce Struers RotoPol-35, lepené za studena vteřinovým lepidlem. Pro leštění byly použity diamantové suspenze. Po naleštění byly destičky podrobeny petrografickému studiu. Poté byly destičky pomocí nitrometanu odlepeny od podložních skel. Následně byly destičky rozlámány na úlomky vhodné velikosti pro mikrotermometrická měření. U vzorků barytu byly navíc ke studiu inkluzí použity i štěpné úlomky.

Oboustranně leštěné destičky byly před odlepením od podložních skel pozorovány v optickém polarizačním mikroskopu Olympus BX 50 v procházejícím světle. Při pozorování v mikroskopu byly sledovány petrografické vlastnosti fluidních inkluzí, a to jejich tvar, velikost, distribuce a fázové složení. Byly odlišeny inkluze primární (P), pseudosekundární (PS) a sekundární (S) dle kritérií Zachariáše (2000). U všech studovaných FI byla detekována kapalná fáze (L – liquid), u většiny i plynná fáze (V – vapour).

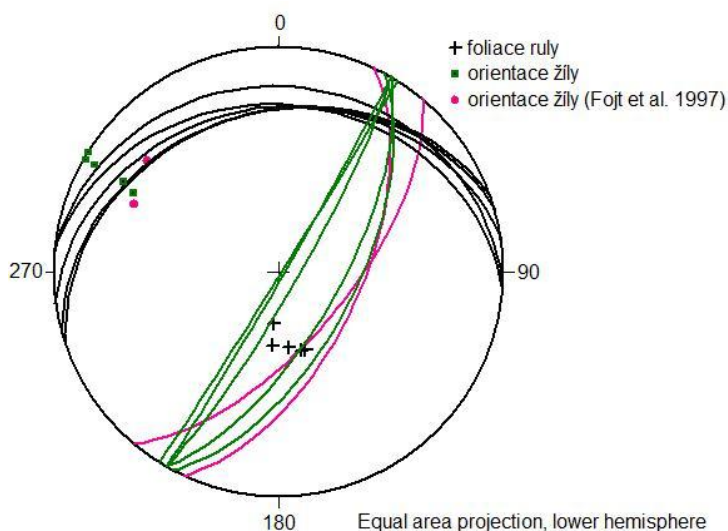
Fluidní inkluze (dále někdy FI) byly následně studovány mikrotermometricky. Mikrotermometrické parametry byly měřeny na Katedře geologie PřF UP v Olomouci v termokomoře Linkam THMSG 600. Při kryometrických měřeních byly detekovány  $T_f$  – teplota zamrznutí FI,  $T_e$  – eutektická teplota,  $T_{mHh}$  – teplota tání hydrohalitu,  $T_{mice}$  – teplota tání ledu,  $T_{mCO_2}$  – teplota tání  $CO_2$ ,  $T_{mcla}$  – teplota tání klatrátu. Metodou homogenizace byly detekovány  $T_h/ T_{htot}$  – teploty totální homogenizace FI a  $T_{hcar}$  – teplota parciální homogenizace  $CO_2$ . U FI s malými plynovými bublinkami byla provedena jako první homogenizační měření a následně měření kryometrická. K interpretaci mikrotermometrických dat byl použit program Flincor (Brown 1989), pro vodné roztoky s kalibracemi podle Zhanga a Frantze (1987) a pro fluida s  $CO_2$  podle Bowerse a Helgesona (1983). Salinity vodných FI byly vypočítány podle Bodnara (1993).

Ve zhotovené oboustranně leštěné destičce s karbonátem bylo provedeno katodoluminiscenční studium přítomnosti generací karbonátů. Katodoluminiscence byla provedena na Katedře geologie PřF UP v Olomouci na přístroji se „studanou katodou“ CITL Mk5-1 s mikroskopem Leica DM2500 P za podmínek: vakuum 0,003 mbar, napětí 15 kV, proudová hustota okolo  $450 \mu A/mm^2$ .

## 5. VÝSLEDKY TERÉNNÍ ETAPY

V terénní etapě byly odebrány tři vzorky.

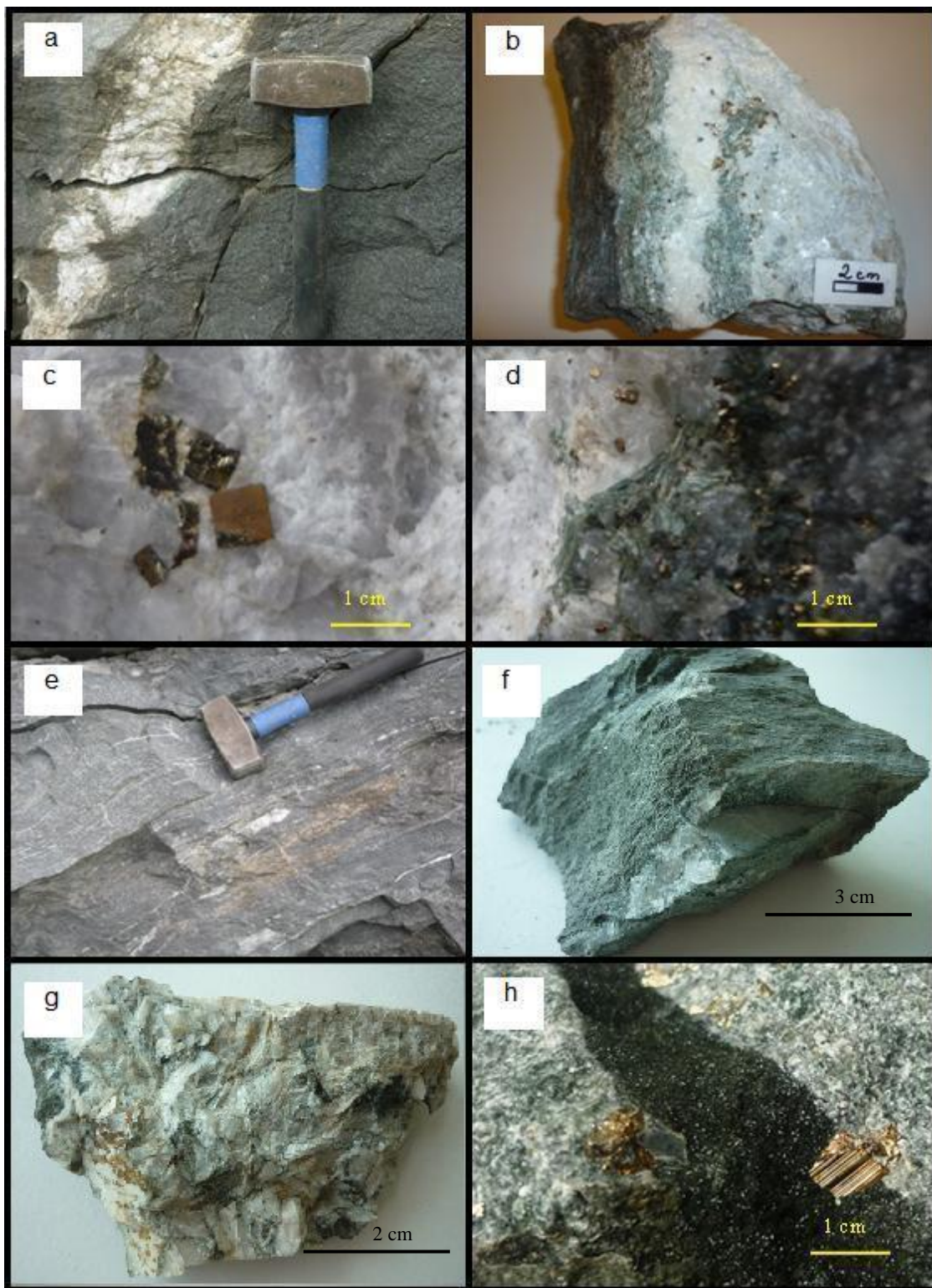
Vzorek Z1 představuje hlavní studovanou křemen-karbonát-barytovou žílu o mocnosti až 60 cm, která byla zastížena v druhé etáži lomu Zámčisko. U žíly byl geologickým kompasem naměřen směr JJZ–SSV se sklonem  $62^{\circ}$ – $89^{\circ}$  k VJV (obr. 3). Nejvýraznějším minerálem křemen-karbonát-barytové žíly (obr. 4a a 4b) je baryt. Makroskopicky je baryt hrubozrnný, bílý se skelným až místy perleťovým leskem a tvoří tabulkovité agregáty. Baryt se vyskytuje ve středních partiích žíly. Zrna křemene mají šedobílou barvu a vyskytují se nerovnoměrně v různých částech žíly. Karbonát má barvu bělavou, je zakalený a kumuluje se v okrajových částech žíly, kde hojně uzavírá až 1 cm velká individua pyritu (obr. 4c). Karbonát také často uzavírá jehlice či sloupečky světle zeleného aktinolitu o délce až 2 cm (obr. 4d).



**Obr. 3** – Pólový–obloukový diagram se zanesenými měřeními orientace křemen-karbonát-barytové žíly a foliace ruly, pro srovnání zobrazena i měření Fojta et al. (1997).

Vzorek Z2 představuje ložní křemennou žilku z desenské ruly budující lom Zámčisko (obr. 4e a 4f). Mocnost žilky je cca 1 cm. Křemen je našedlé barvy. Desenská rula je světle až tmavě šedá a nerovnoměrně páskovaná. U ruly je patrná foliace, jejíž směr byl naměřen geologickým kompasem kolem Z–V se sklonem  $19^{\circ}$ – $30^{\circ}$  k S (obr. 3).

Vzorek Z3 představuje žilku „alpské parageneze“ s křemenem a karbonátem, jež proráží desenská rula v lomu Zámčisko (obr. 4g). Karbonát z „alpské žilky“ odebrané z úlomků pod stěnou je bělavé či našedlé barvy, je poměrně neprůhledný a zakalený. Křemen je šedobílý. Karbonát se nachází v centrální části žíly a křemen spíše v částech okrajových. U žilek „alpské parageneze“ byly makroskopicky viditelné povlaky chloritu tmavě zelené až černé barvy a až 1 cm velká individua pyritu (obr. 4h).



**Obr. 4** – Křemen-karbonát-barytová žíla (a); odebraný vzorek křemen-karbonát-barytové žíly Z1 (b); krychlová individua pyritu v karbonátu křemen-karbonát-barytové žíly Z1 (c); jehlice aktinolitu a zrna pyritu uzavřená v karbonátu křemen-karbonát-barytové žíly Z1 (d); křemenné ložní žilky v páskované desenské rule Z2 (e); odebraný vzorek křemenné žilky v desenské rule Z2 (f); odebraný vzorek žilky „alpské parageneze“ Z3 s karbonátem, křemenem a chloritem (g); povlaky chloritu a individua pyritu v „alpské žilce“ Z3 (h), lom Zámčisko.

## 6. VÝSLEDKY LABORATORNÍ ETAPY

### 6.1 Pozorování v polarizačním mikroskopu

Studované vzorky Z1, Z2 a Z3 byly nejprve pozorovány v polarizačním mikroskopu. U karbonátů (Z1) bylo zřetelné dvojčatné lamelování, a to jak u starší, tak u mladší generace. Starší generace zakalených karbonátů byla na FI bohatší než generace mladší, ve které se vyskytují idiomorfne omezená zrna pyritu (obr. 5b). Karbonát (Z3) je také dvojčatně lamelován, lamely jsou různě široké. Karbonáty (Z1, Z3) jsou v PPL bezbarvé a tvoří izometrická zrna. Omezení karbonátů je hypautomorfní až xenomorfní, je patrná chloritizace. Celkově obsahují karbonáty jen velmi málo FI. Baryt (Z1) je v PPL bezbarvý a tvoří tabulkovité agregáty se zřetelnou štěpností. Omezení barytu je hypautomorfní. Křemeny (Z1, Z2, Z3) tvořící izometrická zrna jsou v PPL bezbarvé s drobnými nepravidelnými trhlkami a xenomorfním omezením. Povrch zrn křemenů je hladký. V XPL křemeny typicky undulózně zhášejí. Baryt i křemeny jsou vhodnými minerály pro studium FI, FI v těchto minerálech byly poměrně hojné. V zrnech křemene ze vzorku Z3 jsou nápadným znakem červíkovité uzavřeniny chloritu (obr. 5c).

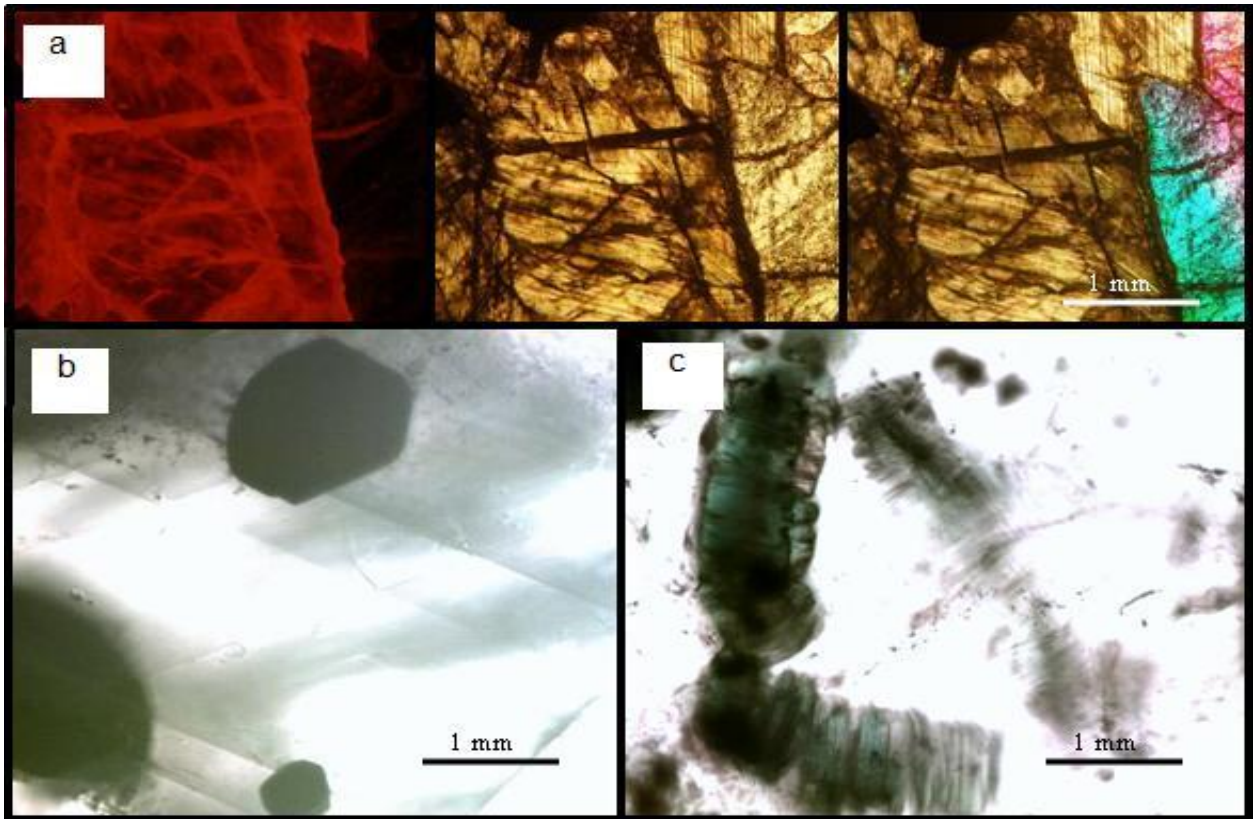
### 6.2 Katodoluminiscence

U karbonátu vzorku Z1 byla provedena katodoluminiscence pro zjištění generací karbonátů. Luminiscence karbonátu v okrajových partiích vykazovala světlejší a intenzivnější odstíny červeno-hnědo-oranžových barev, zatímco jádra karbonátu mají tmavší a méně intenzivní barvy. Viditelné je žilkovité pronikání mladší generace karbonátu směrem do staršího jádra (obr. 5a).

### 6.3 Petrografie fluidních inkluzí

Vzorky Z1, Z2 a Z3 byly studovány petrograficky v polarizačním mikroskopu. Z genetického hlediska byly identifikovány všechny tři genetické typy FI, a to primární, pseudosekundární i sekundární, přičemž v některých případech nebylo jejich odlišení naprosto jasné a zřetelné. Ve vzorku Z1 v barytu převažovaly inkluze primární (obr. 6a) nad inkluzemi pseudosekundárními a sekundárními, v karbonátu tohoto vzorku pravděpodobně převládaly jen PS inkluze a v křemeni byly zřejmě jen S inkluze. Ve vzorcích křemene Z2 a Z3 převládaly inkluze primární. Vzorek karbonátu z žilky „alpské parageneze“ nebyl vhodným minerálem pro studium FI, vyskytovaly se hlavně S inkluze velmi malých rozměrů, v několika málo případech byly pravděpodobně přítomny i primární-pseudosekundární (?) FI.

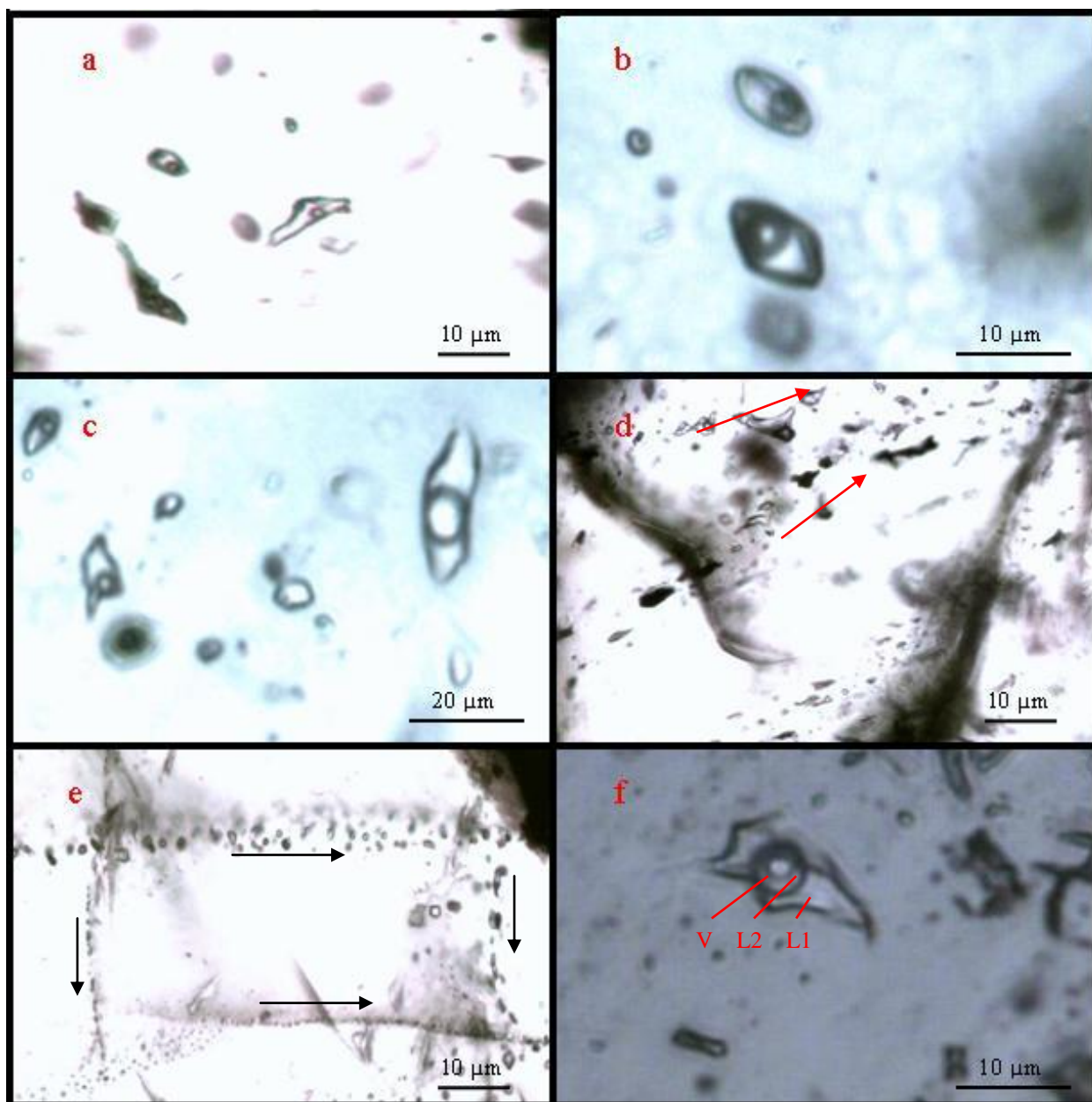




**Obr. 5** – Nalevo dvě generace karbonátu ze vzorku Z1 s odlišnými luminiscencemi a baryt bez luminiscence, uprostřed tentýž záběr při pozorování v PPL, napravo tentýž záběr v XPL (a); idiomorfnní zrna pyritu uzavřená v karbonátu, dvojčatné lamelování karbonátu ze vzorku Z1, PPL (b); červíkovité inkluze chloritu v křemeni ze vzorku Z3, PPL (c).

Obecně platilo, že P inkluze dosahovaly výrazně větších rozměrů než PS a S inkluze. Celkově převládaly FI malých rozměrů do velikosti 10  $\mu\text{m}$ , přičemž primární FI ve vzorcích barytu a křemenů dosahovaly velikosti až 40  $\mu\text{m}$ , ve vzorcích karbonátu se průměrná velikost FI pohybovala v rozmezí 1-6  $\mu\text{m}$ .

Primární fluidní inkluze studovaných vzorků byly nejčastěji nepravidelných tvarů, místy měly tyto inkluze zašpičatělé výrůstky na svých okrajích nebo byly podlouhlých tvarů. Ve vzorcích křemenů (Z1, Z2) se ojediněle vyskytovaly primární FI tvaru „negativního krystalu“ (obr. 6b). Primární inkluze se nacházely většinou soliterně a naprosto nahodile nebo se koncentrovaly v různě početných shlucích často ve středech zrn (obr. 6c). Pseudosekundární FI byly situovány v krátkých a neprůběžných řádcích a jejich tvar byl plochý, oválný, často však také naprosto nepravidelných tvarů s ostrými či nerovnými výběžky (obr. 6d). Ploché a podlouhlé sekundární inkluze tvořily různě dlouhé řady a řádky, které se často protínaly i navzájem nebo protínaly více sousedních zrn vedle sebe (obr. 6e). Často byly S inkluze protažené paralelně se směrem mikrotrhlin, podél kterých bývají vyvinuté.



**Obr. 6** – Dvoufázové primární FI v barytu z křemen-karbonát-barytové žíly, vzorek Z1 (a); dvoufázové primární FI tvaru „negativního krystalu“ v křemeni z žíly „alpské paragenese“, vzorek Z3 (b); primární FI tvořící shluk v křemeni „alpské žilky“, vzorek Z3 (c); nepravidelné pseudosekundární FI tvořící řádky v křemeni z žilky „alpské paragenese“, vzorek Z3 (d); sekundární FI tvořící protínající se řady v barytu z křemen-karbonát-barytové žíly, vzorek Z1 (e); trojfázová primární FI v žilném křemeni v rule, vzorek Z2 (f).

Za pokojové teploty se vyskytovaly FI jednofázové (L), dvoufázové (L+V) a ve vzorku Z2 v žilném křemeni i trojfázové (L1+L2+V). Jednofázové PS či S inkluze byly velmi malých rozměrů a obsahovaly pouze kapalnou fázi (L inkluze). Jednofázové inkluze (PS, S) byly obsaženy ve všech studovaných vzorcích, avšak často vzhledem k malé velikosti či neprůhlednosti byly neměřitelné. Dvoufázové primární FI byly vyplněny vodným roztokem a



plynovou bublinkou (plynokapalné FI, L+V). Zřídka se objevovaly i plynokapalné PS či S FI. U vzorku Z2 v křemenu byly přítomny za laboratorní teploty ojediněle i trojfázové primární FI o fázovém složení L1+L2+V (obr. 6f). Stupeň zaplnění F u vícefázových P inkluzí se pohyboval v intervalu 0,50-0,95. Nejčtenější hodnotou byl  $F = 0,90$  – tedy 90 % objemu inkluze bylo vyplněno vodným roztokem a zbylých 10 % zaujímal plynová bublina. U dvoufázových PS inkluzí je F v rozmezí 0,70-0,95, s nejčtenější hodnotou  $F = 0,95$ . U ojedinělých dvoufázových S inkluzí je F v intervalu 0,80-0,95, nejčtenější hodnota je  $F = 0,95$ . Základní petrografické charakteristiky měřených inkluzí jsou shrnuty v přílohách 1–4.

## 6.4 Mikrotermometrická měření fluidních inkluzí

Celkem bylo provedeno mikrotermometrické studium 174 fluidních inkluzí. Většinu měřených FI představovaly inkluze primární. Naměřené mikrotermometrické parametry jsou shrnuty v tab. 3 a 4. Kompletní datové soubory jsou v přílohách 1–4.

### 6.4.1 Inkluze vodných roztoků

Fluidní inkluze zamrzaly v širokém intervalu teplot, a to od  $-99,6$  °C až do  $-34,1$  °C, přičemž nižší hodnoty měly většinou FI jednofázové, u kterých nebylo náhlé vymrznutí zcela zřejmé. Vymrznutí FI se projevovalo náhlým ztmavnutím obsahu inkluze a vznikem granulární struktury, u inkluzí dvoufázových navíc i deformací nebo vymizením plynové bublinky (obr. 7).

Při postupném zahřívání zamrznuté FI detekujeme  $T_e$ , která však nebyla změřena u všech FI. Při  $T_e$  se objevuje první kapalná fáze, což se také projevovalo zesvětlením a rekrystalizací obsahu FI. Nejčtenější interval naměřených  $T_e$  byl v rozmezí  $-38,0/ -20,1$  °C. Kromě P inkluzí v barytu vzorku Z1 se tyto naměřené eutektické teploty vyskytovaly ve všech studovaných minerálech, všech genetických typech i v inkluzích jednofázových a dvoufázových. V inkluzích v barytu Z1 byly tyto  $T_e$  zaznamenány pouze v PS a S inkluzích. Pouze ve dvoufázových primárních FI v barytu Z1 se  $T_e$  pohybovala v rozmezí  $-60,1/ -48,9$  °C. V křemenu a karbonátu ze vzorků Z1 a Z3 tyto nižší  $T_e$  zaznamenány nebyly (obr. 8).

**Tab. 3** – Výsledky mikrotermometrických měření pro FI vodných roztoků.

vzorek	minerál	geneze	fázové složení	T <sub>h</sub> (L) (°C)	T <sub>e</sub> (°C)	T <sub>mice</sub> (T <sub>mHh</sub> ) (°C)
Z1	baryt	P	L+V	78,0/ 231,0	-60,1/ -48,9	-11,5 /-0,2 (-32,0/ -22,4)
Z1	baryt	PS-S(?)	L+V	99,1/ 225,7	-28,0/ -22,1	-12,2 /-1,3
Z1	baryt	S	L	n.a.	-25,1/ -21,9	-6,0/ -0,6
Z1	křemen	S	L/ L+V	160,0/ 191,3	-26,1/ -21,8	-8,4/ -1,3
Z1	karbonát	PS	L/ L+V	169,5/ 189,1	-27,4	-2,9/ -0,8
Z2	křemen	P	L+V	222,0/ 299,4	-28,7/ -20,9	-5,1/ -0,1
Z2	křemen	PS	L+V	261,0/ 269,9	-30,6/ -20,4	-5,0/ -0,1
Z2	křemen	S	L	n.a.	n.d.	-3,1/ -2,0
Z3	křemen	P	L+V	121,9/ 325,8	-32,0/ -20,1	-6,1/ -0,1
Z3	křemen	PS	L+V	218,0/ 235,6	-38,0/ -22,6	-3,1/ -0,1
Z3	křemen	S	L	n.a.	-26,6/ -26,0	-3,6/ -0,3
Z3	karbonát	P-PS(?)	L+V	179,0/ 181,5	n.d.	-4,1/ -0,1
Z3	karbonát	S	L/ L+V	167,8/ 180,0	-25,3/ -22,8	-2,2/ -0,1

Vysvětlivky: Th (L) – teplota homogenizace na kapalinu, n.a. – nelze aplikovat, n.d. – nestanoveno.

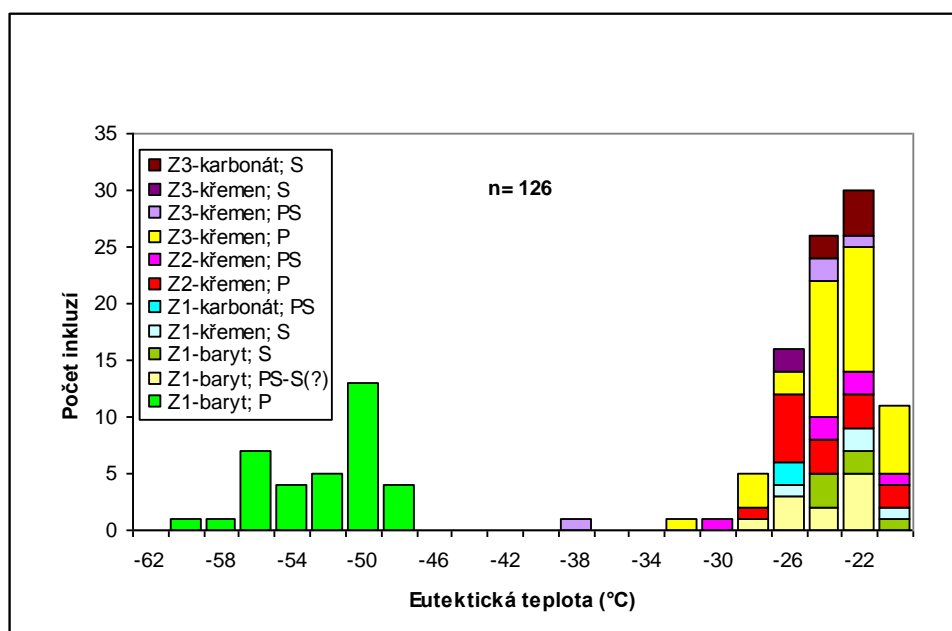
**Tab. 4** – Výsledky mikrotermometrických měření pro FI s CO<sub>2</sub>.

vzorek	min.	geneze	fázové složení	T <sub>htot</sub> (°C)	T <sub>hcar</sub> (°C)	T <sub>mCO2</sub> (°C)	T <sub>e</sub> (°C)	T <sub>mice</sub> (°C)	T <sub>mcla</sub> (°C)
Z2	křemen	P	L+V/ L1+L2+V	304,6/ 399,2 (L)	29,9/ 31,2 (V)	-58,3/ -56,6	-29,7/ -21,9	-9,0/ -1,9	+7,7/ +9,4
Z2	křemen	P	L+V	385,6 (V)	30,9 (V)	-56,7	n.d.	n.d.	+7,1

Vysvětlivky: (V) – homogenizace na plyn, (L) – homogenizace na kapalinu, n.d. – nestanoveno.



**Obr. 7** – Dvofázová FI v křemeni žilky „alpské parageneze“, nalevo FI za pokojové teploty, napravo vymrznutí FI při teplotě -42,3 °C, vzorek Z3.



**Obr. 8** – Histogram naměřených eutektických teplot.

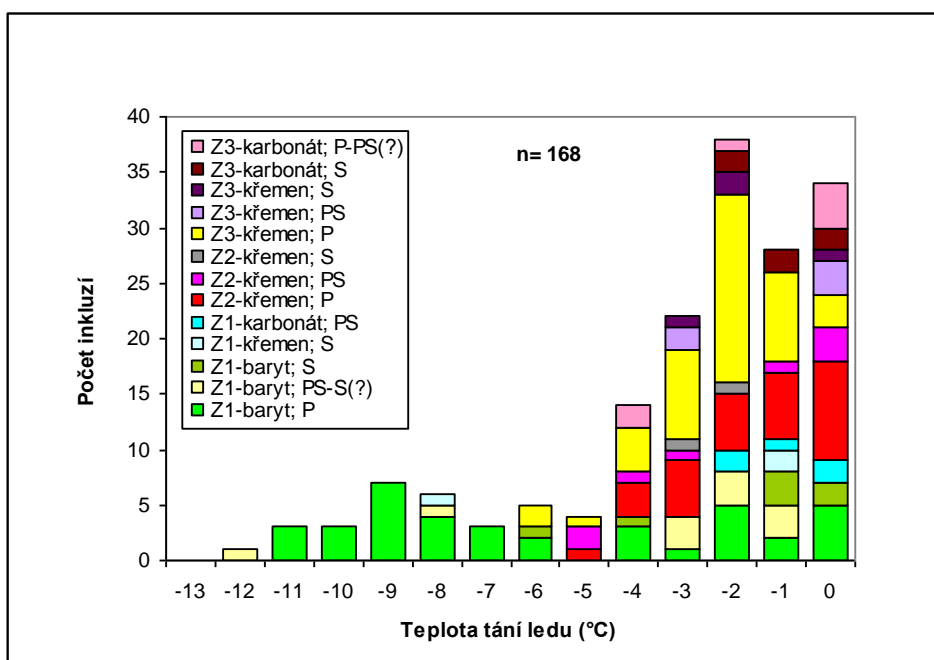
Dalším důležitým parametrem je teplota tání poslední pevné fáze, již ve studovaných inkluzích vždy představuje led (obr. 9). U některých dvoufázových FI bylo tání posledního krystalu ledu doprovázeno chaotickým „poskakováním“ plynné bublinky, která se při nižších hodnotách uchýlovala k oválným bílým krystalkům ledu.  $T_{mice}$  se pohybovalo v intervalu  $-12,2$  °C až  $-0,1$  °C, nejčtenější hodnoty byly zaznamenány od  $-3$  °C směrem k nule (obr. 10). Inkluze s nízkými  $T_{mice}$  se vyskytovaly pouze v barytu ze vzorku Z1 (hlavně P inkluze, ojediněle PS-S(?) inkluze). V křemenu všech vzorků byla nejnižší zaznamenaná hodnota  $T_{mice}$   $-8,4$  °C, v karbonátu vzorků Z1 a Z3  $-4$  °C, převažovaly však  $T_{mice}$  vyšší. U pěti FI v barytu ze vzorku Z1 bylo zaznamenáno tání hydrohalitu ( $T_{mHh} = -32,0/ -22,4$  °C), jenž tál dříve než led. Hydrohalit se vyskytuje v podobě drobných krystalků s vystupujícím reliéfem vůči ledu.

$T_h$ , kdy dochází k homogenizaci obou fází v jedinou, je v širokém intervalu (obr. 11). Homogenizační teploty P inkluzí v barytu Z1 se pohybují mezi  $78$  a  $231$  °C, přičemž nejhojnější  $T_h$  jsou v rozmezí  $80$  °C až  $140$  °C, u PS-S (?) inkluzí v barytu je  $T_h$  mezi  $99$  a  $226$  °C, PS-S (?) FI vykazují tedy užší interval hodnot. V karbonátu Z1 je  $T_h$  PS inkluzí mezi  $170$  a  $189$  °C. U S inkluzí křemene Z1 byly změřeny pouze dvě hodnoty  $T_h$  ( $160$  °C a  $191$  °C). V křemenu Z2 nabývají  $T_h$  vysokých hodnot, a to  $222$  až  $299$  °C u P inkluzí a  $261$  °C a  $270$  °C u PS inkluzí. Ve dvou případech došlo v křemenu Z2 k dekrepitaci inkluze před dosažením homogenizace. U karbonátu Z3 byly naměřeny  $T_h$  ve velmi úzkém intervalu mezi  $168$  a  $182$  °C (P-PS (?), S). V křemenu Z3 se  $T_h$  u P inkluzí pohybují v širokém rozmezí  $122$ – $326$  °C, přičemž nejvíce hodnot

bylo zaznamenáno mezi 120 a 220 °C a dále mezi 280 a 320 °C. U PS inkluzí byly změřeny hodnoty 218 °C a 236 °C. Veškeré studované inkluze homogenizovaly na kapalinu.



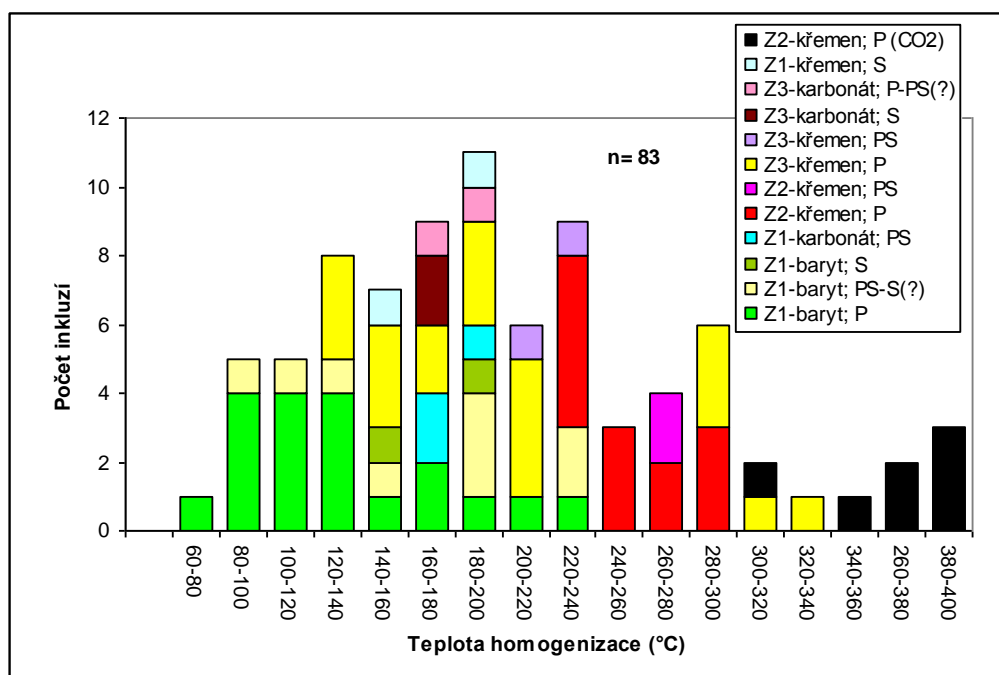
**Obr. 9** – Dvoufázová FI v křemenu žilky „alpské parageneze“, nalevo FI za pokojové teploty, uprostřed vymrznutí obsahu FI při teplotě -35,0 °C, napravo tání krystalku ledu při teplotě -2,2 °C, vzorek Z3.



**Obr. 10** – Histogram naměřených teplot tání ledu.

### 6.4.2 Inkluze s CO<sub>2</sub>

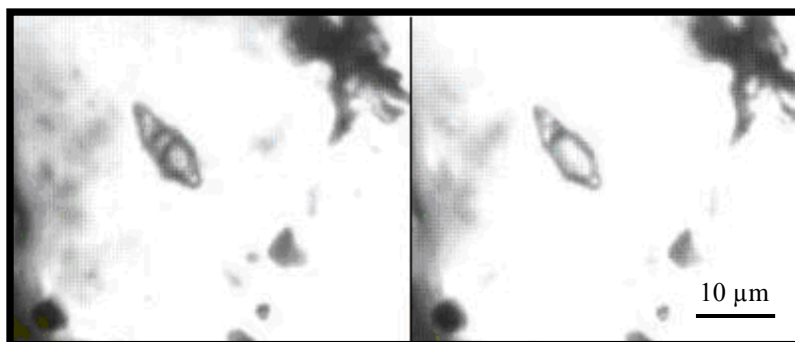
Dvoufázové a trojfázové primární FI ve vzorku žilného křemene Z2 zamrzaly až okolo teplot -100 °C (-106,3/ -90,9 °C), což se projevovalo ztmavnutím obsahu FI a deformací bubliny. Při postupném zahřívání zamrznuté FI bylo možno sledovat  $T_{mCO_2}$ , a to v intervalu teplot -58,3 °C až -56,6 °C. Dalším pomalým zahříváním vzorku byla u některých FI zaznamenána  $T_e$  (-29,7; -24,0; -21,9 °C), kdy se zjevně obsah FI mírně prosvětli. Led tál jako předposlední fáze, a to v rozmezí -9,0/ -1,9 °C. Důležitým změřeným mikrotermometrickým parametrem FI s CO<sub>2</sub> je teplota tání klatrátu, jež byla naměřena mezi +7,1 °C a +9,4 °C.



**Obr. 11** – Histogram naměřených teplot homogenizace v inkluzích vodných roztoků a teplot totální homogenizace v inkluzích s CO<sub>2</sub> (vzorek Z2).

Dalším zahříváním inkluze dosáhneme teploty parciální homogenizace CO<sub>2</sub>. CO<sub>2</sub> homogenizuje u všech FI velmi podobně, a to okolo +30 °C, přičemž vždy homogenizuje na plyn (obr. 12).

Teploty totální homogenizace obsahu inkluzí bylo dosaženo za vysokých teplot, a to mezi 305 a 399 °C. Pouze v jednom případě homogenizovala inkluze na plyn ( $T_{\text{htot}} = 386$  °C), v ostatních případech šlo vždy o homogenizaci na kapalinu ( $T_{\text{htot}} = 305/ 399$  °C). V histogramu četnosti na obr. 11 jsou zaneseny hodnoty  $T_h$  inkluzí s vodným roztokem a  $T_{\text{htot}}$  inkluzí obsahujících CO<sub>2</sub> pro vzájemné porovnání hodnot. Zřetelná je vyšší homogenizační teplota u FI s CO<sub>2</sub> v křemenu Z2.



**Obr. 12** – Trojfázová FI s CO<sub>2</sub> v křemenu, nalevo FI za pokojové teploty, napravo parciální homogenizace CO<sub>2</sub> na plyn při teplotě +29,9 °C, vzorek Z2.

## 7. DISKUZE

### 7.1 Chemické složení fluid

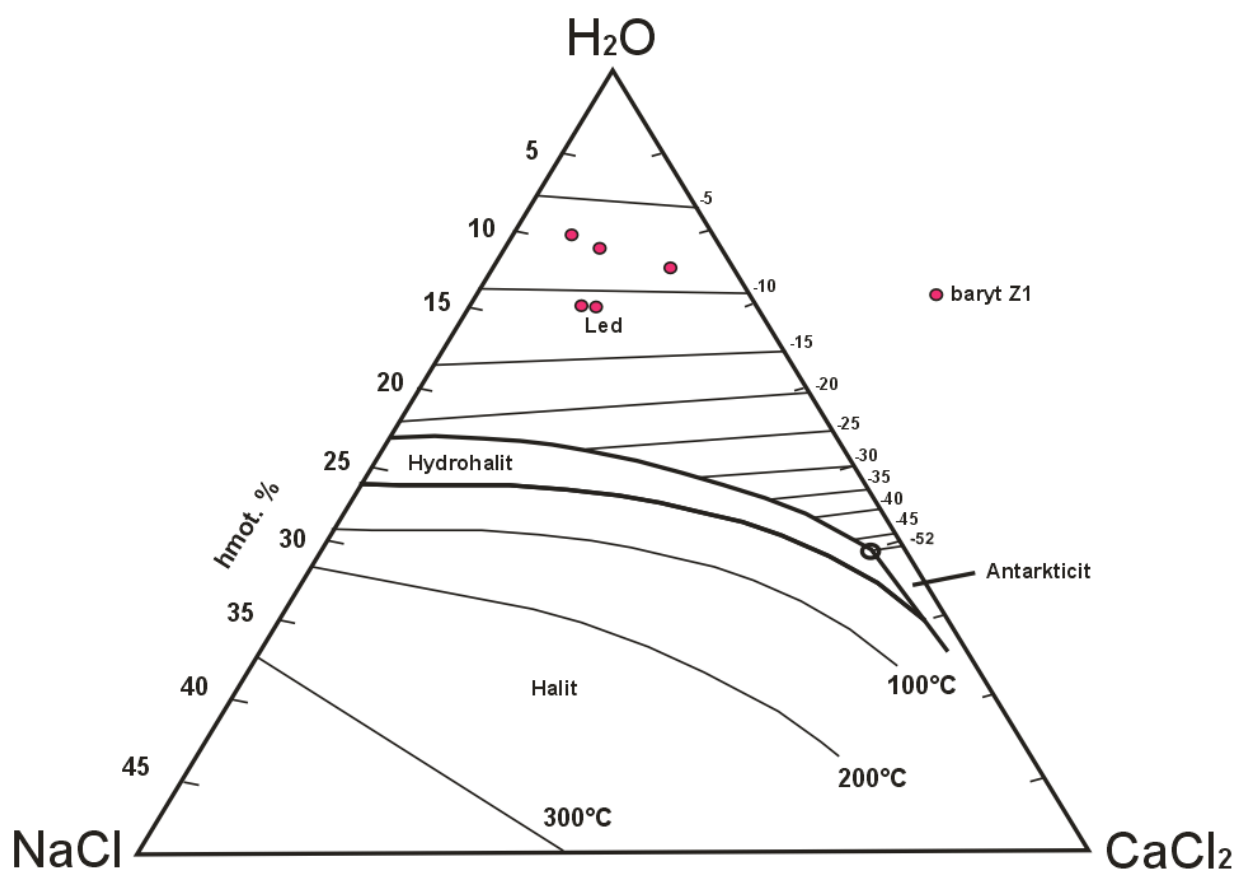
#### 7.1.1 Inkluze vodných roztoků

Fluidní inkluze vyplněné vodným roztokem byly přítomny ve všech studovaných vzorcích. Dle naměřených eutektických teplot v inkluzích lze identifikovat minimálně tři druhy vodných roztoků, a to roztoky s NaCl (-28,0/ -21,8 °C ve vzorku Z1; -30,6/ -20,4 °C ve vzorku Z2; -38,0/ -20,1 °C ve vzorku Z3), dále roztoky s NaCl a CaCl<sub>2</sub> (-60,1/ -48,9 °C ve vzorku Z1) a u eutektických teplot -32 °C a -38 °C (vzorek Z3) se může jednat o chloridy Fe nebo Mg (Zachariáš 2000). Systém H<sub>2</sub>O–NaCl–CaCl<sub>2</sub> byl detekován pouze ve dvoufázových P inkluzích vzorku barytu studované mineralizace Z1. Tento systém nebyl zastoupen v PS-S (?) ani S inkluzích v barytu tohoto vzorku, ani v ostatních studovaných minerálech (Z1, Z2, Z3). Naopak systém s NaCl byl zaznamenán v PS-S (?) a S inkluzích v barytu, v S inkluzích v křemenu a v PS inkluzích v karbonátu z křemen-karbonát-barytové žíly (Z1). Ve vzorku ložní křemenné žilky z desenské ruly (Z2) byl systém s NaCl doložen v P a PS inkluzích. Ve vzorku žilky „alpské parageneze“ se systém s chloridy Na vyskytuje ve všech třech genetických typech FI v křemenu i v S inkluzích v karbonátu.

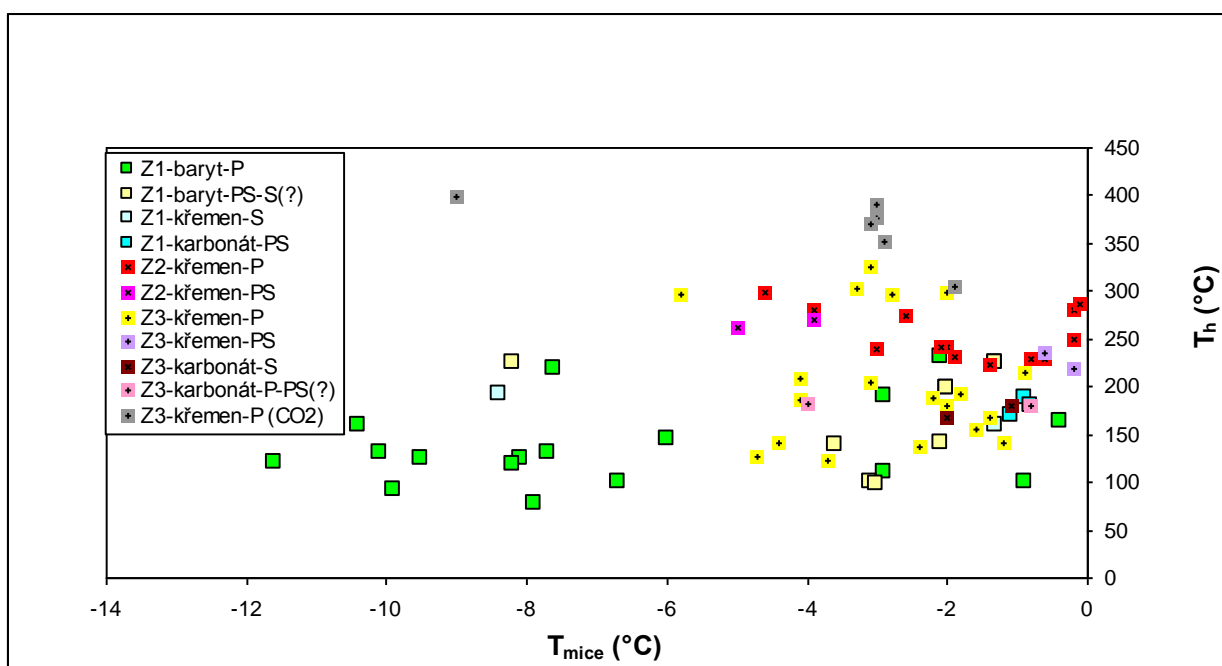
Dle naměřených teplot tání poslední pevné fáze – ledu, je možno vypočítat salinitu fluidních inkluzí. Naměřený široký rozptyl hodnot  $T_{mice}$  nasvědčuje variabilní salinitě uzavíraných roztoků, a to mezi 0,2 a 16,1 hmot. % NaCl ekv. u FI obsahujících systém H<sub>2</sub>O–NaCl. Jedná se o roztoky o nízké až střední salinitě. U FI s chloridy Na i Ca se pohybuje salinita v podobném rozmezí hodnot, a to 0,3 a 15,5 hmot. % NaCl ekv. Za použití naměřených hodnot  $T_{mice}$  a  $T_{mFh}$  jsme schopni vyjádřit vzájemné poměry chloridů Na a Ca. Projekce daných hodnot do trojúhelníkového diagramu H<sub>2</sub>O–NaCl–CaCl<sub>2</sub> nasvědčuje, že vzájemné poměry chloridů Na a Ca vykazují širší rozptyl (obr. 13). V jednom případě mírně převažuje CaCl<sub>2</sub>, v ostatních čtyřech případech NaCl.

Teploty homogenizace se pohybují v širokém intervalu hodnot, což může být zapříčiněno volným chladnutím hydrotermálních roztoků v místě krystalizace vzorků, zachycením inkluzí z heterogenního fluida, změnou fázových poměrů v důsledku zaškrcování inkluzí, porušením hermetičnosti inkluzí nebo zachycením inkluzí za proměnlivých tlakových podmínek (Dolníček et al. 2006). Nejnižších hodnot nabývají P a PS-S (?) inkluze v barytu Z1, ve kterých jsou zároveň nejhojnější. Naopak nejvyšších hodnot dosahují primární FI v křemenu z ruly (Z2) a v křemenu „alpské žilky“ (Z3). Teploty homogenizace a teploty tání ledu byly vyneseny

do diagramu  $T_h-T_{mice}$  (obr. 14), kde je možno interpretovat případné trendy v mísení fluid. U P inkluzí v křemeni (Z2) a P inkluzí v barytu (Z1) je patrný trend izotermálního mísení různě salinních fluid. Náznak stejného trendu lze pozorovat i u PS-S (?) inkluzí v barytu (Z1), S inkluzí v křemeni (Z1) a P-PS (?) inkluzí v karbonátu (Z3). U PS inkluzí (Z1, Z2, Z3) a S inkluzí v karbonátu (Z3) je patrné mísení fluid o podobných salinitách i teplotách. U P inkluzí v křemeni (Z3) lze pozorovat mísení fluid s variabilními salinitami i teplotami. Vlivem velkého rozptylu salinit (jejichž hodnoty klesají až k nule) se může jednat o míchání solanek a srážkových vod.



**Obr. 13** – Projekce teplot tání ledu a hydrohalitu ve fázovém diagramu  $H_2O-NaCl-CaCl_2$ .  
(upraveno podle Shepherd et al. 1985 a Huraiové et al. 2002).



**Obr. 14** – Diagram závislosti naměřených hodnot  $T_h - T_{mice}$ .

### 7.1.2 Inkluze s $\text{CO}_2$

Fluidní inkluze obsahující  $\text{CO}_2$  byly identifikovány pouze v primárních FI v křemeni z desenské ruly (vzorek Z2). Fázové složení těchto inkluzí bylo L1+L2+V nebo méně L+V, s obsahem plynné fáze do 50 % objemu inkluze. U některých inkluzí byla změřena eutektická teplota, jejíž hodnota napovídá přítomnosti chloridu Na ( $-24,0\text{ }^\circ\text{C}$ ;  $-21,9\text{ }^\circ\text{C}$ ), v jednom případě je pravděpodobná přítomnost chloridu Mg ( $-29,7\text{ }^\circ\text{C}$ ) (Shepherd et al. 1985). Jde tedy o roztoky  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ -soli. Na základě změřených mikrotermometrických parametrů FI bylo zjištěno výpočtem v programu Flincor, modelujeme-li složení fluida systémem  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ -NaCl, že FI obsahují 84,2-95,1 mol. %  $\text{H}_2\text{O}$ , 6,7-14,3 mol. %  $\text{CO}_2$  a 1,5-1,6 mol. % NaCl. Hustota  $\text{CO}_2$  fáze odpovídající naměřeným hodnotám  $T_{\text{hcar}}$  se pohybuje mezi 0,339 a 0,403 g/cm<sup>3</sup>.

Tuhý  $\text{CO}_2$  tál velmi blízko hodnotě čistého  $\text{CO}_2$ , v jednom případě dokonce právě za teploty  $-56,6\text{ }^\circ\text{C}$ , což indikuje čistý  $\text{CO}_2$  bez příměsí jiných plynů. Nižší hodnoty  $T_{\text{mCO}_2}$  ( $-58,3/ -56,7\text{ }^\circ\text{C}$ ) nasvědčují přítomnosti malého množství i jiných plynů, jako  $\text{CH}_4$  či  $\text{N}_2$ . Z důvodu vysokých teplot  $T_{\text{hcar}}$ , které se pohybují těsně okolo hodnoty kritické teploty  $\text{CO}_2$  ( $29,9\text{ }^\circ\text{C}$  až  $31,2\text{ }^\circ\text{C}$ ), lze usuzovat i na příměs  $\text{H}_2\text{S}$  či vyšších uhlovodíků (Huraiová et al. 2002).

Salinita vodného roztoku v daných inkluzích byla spočítána z teploty disociace klatrátu, jež se pohybovala v úzkém rozpětí mezi  $+7,1$  až  $+9,4\text{ }^\circ\text{C}$ . Salinita je 1,2 až 5,6 hmot. % NaCl ekv., jedná se tedy o nízkosalinní roztoky.

Teploty totální homogenizace v závislosti na teplotě tání ledu vykazují mírný diagonální trend, který může indikovat mísení fluid o různých teplotách i salinitách (obr. 14).  $T_{\text{htot}}$  byla



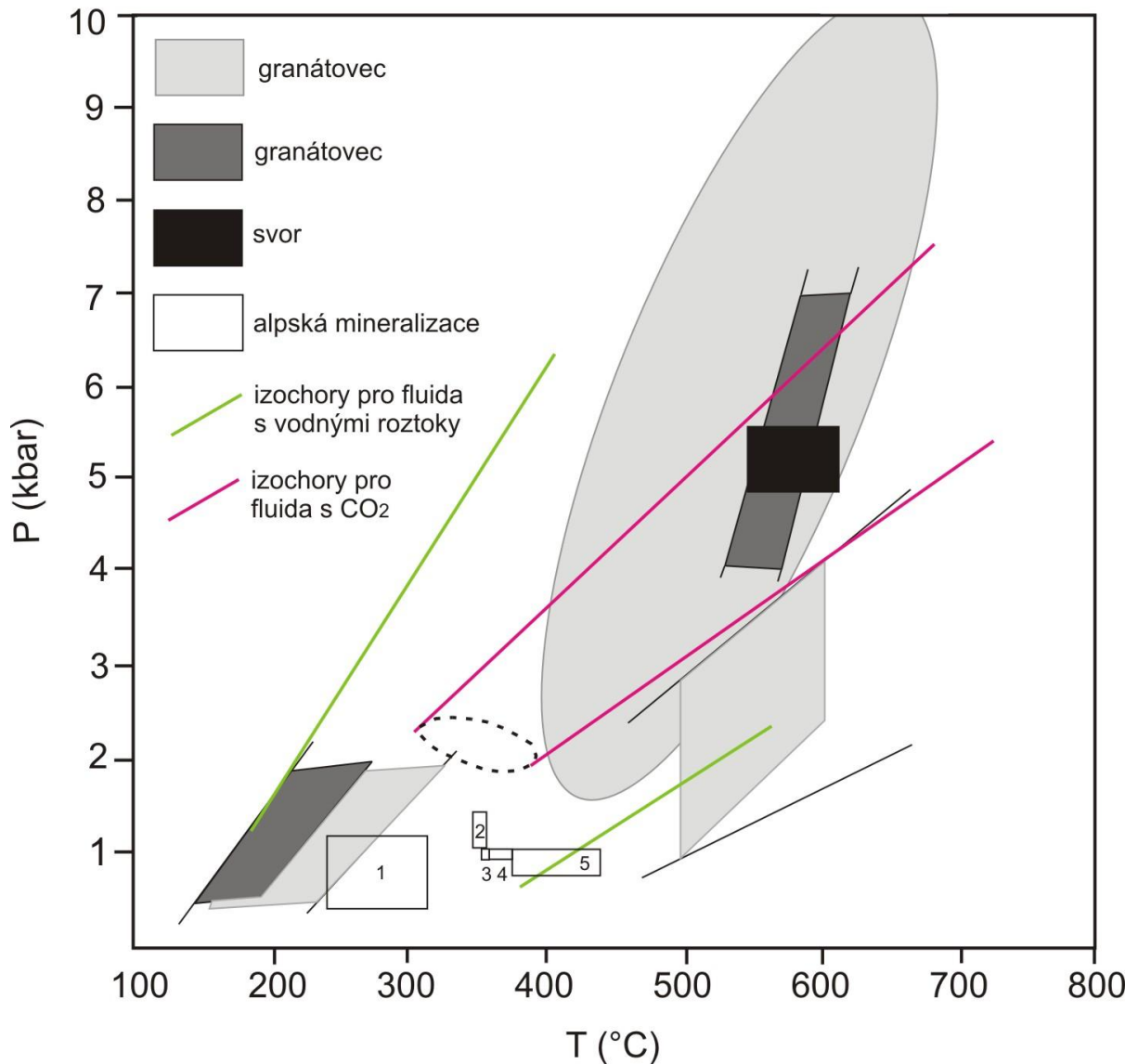
pozorována na kapalinu, v jednom případě na plyn. Inkluze homogenizující na plyn byla za laboratorní teploty výrazně bohatší na plynný CO<sub>2</sub>.

## 7.2 P–T podmínky

Stejně staré koexistující primární FI s CO<sub>2</sub> ve vzorku Z2 vykazují variabilitu jak ve stupni zaplnění za pokojové teploty ( $F = 0,50-0,80$ ), tak ve způsobu totální homogenizace. Teplota totální homogenizace byla pozorována jak na kapalinu, tak na plyn. Na plyn homogenizovala pouze jediná inkluze s převahou plynného CO<sub>2</sub> nad vodným roztokem, přičemž tato inkluze koexistovala s ostatními inkluzemi s CO<sub>2</sub> homogenizujícími na kapalinu. Můžeme tedy usuzovat, že tyto inkluze byly patrně zachyceny z heterogenního fluida, tudíž naměřené  $T_{\text{hot}}$  mohou odpovídat skutečným teplotám vzniku mineralizace, resp. zachycení fluid (Zachariáš 2000). V uvedeném diagramu (obr. 15) bylo čárkovane vymezeno pole elipsovitého tvaru pravděpodobných P-T podmínek zachycení FI v křemenné žilce v desenské rule – teploty cca 300 až 400 °C za tlaků cca 1,8 až 2,4 kbar.

Inkluze vodných roztoků byly nejspíš zachyceny z homogenního fluida, jelikož vykazují poměrně stálé fázové poměry a nejeví širokou variabilitu, tudíž teploty vzniku mineralizace jsou s největší pravděpodobností vyšší než naměřené hodnoty teplot homogenizací (Huraiová et al. 2002). Pro zjištění reálných P-T podmínek by v tomto případě bylo zapotřebí doplnit mikrotermometrické studium o další metody a použít nezávislé barometry či termometry (Zachariáš 2000).

Do P-T diagramu (obr. 15) byly vyneseny krajní izochory pro P inkluze vodných roztoků vypočítané v programu Flincor podle rovnice Zhanga a Frantze (1987) a izochory pro P inkluze s CO<sub>2</sub> vypočtené dle rovnice Bowers a Helgesona (1983). Pro srovnání byly do diagramu vyneseny P-T podmínky pro fluida v granátovcích z lokalit Hutisko a Hofberg uvedené v práci Kropáče et al. (2012). Dále byly zaneseny P-T podmínky pro svory ze západní části desenské skupiny uvedené v práci Košuličové a Štípské (2007) a také P-T podmínky vzniku „alpské mineralizace“ na lokalitě Vernířovice a Hraběšice (Kontár 2011, Novotný a Zimák 2003). Pole č. 1 na obr. 15 představují P-T podmínky pro vznik „alpské mineralizace“ ve Vernířovicích a v Hraběšicích (Kontár 2011), pole č. 2–5 představují P-T podmínky pro vznik „alpských žil“ ve Vernířovicích (Novotný a Zimák 2003). Vznik „alpských mineralizací“ je uvedenými autory spojován s hydrotermálními procesy během retrogradní fáze variské metamorfózy. Sestrojené izochory a jejich průběh z lokality Zámčisko nejsou v rozporu s uvedenými výsledky citovaných autorů, kteří vznik fluid s obsahem CO<sub>2</sub> spojují s variskou metamorfózou.



**Obr. 15** – Pozice izochor a vymezení P-T podmínek na lokalitě Zámčisko. Izochory byly sestrojeny na základě výpočtu v programu Flincor, čárkovně znázorněny pravděpodobné P-T podmínky zachycení inkluzí s CO<sub>2</sub> v žilném křemenu z ruly (vzorek Z2) na lokalitě Zámčisko. Srovnávací data z desenské skupiny: P-T podmínky vypočítané pro granátovce z lokalit Hutisko (tmavě šedá barva) a Hofberg (světle šedá barva) (Kropáč et al. 2012); P-T podmínky vypočítané pro svory ze západní části desenské skupiny (Košuličová a Štípská 2007); P-T podmínky vypočítané pro vznik „alpské mineralizace“ z lokalit Vernířovice a Hraběšice (Kontár 2011, Novotný a Zimák 2003).

## 7.3 Srovnání výsledků studia fluidních inkluzí s výzkumy v sileziku

### 7.3.1 Inkluze vodných roztoků

Fluida o složení NaCl–H<sub>2</sub>O s obdobnou nízkou až střední salinitou (do cca 16 hmot. % NaCl ekv.) jsou konstatována v sileziku ve vzorcích z lokalit Zlatý Chlum, Zlaté Hory (Ďurišová 1990), Žulová (Novotný a Dobeš 1999), Stříbrník (Fojt et al. 1986) a Hraběšice (Kontár 2011). Obdobné hodnoty salinit vodných roztoků s blíže nespecifikovanými rozpuštěnými solemi uvádějí i Kropáč (2012) a Novotný a Zimák (2003) na lokalitách spadajících do desenské jednotky a také Fojt et al. (2012) v andělskohorském rudním revíru. Nejvyšší hodnoty T<sub>h</sub> fluid s NaCl vykazují P inkluze v křemenech vzorků Z2 i Z3, jimž se svými hodnotami podobají T<sub>h</sub> P inkluzí v křemenu z žíly „alpské parageneze“ v Hraběšicích (Kontár 2011) či T<sub>h</sub> P, PS a S inkluzí v křemenech z metamorfítů ve Zlatém Chlumu a Zlatých Horách (Ďurišová 1990) (tab. 2). Fluida jsou spojována s variskou metamorfózou (Ďurišová 1990, Kropáč 2012).

Složení fluid NaCl–CaCl<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O uvádí autoři v sileziku na lokalitách Vidly, Černá Voda (Ďurišová 1990), Žulová (Ďurišová 1990, Kontár 2008), Vernířovice (Kontár 2011) a Horní Lipová (Dolníček et al. 2006). Podobná celková salinita FI s chloridy Na i Ca (do cca 16 hmot. % NaCl ekv.) byla v sileziku zaznamenána Ďurišovou (1990) na lokalitách Vidly a Černá Voda. Nejnižším hodnotám T<sub>h</sub> P a PS inkluzí v barytu vzorku Z1 odpovídají T<sub>h</sub> PS a S inkluzí z křemen-barytové žíly ze Stříbrníku (Fojt et al. 1986) nebo T<sub>h</sub> P a PS inkluzí v žilném křemenu či kalcitu v lomu Na Pomezí (Dolníček et al. 2006). Téměř shodná T<sub>h</sub> byla zaznamenána v S inkluzích v křišťálových křemenech ve Vernířovicích (Kontár 2011). Fluida s chloridy Na a Ca jsou autory považována za fluida povariská (Dolníček et al. 2006, Kontár 2011).

Vzorky lokalit Suchá Rudná (Ďurišová 1990) a Skály (Fojt et al. 2007) obsahují fluida s chloridy Mg, některé inkluze lokalit Žulová (Novotný a Dobeš 1999) a Stříbrník (Ďurišová 1990, Fojt et al. 1986) obsahují fluida s chloridy Mg, K či Li. Ve Vernířovicích (Kontár 2011), Horní Lipové (Dolníček et al. 2006) a v některých fluidech ze Žulové (Ďurišová 1990, Kontár 2008, Novotný a Dobeš 1999) byly zaznamenány vyšší celkové salinity uzavíraných roztoků.

Lze konstatovat, že naměřené parametry jsou víceméně v souladu s výzkumy uvedených autorů a vzájemné odlišnosti nejsou markantní.

### 7.3.2 Inkluze s CO<sub>2</sub>

Inkluze obsahující CO<sub>2</sub> (dvoufázové, trojfázové FI) popisují autoři v sileziku na lokalitách Zlatý Chlum, Zlaté Hory, Vidly, Suchá Rudná (Ďurišová 1990, Fojt et al. 2012), Vernířovice

(Kontár 2011, Novotný a Zimák 2003), Hraběšice (Kontár 2011), Hutisko a Jelení hřbet (Kropáč 2012). Téměř identickou hustotu CO<sub>2</sub> zaznamenali i Novotný a Zimák (2003) v křemenech z mineralizace „alpského typu“ na lokalitě Mísečky u Vernířovic. Hustota CO<sub>2</sub> na ostatních zmiňovaných lokalitách byla vyšší. Nízkou salinitu uzavíraných „metamorfních“ fluid uvádí i Fojt et al. (2012) v Suché Rudné (Vysoká Hora, Hláska) a také Novotný a Zimák (2003) na lokalitě Mísečky v puklinové mineralizaci „alpského typu“. Fluida o chemickém složení H<sub>2</sub>O–CO<sub>2</sub>–soli (NaCl) byla doložena i ve FI v křemenech na lokalitách Zlaté Hory a Suchá Rudná (Ďurišová 1990) či lokalitách Hutisko a Jelení hřbet (Kropáč 2012). Teplota parciální homogenizace CO<sub>2</sub> na lokalitě Zámčisko se pohybuje těsně okolo hodnoty kritické teploty CO<sub>2</sub>; tento úzký rozsah hodnot udává i Novotný a Zimák (2003) na lokalitě Mísečky, na ostatních lokalitách silezika byl zaznamenán větší rozsah hodnot T<sub>hcar</sub>. Hodnoty totálních homogenizací FI v sileziku se pohybují v podobném rozsahu jako ve FI na lokalitě Zámčisko, a to cca 250 °C až 400 °C, s nejnižší hodnotou 198 °C a nejvyšší 430 °C (tab. 1). Nejvyšší podobnost zkoumané lokality Zámčisko je zaznamenána u fluid z lokality Vernířovice–Mísečky (Novotný a Zimák 2003), již autoři spojují s hydrotermálními procesy během retrogradní fáze variské metamorfózy, kdy bylo CO<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O fluidum zachyceno v heterogenním stavu.

## 7.4 Interpretace možného původu fluid s chloridy Na a Ca

Barytová mineralizace ze Stříbrníku (Ďurišová 1990, Fojt et al. 1986) obsahuje fluida s vyšší salinitou a nižší T<sub>h</sub> (tab. 2). Srovnáme-li studovanou barytovou mineralizaci s barytovými mineralizacemi ve východní části Českého masivu, pozorujeme podobnost s povariskými fluorit-barytovými žilami z brněnského masivu a svratecké klenby moravika. Stáří těchto žil bylo na základě paleomagnetických měření stanoveno na sv. perm až sp. trias (Dolníček 2004). Podobnost je také s pozdněvariskými barytovými a fluorit-barytovými žilami z Krkonoš (Harrachov), Podještědí (Křižany), Krušných Hor (Moldava, Mackov), Orlických Hor (Bohousová) a ze Železných Hor (Běstvina). Jejich stáří je perm až jura (Žák et al. 1990). Povariské mineralizace s fluidy s chloridy Na a Ca jsou popisovány také na Drahanské a Zábřežské vrchovině (Halavínová 2005) či v Nízkém Jeseníku (Dolníček et al. 2009, Kučera 2009). V těchto povariských mineralizacích jsou konstatovány celkově nižší T<sub>h</sub> (cca 30 až 150 °C) a vyšší salinity (do cca 25 hmot. % NaCl ekv.). Autoři zmiňují externí zdroj výšesalinních fluid a jejich následnou rozsáhlou migraci (Dolníček 2004, Halavínová 2005, Kučera 2009, Kropáč 2012). Vznik povariských Na–Ca–Cl solanek je dáván často do spojitosti s procesy evaporace mořské vody či rozpouštění evaporitů (Dolníček et al. 2009).

Vyšší hodnoty  $T_h$  změřené v inkluzích v barytu na lokalitě Zámčisko jsou pravděpodobně zapříčiněny křehkostí barytu a náchylností tohoto minerálu k postdepozičnímu porušení inkluzí (Žák et al. 1990). Zjištěná nižší salinita fluid mohla před smícháním s meteorickou vodou dosahovat vyšších hodnot. Tudíž naměřená data nejsou v rozporu s uvedenými parametry povariských barytových mineralizací.

Fluida s chloridy Na a Ca, zastižená pouze v inkluzích v barytu, sice nesou znaky povariských fluid, avšak fluida s NaCl generovaná při variské metamorfóze jsou zjevně mladší (PS-S (?), S inkluze v barytu). Studovaný baryt tedy představuje pravděpodobně starší, tj. prevariskou mineralizaci. To je zcela v souladu s dřívějšími mineralogickými výzkumy, které nasvědčují částečnému metamorfnímu přepracování barytové mineralizace (Fojt et al. 1997). V případě prevariského stáří mineralizace lze uvažovat i o jiném možném původu fluid než jen v sedimentárních solankách. Schiffries (1990) in Huraiová et al. (2002) uvádí vyšší obsahy  $\text{CaCl}_2$  ve fluidech magmatického původu z bazických intruzí. Jelikož barytová mineralizace je uložena v tělese bazické žilné horniny, tento původ není vyloučen. K dořešení původu fluid by však bylo potřeba využít i dalších metod.

## 8. ZÁVĚR

Fluidní inkluze byly studovány v barytu, křemeni a karbonátu z křemen-karbonát-barytové mineralizace a pro porovnání i v křemenném pásku z desenské ruly a v křemeni a karbonátu z žíly „alpské parageneze“ z lomu Zámčisko. Studium fluidních inkluzí byly ve studovaných minerálech odlišeny primární, pseudosekundární i sekundární fluidní inkluze. Fluidní inkluze byly nejčastěji dvoufázové L+V, méně se vyskytovaly jednofázové L inkluze a trojfázové L1+L2+V inkluze. Byly odlišeny fluidní systémy typu  $H_2O$ –soli a  $H_2O$ – $CO_2$ –soli.

Ve vodných roztocích ( $H_2O$ –soli) je nejčastěji rozpuštěn NaCl, méně NaCl s  $CaCl_2$ , v několika případech je patrná přítomnost chloridů Mg či Fe. Systém  $H_2O$ –NaCl– $CaCl_2$  se vyskytuje pouze v primárních dvoufázových fluidních inkluzích v barytu ze vzorku křemen-karbonát-barytové mineralizace (vzorek Z1), systém  $H_2O$ –NaCl je přítomen ve všech ostatních studovaných inkluzích vzorků křemenů i karbonátů a také v PS-S (?) a S inkluzích v barytu ze vzorku Z1. Salinita odpovídající naměřeným  $T_{mice}$  je nízká až střední (do cca 16 hmot. % NaCl). Teploty homogenizací se pohybují mezi 78 °C až 326 °C, přičemž nejnižších hodnot dosahují inkluze v barytu ze vzorku barytové mineralizace (vzorek Z1) a nejvyšších teplot dosahují inkluze v křemeni ze žíly „alpské parageneze“ (vzorek Z3). Ke vzniku inkluzí docházelo za P-T podmínek, během nichž bylo patrně fluidum zachyceno v homogenním stavu, naměřené  $T_h$  tedy představují minimální možné teploty zachycení inkluzí. Fluida NaCl– $H_2O$  generovaná během variské metamorfózy jsou mladší než fluida NaCl– $CaCl_2$ – $H_2O$ . Původ fluid s chloridy Na a Ca barytové mineralizace může být spojen s magmatickými solankami z bazických intruzí nebo se sedimentárními solankami. Výsledky studia fluidních inkluzí nasvědčují prevariskému stáří barytové mineralizace a jejímu metamorfnímu ovlivnění během variské orogeneze.

Fluida systému  $H_2O$ – $CO_2$ –soli s pravděpodobnou přítomností NaCl se vyskytují v primárních vícefázových fluidních inkluzích v křemeni z desenské ruly (vzorek Z2). Salinita odpovídající  $T_{mcla}$  dosahuje až cca 6 hmot. % NaCl ekv., jedná se tedy o nízkosalinní fluida. Fluida obsahují 84,2-95,1 mol. %  $H_2O$ , 6,7-14,3 mol. %  $CO_2$  a 1,5-1,6 mol. % NaCl. Hustota  $CO_2$  fáze odpovídající  $T_{hcar}$  se pohybuje mezi 0,339 a 0,403 g/cm<sup>3</sup>. Kromě  $CO_2$  jsou v malém množství přítomny v inkluzích pravděpodobně i jiné plyny, a to  $CH_4$ ,  $N_2$ ,  $H_2S$  či vyšší uhlovodíky. Teploty totální homogenizace jsou 305 °C až 399 °C. Inkluze byly patrně zachyceny z heterogenního fluida, tudíž uvedené  $T_{htot}$  mohou představovat skutečné teploty zachycení inkluzí. P-T podmínky tedy byly stanoveny na cca 300-400 °C a 1,8-2,4 kbar. Jedná se pravděpodobně o fluida generovaná během retrogradní fáze variské metamorfózy.

## 9. LITERATURA

- Bodnar, R. J. (1993): Revised equation and table for determining the freezing point depression of H<sub>2</sub>O-NaCl solutions. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57: 683 – 684.
- Bowers T. S., Helgeson H. C. (1983): Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-NaCl on phase relations in geologic systems: equation of state for H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-NaCl fluids at high pressures and temperatures. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47: 1247 – 1275.
- Brown Ph. E. (1989): FLINCOR: A fluid inclusion data reduction and exploration program. – Second biennial Pan-American conference on reasearch on fluid inclusions, program with abstracts, 14.
- Daňko J., Rejl L. (1990): Regionální zhodnocení gravimetrických a aeromagnetických podkladů z oblasti Jeseníků. – *Sbor. Geol. Věd, Ložisk. geol. mineral.*, 29: 67 – 78. Praha.
- Dolníček Z. (2004): Mineralogie a podmínky vzniku fluoritových a barytových mineralizací brunovistulika. – MS, disert. práce, PřF MU Brno.
- Dolníček Z., Fojt B., Nepejchal M., Škoda R. (2006): Cu-Pb mineralizace v lomech krystalického vápence a v širším okolí obce Lipová-lázně (slezikum). – *Čas. Slez. Muz. A*, 55: 105 – 123. Opava.
- Dolníček Z., Fojt B., Prochaska W., Kučera J., Sulovský P. (2009): Origin of the Zálesí U-Ni-Co-As-Ag/Bi deposit, Bohemian Massif, Czech Republic: fluid inclusion and stable isotope constraints. – *Mineral. Deposita*, 44, 1: 81 – 97.
- Đurišová 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., Dolníček Z., Hoffman V., Škoda R., Trdlička Z., Zeman J. (2007): Paragenetická charakteristika ložisek Zn-Pb rud v širším okolí Horního Města u Rýmařova (Nížký Jeseník). – *Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.*, 92: 3 – 57. Brno.
- Fojt B., Dolníček Z., Nepejchal M. (2012): Zlato v křemenných žilách lokalit Hláska a Vysoká Hora – severní část revíru Andělská Hora. – *Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.*, 97, 2: 47 – 67. Brno.
- Fojt B., Đurišová 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., 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., 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.
- Fojt B., Vavrošová-Konečná J., Dolníček Z. (2007): Stručná charakteristika železnorudného výskytu Skály u Rýmařova, Nízký Jeseník. – Čas. Slez. Muz. (A), 56: 1 – 22. Opava.
- Halavínová M. (2005): Genetická charakteristika hydrotermální mineralizace v klastických horninách spodního karbonu Dražanské a Zábřežské vrchoviny. – MS, dipl. práce, PřF MU Brno.
- Hanžl P. (1995): Hornblendit ze šupiny sobotínského masivu jihovýchodně od Zámčiska. – Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1994, 2: 84. Brno.
- Hanžl P., Janoušek V., Žáček V., Wilimský D., Aichler J., Erban V., Pudilová M., Chlupáčová M., Buriánková K., Mixa P., Pecina V. (2007): Magmatic history of granite-derived mylonites from the southern Desná Unit (Silesicum, Czech Republic). – Mineral. Petrol., 89: 45 – 75.
- 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 roce 1996: 121 – 123. Praha.
- Kontár M. (2008): Studium fluidních systémů v inkluzích žilných křemenů z okolí Žulové. – MS, bakalářská práce, PřF MU Brno.
- Kontár M. (2011): Kontrastní typy fluid v inkluzích křemenů z alpské parageneze z oblasti sobotínského masivu. – Geol. výzk. Mor. Slez., 2: 138 – 142. Brno.
- Košuličová M., Štípská P. (2007): Variations in the transient prograde geothermal gradient from chloritoid-staurolite 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. (2012): Mineralogie a geneze páskovaných železných rud desenského krystalinika. – MS, disert. práce, PřF MU Brno.
- 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.
- Kučera J. (2009): Povariské paleofluidní systémy v karbonských sedimentech Moravsko-slezského paleozoika. – MS, disert. práce, PřF MU Brno.
- Mísař Z., Dudek A., Havlena V., Weiss J. (1983): Geologie ČSSR I. Český masív. – SPN. Praha.
- Novotný P., Dobeš P. (1999): Žulová–Korálové jámy. Část II. Výzkum fluidních inkluzí. – Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1998: 116 – 119. Brno.
- 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.
- Shepherd T. J., Rankin A. H., Alderton D. H. M. (1985): A practical guide to fluid inclusion studies. – Blackie, Glasgow and London.
- 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. (1981): Geochemie devonských metabazitů Hrubého a Nížkého Jeseníku. – Čas. Mineral. Geol., 26, 2: 125 – 142. 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.
- 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 system NaCl-KCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 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.
- 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 and barite deposits: 35 – 49. Praha.

# PŘÍLOHY

*Příl. 1 – Výsledky mikrotermometrického studia FI s vodnými roztoky naměřené pro vzorek Z1.*

*Teplotní parametry jsou uvedeny ve °C, velikosti FI uvedeny v μm.*

vzorek	minerál	geneze	fáz.složení	F	velikost	Tf	Te	Tm <sub>HH</sub>	Tmice	Th (L)
Z1	Baryt-úlomky	S	L		4	-42,0	-25,0		-1,4	
Z1	Baryt-úlomky	S	L		4	-49,6	-25,1		-1,5	
Z1	Baryt-úlomky	S	L		8	-52,8	-22,8		-4,0	
Z1	Baryt	P	L+V	0,90	8	-72,9	-56,5		-4,1	
Z1	Baryt	P	L+V	0,95	9	-71,0	-57,9		-4,6	
Z1	Baryt	P	L+V	0,95	6	-60,3	-56,0		-9,4	
Z1	Baryt	P	L+V	0,90	20	-66,6	-57,8		-9,6	
Z1	Baryt	P	L+V	0,95	12	-60,4	-57,1		-11,5	
Z1	Baryt	P	L+V	0,95	12	-59,0	-50,0	-23,1	-11,5	
Z1	Baryt	P	L+V	0,90	10	-57,0	-51,3		-9,0	
Z1	Baryt	P	L+V	0,90	10	-61,0	-50,3		-10,8	
Z1	Baryt	P	L+V	0,90	10	-62,9	-51,0		-8,5	
Z1	Baryt	P	L+V	0,70	8	-70,0	-52,6		-4,1	
Z1	Baryt	S	L		6	-63,0	-25,0		-1,3	
Z1	Baryt	S	L		12	-64,0	-21,9		-0,6	
Z1	Baryt	S	L		11	-99,9	-23,7		-6,0	
Z1	Baryt	P	L+V	0,90	10	-67,0	-49,0		-2,1	231,0
Z1	Baryt	P	L+V	0,95	11	-59,8	-54,6		-9,7	
Z1	Baryt	P	L+V	0,90	16	-56,1	-53,5		-0,2	
Z1	Baryt	P	L+V	0,90	20	-72,5	-48,9	-32,0	-9,1	
Z1	Baryt	P	L+V	0,90	30	-58,9	-51,5		-2,6	
Z1	Baryt	P	L+V	0,90	8	-56,0	-52,6		-0,2	
Z1	Baryt	P	L+V	0,95	8	-90,0	-49,0		-1,1	
Z1	Baryt	P	L+V	0,90	10	-81,5	-51,9		-2,7	
Z1	Baryt	P	L+V	0,85	20	-91,1	-53,0		-3,5	
Z1	Baryt	P	L+V	0,85	20	-59,8	-51,5	-24,2	-8,1	
Z1	Baryt	P	L+V	0,90	20	-78,4	-51		-1,8	
Z1	Baryt	P	L+V	0,85	10	-59,8	-54,9	-22,4	-7,6	219,6
Z1	Baryt	P	L+V	0,90	20	-89,6	-56,7		-9,5	124,6
Z1	Baryt	P	L+V	0,95	12	-89,0	-50,5	-25,0	-11,5	120,0
Z1	Baryt	P	L+V	0,95	12	-59,0	-57,0		-10,1	130,5
Z1	Baryt	P	L+V	0,95	10	-57,0	-52,8		-8,1	124,4
Z1	Baryt	P	L+V	0,90	8	-66,0	-50,8		-9,9	91,1
Z1	Baryt	P	L+V	0,95	18	-80,9	-49,9		-7,9	78,0
Z1	Baryt	P	L+V	0,80	18	-70,3	-50,8		-2,9	109,9
Z1	Baryt	PS-S(?)	L+V	0,90	8	-77,0	-28,0		-2,1	140,8
Z1	Baryt	PS-S(?)	L+V	0,90	10	-56,0	-22,2		-3,6	139,9
Z1	Baryt	PS-S(?)	L+V	0,95	8	-59,9	-24,0		-3,1	101,0
Z1	Baryt	P	L+V	0,90	16	-57,8	-51,1		-0,4	164,5
Z1	Baryt	P	L+V	0,85	8	-60,0			-6,0	145,6
Z1	Baryt	P	L+V	0,95	8					98,7
Z1	Baryt	P	L+V	0,95	6	-61,0	-59,0		-7,7	130,6
Z1	Baryt	P	L		4				-0,9	
Z1	Baryt-úlomky	PS-S(?)	L+V	0,95	8	-51,1	-26,6		-3,0	99,1
Z1	Baryt-úlomky	P	L+V	0,90	12	-39,8				101,0
Z1	Baryt-úlomky	P	L+V	0,90	4	-46,0			-0,9	99,6
Z1	Baryt-úlomky	S	L		6	-79,0			-0,1	

Z1	Baryt-úloмки	P	L+V	0,95	8	-80,0	-60,1		-10,4	160,4
Z1	Baryt	PS-S(?)	L+V	0,95	20	-71,0	-24,9		-2,0	198,0
Z1	Baryt	PS-S(?)	L+V	0,80	12,8	-47,0	-23,1		-1,3	
Z1	Baryt	PS-S(?)	L+V	0,95	10	-69,4	-26,3		-8,2	225,0
Z1	Baryt	PS-S(?)	L+V	0,80	7,5	-66,7	-22,1		-1,3	225,7
Z1	Baryt	PS-S(?)	L+V	0,90	14	-58,0	-23,7		-12,2	
Z1	Baryt	PS-S(?)	L+V	0,90	6	-60,0	-22,6		-1,4	180,4
Z1	Baryt	P	L+V	0,90	10	-56,9	-51,7		-2,9	190,9
Z1	Baryt	P	L+V	0,85	7,5		-54,0		-8,2	119,5
Z1	Baryt	P	L+V	0,90	6	-59,8	-55,2		-6,7	99,9
Z1	Baryt	PS-S(?)	L+V	0,80	10	-69,7	-27,5		-2,0	198,0
Z1	Křemen	S	L+V	0,95	10	-74,6	-22,8		-1,9	
Z1	Křemen	S	L+V	0,95	7,5	-82,4	-26,1		-1,3	160,0
Z1	Křemen	S	L+V	0,90	25	-64,1	-23,7		-8,4	191,3
Z1	Křemen	S	L		8	-89,6	-21,8			
Z1	Karbonát	PS	L		25	-101,5	-27,4		-2,9	
Z1	Karbonát	PS	L+V	0,95	25	-91,7	-27,4		-0,9	189,1
Z1	Karbonát	PS	L+V	0,95	6	-49,9			-1,1	169,5
Z1	Karbonát	PS	L+V	0,95	4	-55,0			-0,8	180,0
Z1	Karbonát	PS	L+V	0,95	4				-2,9	

Výsvětlivky:  $T_h(L)$  – teplota homogenizace na kapalinu.

**Příl. 2** – Výsledky mikrotermometrického studia FI s vodnými roztoky naměřené pro vzorek Z2.

Teplotní parametry jsou uvedeny ve °C, velikosti FI uvedeny v  $\mu\text{m}$ .

vzorek	minerál	geneze	fáz.složení	F	velikost	Tf	Te	Tmice	Th (L)	pozn.
Z2	Křemen	P	L+V	0,90	6	-65,9	-27,7	-5,1		
Z2	Křemen	P	L+V	0,70	8	-62,9		-0,6		
Z2	Křemen	P	L+V	0,90	6	-61,5		-4,4		
Z2	Křemen	PS	L+V	0,85	6	-69,9	-22,8	-5,0		
Z2	Křemen	PS	L+V	0,70	4	-99,6	-22,8	-0,9		
Z2	Křemen	PS	L+V	0,70	4	-62,2	-30,6	-0,1		
Z2	Křemen	PS	L+V	0,70	4	-71,6	-25,3	-0,8		
Z2	Křemen	S	L		2	-90,6		-3,1		
Z2	Křemen	S	L		2	-88,0		-2,0		
Z2	Křemen	PS	L+V	0,90	8	-82,1	-20,4	-1,2		
Z2	Křemen	P	L+V	0,80	6	-41,9	-22,3	-1,5		
Z2	Křemen	P	L+V	0,95	4	-42,0	-23,3	-1,9		
Z2	Křemen	P	L+V	0,90	6	-52,1		-2,0		
Z2	Křemen	PS	L+V	0,90	8	-46,6	-24,4	-4,3		
Z2	Křemen	PS	L+V	0,95	4	-88,1		-5,0	261,0	
Z2	Křemen	PS	L+V	0,95	4	-59,9		-3,9	269,9	
Z2	Křemen	P	L+V	0,90	6	-47,0	-25,5			
Z2	Křemen	P	L+V	0,85	10	-46,1	-26,0	-0,2	279,9	
Z2	Křemen	P	L+V	0,95	8	-39,6		-0,1	285,5	
Z2	Křemen	P	L+V	0,90	6	-44,0	-28,7	-4,6	299,4	
Z2	Křemen	P	L+V	0,90	12				(352,1)	dekrepitace
Z2	Křemen	P	L+V	0,95	6	-46,8	-24,0	-0,2		
Z2	Křemen	P	L+V	0,95	6	-55,0	-24,1	-0,1		
Z2	Křemen	P	L+V	0,80	16	-51,7	-21,9	-1,4	222,0	
Z2	Křemen	PS	L+V	0,85	12				(290,1)	dekrepitace
Z2	Křemen	P	L+V	0,70	12	-49,9		-0,1		
Z2	Křemen	P	L+V	0,95	4	-56,6		-0,6	229,3	

Z2	Křemen	P	L+V	0,90	4	-62,8		-2,0	241,6	
Z2	Křemen	P	L+V	0,90	6	-42,2		-1,1		
Z2	Křemen	P	L+V	0,85	16	-54,4		-3,9		
Z2	Křemen	P	L+V	0,90	6	-61,1	-26,6	-3,3		
Z2	Křemen	P	L+V	0,90	6	-49,8		-2,0		
Z2	Křemen	P	L+V	0,85	10	-52,8		-3,0		
Z2	Křemen	P	L+V	0,95	8		-20,9	-1,9		
Z2	Křemen	P	L+V	0,90	6	-55,0	-27,7	-4,2		
Z2	Křemen	P	L+V	0,90	6	-50,1	-26,6	-3,0	239,9	
Z2	Křemen	P	L+V	0,90	4	-49,6		-2,6	274,9	
Z2	Křemen	P	L+V	0,90	10	-51,0		-0,8	228,1	
Z2	Křemen	P	L+V	0,90	6	-62,9		-2,1	241,0	
Z2	Křemen	P	L+V	0,85	8	-55,8		-1,9	230,3	
Z2	Křemen	P	L+V	0,80	6		-27,0	-3,9	281,1	
Z2	Křemen	P	L+V	0,90	12	-49,7	-22,6	-0,2	248,8	

Vysvětlivky: Th (L) – teplota homogenizace na kapalinu.

### Příl. 3 – Výsledky mikrotermometrického studia FI s CO<sub>2</sub> naměřené pro vzorek Z2.

Teplotní parametry jsou uvedeny ve °C, velikosti FI uvedeny v µm.

vzorek	minerál	geneze	fáz.složení	F	velikost	Tf	TmCO <sub>2</sub>	Te	Tmice	Tmcla	Thcar	Thtot
Z2	Křemen	P	L1+L2+V	0,75	12	-101,9	-58,0		-9,0	+9,4	+29,9 (V)	399,2 (L)
Z2	Křemen	P	L1+L2+V	0,80	16	-90,9	-57,9	-21,9	-1,9	+8,3	+30,1 (V)	304,6 (L)
Z2	Křemen	P	L+V	0,70	12	-98,9						
Z2	Křemen	P	L+V	0,50	14	-97,0	-56,7			+7,1	+30,9 (V)	385,6 (V)
Z2	Křemen	P	L1+L2+V	0,80	8	-100,7	-57,0	-29,7	-3,0	+7,7	+30,1 (V)	389,8 (L)
Z2	Křemen	P	L+V	0,70	10	-90,9	-56,9		-2,9	+8,9		352,6 (L)
Z2	Křemen	P	L1+L2+V	0,75	8	-91,6	-56,6		-3,0	+8,8	+29,9 (V)	377,0 (L)
Z2	Křemen	P	L1+L2+V	0,80	8	-106,3	-58,3	-24,0	-3,1	+8,1	+31,2 (V)	371,1 (L)

Vysvětlivky: (L) – homogenizace na kapalinu, (V) – homogenizace na plyn.

### Příl. 4 – Výsledky mikrotermometrického studia FI s vodnými roztoky naměřené pro vzorek Z3.

Teplotní parametry jsou uvedeny ve °C, velikosti FI uvedeny v µm.

vzorek	minerál	geneze	fáz.složení	F	velikost	Tf	Te	Tmice	Th (L)
Z3	Křemen	P	L+V	0,95	5	-42,0	-24,2	-2,7	
Z3	Křemen	P	L+V	0,90	7,5	-39,0	-24,4		
Z3	Křemen	P	L+V	0,80	32	-35,0	-26,7	-2,2	188,8
Z3	Křemen	PS	L+V	0,95	16	-48,1	-38,0	-0,1	
Z3	Křemen	PS	L+V	0,75	16	-41,9	-24,9	-0,2	218,0
Z3	Křemen	P	L+V	0,90	7,5	-49,0	-25,2	-0,9	215,5
Z3	Křemen	P	L+V	0,90	8	-50,3	-26,9	-0,8	
Z3	Křemen	P	L+V	0,80	10	-35,8	-25,0	-2,8	
Z3	Křemen	P	L+V	0,95	10	-36,1	-25,2	-2,4	
Z3	Křemen	P	L+V	0,75	22,5	-42,3	-24,6	-2,3	
Z3	Křemen	P	L+V	0,90	9,6	-34,1	-32,0	-1,8	
Z3	Křemen	P	L+V	0,90	8	-42,5	-25,0	-2,0	
Z3	Křemen	P	L+V	0,75	8		-23,0	-1,3	
Z3	Křemen	P	L+V	0,85	16	-49,2	-20,4	-0,3	
Z3	Křemen	P	L+V	0,80	16	-45,4	-21,0	-2,9	
Z3	Křemen	P	L+V	0,80	16	-37,9	-22,4	-2,5	
Z3	Křemen	P	L+V	0,90	12,8	-48,9	-24,5	-2,8	

Z3	Křemen	P	L+V	0,85	9,6	-44,0		-6,1	
Z3	Křemen	P	L+V	0,95	6,4	-49,8		-3,9	
Z3	Křemen	P	L+V	0,90	12,8	-67,0	-21,5	-2,0	
Z3	Křemen	P	L+V	0,80	40	-46,0	-22,8	-2,1	
Z3	Křemen	P	L+V	0,90	10	-49,6	-23,1	-1,7	
Z3	Křemen	P	L+V	0,90	10	-45,1	-22,6	-2,6	
Z3	Křemen	P	L+V	0,85	25		-21,9	-3,1	325,8
Z3	Křemen	P	L+V	0,90	15		-22,1	-3,3	303,3
Z3	Křemen	P	L+V	0,90	10		-22,5	-2,8	296,6
Z3	Křemen	PS	L+V	0,85	16	-46,5	-22,6	-3,1	
Z3	Křemen	S	L		20	-59,0	-26,0	-2,1	
Z3	Křemen	PS	L+V	0,90	12		-24,4	-3,1	
Z3	Křemen	S	L		10	-50,0	-26,6	-3,6	
Z3	Křemen	PS	L+V	0,90	10			-0,6	235,6
Z3	Křemen	P	L+V	0,80	10		-22,1	-3,2	
Z3	Křemen	P	L+V	0,85	8			-3,4	
Z3	Křemen	P	L+V	0,80	6			-2,2	
Z3	Křemen	P	L+V	0,90	6		-20,1	-1,9	
Z3	Křemen	S	L		15			-2,2	
Z3	Křemen	S	L		15			-0,3	
Z3	Křemen	P	L+V	0,95	10			-2,0	299,0
Z3	Křemen	P	L+V	0,90	10			-5,8	296,6
Z3	Křemen	P	L+V	0,70	10	-52,6	-29,6	-6,0	
Z3	Křemen	P	L+V	0,90	12	-52,9	-20,9	-3,3	
Z3	Křemen	P	L+V	0,95	8	-38,2	-22,1	-1,6	155,1
Z3	Křemen	P	L+V	0,85	6	-49,0		-2,4	136,6
Z3	Křemen	P	L+V	0,95	6	-39,9	-23,1	-1,4	166,9
Z3	Křemen	P	L+V	0,90	12	-46,1	-25,1	-3,1	204,0
Z3	Křemen	P	L+V	0,90	26	-50,6	-29,8	-4,7	126,7
Z3	Křemen	P	L+V	0,90	10		-24,4	-4,4	140,6
Z3	Křemen	P	L+V	0,90	6	-54,8	-22,0	-4,1	185,3
Z3	Křemen	P	L+V	0,85	4	-61,3	-24,1	-1,8	193,0
Z3	Křemen	P	L+V	0,90	8	-49,9		-2,0	179,9
Z3	Křemen	P	L+V	0,90	8	-46,0		-4,1	208,1
Z3	Křemen	P	L+V	0,95	10	-44,4	-29,1	-3,7	121,9
Z3	Křemen	P	L+V	0,90	8	-47,7	-24,2	-1,2	140,6
Z3	Křemen	P	L+V	0,90	6	-51,8			205,5
Z3	Karbonát	S	L+V	0,95	6,3	-46,7	-24,0	-1,1	180,0
Z3	Karbonát	S	L+V	0,95	4	-55,0	-25,3	-2,0	167,8
Z3	Karbonát	S	L+V	0,95	6,3	-42,1	-22,8	-2,2	
Z3	Karbonát	S	L		4	-48,5	-23,0	-1,0	
Z3	Karbonát	S	L		4	-52,1	-23,6	-0,8	
Z3	Karbonát	S	L		6,3	-80,1	-22,8	-0,1	
Z3	Karbonát	P-PS(?)	L+V	0,95	6	-66,7		-4,0	181,5
Z3	Karbonát	P-PS(?)	L+V	0,95	4	-39,9		-4,1	
Z3	Karbonát	P-PS(?)	L+V	0,95	4	-43,0		-2,0	
Z3	Karbonát	P-PS(?)	L+V	0,95	4	-46,0		-0,1	
Z3	Karbonát	P-PS(?)	L+V	0,95	6	-49,9		-0,9	
Z3	Karbonát	P-PS(?)	L+V	0,95	6	-59,0		-0,6	
Z3	Karbonát	P-PS(?)	L+V	0,95	4	-61,4		-0,8	179,0

Výsvětlivky:  $T_h(L)$  – teplota homogenizace na kapalinu.