

Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta,
Ústav geochemie, mineralogie a nerostných zdrojů

Fluidní inkluze v Au-křemenné žilovině z lokalit Padrt' a Sobětice

Diplomová práce

Kateřina Hemalová



Vedoucí diplomové práce: RNDr. Jiří Zachariáš, Ph.D.

Praha 2010

Prohlašuji, že jsem na předložené diplomové práci pracovala samostatně pod vedením svého školitele RNDr. J. Zachariáše. Veškeré údaje z publikované literatury a nepublikovaných zpráv, které jsem použila, jsou řádně citovány v textu a uvedeny v seznamu literatury.

Svoluji k půjčování své diplomové práce pro studijní účely a žádám, aby byla vedena evidence o výpůjčkách a převzaté údaje byly řádně citovány.

Kateřina Hemalová

Poděkování

Srdečné poděkování patří především mému školiteli Dr. Jiřímu Zachariášovi z Ústavu geochemie, mineralogie a nerostných zdrojů Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy za bezmeznou trpělivost, cenné rady, stálou péči a pozornost a také za poskytnutí studijních materiálů.

Terénní a laboratorní práce byly realizovány za finanční podpory grantového projektu GACŘ 205/06/0702 a výzkumného záměru MSM0021620855.

Samozřejmě bych také chtěla velmi poděkovat mé rodině a přátelům za velkou a nepolevující podporu.

ABSTRAKT

Systém křemenných žil s molybdenitem z lokality Padrť proniká do metamorfovaných kambroordovických sedimentů Barrandienu (křemence, arkózy, rohovce) v jihozápadní části středních Brd.

Na základě mikrotermometrických údajů rozlišujeme tři hlavní generace křemene: Q1 – nejstarší křemen tvořící hlavní podíl žiloviny; Q2 – xenomorfní zrna narůstající na Q1, které lze dále dělit na subgeneraci Q2a (tmavá jádra zrn tvořena velkým množstvím primárních inkluzí) a na něm narůstající Q2b (čirá zrna krystalizující do dutin); Q3 – nejmladší křemen narůstající na Q2b, charakteristický odlišnou interní texturou.

Křemen 1. generace (Q1) precipitoval z H₂O-CO₂ fluid o nízké salinitě (cca 5 hm. % NaCl_{ekv.}) s nízkou příměsí (~ 5 mol. %) ostatních plynů (CH₄-N₂). Odhadované podmínky vzniku křemene Q1 se pohybují za teplot > 350 °C, za tlaků ~ 400-500 MPa, což odpovídá hloubce zhruba 15 km za předpokladu litostatického tlaku.

Vznik křemene 2. a 3. generace je spojen s fluidy H₂O typu. Q2 vznikl z roztoků o nízké salinitě (< 5,9 hm. % NaCl_{ekv.}) za teplot 250 až 320 °C a tlaků 60 až 120 MPa (interpretováno jako hydrostatický tlak, hloubka 3 až 5 km). Mladší subgenerace Q2b obsahuje četné trailly inkluzí asociace varu a variabilní salinitou 1,2 až 7 hm. % NaCl_{ekv.} Q3 precipitoval z nízké salinních roztoků (0,9 až 1,2 hm. % NaCl_{ekv.}) za velmi nízkých tlaků ~30 MPa a teplotního intervalu 170 až 210 °C.

Křemenné žíly s hojným sheelitem, agregáty galenitu, kobelitu a zlatem z lokality Sobětice u Klatov patří k starovariskému zlatonosnému zrudnění polymetalického charakteru. Křemenné žíly pronikají krystalickými vápenci, na styku s biotitickými rulami s vložkami elánů pestré skupiny moldanubika. Zrudnění tvoří v křemenných žilách 0,2-0,3 m mocnou polohu při nadložním kontaktu s krystalickými vápenci. Žíly jsou převážně ložní, výjimečně pravé 0,1-1 m mocné, s kovnatostí do 2,6 g/t Au. Paragenetické vztahy lze rozčlenit na 4 vývojová stadia: sheelitové, zlato-arsenopyritové, polymetalické a supergenní.

Na základě mikrotermometrických údajů rozlišujeme dvě hlavní generace křemene: Q1 – nejstarší křemen tvořící více než 98 % žiloviny pronikající po trhlinách a podél hranic zrn rudní fáze (sulfosole); Q2 – čirý křemen vzniklý metasomatózou Q1 podél kontaktu s rudní fází nebo vykrytalizováním Q2 do volné dutiny, která zbyla po vzniku rudy.

Křemen 1. generace (Q1) precipitoval z H₂O-CO₂ fluid o nízké salinitě (1,0 až 2,2 hm. % NaCl_{ekv.}) s nulovou nebo nízkou příměsí ostatních plynů (CH₄-N₂). Odhadované podmínky vzniku křemene Q1 se pohybují za teplot ~ 350 °C a tlaků ~ 400 MPa, což odpovídá hloubce zhruba 15 km za předpokladu litostatického tlaku.

Vznik křemene 2. generace je spojen s fluidy H₂O typu. Q2 vznikl z roztoků o nízké salinitě (1,9 až 2,7 hm. % NaCl_{ekv.}) za teplot 230 až 280 °C a nízkých tlaků 50 až 100 MPa (interpretováno jako hydrostatický tlak, hloubka 2 až 4 km). Hlavní teplotní interval krystalizace sulfosolí je mezi cca 190 °C a 250 °C.

ABSTRACT

Quartz veins with molybdenite and gold from the locality Padr' crosscut metamorphosed Cambrian and Ordovician sediments (quartzite, arcose, cherts) of the Barrandien unit in southwest part of Central Brdy Mts..

Based on fluid inclusion microthermometry we distinguish three main generations of the quartz gangue: Q1 – the oldest quartz, that forms the main portion of gangue; Q2 – xenomorphic crystals growing on Q1, subdivided into Q2a (dark nuclei of crystals with a quantity of primary fluid inclusions) and Q2b (pellucid crystals crystallized to vugs) overgrowing Q2a; Q3 – the youngest quartz (with calcedony-like texture) that overgrows Q2b crystals.

The first generation of quartz (Q1) precipitated from low salinity (~5 wt. % eq. NaCl) aqueous-carbonic fluid with minor methane/nitrogen admixture (~ 5 mol. %). Estimated PT conditions of Q1 formation are >350 °C and ~ 400-500 MPa (depth about 15 km under lithostatic pressure).

Formation of quartz Q2 and Q3 is associated with aqueous fluids. Q2 precipitated from low salinity (< 5,9 wt. % eq. NaCl) fluid at 250 to 320 °C and 60 to 120 MPa (depth about 3 - 5 km under hydrostatic pressure). Younger subgeneration Q2b contains quantity of fluid inclusions with signs of boiling and with wide range of salinity 1,2 to 7 wt. % eq. NaCl. The Q3 was formed from even lower salinity fluids (0,9 to 1,2 wt. % eq. NaCl) at very low pressures (~30 MPa) and temperatures (120 to 170 °C).

Quartz veins with sheelite, galena, cobelite and gold from the locality Sobětica u Klatov represent Variscan gold-bearing mineralization with strong base-metal signature. Quartz veins crosscut the marbles hosted by Moldanubian biotite gneisses with intercalations of calc-silicate rocks. Mineralized quartz veins are 0,1 to 1 m thick and generally parallel with bedding of marbles. The ore zone is 0,2-0,3 m thick and is located close to the hangingwall contact of marbles. Four mineralization stages were distinguished: scheelite, gold-arsenopyrite, base-metal and supergene.

Based on the fluid inclusions microthermometry we distinguish two main generations of the quartz gangue: Q1 – the oldest quartz, that forms 98 % of the gangue; Q2 – pellucid quartz, filling in fractures in Q1 and forming discontinuous rims along ore phases (sulfosalts).

Early quartz (Q1) precipitated from H₂O-CO₂ low-salinity fluids (1,0 - 2,2 wt. % eq. NaCl) with low admixture of other gasses (CH₄-N₂). Estimated conditions of Q1 formation are ~ 350 °C and ~ 400 MPa (i.e. about 15 km of depths, if lithostatic pressure is considered). Late quartz (Q2) formed from low-salinity H₂O fluids (1,9 - 2,7 wt. % eq. NaCl) at about 230 to 280 °C and 50 to 100 MPa (depth of about 2 to 4 km under hydrostatic pressure regime). The temperature interval of crystallization of sulfosalts varied in between 190 °C and 250 °C.

OBSAH

1. ÚVOD	1
2. OBECNÉ INFORMACE O LOKALITÁCH	2
2.1 Geologicko-geografické vymezení studovaných oblastí.....	2
2.2 Historie těžby a průzkumu v okolí lokality Padrt' (Střední Brdy)	3
2.3 Historie těžby a průzkumu v Soběticích	4
3. GEOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA STUDOVANÝCH OBLASTÍ	6
3.1 Geologická stavba lokality Padrt'	6
3.2 Mineralogická charakteristika lokality Padrt' (Střední Brdy)	11
3.3 Geologická stavba lokality Sobětice.....	11
3.4 Ložisková charakteristika sobětické oblasti	14
3.5 Mineralogická charakteristika sobětických křemenných žil	14
4. FLUIDNÍ INKLUZE	16
4.1 Definice fluidních inkluzí.....	16
4.2 Vznik a klasifikace fluidních inkluzí	16
4.3 Reekvilibrace fluidních inkluzí	17
4.4 Obecný postup při studiu fluidních inkluzí	18
4.5 Stupeň zaplnění	18
4.6 Měřené teploty fázových přechodů.....	20
5. METODIKA STUDIA	22
6. STUDIUM FLUIDNÍCH INKLUZÍ JEDNOTLIVÝCH VZORKŮ	23
6.1 Vzorek PA-11C	23
6.2 Vzorek PA-19	29
6.3 Vzorek PA-11A	34
6.4 Vzorek SOB 5-2	40
7. SHRUTÍ VÝSLEDKŮ	45
7.1 Shrnutí mikrotermometrických dat z lokality Padrt'	45
7.2 Odhad PT podmínek vzniku jednotlivých generací křemene z lokality Padrt'.....	50
7.3 Shrnutí mikrotermometrických dat z lokality Sobětice	52
7.4 Odhad PT podmínek vzniku jednotlivých generací křemene z lokality Sobětice	55
9. DISKUZE	57
9.1 Srovnání padrt'ských a sobětických křemenných žil	57
9.2 Srovnání sobětických a bělčických křemenných žil	57
9.3 Srovnání sobětických a kasejovických křemenných žil	58
9. ZÁVĚR	60
10. SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY	62

SEZNAM OBRÁZKŮ

- Obr. 1. Zkoumané lokality Soběstice a Padrt' (označeny šipkami). Výřez z mapy (přejato z ©2010 Google – Data map ©2010 Tele Atlas).
- Obr. 2. Hlavní geologické jednotky lokalit Soběstice a Padrt' (přejato z ©Česká geologická služba, Topografický podklad ARCDATA Praha, s. r. o., srpen 2003).
- Obr. 3. Křemenné žíly z oblasti Padrt': východ biotitového rohovce (vlevo), detail křemenných žil (vpravo) (foto: J. Zachariáš).
- Obr. 4. Geologická mapa okolí lokality Padrt' v Brdech (© Česká geologická služba, Český úřad zeměměřický a katastrální).
- Obr. 5. Geologická mapa okolí Soběstic u Klatov a Kosmáčova (© Česká geologická služba, Český úřad zeměměřický a katastrální).
- Obr. 6. Genetická klasifikace FI.
- Obr. 7. Srovnávací nákres pro odhad stupně zaplnění trojrozměrných FI inkluzí (podle Shepherd et al. 1985 in Zachariáš 2000).
- Obr. 8. Rekrystalizace FI procesem „necking down“ (podle Roeddera 1984 a Shepherd et al. 1985 in Zachariáš 2000).
- Obr. 9. H₂O inkluze zachycené při varu roztoků, křemen ze sekundárních kvarcitů, lokalita Šobov u Bánské Štiavnice (přejato ze Oružinský – Hurai in Huraiová et al. 2002).
- Obr. 10. Schematické znázornění solvu v H₂O-CO₂ systému a oblasti nemísivosti (přejato ze Zachariáše 2000).
- Obr. 11. Část fázového diagramu H₂O (podle Fischera 1976 in Ďurišová a Hurai 1991).
- Obr. 12. Jemnozrná křemenná žilovina (vlevo), dlažbovitá textura křemene Q1 (vpravo).
- Obr. 13. Pseudosekundární dvoufázové H₂O inkluze (izolovaný trail v rámci jednoho zrna).
- Obr. 14. Dekripitační haly
- Obr. 15. Odmíšení kapalného a pevného CO₂ za teploty -46 °C.
- Obr. 16. Samostatná H₂O-CO₂ inkluze se zachycenou drobnou rudní a nerudní fází (vyznačeno šipkami).
- Obr. 17. Nepravidelná fluidní inkluze s F ~0,80 a s dekrpitačním halo.
- Obr. 18. Odlišný stupeň zaplnění v důsledku necking down.
- Obr. 19. Krátký trail na okraji zrna. Bublina v jedné inkluzi zatlačovaná klatrátem při teplotě < 10 °C.
- Obr. 20. Histogram teplot tání pevného CO₂ (Tm-CO₂) ve vzorku PA-11C.
- Obr. 21. Graf teploty celkové homogenizace (Th-tot) x salinita ve vzorku PA-11C.
- Obr. 22. Vlevo křemenná žilka zpeřeně pronikající do okolní matrix (x N), vpravo xenomorfně omezená zrna žiloviny, na okrajích jemně podrcena.
- Obr. 23. Měřené H₂O inkluze nepravidelného tvaru.
- Obr. 24. Zřetelně pozorovatelný třífázový obsah u měřené inkluze typu H₂O-CO₂, F ~0,8.
- Obr. 25. Trail dvoufázových, kapalinou bohatých H₂O inkluzí.
- Obr. 26. Histogram teplot homogenizace (Th-tot) H₂O inkluzí ve vzorku PA-19.
- Obr. 27. Histogram teplot tání pevného CO₂ (Tm-CO₂) ve vzorku PA-19 .
- Obr. 28. Graf teploty celkové homogenizace (Th-tot) x salinita ve vzorku PA-19
- Obr. 29. Nedeformovaná žilovina jemnozrného křemene Q1a.
- Obr. 30. Křemen Q1b krystalizující do volné dutiny s růstovou zónou Q1c, vykazující jinou luminiscenci (zkřížené nikoly).
- Obr. 31. Zrno s třemi generacemi křemene. Rozdíle barvy zrna jsou v důsledku tloušťky řezu (zkřížené nikoly) (foto: J. Zachariáš).

- Obr. 32. Křemen Q1b generace: ostrý přechod do čiré zóny téměř bez inkluzí (vlevo); H₂O inkluze dvoufázové kapalinou bohaté a jednofázové plynné, asociace varu (vpravo, zkřížené nikoly).
- Obr. 33. Trail H₂O inkluzí asociace varu, tvar negativních krystalů.
- Obr. 34. H₂O inkluze asociace varu: inkluze dvoufázové kapalinou bohaté, jednofázové plynné a přechody mezi nimi.
- Obr. 35. H₂O primární inkluze v oblasti Q2b.
- Obr. 36. H₂O pseudosekundární trailly v Q2b končící u růstové zóny.
- Obr. 37. H₂O primární inkluze v oblasti Q2b.
- Obr. 38. Histogram teplot homogenizace (Th-tot) H₂O inkluzí ve vzorku PA-11A.
- Obr. 39. Graf teploty celkové homogenizace (Th-tot) x salinita ve vzorku PA-11A.
- Obr. 40. Detail rudních fází pronikajících křemennou žilovinou 1. generace (Q1); vlevo zkřížené nikoly.
- Obr. 41. Křemen 2. generace (Q2): ostrý přechod do čiré zóny téměř bez inkluzí.
- Obr. 42. Křemen 2. generace: vlevo měřená oblast; vpravo detail měřených H₂O inkluzí.
- Obr. 43. H₂O-CO₂ inkluze s $F \sim 0,7$
- Obr. 44. Histogram teplot tání pevného CO₂ (Tm-CO₂) ve vzorku SOB 5-2.
- Obr. 45. Graf teploty celkové homogenizace (Th-tot) x salinita ve vzorku SOB 5-2.
- Obr. 46. Souborný histogram celkové homogenizace H₂O inkluzí (Th-tot) v křemeni 1. generace (Q1).
- Obr. 47. Souborný histogram teplot tání pevného CO₂ (Tm-CO₂) v křemeni 1. generace (Q1).
- Obr. 48. Souborný histogram teplot homogenizace CO₂ (Th-CO₂) v křemeni 1. generace (Q1).
- Obr. 49. Souborný histogram celkové homogenizace H₂O-CO₂ inkluzí (Th-tot) v křemeni 1. generace (Q1).
- Obr. 50. Souborný histogram celkové homogenizace H₂O inkluzí (Th-tot) v křemeni 2. generace (Q2).
- Obr. 51. Souborný graf teploty celkové homogenizace (Th-tot) x salinita pro křemen Q2 a Q3.
- Obr. 52. Souborný graf teploty celkové homogenizace (Th-tot) x salinita pro všechny generace křemenné žiloviny (Q1-Q3).
- Obr. 53. Grafické znázornění izochor pro jednotlivé generace křemene (Q1-Q3).
- Obr. 54. Souborný histogram teplot homogenizace CO₂ (Th-CO₂) v křemeni 1. generace (Q1).
- Obr. 55. Souborný histogram celkové homogenizace H₂O-CO₂ inkluzí (Th-tot) v křemeni 1. generace (Q1).
- Obr. 56. Souborný histogram celkové homogenizace H₂O inkluzí (Th-tot) v křemeni 2. generace (Q2).
- Obr. 57. Grafické znázornění izochor pro jednotlivé generace křemene (Q1 a Q2).
- Obr. 58. Grafické znázornění pravděpodobných podmínek vzniku jednotlivých generací křemene pro lokality Padrt', Sobětice, Kasejovice a Bělčice.

SEZNAM TABULEK

- Tab. 1. Klasifikace inkluzí podle jejich obsahu za pokojové teploty (podle Shepherd et al. 1985 in Zachariáš 2000).
- Tab. 2. Shrnutí mikrotermometrických údajů H₂O-CO₂; H₂O inkluzí ve vzorku PA-11C
- Tab. 3. Shrnutí mikrotermometrických údajů H₂O-CO₂; H₂O inkluzí ve vzorku PA-19
- Tab. 4. Shrnutí mikrotermometrických údajů H₂O inkluzí ve vzorku PA-11A.
- Tab. 5. Shrnutí mikrotermometrických údajů H₂O-CO₂; H₂O inkluzí ve vzorku SOB 5-2.
- Tab. 6. Shrnutí mikrotermometrických údajů H₂O-CO₂ a H₂O inkluzí v křemenu Q1.
- Tab. 7. Shrnutí mikrotermometrických údajů H₂O inkluzí v křemenu Q2.
- Tab. 8. Souhrnné charakteristiky inkluzí (# 1-7) použitých pro výpočet H₂O-CO₂ izochor zobrazených na obr. 53.
- Tab. 9. Souhrnné charakteristiky inkluzí (# 1 - 4) použitých pro výpočet H₂O izochor zobrazených na obr. 53.
- Tab. 10. Shrnutí mikrotermometrických údajů H₂O- CO₂ inkluzí v křemenu Q1.
- Tab. 11. Shrnutí mikrotermometrických údajů H₂O inkluzí v křemenu Q2.
- Tab. 12. Mikrotermometrické údaje použité pro výpočet H₂O-CO₂ izochory , zobrazené na obr. 57.
- Tab. 13. Souhrnné charakteristiky inkluzí (# 1 - 3) použité pro výpočet H₂O izochor (křemen Q2 a Q3) zobrazených na obr. 57.

SEZNAM POUŽITÝCH ZKRATEK

SČPK	Středočeský plutonický komplex
LP-HT	Nízkotlaké - vysokoteplotní
FI	Fluidní inkluze
P	Primární charakter
PS	Pseudosekundární charakter
S	Sekundární charakter
Lr	Dvoufázové kapalinou bohaté
Vr	Dvoufázové plynem bohaté
F	Stupeň zaplnění
T	Teplota
P	Tlak
PT podmínky	Teplotně – tlakové
Tt	Teplota zachycení (tj. při vzniku inkluze)
Pt	Tlak při vzniku inkluze
T _{FM}	Teplota prvního tání
Te	Teplota eutektika
Tm-ice	Teplota tání posledního krystalu ledu
hm. % NaCl _{ekv.} (L/V/C)	Vyjádření salinity pomocí NaCl ekvivalentu Způsob homogenizace inkluzí (na kapalinu / na plyn / a kritický)
Tm-CO ₂	Teplota tání pevného CO ₂
Tm-cla	Teplota tání klatrátu CO ₂
Th-CO ₂	Teplota homogenizace CO ₂
Th-tot	Teplota celkové homogenizace
T _(DEC)	Teplota dekripitace
3D distribuce	Trojrozměrná (prostorová)distribuce

1. ÚVOD

Plynokapalné inkluze představující relikty fluid, které minerál obklopovaly v době jeho růstu nebo při jeho následné rekrystalizaci. Jsou pro nás unikátním zdrojem informací o složení těchto fluid a o termodynamických podmínkách při vzniku minerálu.

Cílem studia fluidních inkluzí v křemenné žilovině na lokalitách Padrt' (u Rožmitálu pod Třemšínem) a Sobětice (u Klatov) bylo zjistit bližší informace o původu a pravděpodobných podmínkách vzniku Au-mineralizace v křemenných žilách v dosud méně známých oblastech.

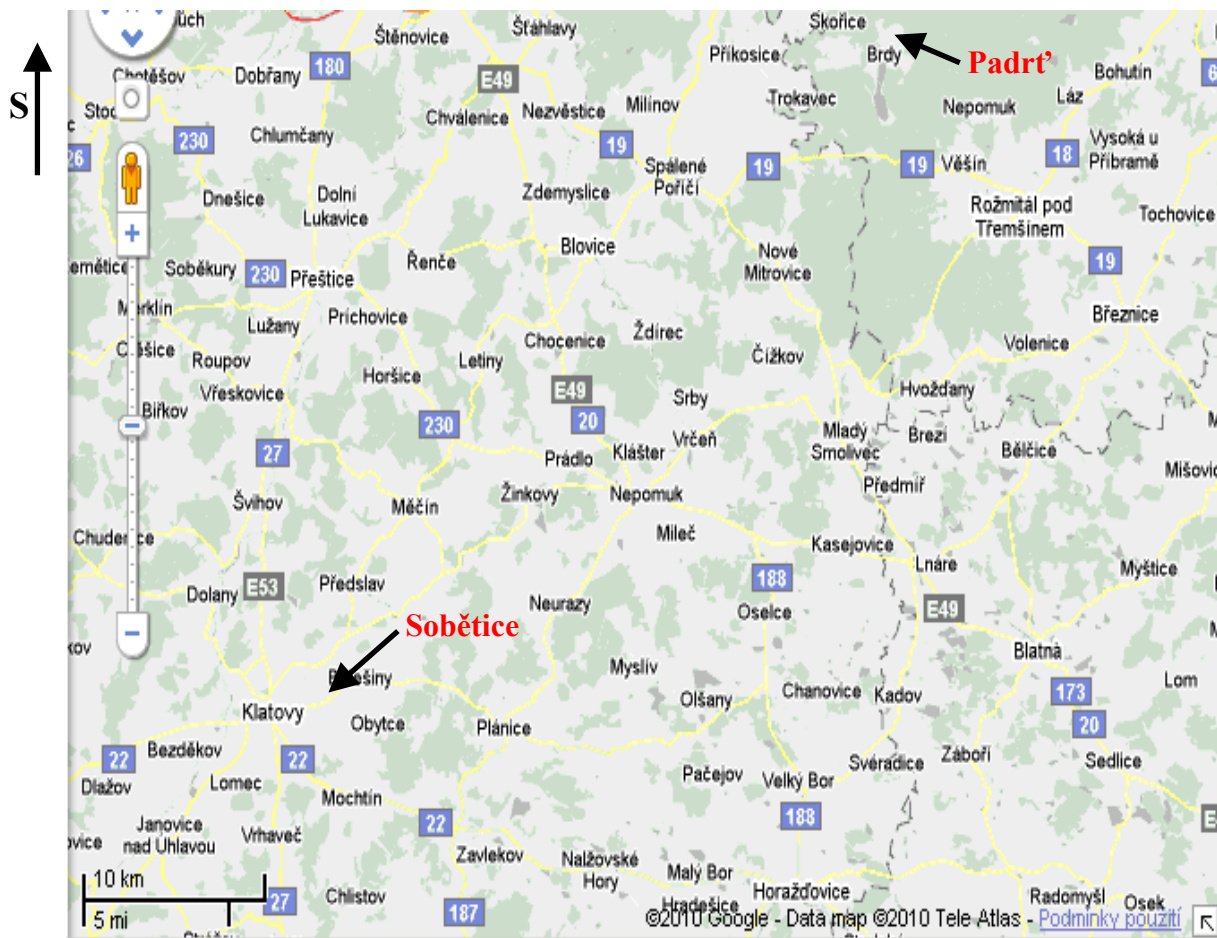
Nazujeme tím na četné práce Litochleba a Černého, kteří v roce 1978 provedli první ložiskový výzkum Sobětic a okolí a zjistili parageneticky a geochemicky velmi zajímavý typ starovariského zlatonosného zrudnění a na diplomovou práci Koubové (1999), která toto zrudnění polymetalického charakteru detailně popsala.

V okolí lokality Padrt' ve Středních Brdech se vyskytuje méně výrazná polymetalická poloha, jež bývala též historicky dobývána. Na ni jsou vázána malá rýžoviště zlata na Padrt'ském potoce. Z ložiskového a mineralogického hlediska však tato oblast zatím podrobněji prozkoumána nebyla.

2. OBECNÉ INFORMACE O LOKALITÁCH

2.1 Geologicko-geografické vymezení studovaných oblastí

Lokalita Padrt' náleží střeočeskému kraji a nachází se cca 15 km severně od města Rožmitál pod Třemšínem (obr. 1). Padrt' spadá do území stejnojmenné osady položené při jihozápadním okraji Středních Brd s nadmořskou výškou 620 až 650 m. V okolí se nachází Padrt'ské rybníky, které byly v roce 1979 prohlášeny za součást chráněné oblasti přirozené akumulace vod. Jedná se o nejvýznamnější rašelinnou oblast Středních Čech. Zároveň se jedná o jednu z nejvýznamnějších mokřadních lokalit v českém vnitrozemí.



Obr. 1. Zkoumané lokality Sobětice a Padrt' (označeny šipkami). Výřez z mapy (přejato z ©2010 Google – Data map ©2010 Tele Atlas).

Území Padrtě je součástí území, na kterém se měly provádět geologické práce pro vyhledávání a průzkum ložisek zlata a nerostů, z nichž lze průmyslově vyrábět kovy. Jde o území na Rožmitálsku o celkové rozloze 187,89 km² (Žán 2001). Od roku 1926 je toto území vojenským výcvikovým prostorem. Geomorfologicky je území řazeno do geomorfologického okrsku Třemšinská vrchovina s charakterem ploché vrchoviny tvořené erozně denudačním reliéfem. Místní erozní bází je na severu území říčka Klabava, na jihu Bradava (Demek et al. 1987).

Lokalita Sobětice u Klatov se nachází se asi 4 km jihovýchodně od Klatov (obr. 1) mezi obcemi Sobětice a Kosmáčov (obě náleží Plzeňskému kraji). Území leží na hranici geomorfologických okrsků Plaské a Blatenské pahorkatiny. Povrch Plaské jednotky je typický rozsáhlými zbytky neogenních zarovnaných povrchů, strukturně denudačními sníženinami a poměrně vzácnými sukami a mělkými i hluboce zaříznutými údolními s říčními terasami. Hydrografickou osou území je tok Mže a Berounky. Členitá Blatenská pahorkatina tvoří jihozápadní část Středočeské pahorkatiny povodí Otavy, Lomnice a Úslavy. Převládá erozně-denudační reliéf na západě tektonicky vyklenutý, se strukturními hřbety a sukami, se skalními tvary zvětrávání a odnosu a zbytky neogenních zarovnaných povrchů.

2.2 Historie těžby a průzkumu v okolí lokality Padrť (Střední Brdy)

Obec Padrť byla založena v roce 1565. Pravděpodobně od počátku vznikla jako středisko místního železářství. Těžila se zde železná ruda a k rozvoji došlo v 2. pol. 17. stol. a vrchol byl v 18. stol. kdy zde fungovaly dvě vysoké pece, čtyři železné hutě a pět hamrů.

Střední Brdy a jejich okolí jsou oblastí se starou tradicí těžby nerostných surovin. Region z hlediska obživy obyvatelstva zemědělsky chudý v minulosti disponoval poměrně bohatými ložisky hospodářsky významných nerostů. V první řadě to byly rudy železa i barevných a drahých kovů. Prakticky téměř ve všech současných i zaniklých obcích regionu (Padrť, Záběhlá) a kolem nich nalézáme dodnes pozůstatky po těžbě železných rud. Tyto rudy jsou převážně sedimentárního, příp. vulkanoklastického typu a jen podružně, zvláště na jihu Středních Brd a v jejich okrajových partiích se můžeme setkat i s rudami žilnými. Sedimentární rudy, pro svůj nižší obsah železa a oblast výskytu označované také jako chudé sedimentární barrandienské rudy, daly základ historickému rozvoji brdského železářství a oblasti vynesly poetické přívěsky „Železné srdce Čech“.

Jižní část příbramského Podbrdí náleží k historicky nejbohatšímu rudnímu polymetalickému příbramskému revíru, kde se těžily žíly bohaté na rudy stříbra, olova, mědi, zinku, antimonu, železa, ale i zlata vázaného na zlatonosné pyrity. Dlužno poznamenat, že na Středních Brdech se vyskytuje v okolí zaniklé obce Záběhlé méně výrazná polymetalická poloha, jež bývala též historicky dobývána, avšak zřejmě se zanedbatelnými výsledky. Na ni jsou zřejmě vázána i malá rýžoviště zlata na Klabavě, resp. Padrťském potoce, snad již prehistorického stáří. Sejpy zbylé po rýžování staré odhadem dva tisíce let jsou ještě znát.

K nerostnému bohatství mimo rudy přistupovaly ještě černouhelné pánve především v plošně nevelké, ale velmi bohaté pánvi v Mirošově. Z geologického hlediska se nejedná o pravé pánve, ale o jedinou soustavu tektonických, uhelných příkopů. Mirošov, měl ve svrchní sloji koksovateľné uhlí vynikající kvality a kromě něj ještě ve spodní sloji uhlí břidličnaté. Navíc měl vyvinutou ještě nepravidelnou mezisloj s dobrým, avšak tvrdým a hůře dobývatelným uhlím. Spodní sloj byla těžena i v sousedních Skořicích. Mirošovské a skořické uhelné zásoby byly objeveny až v 30. letech 19. století. Poslední mirošovský důl byl uzavřen v r. 1947, ve Štílcích se konaly ještě v 50. letech pokusy o nalezení dalších zásob.

Z dalších nerudních surovin těžných na Brdech jmenujme stavební kámen a drcené kamenivo. Z nich historicky vynikala mirošovská arkóza (známějšímu pískovci podobná hornina) z bazálních vrstev mirošovského karbonského reliktu. Užívala se nejprve zřejmě k výrobě mlýnských kamenů, hrubších kamenických prvků a snad i kamenosochařsky, avšak proslula jako materiál k výstavbě těles historických vysokých pecí s redukcí na dřevěném uhlí. Další významnější nerudou byly ordovické skalecké křemence, jež byly místy pro svoji vysokou čistotu historicky využívány jako sklářská surovina. Pro stavební účely i pro výrobu drceného kameniva se využívala většina vyvřelých, sedimentárních i slabě regionálně metamorfovaných hornin. Dodnes fungují lomy v paleovulkanitech křivoklátsko-

rokycanského pásma v Třebnušce a Těškově na Zbirožsku, přímo na Brdech v diabasu a melafýru v Zaječově na Hořovicku i klastických sedimentů v Červeném lomu u bývalé vsi Záběhlé ve Vojenském újezdu Brdy a konečně i v metabazaltech a tufech v Mítově u Nových Mitrovic na jižním Plzeňsku. Historicky se jako stavební kámen a pro hrubší kamenické účely využíval i granitoidní masívek ve Vojenském újezdu Brdy nedaleko Teslín na jižním Plzeňsku. Běžně se pro stavební kámen i šterk místně využívala řada kambrických slepenců i porfyrů po celých Brdech.

Ze sedimentárních keramických surovin jmenujme jako význačnější ložisko kaolinických jílu poblíž Jinec či vzdálenější surovinově obdobné ložisko (geneticky a stratigraficky však jiného typu) mezi Ejpovicemi a Kyšicemi (rozhraní Rokycanska a severního Plzeňska). Specifické bylo využití karbonských jílovců - lupků pro výrobu stáložárných vyzdívek průmyslových pecí, např. z mirošovské pánve. Cihlářské hlíny se využívaly poměrně často, v oblasti se nejvíce vyskytovaly hlíny geneticky smíšeného typu spraš - eluviální hlíny. Významné cihelny pracující hluboko do 20. století byly ve Zbiroze a v Kařezu, vynikající cihly dávala do první třetiny 20. století cihelna v Mirošově. Pokud se týká fluviálních (říčních, příp. jezerních) písků a šterků, jsou Brdy a jejich okolí na tento materiál poměrně chudé. Poskytovaly je vlastně jen neogenní pánve na Hořovicku (Tlustice) a u Hostomic, avšak špatně vytříbené a s vysokým obsahem jílu. Proto se v kraji lokálně využívala spíše drobná eluviální ložiska těchto surovin (kopané písky a šterkopísky).

Další důležitou, avšak již neželeznou rudou byla rumělka, cinabarit. Těžila se z hydrotermálních žil protínající ložisko sedimentárních rud u Komárova na lokalitě, jež zřejmě po ní získala své jméno Jedová hora (německy Giftberg). Zpracovávala se ve rtuťové huti v Komárově, než byla v druhé polovině 19. století její výroba zastavena díky levnější rtuťi dovážené z Idrie.

2.3 Historie těžby a průzkumu v Soběticích

Pásma starých hornických prací se nachází na místě zvaném Za Doubím mezi obcemi Sobětice a Kosmačov. Hlavní pásmo 3-10 m hlubokých pinek a propadlých dobývek je přibližně 250 m dlouhé a 20 a 40 m široké. V roce 1978 zde byla objevena rudní pásma se zbytky středověkých prací (Černý a Litochleb 1983a). Středověké pinky a dobývky sledují převážně nepravidelné zrudnění ložních křemenných žil. Křemenné žíly nesouvisle pokračují přibližně 1 km k jihozápadu od lubského zlomu a jsou indikovány hojnými úlomky křemenné žiloviny v polích při silnici Klatovy – Horažďovice (Koubová 1999).

Nález indicií po ražení a dobývání ve starých štolách ukazuje na metodou „sázením ohněm“ (rozpraskaná a zčervenálá žilovina, velmi hojné uhlíky) a „želízkování“ tzn. odlamování hornin železky. Želízka o délce 7-8 cm mají kónický čtverhranný nebo kruhový otvor a nesou stopy používání. Dr. Kudrnáčem z AÚ ČSAV Praha byla datována do období 15. až 16. století. Charakter použitých dobývacích metod také vypovídá o hornických pracích z období středověku. Staré šachtice měly profil 1,5 x 2,5 m, nízké nepravidelné patrové chodby rozměry 0,8 x 1 m. Hloubkový dosah lze předpokládat minimálně 20-25 m. V některých úsecích jsou výchozy žil při povrchu téměř vytěženy (Černý a Litochleb 1985).

Není známo, do jaké míry zdejší dolování souviselo s rozsáhlým podnikáním ve stříbrnosných revírech u Hor Matky Boží a Nalžovských hor jihovýchodně od Klatov. Počátky zdejšího dolování jsou kladeny do období kolem roku 1520 a rozkvět do 1. poloviny 16. století. O těžbě krystalického vápence, který se v této oblasti nevyskytoval hojně svědčí dvě propadlé dobývky. Vápenec zde byl velmi důležitou surovinou pro výrobu vápna (Koubová 1999).

Na primární výskyt zlatého zrudnění v jihovýchodním okolí Klatov upozorňovaly v minulosti výskyty zlata ve fluviálních sedimentech a zbytky starých rýžovišť. Snosná oblast byla v jihovýchodním okolí Sobětic (Černý a Litochleb 1983b a 1985). Stará rýžoviště jsou známá v oblasti moldanubika v náplavech místních vodotečí, kde k nejvýznamnějším systémům patří dnes z větší části aplanovaná rýžoviště v údolní nivě Drnovského potoka a jeho drobných přítoků mezi Vrhavčí, Neznašovy, Běšinami a Úlohem v celkové délce cca 10 km. Dále také rýžoviště v aluviálních náplavech řeky Ostružné mezi Čachrovem, Velharticemi a Kolínem v celkové délce 11 km. Rozsahem poměrně menší rýžoviště na Srbsickém potoce mezi Újezdcem a Srbicemi jihovýchodně od Klatov bylo již zcela aplanováno. Výskyt zlata v recentních fluviálních sedimentech této oblasti nově potvrdila šlichová prospekce (Koubová 1999).

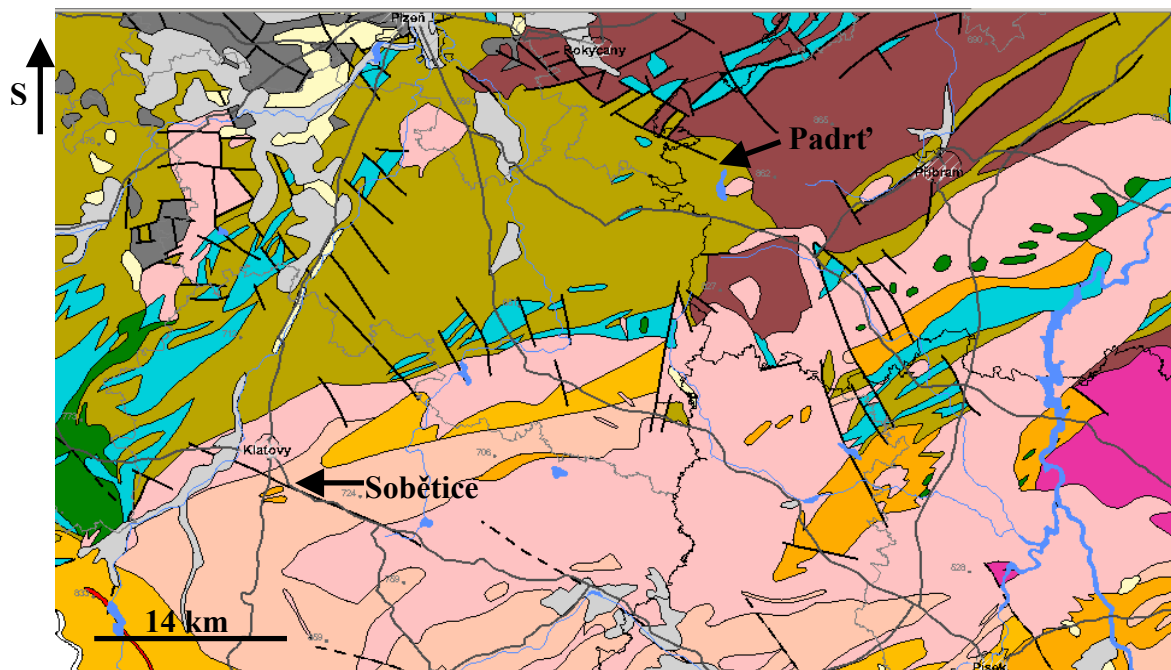
3. GEOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA STUDOVANÝCH OBLASTÍ



3.1 Geologická stavba lokality Padrt'

Na geologické stavbě padrt'ské oblasti se podílejí 3 hlavní jednotky (obr. 2 a 4):

1. Paleozoikum Barrandienu, které je tvořeno příbramsko-jineckou pánví (brdské kambrium) a rožmitálským ostrovem. Zastoupeny jsou ryolity a tufy ryolitů, permokarbonské pískovce s rozptýlenými valounky nebo s vulkanickou příměsí, polymiktní slepence, mocné polohy drob, arkón, prachovců a křemenců. Časté jsou také čočkovité polohy jílovitých břidlic. Subjednotka rožmitálský ostrov představuje tektonicky predisponovanou depresi obklopenou horninami SČPK, v jihozápadní části vyplněnou kontaktně metamorfovanými uloženinami spodního kambria, v severovýchodní části metamorfovanými sedimenty ordoviku až devonu. S proniky hybridních granitoidů byla nově zjištěna vulkanosedimentární série. Převažují v ní sedimenty vápenato-alkalické řady nad horninami s tholeitickým trendem. Výchozí vzhled a složení hornin jsou modifikovány pozdějšími metamorfními, metasomatickými a hydrotermálními přeměnami (Studničná – Studničný 1987 in Morávek 1992).
2. Proterozoikum Barrandienu, konkrétně ze severu částečně zasahující, kralupsko-zbraskavská skupina. Geologicky je území budováno prekambriickými drobovými břidlicemi a drobami, ojediněle slepenci. Jedná se původně o klastické (úlomkovité) sedimenty, které se usadily na dně proterozoického oceánu v období několika desítek milionů let přibližně před 600 miliony lety (proterozoický tektonosedimentární cyklus). Celková mocnost těchto sedimentů je odhadována až na 10 000 m (Zýval 2003). V období před přibližně 550 mil. let došlo k rozsáhlým horotvorným procesům, které ukončily uvedený tektonosedimentární cyklus a zvrásnily sedimenty uložené na dně zaniklého moře. Místy se v těchto horninách vyskytují polohy bulžníků, které pro svoji odolnost vůči zvětrávání vytvářejí na povrchu nápadné morfologické tvary – kamýky (např. Trokavecká skála). Mladší horniny – pískovce a slepence kambriického tektono-sedimentárního cyklu se ukládaly ve sladkovodním prostředí mezihorské deprese a vystupují na povrch severovýchodně od Padrt'ských rybníků (Cílek et al. 2005).
3. Horniny středočeského plutonu jsou zastoupeny granodioritem a granitoidními horninami východně od Padrt'ských rybníků. Výrazné vysunutí granitoidů SČPK za jejich jinak nápadně rovný severozápadní okraj má zřejmě příčinu ve zlomové tektonice vybíhající z rožmitálské kry k severozápadu (Cílek a Ložek 2005).

Obr.2. Hlavní geologické jednotky lokalit Sobětice a Padrt' (přejato z ©Česká geologická služba, Topografický podklad ARCDATA Praha, s. r. o., srpen 2003).



	diority a gabra, assyntské a variské		pestrá série moldanubika (svorové ruly, pararuly až migmatity s vložkami vápenců, erlánu, kvarcitu, grafitu a amfibolitu)
	granitoidy assyntské (žuly, granodiority)		proterozoické horniny assyntsky zvrásněné, s různě silným variským přepracováním (břidlice, fylity, svory až pararuly)
	granodiority až diority (tonalitová řada)		terciérní horniny (písky, jíly)
	jednotvárná série moldanubika (svorové ruly, pararuly až migmatity)		tmavé granodiority, syenity (durbachitová řada)
	kvartér (hlíny, spraše, písky, štěrky)		vulkanické horniny zčásti metamorfované, proterozoické až paleozoické (amfiboly, diabasy, melafyry, porfyry)
	ortoruly, granulity a velmi pokročilé migmatity v moldanubiku a proterozoiku		žuly (granitová řada)
	paleozoické horniny zvrásněné a metamorfované (fylity, svory)		
	paleozoické horniny zvrásněné, nemetamorfované (břidlice, droby, křemence, vápence)	Linie	
	permokarbonské horniny (pískovce, slepence, jílovce)		hranice zjištěná
			zlom zjištěný
			zlom předpokládaný

Proterozoikum: assyntsky zvrásněné horniny s různě silným variským přepracováním (břidlice, fylity, svory až pararuly); granodiority assyntské (žuly, granodiority);

Proterozoikum – paleozoikum: diority a gabra, assyntské a variské; tmavé granodiority, syenity (durbachitová řada); granodiority až diority (tonalitová řada); jednotvárná série moldanubika (svorové ruly, pararuly až migmatity); moldanubikum (ortoruly, granulity a velmi pokročilé migmatity); pestrá série moldanubika (svorové ruly, pararuly až migmatity s vložkami vápenců, erlánu, kvarcitu, grafitu a amfibolitu); vulkanické horniny zčásti metamorfované (amfiboly, diabasy, melafyry, porfyry); žuly (granitová řada);

Paleozoikum: horniny zvrásněné, metamorfované (fylity, svory), horniny zvrásněné, nemetamorfované (břidlice, droby, křemence, vápence); permokarbonské horniny (pískovce, slepence, jílovce);

Terciér: písky, jíly

Kvartér: hlíny, spraše, štěrky, písky

Zjištěná hranice; přechod litologický; zlom zjištěný; zlom předpokládaný

Zde podle Ferryho Fediuka (2007) dochází k nesrovnalostem určení původu horniny, neboť geologická mapa 1:200 000 na listu M-33-XX Plzeň (Čepek, Zoubek et al. 1961 in Fediuk 2007) zobrazuje v prostoru proterozoika východně od Padrt'ských rybníků na Rožmitálsku těleso ve tvaru pně o rozloze zhruba 2 km² a přiřazuje ho k sázavskému typu středočeského plutonu. K témuž typu řadí toto těleso i Palivcová (1965) in Fediuk 2007. Nová geologická mapa 1:500 000 (Cháb, Stráník, Eliáš 2007 in Fediuk 2007) zakresluje granitoid východně od Padrt'ských rybníků pozicí, velikostí i tvarem obdobně, ale bez označení konkrétního typu, navíc však kolem něj zakresluje i lem kontaktní metamorfózy. Holub, Machart a Manová (1995) in Fediuk 2007 problematicky řadí padrt'ský peň ke své alkalicko-vápenaté sérii, tedy jinými slovy v podstatě k sázavskému typu. V geologické mapě 1:50 000 je na listu 22-12 Březnice (Mašek, red. 1990 in Fediuk 2007) v těchto místech zakresleno místo souvislého většího granitoidního tělesa několik podstatně drobnějších tělísek horniny označované jako blatenský typ; kontaktní aureola kolem nich není vyznačena žádná.

V roce 2007 provedla firma Terrasond v oblasti z. od Padrt'ských rybníků řadu mělkých vrtů. Dva z nich byly situovány 1 km jihozápadně od středu Hořejšího padrt'ského rybníka. Oba zastihly pod dvoumetrovým zvětralinovým pokryvem granitoidy. Ve vrtu bližším k rybníku byly tyto granitoidy v několikametrové mocnosti písčité (nikoliv jílovité) rozvětralé, ale bezproblémově identifikovatelné jako leukokratický biotitický granit. Druhý z vrtů, zhruba o 100 m od rybníka vzdálenější, prošel obdobně písčitém granitovým reziduem, ale v hloubce kolem 5 m pronikl do sice navětralého, ale již zcela pevného granitu. Horninu světle nažloutlé barvy tvoří asi ze dvou třetin živce, z nichž draselný živec zřetelně převládá nad kyselým plagioklasem v poměru zhruba 40 : 25. Další podstatnou složkou je křemen s přibližně třiceti objemovými procenty. Necelých 5 % pak připadá na biotit, který je místy baueritizován, ne však chloritizován. Muskovit ani amfibol nebyly zjištěny ani ve stopách. Z akcesorní se objevuje apatit a zirkon. Horninu lze klasifikovat jako stejnoměrně a středně zrnitý leukokratický biotitický granit. V žádném případě ho nelze řadit k blatenskému a tím méně sázavskému typu středočeského plutonu. Bližší je analogie s tzv. okrajovým typem, i když ani ta není jednoznačná.

V blízkosti vrtů lze najít kameny a balvany bezslídnatých aplitů a pegmatitů s turmalínem skorylového typu, místy tvořícím hnízdovité shluky o rozměrech až 5 cm. Turmalín občas proniká i do sousedních kontaktních rohoveců. Spojitost nových granitoidních výskytnů s dříve známými výskyty východně od rybníků je více než pravděpodobná. Vzhledem k silnému zvětrání a tím nižší odolnosti je rovněž pravděpodobné, že skalní podklad pod sníženinou vyplněnou oběma padrt'skými rybníky tvoří patrně ze značné části také popisované granitoidy. Celý tento areál, zahrnující jak východ i západ od rybníků, tak i jejich podloží, lze označit jako padrt'ský peň (Fediuk 2007).

V mapě 1:500 000 (Cháb et al. 2007 in Fediuk 2007) je kolem padrt'ského granitového pně vyznačena na východ od rybníků kontaktně metamorfní aureola, na západ od nich zakreslena není. Přesto tu však existuje, a to v šířce až ¾ km od nově zjištěného okraje tělesa. Proterozoické sedimenty, zde převážně prachovce a jemnozrnné droby, jsou zrohovcovatělé a obsahují hojný biotit, který je evidentně kontaktně metamorfního původu. Také vzorky studované křemenné žiloviny pocházejí z povrchového sběru z výchozu biotitového rohovce (obr. 3).

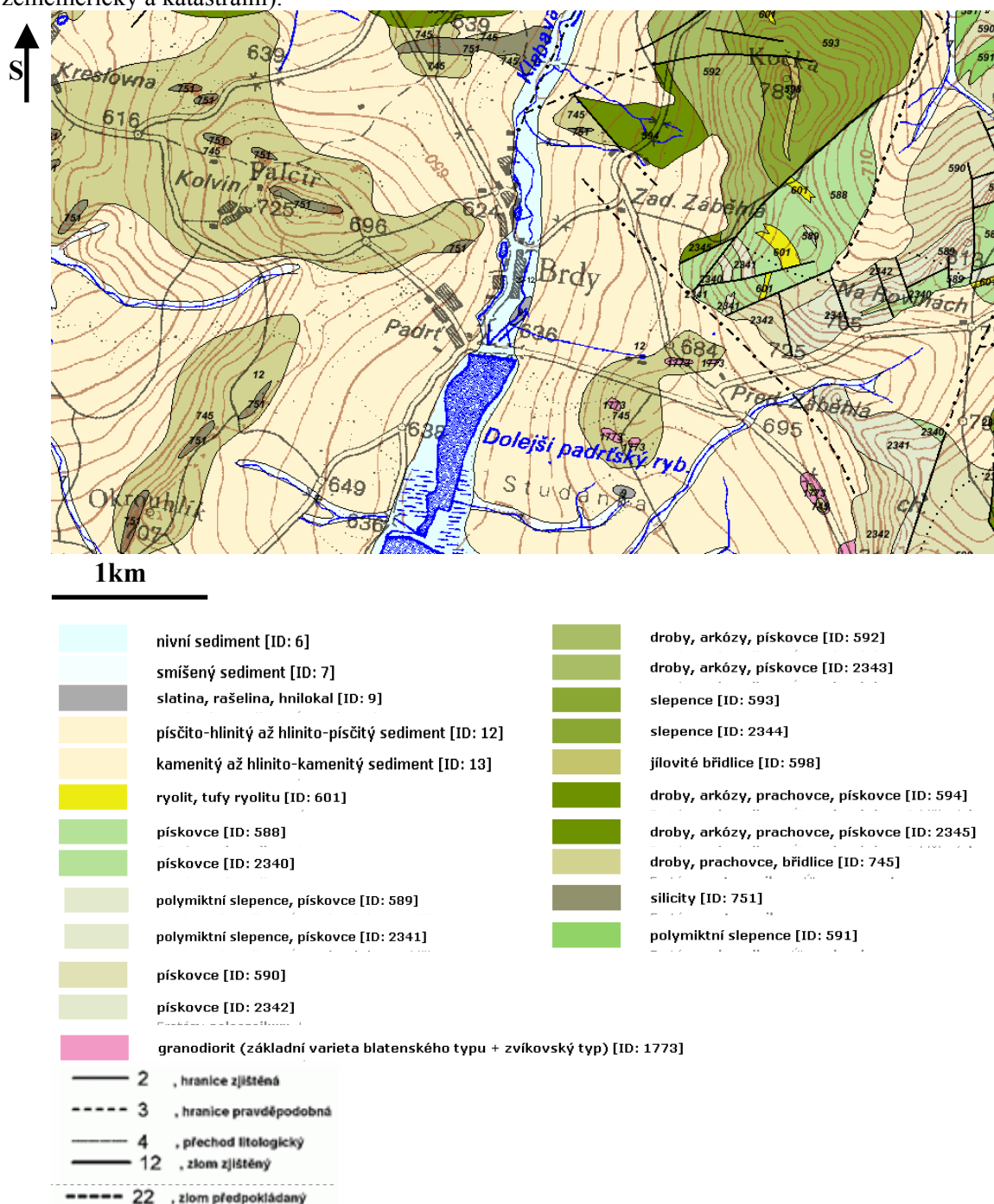
Obr. 3. Křemenné žíly z oblasti Padrt: výchoz biotitového rohovce (vlevo), detail křemenných žil (vpravo) (foto: J. Zachariáš).



Ojediněle se v nich objevují i tenké aplitové žilky. Tato variská termická metamorfóza, výrazně zpevňující proterozoický sediment, tu zcela překrývá kadomskou metamorfózu regionální, která by zde byla vyvinuta jen prehnit-pumpellyitovou až chloritovou zónou. Přítomnost dalších kontaktně-metamorfních minerálů jako je cordierit a nízkotlaké modifikace $AlSi_2O_5$ bude třeba ověřit dalším petrografickým studiem.

Zvětralinový pokryv území není zcela spolehlivě prozkoumán, je však zřejmé, že již v paleogénu (starších třetihorách) docházelo v území k intenzivnímu zvětrávání, které se projevuje existencí kaolinických nebo železitých zvětralin zasahujících i desítky metrů hluboko do skalního podloží. Vlivem alpínského vrásnění (na přelomu starších a mladších třetihor pravděpodobně došlo k rozlámání konsolidovaných hornin tvořících jádro Českého masivu a k vyzdvižení bloků tvořících střední Brdy. V této době došlo k uložení kamenitých až balvanitých sutí v hlubokých erozních údolích a rýhách. Ve čtvrtohorách se celkový tvar pohoří Brd již významně neměnil, mohutné suťové pláště zarovnávaly starší formy reliéfu deluviální hlinité, hlinito-kamenité a kamenito-hlinité sedimenty tvoří převážnou část podloží v zájmovém území. V dobách ledových s mrazovým zvětráváním docházelo ke vzniku specifických geomorfologických tvarů – periglaciálních forem, které označujeme jako mrazové sruby a polygonální půdy (Zýval 2003).

Obr. 4. Geologická mapa okolí lokality Padrt' v Brdech (© Česká geologická služba, Český úřad zeměměřický a katastrální).



Kenozoikum – kvartér: nivní sedimenty ID 6 (hlína, písek, štěrk); smíšené sedimenty ID 7; slatina, rašelina, hnílokal ID 9; písčito-hlinitý až hlinito-písčitý sediment ID 12; kamenitý až hlinito-kamenitý sediment ID 14;

Paleozoikum – kambrium: ryolit, tufy ryolitu ID 601; pískovce ID 588 (s vulkanickou příměsí, barva šedozeleň a hnědočervená); pískovce ID 2340 (s vulkanickou příměsí, barva šedočerná); polymiktní slepence, pískovce ID 589 (barva červenohnědá, šedozeleň); polymiktní slepence, pískovce ID 2341 (barva červenohnědá, šedozeleň); pískovce ID 590 (s vulkanickou příměsí, barva šedozeleň a hnědočervená); pískovce ID 2342 (s vulkanickou příměsí, barva šedočerná); droby, arkózy, slepence ID 592 (barva šedozeleň); droby, arkózy, slepence ID 2343 (barva šedočerná); slepence ID 593 (křemen); slepence ID 2344 (křemen);

jílové břidlice ID 598; droby, arkózy, prachovce, pískovce ID 594; droby, arkózy, prachovce, pískovce ID 2345;

Proterozoikum – neoproterozoikum: droby, prachovce, břidlice ID 745; silicity ID 751;

Paleozoikum – karbon, perm: granodiorit (základní varieta blatenského typu + zvíkovský typ) ID 1773;

2 – zjištěná hranice; 3 – pravděpodobná hranice; 4 – přechod litologický; 12 – zlom zjištěný;

22 – zlom předpokládaný.

3.2 Mineralogická charakteristika lokality Padrt' (Střední Brdy)

Hlavními rudními minerály v oblasti středních Brd byly limonit, hematit, pelosiderit a chamosit. Výskyt jejich ložisek je v největší míře vázán na ordovik, v něm pak nejvíce na klabavské, šarecké a dobrotivské souvrství. Méně byla využívána geneticky starší ložiska pyritických rud, vázaná především na horniny blovického souvrství neoproterozoika. Těžiště využití těchto rud však nebylo metalurgické, nýbrž chemické (výroba dýmavé kyseliny sírové a jejích solí). Při kutacích pracích na stříbrné rudy byl zjištěn pouze limonit v žilách buližníků. Nalezen byl antimonit v jemnozrnném křemenu u Záběhlé, arsenopyrit na trhlinách stlposideritu v žulách, ve směsích křemene s ortoklasem v lese Teslíny, ve felsitu a v antimonitu a kusový granát ve felsitu u Padrt'ského potoka. Molybdenit (v lístcích a hnízdech) byl zjištěn v jemnozrnných křemenných drobách a ve křemencích u Padrt'ských rybníků a u Záběhlé. Nalezený molybdenit neobsahoval zlato (Kratochvíl 1962). Turmalín skoryl tvořící hnízdovité shluky se vyskytuje v pegmatitech, v hrubozrnné žule a proniká i do sousedních kontaktních rohovců. Bernard (1991) vymezuje Padrt' jako počátek zóny Sb-žilných ložisek křemenného typu variského stáří ve východozápadním směru. Tato zóna následně pokračuje přes známé zlatonosné lokality jako Bohutín, Krásná hora. O přítomnosti zlata na lokalitě Padrt' svědčí výsledky šlichové prospekce indikující zlato v rozsypech z blízkého okolí.

Již dříve zmiňovaný rožmitálský ostrov patří mezi oblasti s novými výskyty zlatonosné mineralizace vyvinuté ve vulkanosedimentárních sériích s kontaminovanými granitoidy (Morávek 1992). Prognóza výskytu Au-mineralizace byla vymezena podle výsledků regionální etapy půdní metalometrie. Vycházela z interpretace geochemických anomálií prvků obvyklých jako doprovod Au-zrudnění (As, Bi) a později zjištěním anomálních obsahů Au (Studničná 1980 in Morávek 1992). Pozitivní výsledky přinesly i další doplňující analýzy. V území rožmitálské kry byla Au-mineralizace nebo její indicie v geochemických asociacích Au-As, Au-As-Bi-Pb-Zn a Au-Bi-Cu-Te-Mo-W. Všechny typy Au-zrudnění jsou vázány na horniny nově zjištěné vulkanosedimentární série.

3.3 Geologická stavba lokality Sobětice

Lokalita Sobětice u Klatov leží v oblasti jihovýchodního exokontaktu klatovské apofýzi středočeského plutonického komplexu (SČPK). Konkrétně v protaženém plánicko-kasejovickém pruhu regionálně a periplutonicky migmatizovaných hornin moldanubika. Dále leží mezi klatovskou a chanovickou apofýzou SČPK. Zrudnění této oblasti je vázáno na krystalické vápence pestré skupiny moldanubika (Černý a Litochleb 1982).

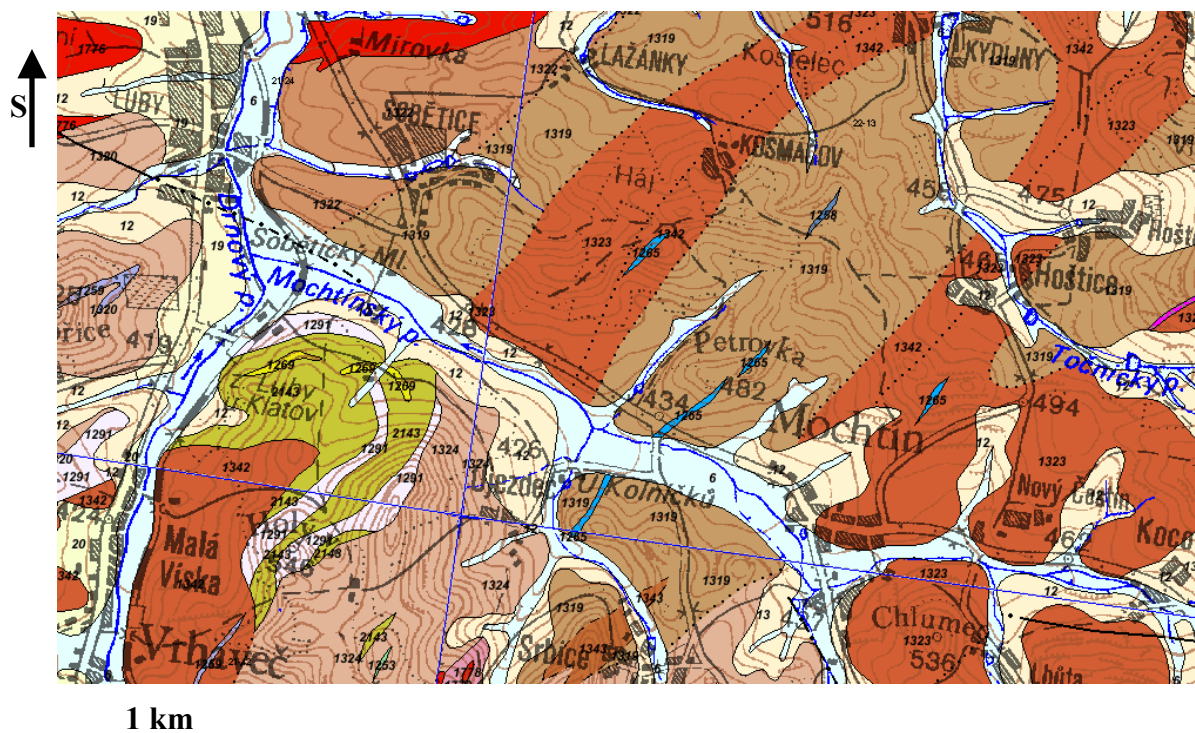
Na geologické stavbě sobětické oblasti se podílejí 3 hlavní jednotky (obr. 2 a 5):






















1. Pestrá skupina moldanubika, konkrétně plánicko – kasejovický pruh vystupující západně od kasejovického poruchového pásma směru S – J. Převažujícím horninovým typem jsou krystalické vápence v LP-HT migmatizovaných cordierit-biotitických pararulách, dále cordieritické perlové ruly. Migmatity mají různý texturní vývoj od nebulitů přes agmatity až k výrazně páskovaným formám; perlové ruly mají v mnoha případech stavbu blízkou vyvřelinám a jejich vztah k okolí není zcela jasný. (Váňa et al. 1989). Časté jsou polohy elánů, probíhající mezi obcemi Vrhavč a Kosmáčov, kde poloha středně zrnitých bílých krystalických vápenců je 5-7 m mocná a synklinálně zvrásněná. Vzácně se vyskytují amfibolity a žilné horniny, zejména granitové porfyry.
2. Krystalinikum exokontaktní zóny klatovské apofýzy má pestrý litologický vývoj a synklinální stavbu s vergencí osní roviny severovýchodního směru k jihovýchodu. Je tvořeno migmatizovanými cordierit-biotitickými pararulami nebo silimanit-biotitickými pararulami s vložkami kvarcitů, elánů, amfibolitů, krystalických vápenců, smíšených hornin (erlánové pararulové stromatity) a tělesa leukokratních ortorulových hornin. Zejména polohy krystalických vápenců vytvářejí na povrchu, v důsledku vrásové stavby území, několik dílčích pruhů severovýchodním směrem. Tyto vápence byly v minulosti těženy v okolí Týnce, Lorety, Lubů a Mochtína.
3. Metalogeneticky a geomorfologicky významnou regionální tektonickou strukturou je poruchové pásmo v severozápadním směru mezi Horažďovicemi a Klatovy, označené jako stříbrohorský zlom (ve střední části) a lubský zlom (v západní části). V tomto území probíhá zlom údolím Mochtínského potoka přes klatovskou apofýzu do pestrých skupin moldanubika, kde se rozmršťuje. Kromě porušení průběhu granitoidních těles plutonu a horninotvorných pruhů moldanubika se pásmo projevuje přítomností rudních polymetalických žil, křemenných valů, dílčích a kosých dislokací se zónami mylonitizace a termální alterace.

V krystalických vápencích a na jejich styku s biotitickými rulami s vložkami elánů jsou křemenné žíly. Jsou to převážně ložní, výjimečně pravé 0,1-1 m mocné žíly a čočky mléčně bílého až šedého masivního křemene místy. Křemen je místy drúzovitý s nepravidelně vtroušeným zrudněním. Směr a sklon žil ($315-10/25^\circ$ až 85°) se celkově podřizují průběhu okolních hornin. Hranice mezi krystalickými vápenci a křemennými žilami je poměrně ostrá, ale v detailu velmi nepravidelná. Kromě mocnějších křemenných žil s krystalickými vápenci bývají často vyvinuty zóny šedých masivních drobnozrných silně prokřeměných krystalických vápenců s jemně dispergovanými rudními minerály.

Kromě konkordantního charakteru zrudnění jsou pro rudní pásmo charakteristické nevýrazné projevy původní disjunktivní tektoniky a mimo částečné silicifikace krystalických vápenců nejsou téměř žádné projevy hydrotermální alterace okolních hornin (Koubová 1999).

Obr. 5. Geologická mapa okolí Sobětic u Klatov a Kosmáčova (© Česká geologická služba, Český úřad zeměměřický a katastrální).



	nivní sediment [ID: 6]		pararula až migmatit [ID: 1323]
	smíšený sediment [ID: 7]		pararula až migmatit [ID: 1324]
	písčito-hlinitý až hlinito-písčitý sediment [ID: 12]		kvarcitická rula [ID: 2143]
	kamenitý až hlinito-kamenitý sediment [ID: 13]		pararula [ID: 1342]
	sediment deluvioeolický [ID: 20]		pararula [ID: 1343]
	granodiorit [ID: 1776]		2 , hranice zjištěná
	vápenec, erlan [ID: 1265]		3 , hranice pravděpodobná
	ortorula [ID: 1291]		4 , přechod litologický
	rula [ID: 1297]		12 , zlom zjištěný
	rula [ID: 1319]		22 , zlom předpokládaný
	rula [ID: 1320]		
	rula [ID: 1322]		

Kenozoikum – kvartér: nivní sedimenty ID 6 (hlína, písek, štěrk); smíšené sedimenty ID 7; písčito-hlinitý až hlinito-písčitý sediment ID 12; kamenitý až hlinito-kamenitý sediment ID 13; deluvioeolický sediment ID 20 (křemen + příměsi + CaCO_3);

Paleozoikum – karbon, perm: granodiorit ID 1776;

Paleozoikum až proterozoikum: erlán až vápenec ID 1265; ortorula (dvojslídňá) ID 1291; rula ID 1297; rula ID 1319 (cordierit, cordierit biotit, perlová); rula ID 1320 (sillimanit biotit, perlová); rula ID 1322 (perlová, místy s polohami biotické pararuly); pararula až migmatit ID 1323 (cordierit biotit, flebit-stromatitického typu); pararula až migmatit ID 1324 (cordierit sillimanit biotit, flebit-nebulitického typu); kvarcitická rula ID 2143 (s polohami kvarcitické ruly a kvarcitu); pararula ID 1342 (biotit, sillimanit biotit, +-cordierit, muskovit, granát, místy slabě migmatitizovaná); pararula ID 1343 (biotit, sillimanit biotit, +- muskovit);

2 – zjištěná hranice; 3 – pravděpodobná hranice; 4 – přechod litologický; 12 – zlom zjištěný; 22 – zlom předpokládaný.

3.4 Ložisková charakteristika sobětické oblasti

První ložiskový výzkum jihovýchodního okolí Klatov, který prokázal středověké práce, provedl v roce 1978 Černý a Litochleb ve spolupráci s J. Vítovcem. O čtyři roky později podrobnější revizí hlavního pásma zjistili a technickými pracemi ověřili parageneticky a geochemicky velmi zajímavý typ starovarijského zlatonosného zrudnění polymetalického charakteru v doprovodu sheelitu (Černý a Litochleb 1982).

Křemenné žíly byly zastíženy a ověřeny průzkumnými šachticemi MŠ-55 a 56 v severovýchodním zakončení hlavního pinkového pásma. Hloubení šachtice MŠ-55 prošlo do hloubky 6,8 m jílovito-kamenitým zásypem staré šachtice a pak zastihlo její bok (Černý a Litochleb 1882, 1983b). V hloubce 7,5 m v závalovém materiálu byly zjištěny zbytky žiloviny s poměrně bohatými rudními akumulacemi s jemně vtroušeným mikroskopickým zlatem a místy světle žlutým makroskopickým zlatem do velikosti 2,5 mm. V hloubce 10 m v tělese krystalického vápence s čočkovitými žilami křemene byly naraženy nízké a úzké chodby končící v závalu. Křemenné žíly, překřížené těmito starými chodbami, vykázaly kovnatost do 2,6g/t Au, 10-200 g/t Ag a do 0,8 % Pb (Černý a Litochleb 1989 in Koubová 1999). Zlatonosné zrudnění spolu s hojným sheelitem tvoří v křemenných žilách 0,2-0,3 m mocnou polohu při nadložním kontaktu s krystalickými vápenci. Zrudněné partie obsahují zrnité agregáty galenitu, kobelitu a scheelitu.

Druhá šachtice MŠ-56, založená v sousední pince, prošla do hloubky 7 m jílovito-kamenitým zásypem staré šachtice až do pevných pararul a krystalických vápenců. Ve 13,5 m byl překřížem profil staré šachtice s chodbou končící opět závalem. V intervalu 7-15 m probíhá jen 0,6-0,7 m široká strmá zavalená dobývka, která sleduje kontakt až s 1 m mocnou křemenou žilou s vápencem (Černý a Litochleb 1985).

3.5 Mineralogická charakteristika sobětických křemenných žil

Na základě mikroskopického studia a především studia chemického složení byl nově zjištěn výskyt greenockitu, ryzího bismutu, "tellurobismutitu", "tetradymitu", "pilsenitu" a "benleonarditu". Tyto minerály se vyskytují jako inkluze v galenitu. Bylo rozlišeno zlato a elektrum, které je přítomno jako inkluze v galenitu. Zlato průměrně obsahuje 80 hmot. % Au a 20 hmot. % Ag a vyskytuje se v asociaci s arsenopyritem a pyritem. Opakovaně byla potvrzena přítomnost fáze blízké cosalitu ("Ag-cosalitu"), jejíž chemické složení uvádí také Litochleb a Šrein (1987) in Koubová (1999). Tato fáze se vyskytuje také ve formě inkluzí v galenitu a její chemické složení a optické charakteristiky jsou velice blízké cosalitu. Na základě především rentgenografického studia byla nově určena přítomnost jamesonitu. Dále byla potvrzena přítomnost scheelitu, hessitu, chalkopyritu, bindheimitu a hojného Sb-cosalitu, který obrůstá galenit. Také byla nově určena přítomnost cerusitu, limonitu a sekundárních minerálů bismutu.

Koubovou (1999) byla vytvořena nová posloupnost krystalizace, ve které byly vyčleněny čtyři vývojová stádia mineralizace:

1. sheelitové stádium – vznikalo křemen a sheelit
2. zlato-arsenopyritové stádium – vznikalo zlato, arsenopyrit a pyrit.

3. polymetalické stádium - nejdříve vznikal galenit, dále mladší Sb-cosalit, jamesonit a podle Černého a Litochleba (1984) kobellit a boulangierit. Vznikaly inkluze především v galenitu, méně v Sb-cosalitu a také v kobellitu.
4. supergenní stádium - vznikaly sekundární minerály cerusit, bindheimit, limonit a sekundární minerály bismutu pravděpodobně bismit nebo bismutit.

Pro kontaktní zónu jihozápadní části středočeského plutonu je toto zrudnění novým typem mineralizace. Charakteristická je zejména prostorová asociace druhého zlato-arsenopyritového stádia, kdy vzniká zlato, arsenopyrit a pyrit. Tyto minerály s v endokontaktech křemenných žil někdy vyskytují spolu se starším, hrubozrnným sheelitovým zrudněním.

Zrudnění je podle Černého a Litochleba (1983b, 1984) vázáno na tyto horninové partie:

1. Zrudnění nepravidelně vtoušeno v křemenných žilách ve formě žilek, drobných hnízd, nebo vzniklé jen velmi jemnozrnné, šedé šmouhovitě shluky (obdoba kasejovických „šedých rud“). Zlaté zrudnění se vyskytuje nejčastěji v endokontaktech křemenných žil, spolu s hrubozrnným sheelitovým zrudněním, které se vyskytuje také jako samostatná starší minerální fáze.
2. Jemně rozptýlené zrudnění v masivních drobnozrnných silicifikovaných vápencích v exokontaktu křemenných žil (zlato s sheelitem a s jehličkami sulfosolí, hlavně s kobelitem).
3. Velmi zřídka rozptýlené zrudnění v biotitických pararulách. Někdy ložní křemenné žíly kavernózní textury s rozptýleným sheelitem přecházejí do pararul s erlánovými vložkami.

Zlato v Soběticích

Makroskopicky světle žluté tvoří vzácně agregáty, ojediněle větší zrna nebo plíšky. Vyskytuje se na trhlinách šedobílého křemene a na jeho styku s krystalickým vápencem v blízkosti galenit-kobellitových agregátů. Někdy tvoří také drobné keříčkové útvary ve žlutých agregátech bindheimitu. Prostorově vázáno na arsenopyrit (Černý a Litochleb 1984).

4. FLUIDNÍ INKLUZE

4.1 Definice fluidních inkluzí

Inkluze neboli uzavřenina reprezentuje část krystalu, která z hlediska látkového neodpovídá jeho zákonité struktuře, je během růstu či rekrystalizace krystalu hermeticky izolována a vytváří s ním fázovou hranici (Zachariáš 2000). Dle složení inkluze dělíme na pevné (minerální), plynokapalné (fluidní) a popř. inkluze tavenin, které byly zachyceny v kapalném stavu, ale za normálních teplot se vyskytují ve stavu pevném.

Plynokapalné inkluze představují reliktů fluid, které minerál obklopovaly v době jeho růstu nebo při jeho následné rekrystalizaci; jsou proto zdrojem informací o složení těchto fluid a termodynamických podmínkách při vzniku minerálu. Tyto údaje jsou získávány v naprosté většině z mikrotermometrických měření, přičemž inkluze musí splňovat určitá kritéria známá jako „Roedderova pravidla“ (Roedder 1984 in Bodnar 2003; Hansteen a Klügel 2008):

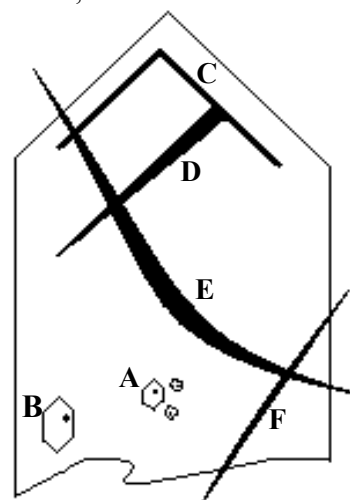
1. inkluze v době svého vzniku musí zachycovat homogenní fázi
2. objem inkluze po jejím zachycení musí zůstat konstantní
3. chemické složení inkluze po zachycení je konstantní

4.2 Vznik a klasifikace fluidních inkluzí

Fluidní inkluze můžeme rozdělovat na základě jejich vztahu k hostitelskému minerálu (genetická klasifikace, obr. 6):

- a. Primární inkluze (P), které vznikaly současně s minerálem a reliktů fluid v nich uzavřené reprezentují prostředí, ze kterého minerál vznikal. Tyto inkluze bývají zachyceny v různých nerovnostech na povrchu krystalových ploch způsobených např. změnami rychlosti růstu krystalu; přerušovaným růstem, kdy je povrch krystalu naleptán a v nerovnosti se při obnovení růstu krystalu zachytí roztok; díky přítomnosti cizorodé částice na povrchu atd. Primární inkluze se vyskytují buď izolovaně nebo ve formě klastrů – 3D shluků. Pokud jsou vázány na přírůstkové zóny krystalu, mohou mít plošné uspořádání.
- b. Sekundární inkluze (S) vznikají po ukončení růstu krystalu a jejich vznik je spojený s křehkou deformací a následnou rekrystalizací. Tyto inkluze mají planární uspořádání (tzv. traily) kopírující průběh vyhojené trhliny a protínají hranice sousedních minerálních zrn.
- c. Pseudosekundární inkluze (PS) jsou zachyceny v mikrotrhlinách, které vznikaly a byly vyhojeny ještě při růstu krystalu. Mají charakter krátkých trailů a končí na následující růstové zóně krystalu (Kusá 2009).

Obr. 6. Genetická klasifikace FI: A, B, C – primární; E, F – sekundární; D –



Fluidní inkluze v době svého vzniku většinou zachycují homogenní fázi, avšak po jejím uzavření v inkluzích dochází při poklesu tlaku a teploty k heterogenizaci. Za pokojové teploty tedy v inkluzích můžeme rozlišovat různé fáze, čímž se zabývá popisná klasifikace (tab. 1).

Tab. 1. Klasifikace inkluzí podle jejich obsahu za pokojové teploty (podle Shepherd et al. 1985 in Zachariáš 2000).

Název	Popis
Jednofázové kapalně (Liquid, L)	Obsahují pouze kapalnou fázi (H ₂ O, nebo také CO ₂ o vyšší hustotě)
Dvoufázové kapalinou bohaté (Liquid-rich, Lr)	Kapalná fáze převažuje nad plynnou
Dvoufázové bohaté plynem (Vapour-rich, Vr)	Plynná fáze převažuje nad kapalnou
Jednofázové plynné (Vapour, V)	Obsahují pouze plynnou fázi, pokud je přítomna i kapalina, pak tvoří velmi tenký, mikroskopicky nerozlišitelný povlak na stěnách inkluze
Polyfázové (multifázové)	Vedle kapalně a plynné fáze obsahují i jednu nebo více pevných fází, jejichž objem ale nepřesahuje 50 %
Multisolid (bez českého názvu)	Převažují pevné fáze (více než 50 %)
Nemísitelné kapaliny	Obsahují dvě koncentrické „bubliny“, obvykle se jedná o nemísivost mezi H ₂ O a CO ₂ nebo H ₂ O a uhlovodíky

Pevné fáze přítomné v inkluzích mohou být buď zachycené, tj. existovaly v roztoku již v době před vznikem dané inkluze, nebo se jedná o tzv. dceřiné minerály, které vykryštovaly z přesyceného roztoku během chladnutí inkluze (nejčastěji NaCl, KCl). Dceřiné minerály se vyskytují ve všech inkluzích téže populace a jejich relativní velikost by měla být stejná.

4.3 Reekvilibrace fluidních inkluzí

Reekvilibrace je obecný termín používaný pro popis fluidních inkluzí, u kterých došlo ke změně objemu, chemického složení nebo kombinaci obojího (Bodnar 2003).

Objemové změny v inkluzích

Fluidní inkluze tvoří uzavřené (izochorické) systémy, ve kterých se při změnách teploty mění tlak nezávisle na tlaku okolního prostředí, které je systémem otevřeným. Přitom mezi inkluzí a vnějším prostředím může vzniknout tlakový gradient. Tento tlakový gradient je vyrovnáván buď mechanismem strečinku, kdy nedochází k mechanickému porušení stěn inkluze (plastická deformace) a možná ztráta fluida difúzí je malá př. nedetekovatelná, nebo může dojít k dekrepitaci inkluze, což znamená částečnou nebo i úplnou ztrátu fluida advekcí podél vzniklých mikrotrhin.

Objemové změny fluidních inkluzí jsou ovlivňovány několika faktory, mezi které patří zejména tvrdost hostitelského minerálu a velikost fluidních inkluzí. Minerály s nižšími tvrdostmi jsou pro studium FI vhodné méně, protože inkluze v nich obsažené reekvilibrují (dekrepitují) při mnohem nižší tlakové zátěži v porovnání např. s inkluzemi v křemenu. Tento fakt ještě může být podpořen dokonalou štěpností některých minerálů. Pro studium je proto lepší upřednostňovat minerály jako např. křemen, korund, beryl oproti kalcitu, barytu, sfaleritu atd.

Pokud jde o velikost inkluzí, čím je inkluze menších rozměrů, tím vyšší tlakový gradient překoná bez reekvilibrace. Toto pravidlo lze matematicky vyjádřit rovnicí ve tvaru:

$$P = 4,26 D^{-0,423} \quad (1)$$

kde P je tlak v kilobarech a D průměr inkluze v μm . Podle rovnice (1) inkluze v křemenu o velikosti 50 μm reekvilibruje při vnitřním přetlaku/podtlaku 0,8 kbar, zatímco inkluze o velikosti 1 μm až při přetlaku 4,3 kbar (Bodnar et al. 1989 in Bodnar 2003).

Změny chemického složení inkluzí

Reekvilibrace fluidních inkluzí ve smyslu změny chemického složení zůstává prozatím oblastí vyžadující další studium. Jeden z nejčastěji diskutovaných problémů je difúze vodíku z nebo do inkluze, nicméně převládá názor, že ve většině případů změny vlastností inkludovaných fluid zapříčiněné difúzí jsou zanedbatelné (Hurairová et al. 2002).

4.4 Obecný postup při studiu fluidních inkluzí

Prvním krokem je důkladný petrografický popis destičky, při kterém se zaznamenávají parametry jako např. textura křemenné žiloviny, přítomné další minerální fáze a jejich vztah ke křemenné žilovině; při popisování inkluzí jejich tvar, velikost, fázové složení, stupeň zaplnění a případně jedná-li se o inkluze primární atd. Účelná je průběžná fotodokumentace destičky nebo zhotovování nákresů.

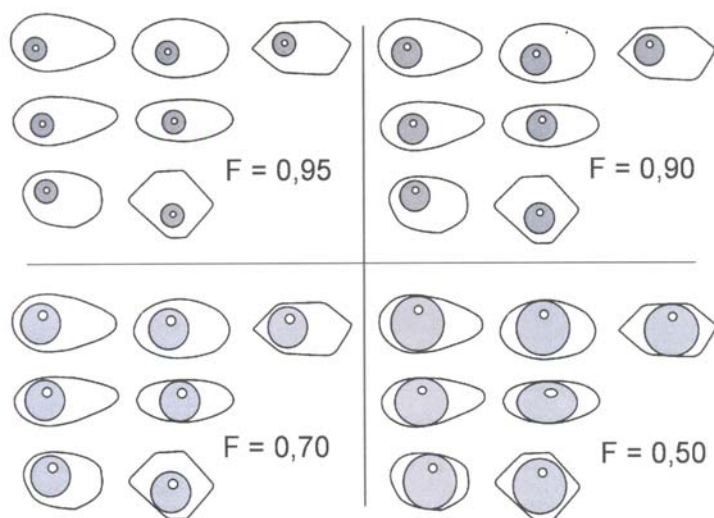
Nejběžněji používaná metoda studia fluidních inkluzí je optická mikrotermometrie, což je nedestruktivní metoda založená na měření a interpretaci teplot fázových přechodů v inkluzi a jejich porovnávání s experimentálními fázovými diagramy systémů známého složení.

Při výběru vhodných inkluzí pro mikrotermometrická měření patří mezi nejdůležitější kritéria homogenita populace inkluzí, tj. při pozorování za pokojové teploty obsahují všechny inkluze dané populace stejné fáze a mají shodný stupeň zaplnění (F). Následně naměřená data by měla spadat do přibližně stejného intervalu hodnot. Dalšími kritérii jsou velikost a tvar inkluzí (Kusá 2009).

4.5 Stupeň zaplnění

Stupeň zaplnění (F) je definován jako poměr objemu jedné fáze v inkluzi (nejčastěji kapaliny) vůči objemu celé inkluze a nabývá hodnot od 0 do 1. Přesné stanovení je téměř nemožné, většinou se odhaduje na základě porovnání s normovanými řezy (obr. 7). U inkluzí typu H₂O-CO₂ je nicméně co nejpřesnější stanovení F velmi důležité kvůli výpočtu celkové hustoty fluida v inkluzi a následně pro výpočet izochor.

Obr. 7. Srovnávací nákras pro odhad stupně zaplnění trojrozměrných FI inkluzí (podle Shepherd et al. 1985 in Zachariáš 2000).



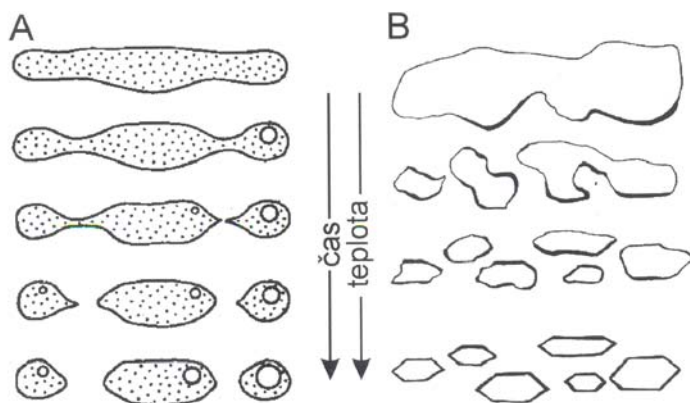
Jak již bylo zmíněno, stupeň zaplnění je kritériem homogenity populace inkluzí. Heterogenní stupeň zaplnění indikuje:

- a. reekvilibraci inkluzí nebo
- b. primárně zachycení inkluzí z heterogenního fluida.

Příčiny vzniku heterogenního stupně zaplnění

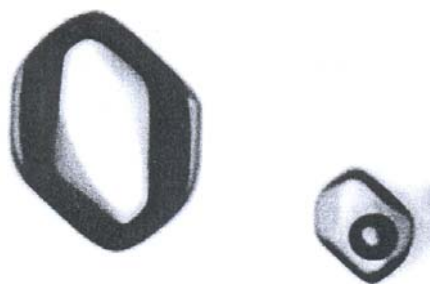
Odlíšný stupeň zaplnění u jednotlivých inkluzí může být způsoben prostým mechanickým porušením v důsledku částečné nebo úplné dekrepitace (viz výše) nebo procesem tzv. zaškrvcování (častěji se používá anglický ekvivalent „necking down“). Inkluze nepravidelných nebo protažených tvarů rekrystalizují ve snaze snížit svoji vysokou povrchovou energii a dosáhnout energeticky stabilnějšího tvaru. Jestliže během rekrystalizace dochází k rozdělení původní inkluze na několik menších inkluzí, jedná se o proces necking down. Pokud tento proces postihne vícefázovou inkluzi, nebo během tohoto procesu dojde k heterogenizaci fluida (obr. 8A), nově vzniklé inkluze neodpovídají původně zachycenému fluidu a nedají se použít pro mikrotermometrická měření.

Obr. 8. Rekrystalizace FI procesem „necking down“: A) s heterogenizací fluida; B) se zachováním homogenního stavu fluida (podle Roeddera 1984 a Shepherd et al. 1985 in Zachariáš 2000).



Inkluze zachycené v prostředí heterogenního fluida

Jestliže inkluze byly zachyceny v prostředí heterogenního fluida, výsledná asociace je typická jakoby „koncovými členy“, tj. koexistencí inkluzí bohatých kapalinou a inkluzí bohatých plynem (obr. 9) s řadou mezičlenů (mechanické směsi), jejichž stupeň zaplnění je velmi variabilní.

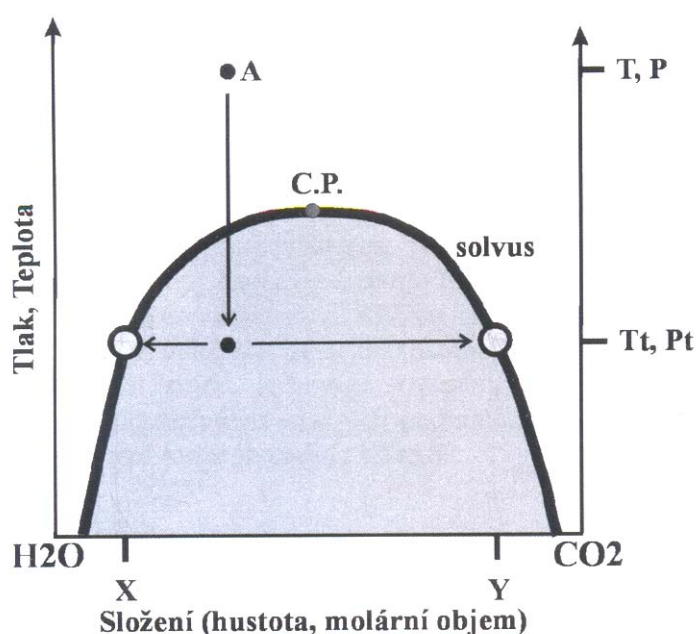


Obr. 9. H₂O inkluze zachycené při varu roztoků (vlevo inkluze bohatá plynem, vpravo kapalinou); křemen ze sekundárních kvarcitů, lokalita Šobov u Bánské Štiavnice (přejato ze Oružinský – Hurai in Huraiová et al. 2002).

Vznik heterogenního fluida souvisí buď s procesy varu fluid (vodné roztoky), nebo se vzájemnou nemísivostí mezi dvěma členy výrazně odlišných vlastností (nejčastěji H₂O a CO₂). Proces varu vodných roztoků je způsoben vlivem změny PT podmínek, nemísivost

v H₂O-CO₂ systému může být zapříčiněna jednak vlivem změny PT podmínek, nebo změnou chemismu fluida nebo míšením dvou fluid odlišného chemického složení (Zachariáš 2000). U inkluzí zachycených během procesu heterogenizace nemají smysl měření mechanických směsí s variabilním F, protože jejich teploty homogenizace jsou vždy vyšší než byla teplota heterogenizace, jak vyplývá z tvaru solvu znázorněném na obr. 10. O PT podmínkách při procesu heterogenizace tak vypovídají pouze inkluze bohaté kapalinou, resp. plynem („koncové členy“), neboli pouze nejnižší naměřené teploty, které by měly být u obou členů identické. V takovém případě se teplota homogenizace rovná teplotě zachycení.

Obr. 10. Schematické znázornění solvu v H₂O-CO₂ systému a oblasti nemísivosti (šedě). Bod A reprezentuje homogenní tekutinu. Při poklesu PT podmínek pod hranice solvu (černý bod) dojde k rozpadu homogenního fluida na plynem a kapalinou bohaté členy (body X, Y). V okamžiku kdy dojde k heterogenizaci (T_t, P_t) jsou přítomny fluida o složení nejen krajních členů, ale též jejich mechanické směsí v libovolném poměru - o složení ležícím mezi body X, Y (přejato ze Zachariáše 2000).



4.6 Měřené teploty fázových přechodů

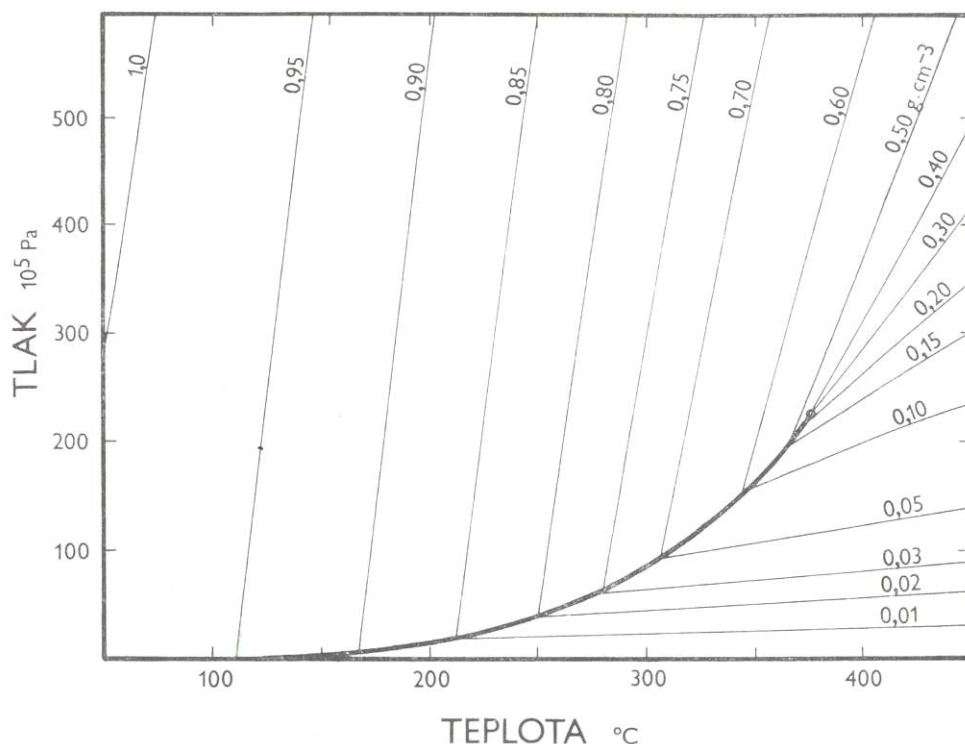
Měření v oblasti nízkých teplot (< 0 °C) se nazývá kryometrie. Obsah inkluze se zcela vymrazí a při následném zahřívání se pozorují teploty fázových přechodů. V případě vodných roztoků (bez přítomnosti plynů typu CO₂, CH₄, N₂) se nejčastěji jedná o:

- Teplotu prvního tání (T_{FM}, neboli eutektickou teplotu T_e), při které začíná tát vymražený obsah inkluze. Tato teplota je charakteristická pro každý jednotlivý systém a závisí pouze na typu rozpuštěných solí a nikoli na jejich koncentraci či vzájemných poměrech; proto slouží k přibližné identifikaci typu solí přítomných v inkluzi. Naneštěstí tuto teplotu je velmi obtížné změřit přesně a velmi často nelze změřit vůbec.
- Teplotu tání posledního krystalu ledu (T_{m-ice}), díky které lze určit salinitu roztoku (koncentraci rozpuštěných solí). Ta se obvykle udává v hm. % NaCl_{ekv.} (NaCl-ekvivalent), kdy je vliv ostatních solí na tání ledu zanedbán.

V oblasti vyšších teplot pozorujeme teplotu homogenizace (T_h), tj. teplotu, při které se obsah inkluze stává homogenní. Rozeznáváme celkem tři způsoby: na kapalinu (L), plyn (V) a

kritický způsob (C). T_h a typ skupenství, do kterého inkluze při homogenizaci přechází jsou základními údaji pro výpočet hustoty fluida (obr. 11). Hustota a složení fluida jsou nezbytné pro určení PT podmínek vzniku inkluze. Rozdíl mezi teplotou homogenizace a teplotou vzniku (zachycení – temperature of trapping, T_t) inkluze v homogenním prostředí je určen velikostí tlaku při jejím vzniku. Teplota homogenizace je minimální možná teplota vzniku inkluzí.

Obr. 11. Část fázového diagramu H_2O . Silnou čarou je vyznačena křivka dvoufázové rovnováhy, slabé čáry znázorňují izochory s údaji hustoty (podle Fischera 1976 in Ďurišová a Hurai 1991).



Pokud homogenizujeme inkluzi, která vedle plynné a kapalné fáze obsahuje ještě pevnou krystalickou fázi (dceřiný minerál), sledujeme navíc i teplotu tání (rozpuštění) této pevné fáze (T_s). Nejčastějším dceřiným minerálem je halit, který vykristalizoval z přesyceného roztoku během chladnutí inkluze. Dle teploty rozpuštění halitu určíme salinitu roztoku.

V binárním $H_2O - CO_2$ systému se sledují a interpretují čtyři teploty fázových přechodů:

- Teplota tání pevného CO_2 (T_m-CO_2), v případě čistého CO_2 $-56,6\ ^{\circ}C$ (trojný bod). Příměs dalších plynů (CH_4 , N_2) se projevuje ve snížení této teploty a také prodloužením PT intervalu koexistence plynné, kapalné a pevné fáze.
- Teplota tání klatrátu CO_2 (T_m-cla ; pevná hydratovaná fáze CO_2 , $\sim CO_2 \times 7,5 H_2O$) na jejímž základě určíme salinitu - v soustavě bez jakýchkoli příměsí $+10,1\ ^{\circ}C$, přítomnost solí tuto teplotu snižuje, přítomnost cizích plynů působí naopak.
- Teplota homogenizace CO_2 (T_h-CO_2), maximum je dáno teplotou kritického bodu $CO_2 +31,1\ ^{\circ}C$, poskytuje údaj o hustotě CO_2 .
- Teplota celkové homogenizace (T_h-tot), nad níž existuje již jen nadkritická tekutina.

5. METODIKA STUDIA

Vzorky studované křemenné žiloviny pocházejí z povrchového sběru haldového nebo výchozového materiálu z lokalit Padrť a Sobětice. Z těchto vzorků byly zhotoveny oboustranně leštěné destičky o tloušťce 200-300 μm pro studium fluidních inkluzí a leštěné výbrusy pro klasické mineralogické studium.

Destičky byly studovány pomocí optického polarizačního mikroskopu Leica DMPL v procházejícím i odraženém světle (objektivy 1.6x, 2.5x, 5x, 10x, 20x, 50x, okulár 10x). Fotodokumentace byla pořízena digitálním fotoaparátem Olympus Camedia C-5050 Zoom.

Teploty fázových přechodů byly měřeny pomocí mikrotermometrického stolku Linkam THMSG 600 zabudovaném na mikroskopu Olympus BX-50 s objektivy 20x a 50x ULWD. Stolek je ochlazován kapalným dusíkem a umožňuje pozorování v rozsahu teplot od -190 do + 600 $^{\circ}\text{C}$, ale z důvodů dekrepitace inkluzí při měření nebyla překročena teplota 400 $^{\circ}\text{C}$. Měřicí stolek byl kalibrován přírodními nebo syntetickými standardy: CO_2 (-56,6 $^{\circ}\text{C}$), H_2O (0 $^{\circ}\text{C}$), CO_2 (+31,1 $^{\circ}\text{C}$), NaNO_3 (+307 $^{\circ}\text{C}$) a $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ (+398 $^{\circ}\text{C}$).

Měřené teploty fázových přechodů zahrnují: teplotu prvního tání (T_{FM}), teplotu tání posledního krystalu ledu ($T_{\text{m-ice}}$), teplotu tání pevného CO_2 ($T_{\text{m-CO}_2}$), teplotu tání klatrátu CO_2 ($T_{\text{m-cla}}$), teplotu homogenizace CO_2 ($T_{\text{h-CO}_2}$), teplotu celkové homogenizace ($T_{\text{h-tot}}$), teplotu tání pevné fáze (T_{s}), příp. teplotu dekrepitace inkluze (T_{DEC}). Homogenizace probíhala buď na kapalinu (L), na plyn (V) nebo kritickým způsobem (C).

Inkluze v křemenné žilovině z vybraných lokalit se vyznačují většinou malými velikostmi ($X \mu\text{m}$); pro měření byly vybrány inkluze větších rozměrů ($X0 \mu\text{m}$), aby se teploty fázových přechodů daly s jistotou pozorovat. Silně nepravidelné a ostrohranné inkluze do měření zahrnuty nebyly.

Salinity byly počítány jako hm. % NaCl_{ekv} dle rovnic Bodnara (1993, pro vodná fluida) a Diamonda (1992, pro fluida $\text{H}_2\text{O-CO}_2$ typu).

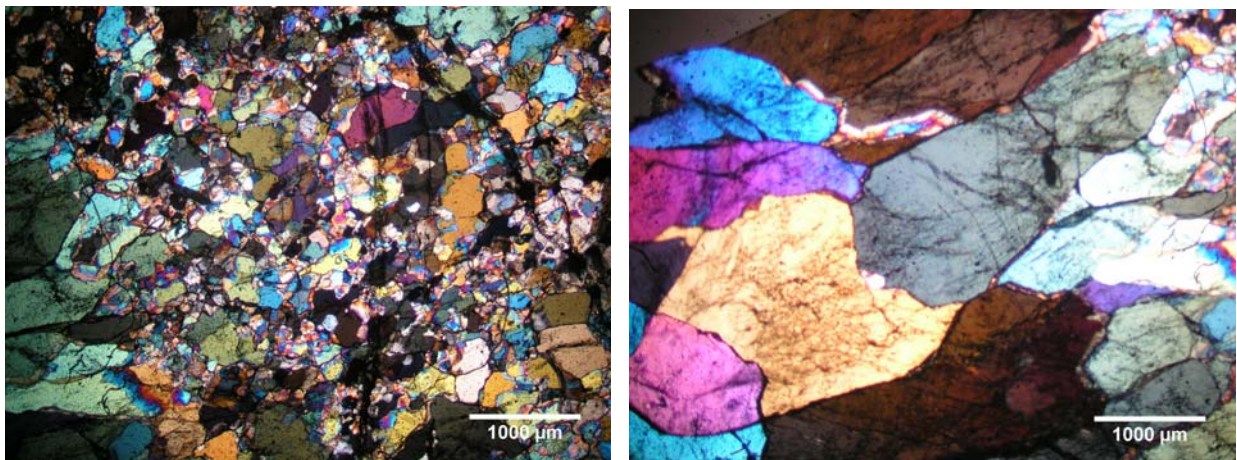
Izochory byly počítány pomocí rovnic Zhanga a Frantze (1987) pro systém $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ a Bakker (1999) pro systém $\text{H}_2\text{O-CO}_2\text{-CH}_4\text{-N}_2\text{-NaCl}$ pomocí programů BULK a ISOC (Bakker 2003).

6. STUDIUM FLUIDNÍCH INKLUZÍ JEDNOTLIVÝCH VZORKŮ

6.1 Vzorek PA-11C

Tato destička je z větší části tvořena jemnozrnnou křemennou žilovinou. Ve spodní části se nachází hrubší čirá zrna s nápadnou dlažbovitou texturou (možná ovlivněno metamorfózou) a nevýrazným undulózním zhášením (obr. 12). Fluidní inkluze jsou jednak distribuovány na trailech (paralelní orientace), popř. lemují okraje zrn nebo mají náhodné 3D uspořádání; nicméně ne vždy bylo možné jejich přesné rozlišení na primární – sekundární. Obsažené inkluze jsou H₂O nebo H₂O-CO₂ typu, velikost inkluzí je obecně malá (do 10 μm). Některé inkluze jsou tmavé, pravděpodobně v důsledku porušení.

Obr. 12. Jemnozrnná křemenná žilovina (vlevo), dlažbovitá textura křemene Q1 (vpravo).



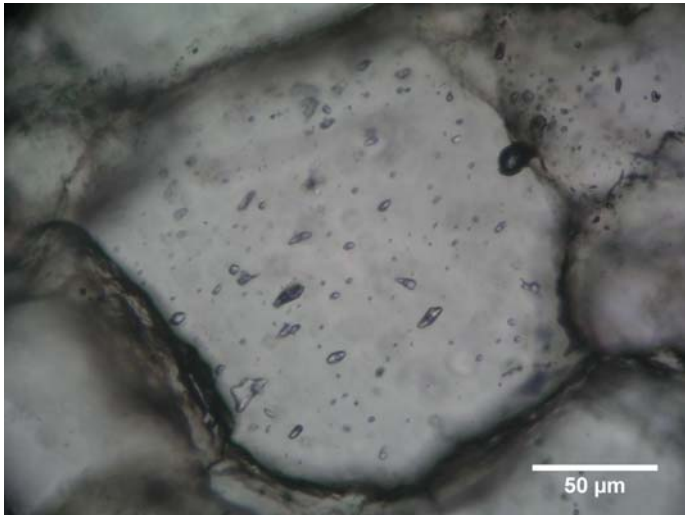
Úlomek 1

Číré zrno obsahující pouze dvoufázové inkluze typu H₂O. Měřeny byly izolované inkluze primárního charakteru (P). Tvar inkluzí je suboválný až negativní krystaly, stupeň zaplnění konstantní ~0,90. Teploty vymrznutí -35 °C; teploty T_m-ice v rozmezí -3,2 až -3,9 (obr. 21); teploty homogenizace se pohybovaly v rozmezí 216,5 až 240 °C, homogenizace na kapalinu (L).

Úlomek 2

Úlomek je tvořen jemnozrnnou matrix a několika většími zrny na okraji. V tomto úlomku byly měřeny dvě populace H₂O fluidních inkluzí:

1. Pseudosekundární (PS) dvoufázové H₂O inkluze (izolovaný trail v rámci jednoho zrna, (obr. 13). Tvar inkluzí je subovální, stupeň zaplnění konstantní ~0,90. Teplota vymrznutí -35 °C; teploty T_m-ice v rozmezí -3,3 až -3,6 °C (obr. 21); teploty homogenizace se pohybovaly v rozmezí od 210 až 229 °C, homogenizace na kapalinu.
2. Rozsáhlý trail dvoufázových H₂O inkluzí při okraji úlomku. Inkluze jsou suboválného až nepravidelného tvaru; homogenní stupeň zaplnění ~0,90, minoritně ~0,80 zřejmě v důsledku procesu necking down (tyto inkluze nebyly měřeny). Teplota vymrznutí -35 °C; teploty T_m-ice se pohybovaly v rozmezí -1,7 až -1,8 °C (obr. 21). Teploty homogenizace se pohybovaly v rozmezí 155 až 175 °C, způsob na kapalinu.



Obr.13. Pseudosekundární dvoufázové H₂O inkluze (izolovaný trail v rámci jednoho zrna).

Úlomek 3

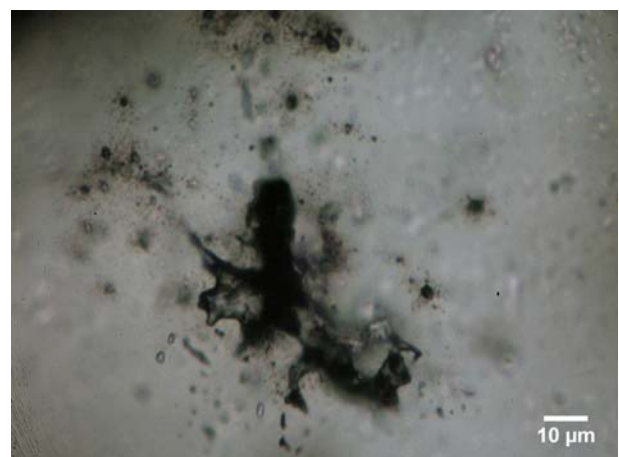
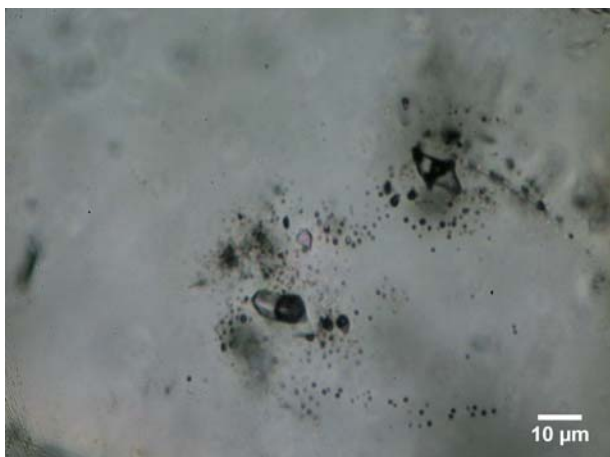
Obsažené inkluze jsou H₂O typu, opět byly měřeny dvě populace:

1. Dvoufázové H₂O inkluze vyskytující se samostatně nebo na krátkých trailech (zřejmě P/PS). Značná část inkluzí je porušená, v důsledku čehož mají nepravidelný tvar i stupeň zaplnění (~0,50 až ~0,90). Měřeny byly pouze inkluze s F ~0,90. Teploty vymrznutí -35 až -40 °C; teploty T_m-ice se pohybovaly v rozmezí -1,7 až -4,3 °C. Teploty homogenizace leží v poměrně širokém intervalu od 184 až po 248 °C a inkluze vždy homogenizovaly na kapalinu. Takto široký interval teplot odráží celkově výrazně větší/častější porušení inkluzí ve studované oblasti než v celém vzorku. Makroskopicky neviditelné porušení některých měřených inkluzí se projevilo v grafu salinita vs Th-tot výrazně odlehlými (vyššími, nebo nižšími) teplotami homogenizace. Takto postižená data - 4 inkluze - byla proto z dalšího zpracování vyloučena.
2. Sekundární (S) trail vodných inkluzí s konstantním stupněm zaplnění ~0,85; teplota vymrznutí -40 °C; teploty T_m-ice se pohybovaly v rozmezí -4,2 až -4,4 °C. Teploty homogenizace v rozmezí 249 až 257 °C, způsob na kapalinu.

Úlomek 4

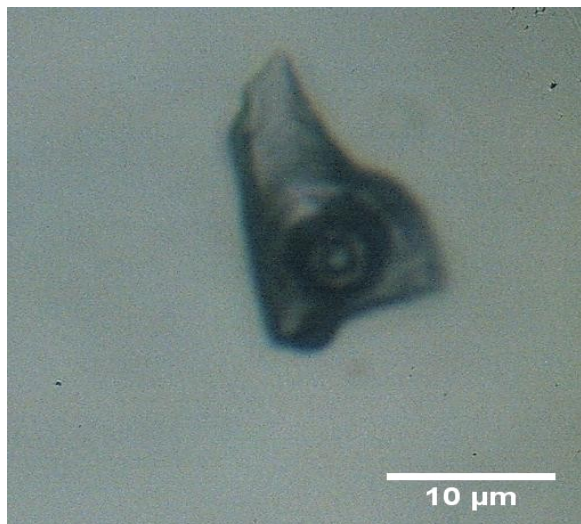
Tento úlomek obsahuje H₂O-CO₂ inkluze s výraznými dekripitačními halo (obr. 14). Některé inkluze obsahují zachycené nerudní i rudní pevné fáze (obr. 16), na některých je přichyceno malé množství kapaliny. Pravděpodobně se jedná o nejprimárnější generaci fluid.

Obr. 14. Dekripitační halo



V důsledku rozsáhlé dekripitace byly ale měřeny pouze tři inkluze:

1. Nepravidelná inkluze s $F \sim 0,80$. Teplota vymrznutí ~ -160 °C. $T_m\text{-CO}_2$ se nepodařilo naměřit z důvodu malého obsahu kapalného CO_2 . K odmíšení kapalného a plynného CO_2 došlo až za teploty -46 °C (obr. 15). Při $+2$ °C odmíšené CO_2 fáze zhomogenizovaly na kapalinu (Th-CO_2). Teplotu celkové homogenizace se změřit nepodařilo, neboť inkluze při $297,5$ °C dekripitovala. Také způsob celkové homogenizace nebyl úplně zřejmý, protože velikost i tvar bubliny byl až do teploty dekripitace konstantní.



Obr. 15. Odmíšení kapalného a pevného CO_2 za teploty -46 °C.

2. Teplota vymrznutí inkluze ~ -160 °C. $T_m\text{-CO}_2$ se opět nepodařilo naměřit z důvodu malého obsahu kapalného CO_2 . Th-CO_2 při -20 °C, způsob na plyn (tab. 2). Tato inkluze má značně nepravidelný tvar ($F \sim 0,80$) a zřejmě byla porušena. Th-tot při 300 °C, způsob na kapalinu.

U obou inkluzí byly v rozmezí -56 °C až 9 °C přítomny oválné pevné fáze, které vymizely při 9 °C. Mohlo by se jednat o tání klatrátu.

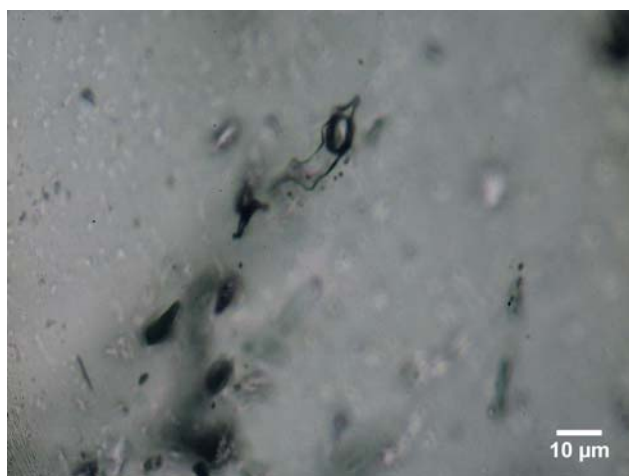
3. Suboválná inkluze s $F \sim 0,80$. Teplota vymrznutí ~ -105 °C; $T_m\text{-CO}_2$ $-65,2$ °C; $T_m\text{-cla}$ $12,4$ °C. Th-CO_2 ani teplotu celkové homogenizace se změřit nepodařilo. Inkluze při 337 °C dekripitovala, zmenšení bubliny by indikovalo způsob homogenizace na kapalinu. Tato inkluze také obsahovala rudní i nerudní pevnou fázi (obr. 16), které během zahřívání tvar ani velikost neměnily.



Obr. 16. Samostatná $\text{H}_2\text{O-CO}_2$ inkluze se zachycenou drobnou rudní a nerudní fází (vyznačeno šípkami).

Úlomek 5

Čiré křemenné zrno se zdánlivě nahodile umístěnými fluidními inkluzemi suboválného až nepravidelného tvaru. Stupeň zaplnění lehce variabilní, převážně ~0,90, vzácně ~0,80. Vzorek obsahuje většinou inkluze dvoufázové typu H₂O-CO₂ a inkluze bohaté plynem, některé s dekripitačními halo (obr. 17). Výjimečně je vidět zachycené nerudní i rudní pevné fáze. Teplota vymrznutí ~ -105 °C; T_m-CO₂ v rozmezí -60,2 až -62,5 °C (obr. 20); T_m-cl_a v rozmezí 10,8 až 12,8 °C. Th-CO₂ se vzhledem k malému obsahu kapalného CO₂ podařilo naměřit jen u jedné inkluze (+5,4 °C, způsob na plyn). Na základě měření teploty celkové homogenizace se vymezipily dvě populace. První homogenizovala v rozmezí 260 až 282 °C, způsob na kapalinu a druhá homogenizovala za teplot vyšších než 330 °C, způsob na kapalinu.



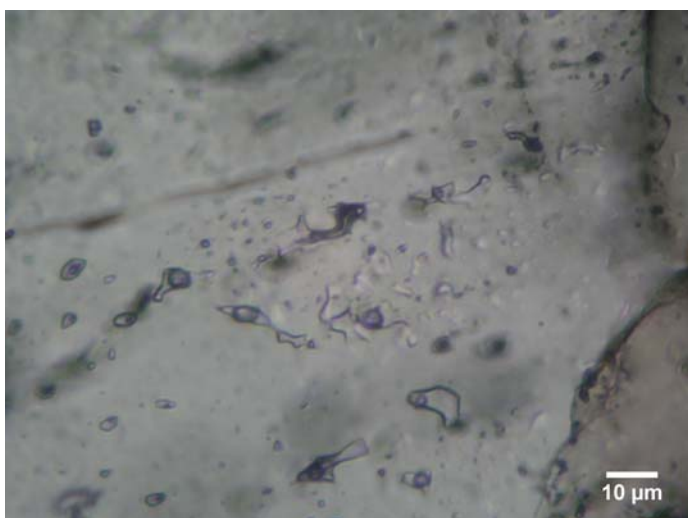
Obr. 17. Nepravidelná fluidní inkluze s F ~0,80 a s dekripitačním halo.

Úlomek 6

Zrno na okrajích lemováno primárními H₂O-CO₂ inkluzemi suboválného až nepravidelného tvaru s F ~0,80. Několik inkluzí tmavých, pravděpodobně prázdných. Teplota vymrznutí ~ -105 °C; T_m-CO₂ v rozmezí -63,3 až -66,6 °C (obr. 20); T_m-cl_a v rozmezí 11,7 až 12,8 °C. Th-CO₂ se vzhledem k velkému obsahu plynného CO₂ nepodařilo vůbec naměřit. Teploty celkové homogenizace přesahovaly 340 °C (nebyly měřeny do vyšších teplot), způsob pravděpodobně na plyn. Některé inkluze, během zahřívání dekripitovaly (zřejmě vzhledem k poškození).

Úlomek 7

Spodní část vzorku obsahuje H₂O-CO₂ trailly, horní část směs trailů a samostatně se vyskytujících H₂O inkluzí. Menšina inkluzí je jednofázových plynných. Některé inkluze mají odlišný F zřejmě v důsledku procesu necking down (tyto inkluze nebyly měřeny, obr. 18). Vše je prostoupeno velkým množstvím tmavých porušených a neměřitelných inkluzí.

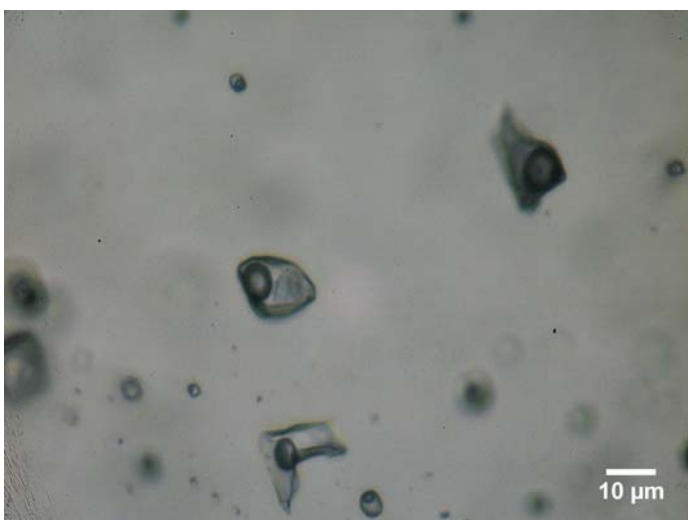


Obr. 18. Odlišný stupeň zaplnění v důsledku necking down.

Měřeny byly dvě populace: 1. Inkluze typu H_2O-CO_2 ; 2. Inkluze typu H_2O .

1. Inkluze typu H_2O-CO_2

Pseudosekundární (PS) dvoufázové H_2O-CO_2 inkluze (obr. 19). Tvar inkluzí je ovální až subovální; stupeň zaplnění konstantní $\sim 0,80$. Teplota vymrznutí $-103\text{ }^\circ\text{C}$; T_m-CO_2 v rozmezí -61 až $63,8\text{ }^\circ\text{C}$. T_m-cla v rozmezí $10,8$ až $12,8\text{ }^\circ\text{C}$ (obr. 19). T_h-CO_2 v intervalu od $11,8$ do $14,4\text{ }^\circ\text{C}$, způsob na plyn. Teploty homogenizace se pohybovaly od 270 až $286\text{ }^\circ\text{C}$, způsob na kapalinu. Některé inkluze během zahřívání dekripitovaly.



Obr. 19. Krátký trail na okraji zrna. Bublina v jedné inkluzi zatlačovaná klatrátem při teplotě $< 10\text{ }^\circ\text{C}$.

2. Inkluze typu H_2O

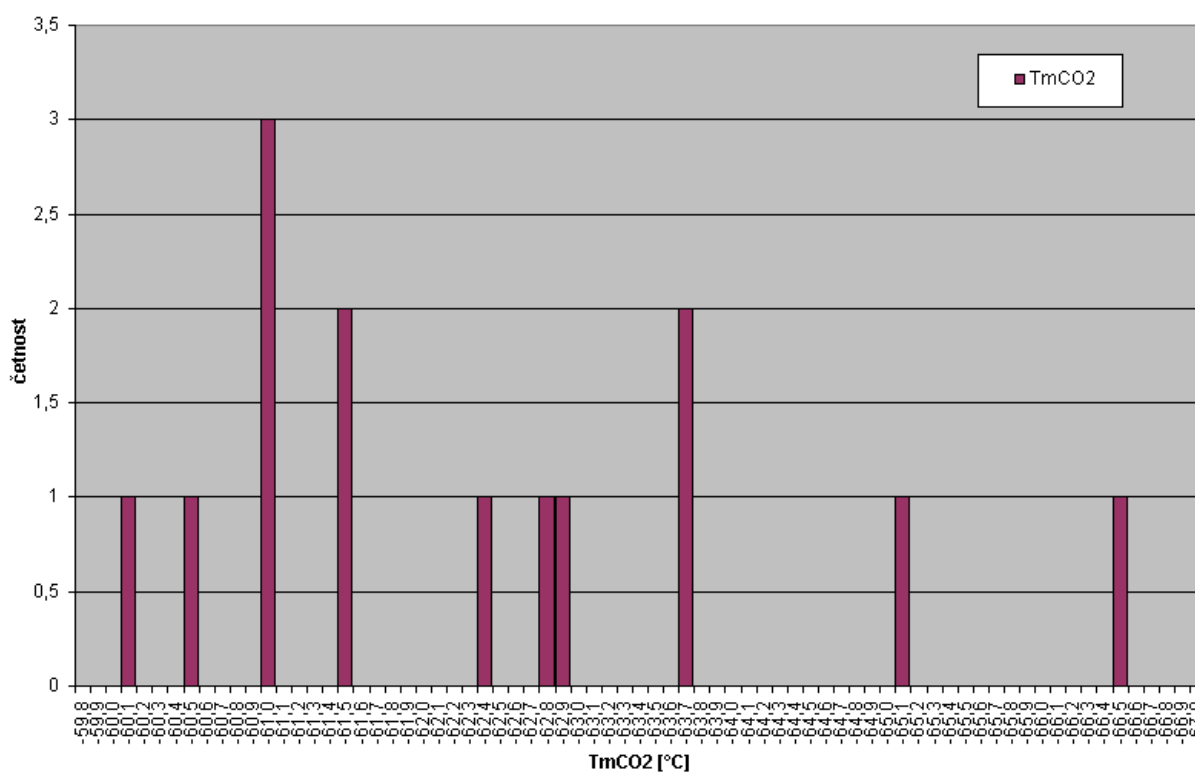
Primární (P) dvoufázové vodné inkluze. Tvar inkluzí je subovální až nepravidelný; stupeň zaplnění konstantní $\sim 0,90$. Teplota vymrznutí $-34\text{ }^\circ\text{C}$; teploty T_m-ice v rozmezí $-3,1$ až $-3,9\text{ }^\circ\text{C}$ (obr. 21); teploty homogenizace se pohybovaly v rozmezí od $230,8$ až $233\text{ }^\circ\text{C}$, homogenizace na kapalinu.

Tab. 2. Shrnutí mikrotermometrických údajů H₂O-CO₂; H₂O inkluzí ve vzorku PA-11C.

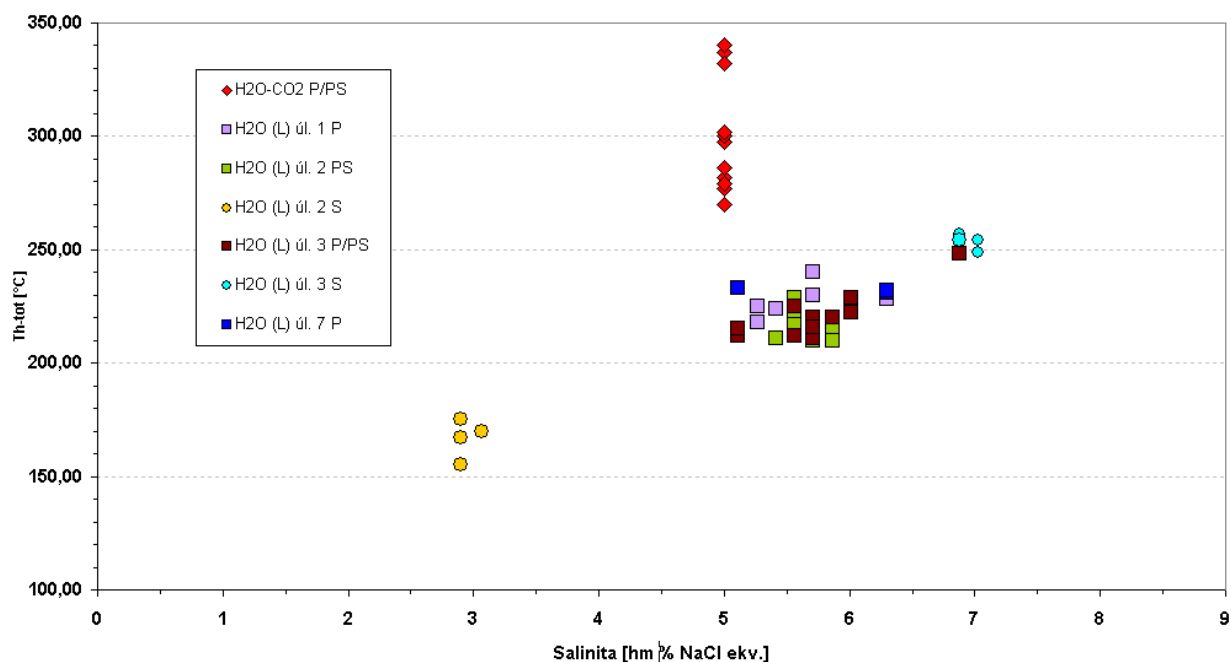
* Vzhledem k příměsi CH₄ – N₂ u H₂O – CO₂ fluid (5 mol %), nemohla být použita rovnice pro výpočet hodnoty salinity podle Diamonta 1992. Pro všechny H₂O – CO₂ inkluze byla použita stejná salinita (5 hm. % NaCl_{ekv.}).

	H ₂ O-CO ₂ inkluze (P/PS)	H ₂ O inkluze (P,PS,S)
Tm-CO ₂	-60,2 až -66,6 °C	
Tm-cla	9 až 12,8 °C	
Tm-ice		-1,7 až -4,4 °C
Th-CO ₂ (V)	-20 až 14,4 °C	
Th-CO ₂ (L)	2 °C	
Th-tot (L)	230,8 až 340 °C	155 až 257 °C
Max. četnost	330 až 340 °C	210 až 220 °C
Salinita	5 hm. % NaCl _{ekv.} *	2,9 až 7,0 % hm. NaCl _{ekv.}
F	0,80 až 0,90	0,90

Obr. 20. Histogram teplot tání pevného CO₂ (Tm-CO₂) ve vzorku PA-11C.



Obr. 21. Graf teploty celkové homogenizace (Th-tot) x salinita ve vzorku PA-11C.

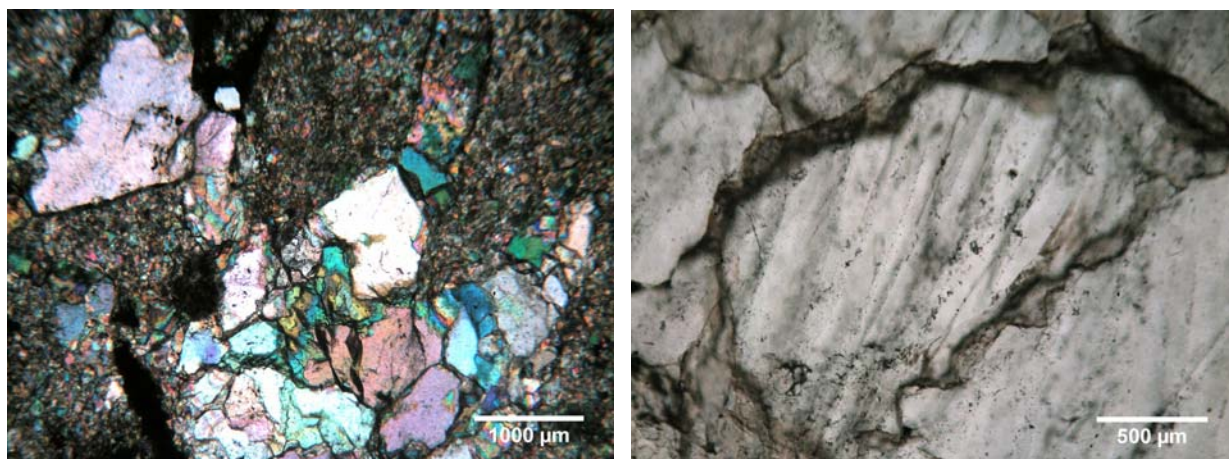


6.2 Vzorek PA-19

Křemenná žilka (křemen Q1, cca 0,5 cm mocná) zpeřeně proniká do okolní jemnozrné horninové matrix (klastický křemen; obr. 22). Zrna matrix obsahují enormní množství fluidních inkluzí, které jsou porušené nebo neměřitelných rozměrů, důsledku čehož je matrix šedě zbarvena a zcela neprůhledná. Velikost zrn není větší než 100 μm , undulózní zhášení není nebo je nevýrazné.

Žilovina je výrazně symetricky zonální: zrnitost se zvětšuje od okraje (0,1-0,5 mm) ke středu (cca 2 mm). Zrna undulózně zháší, netvoří vyrostlice a jsou xenomorfně omezená (obr. 22). Některá jsou na okrajích jemně podrcena. Směrem do středu žíly ubývá četnosti inkluzí v křemenných zrnech. Patrné jsou výrazné traily s orientací paralelní se směrem žilky.

Obr. 22. Vlevo křemenná žilka zpeřeně pronikající do okolní matrix (x N), vpravo xenomorfně omezená zrna žiloviny, na okrajích jemně podrcena.



Úlomek 1

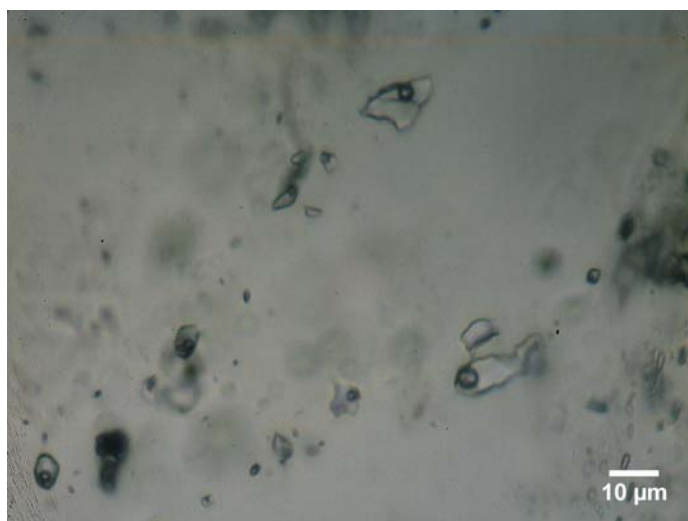
Úlomek křemenné žiloviny, na jehož okraji jsou zrna jemně nadrcena. Inkluze jsou distribuovány v jednosměrně orientovaných trailech (sekundární charakter) s velkým množstvím malých neměřitelných inkluzí nebo ojediněle v izolovaných shlucích (primární charakter). Vzorkem probíhá dlouhá trhlinka, kterou lemují porušené a většinou prázdné inkluze. V rámci tohoto vzorku byly měřeny 2 populace H_2O inkluzí:

1. Izolovaný shluk pravděpodobně primárních (P) H_2O inkluzí oválného až suboválného tvaru s konstantním stupněm zaplnění, odhadem stanoven na $\sim 0,9$. Teploty vymrznutí ~ -36 °C; teplota tání ledu (T_m -ice) v rozmezí $-3,8$ až $-4,2$ °C (obr. 28); teploty homogenizace se pohybovaly v rozmezí 239 až 257 °C, homogenizace na kapalinu (L) (obr. 26).
2. Trail dvoufázových H_2O inkluzí při okraji zrna. Inkluze jsou suboválného až nepravidelného tvaru; homogenní stupeň zaplnění $\sim 0,90$, Teplota vymrznutí -34 až -37 °C; teploty T_m -ice se pohybovaly v rozmezí $-3,4$ až $-3,9$ °C (obr. 28). Teploty homogenizace se pohybovaly v rozmezí 240 až 247 °C v oblasti nad trhlinkou, inkluze měřené v oblasti pod trhlinkou homogenizovali v rozmezí 224 až 234 °C, obojí způsob na kapalinu.

Úlomek 2

Čirá hrubší křemenná zrna s nerovnoměrně rozmístěnými trailly převážně H_2O inkluzí. Tmavé rozeklané inkluze vznikly porušením pravděpodobně během deformace (tyto inkuze nebyly měřeny). Měřeny byly dvoufázové H_2O inkluze s $F \sim 0,9$, minoritně $\sim 0,8$. Teploty vymrznutí ~ -31 °C; teploty T_m -ice se pohybovaly v rozmezí $-2,4$ do $-2,8$ °C. Dle naměřených teplot homogenizace jsme rozlišili dvě populace inkluzí:

1. Inkluze větší velikosti (~ 20 μm) a oválného tvaru; teploty celkové homogenizace se pohybovaly v rozmezí 216 až 222 °C, způsob na kapalinu (L).
2. Inkluze menší velikosti (~ 8 μm) a nepravidelného tvaru (obr. 23); teploty homogenizace se pohybovaly v rozmezí 200 až 209 °C, způsob na kapalinu (obr. 26).



Obr. 23. Měřené H_2O inkluze nepravidelného tvaru.

Úlomek 3

V křemenné žilovině byla zachycena různá fluida několika generací; v úlomku byly rozpoznatelné celkem dva typy fluidních inkluzí: inkluze typu H₂O-CO₂; inkluze typu H₂O.

1. Inkluze typu H₂O-CO₂

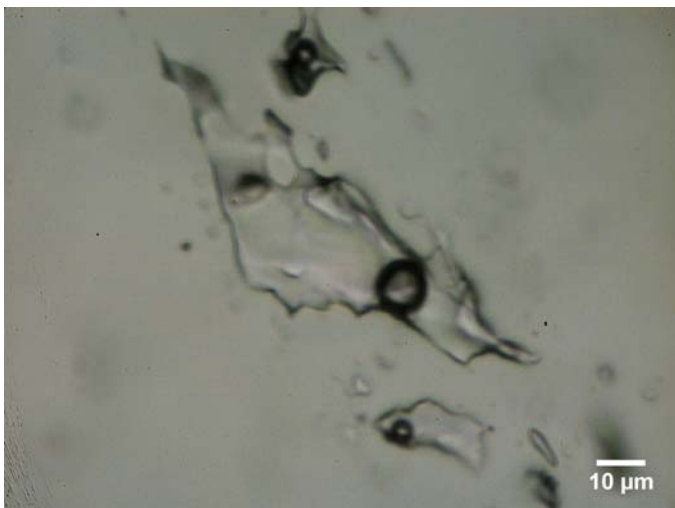
Populace inkluzí nacházející se uprostřed úlomku, jejichž distribuce svědčí o starším původu vzhledem ostatním H₂O trailům, nelze však s jistotou určit, zda jde skutečně o původ primární (P). Inkluze jsou tvaru negativních krystalů až oválné. Za teploty pod 4 °C byl u většiny již pozorovatelný zřetelně třífázový obsah (obr. 24). Stupeň zaplnění konstantní ~0,8. Teploty vymrznutí se pohybovaly od -95 do 101 °C; teplota tání pevného CO₂ byla naměřena v rozmezí -58,4 až -60,8 °C (obr. 27); T_{m-cla} 12,2 až 13,8 °C (tab. 3). Teplota parciální homogenizace se pohybovala v rozmezí 10,2 až 16,0 způsob na kapalinu (tab. 3) U dvou inkluzí jsme zaznamenali způsob parciální homogenizace na plyn a to 4,3 a 15,2 °C,. Bohužel obě tyto inkluze během zjišťování teplot celkové homogenizace dekriptovaly (T_{DEC} 224 a 240 °C). Ostatní hodnoty T_h-tot spadají do intervalu 245 až 294,8 °C, způsob na kapalinu a 264 až 311 °C, způsob na plyn (obr. 28).



Obr. 24. Zřetelně pozorovatelný třífázový obsah u měřené inkluze typu H₂O-CO₂, F ~0,8.

2. Inkluze typu H₂O

Dvoufázové kapalinou bohaté H₂O inkluze tvořící rozsáhlé paralelně uspořádané traily při okraji úlomku (obr. 25). Trail je tvořen velkým množstvím malých inkluzí a dále inkluzemi větší velikosti a různých tvarů. Stupeň zaplnění konstantní ~0,9. Teploty vymrznutí od -31 do -35 °C. Hodnoty tání posledního krystalu ledu se pohybovaly v rozmezí -2,6 až -3,5 °C (obr. 28); teploty celkové homogenizace variabilní v rozmezí 170 (202) až 229 °C, způsob na kapalinu.



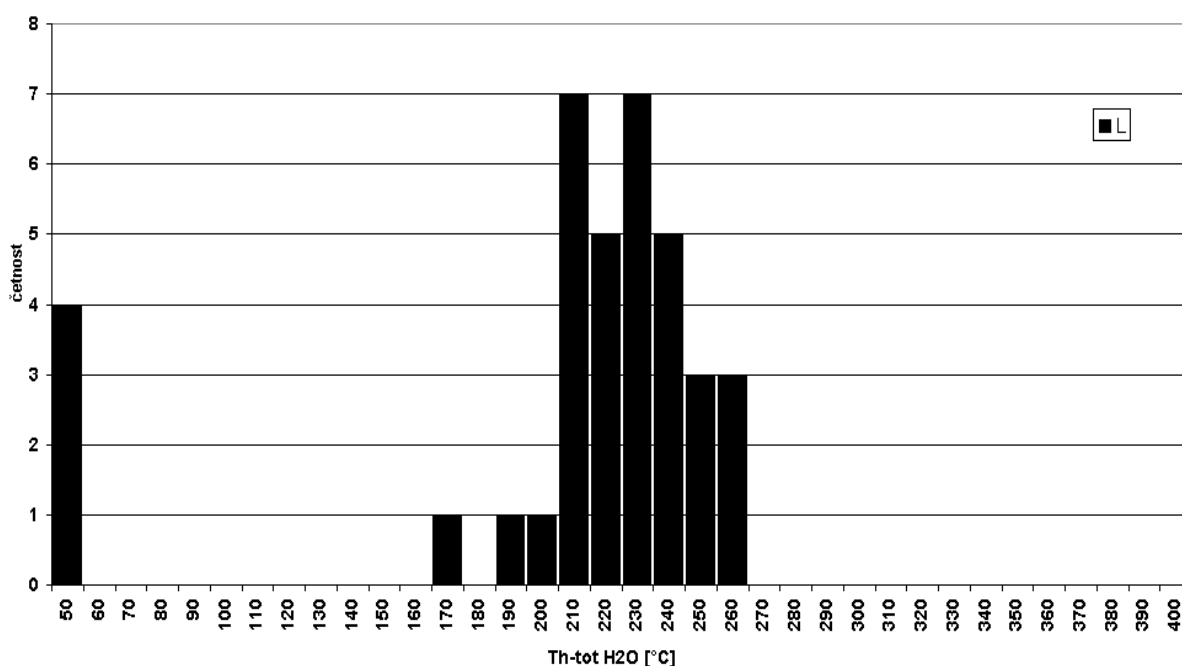
Obr. 25. Trail dvoufázových, kapalinou bohatých H₂O inkluzí.

Tab. 3. Shrnutí mikrotermometrických údajů H₂O-CO₂; H₂O inkluzí ve vzorku PA-19.

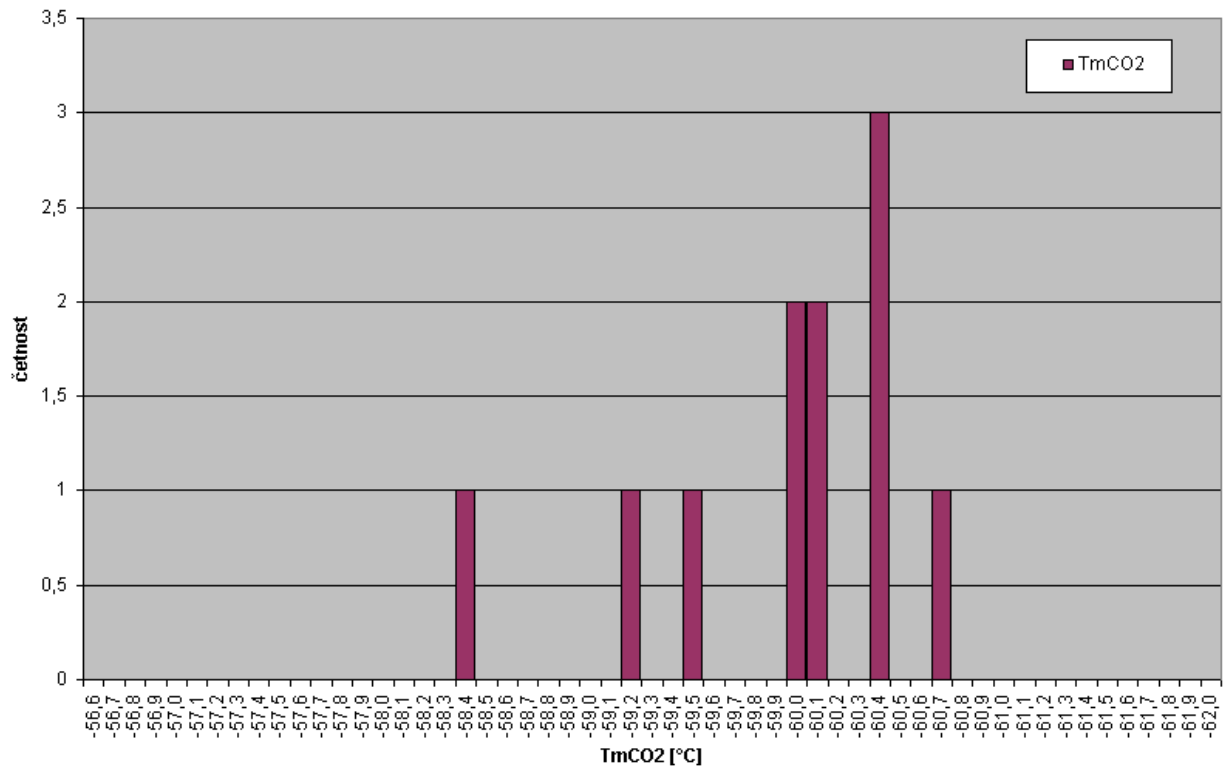
* Vzhledem k příměsi CH₄ – N₂ u H₂O – CO₂ fluid (5 mol %), nemohla být použita rovnice pro výpočet hodnoty salinity podle Diamonta 1992. Pro všechny H₂O – CO₂ inkluze byla použita stejná salinita (5 hm. % NaCl_{ekv.}).

	H ₂ O-CO ₂ inkluze (P)	H ₂ O inkluze (P/S)
Tm-CO ₂	-58,4 až -60,4 °C	
Tm-cla	12,2 až 13,8 °C	
Tm-ice		-2,4 až -4,2 °C
Th-CO ₂ (V)	4,3 až 15,2 °C	
Th-CO ₂ (L)	10,2 až 16 °C	
Th-tot (L)	245 až 294,8 °C	170 až 257 °C
Th-tot (V)	264 až 311 °C	
Max. četnost	280 až 290 °C	200 až 210; 220 až 230 °C
Salinita	5 hm. % NaCl _{ekv.} *	4,0 až 6,7 hm. % NaCl _{ekv.}
F	0,80	0,90

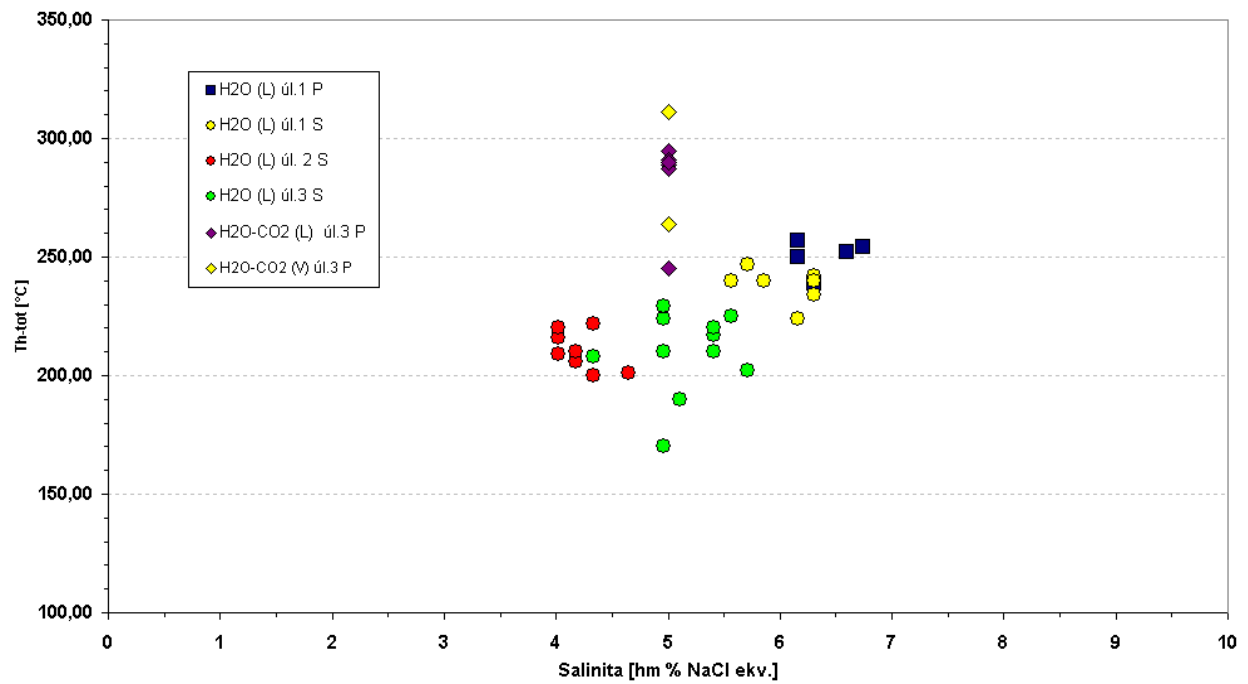
Obr. 26. Histogram teplot homogenizace (Th-tot) H₂O inkluzí ve vzorku PA-19.



Obr. 27. Histogram teplot tání pevného CO₂ (Tm-CO₂) ve vzorku PA-19.



Obr. 28. Graf teploty celkové homogenizace (Th-tot) x salinita ve vzorku PA-19.



6.3 Vzorek PA-11A

Na základě měření fluidních inkluzí jsme křemen na této destičce rozčlenili na 2 typy (generace) křemene, vzniklého během jednoho postupného procesu.

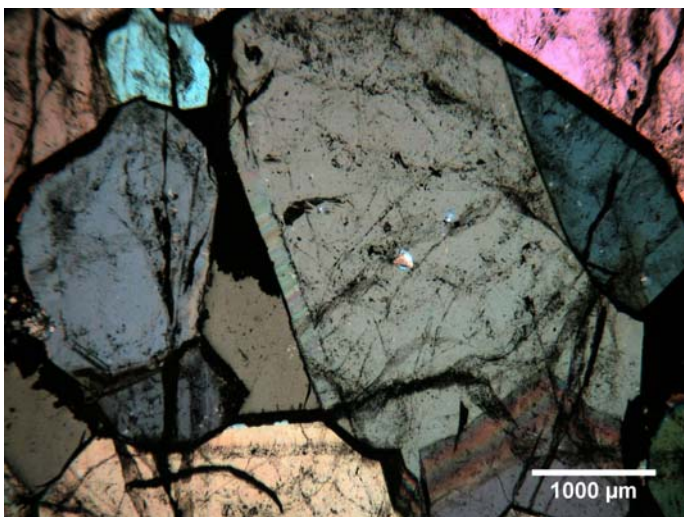
Křemen na této destičce postupně od okraje do středu přechází z jemnozrné žiloviny do formy automorfních krystalů, krystalizujících do volné dutiny. Zrna nevykazují známky duktilní ani křehké deformace. Jemnozrný křemen je na okrajích nejšedivější, což je způsobeno velkým počtem malých, porušených a špatně neměřitelných fluidních inkluzí (Q2a, obr. 29). V důsledku toho nebylo v této oblasti možné přesné rozlišení na primární a sekundární generaci. Směrem ke středu počet inkluzí rapidně ubývá.



Obr. 29. Nedeformovaná žilovina jemnozrného křemene Q2a.

Ve středu najdeme již jen čirá zrna nebo s obsahem několika málo rozptýlených inkluzí či trailů (Q2b, obr. 31). Ve vzorku sledujeme velké množství růstových zón, vykazujících odlišnou luminiscenci (Q3 obr. 30). Křemen s vláknitou stavbou zde rostl velmi rychle. Z toho vyvozujeme, že mohlo jít pravděpodobně o chalcedon, který posléze rekrystalizoval na běžný křemen.

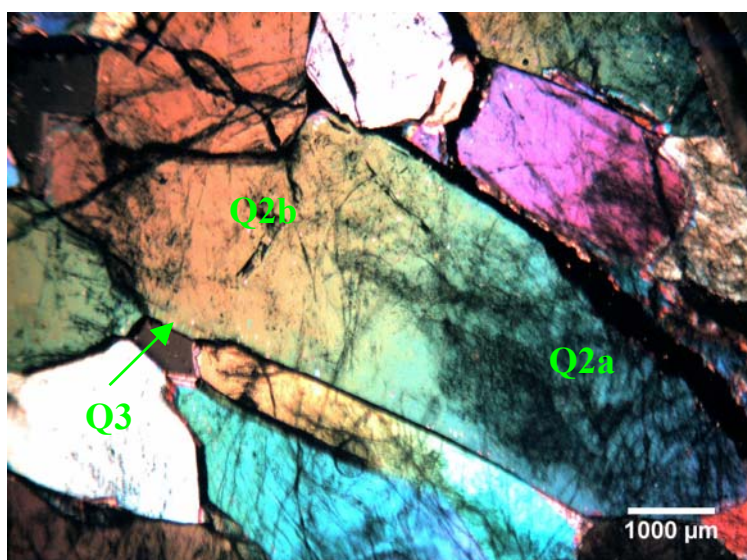
Několik trailů je tvořeno inkluzemi, které se zdají být jednofázové jen čistě plynné, plynem bohaté, dvoufázové kapalinou bohaté a přechody mezi nimi – jedná se proto o asociace zachycené za podmínek varu.



Obr. 30. Křemen Q2b krystalizující do volné dutiny s růstovou zónou Q3, vykazující jinou luminiscenci (zkřížené nikoly).

Úlomek 1

Toto unikátní zrna (cca 5 mm) při bázi obsahuje hojné množství fluidních inkluzí velmi malých rozměrů (Q2a, šedé zbarvení). Ve směru růstu krystalu se velikost inkluzí zvětšuje a posléze křemen ostře přechází do čiré zóny s jen velmi malým množstvím převážně dvoufázových H₂O inkluzí, většinou distribuovaných na trailech (Q2b). Několik H₂O-CO₂ trailů vykazuje inkluze asociace varu. Tvar inkluzí je oválný až negativní krystal. Spodní okraj zrna lemuje růstová zóna pravděpodobně Q3 (obr. 31) . Jádru lišty obsahuje trail malých neměřitelných inkluzí.

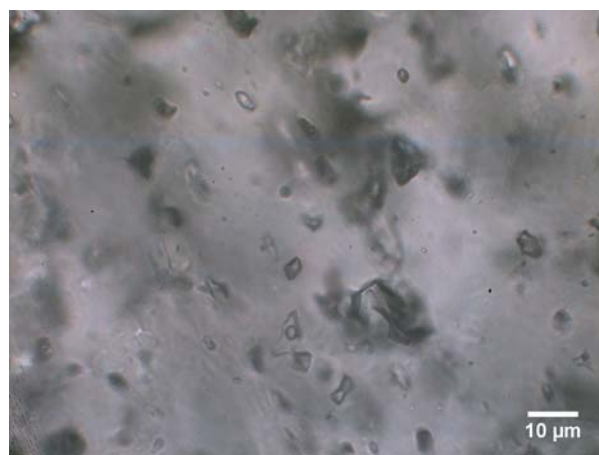


Obr. 31. Zrna s třemi generacemi křemene. Rozdílné barvy zrna jsou v důsledku tloušťky řezu (zkřížené nikoly) (foto: J. Zachariáš).

Měřeny byly oblasti:

1. Dvoufázové H₂O inkluze na přechodu Q2a a Q2b
Suboválné inkluze měřitelné velikosti z náhodně vybrané oblasti. Stupeň zaplnění ~0,9; teplota vymrznutí ~ -36 °C; teplota tání posledního krystalu ledu v rozmezí -3,0 až -3,6 °C, teploty celkové homogenizace variabilní od 160 do 226 °C, způsob na kapalinu. Vybrané plynem bohaté inkluze a inkluze s F ~0,8 až ~0,5 se změřit bohužel nepodařilo. Za teplot do 300 °C u nich nebyly zaznamenány žádné fázové změny.
2. H₂O trailly v oblasti Q2b
Čirá zóna jen s několika trailly, na přechodu inkluze převážně H₂O a jednofázové plynem bohaté (Vr) (obr. 32). Tvar měřených inkluzí oválný až negativní krystal; F ~0,9; T_{m-ice} se pohybovaly v rozmezí -3,9 až -4,4 °C; T_{-tot} spadají do intervalu 169 až 211,5 °C, vždy způsob na kapalinu (tab. 4). Vyšší salinita je způsobena varem fluid.

Obr. 32. Křemen Q2b generace: ostrý přechod do čiré zóny téměř bez inkluzí (vlevo); H₂O inkluze dvoufázové kapalinou bohaté a jednofázové plynné, asociace varu (vpravo, zkřížené nikoly)

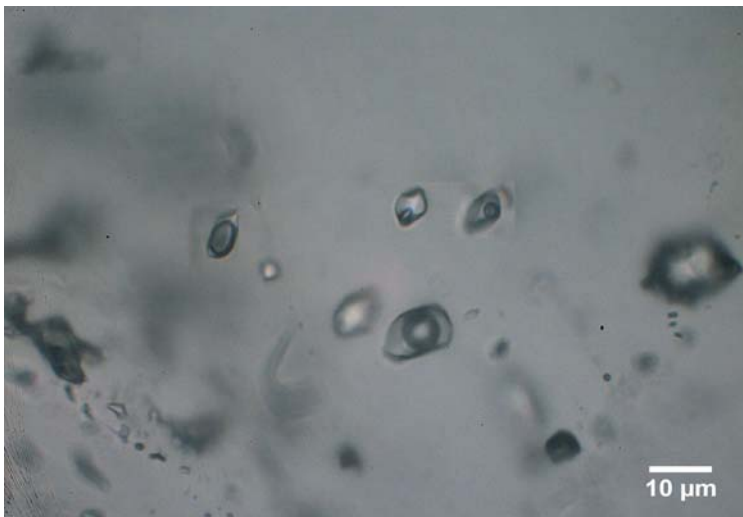


3. H₂O inkluze asociace varu

Traily obsahující většinou drobné jednofázové inkluze plynem bohaté, dvoufázové kapalinou bohaté (Lr) a řadu jejich mezičlenů, obvykle oválného tvaru, či negativních krystalů (obr. 33). Stupeň zaplnění velmi variabilní, ~0,95 až ~0,4 (obr. 34). Některé měřené inkluze s F ~0,95 obsahují drobnou rudní fázi při okraji bublinky. Bublinka u těchto inkluzí při ~ -40°C zcela zanikla, znovu se objevila za teplot -1,3 až -0,8 °C, tyto teploty jsou pravděpodobně i teploty tání posledního krystalu ledu. Pevná fáze byla celou dobu stabilní. T_{m-ice} ostatních inkluzí se pohybovaly v rozmezí -0,7 až -2,6 °C (obr. 39); teploty homogenizace: 215 °C, způsob na plyn a 173 až 220 °C, způsob na kapalinu (obr. 38).



Obr. 33. Trail H₂O inkluzí asociace varu, tvar negativních krystalů.



Obr. 34. H₂O inkluze asociace varu: inkluze dvoufázové kapalinou bohaté, jednofázové plyné a přechody mezi nimi.

4. H₂O primární inkluze v oblasti Q2b

Tři nepravidelné inkluze s F ~0,8, větších velikostí (50 až 100 μm, obr. 35), nahodile rozmístěny v čiré zóně křemene Q1b.

a) + b) Teplota vymrznutí ~-41 °C; teplota tání posledního krystalu ledu -2,4; teplota T-tot 278,3 a 223,7 °C, způsob na kapalinu.

c) Teplota vymrznutí ~-11 °C; T_{m-ice} -1,1 °C; během zahřívání inkluze dekriptovala.



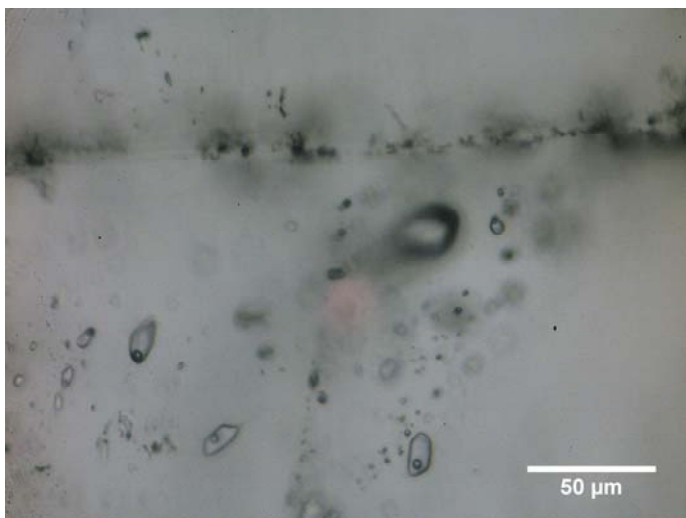
Obr. 35. H₂O primární inkluze v oblasti Q2b

Úlomek 2

Čirý křemen Q2b s několika trailly izolovanými v rámci jednoho zrna (pseudosekundární charakter). Stranu zrna lemují křemen Q3 s dvěma růstovými zónami (obr. 36). Křemen Q3 obsahuje minimální počet fluidních inkluzí, převážně jednofázových kapalných.

V rámci tohoto úlomku bylo měřeno několik populací:

1. H₂O primární inkluze v oblasti Q3
Pravděpodobně primární dvoufázové, kapalinou bohaté inkluze suboválného tvaru, drobné (~4 μm) v oblasti Q3 křemene. Stupeň zaplnění $F \sim 0,9$; teplota vymrznutí ~ -33 °C; T_m -ice v rozmezí $-0,4$ až $-0,7$ °C; teploty celkové homogenizace se pohybovaly v rozmezí od 165 do 186 °C, způsob na kapalinu.
2. H₂O pseudosekundární trailly v oblasti Q2b
Trailly dvoufázových, většinou kapalinou bohatých inkluzí omezených pouze na oblast Q2b, což vypovídá o jejich starším původu vzhledem k předchozímu typu (obr. 36). Stupeň zaplnění $\sim 0,9$. Teploty vymrznutí ~ -40 °C; teploty tání posledního krystalu ledu se pohybovaly v intervalu $-0,3$ až $-1,7$ °C, T -tot byly variabilní v rozmezí 172 až 210 °C, způsob vždy na kapalinu (obr. 38).



Obr. 36. H₂O pseudosekundární trailly v Q2b končící u růstové zóny.

3. H₂O sekundární trail v Q2b a Q3

Inkluze distribuované na trailu zasahujícím do Q2b a částečně Q3 (sekundární charakter), které považujeme v rámci úlomku za nejmladší, tj. nejpozději zachycené vzhledem k předchozím dvěma typům. Trail je tvořený velkým množstvím inkluzí oválného až suboválného tvaru. Inkluze jsou z cca 80% jednofázové kapalné. Měřeny byly pouze inkluze dvoufázové s $F \sim 0,9$. Teplota vymrznutí ~ -35 °C, teplota tání ledu v rozmezí $-0,3$ až $-0,9$ °C. Teploty celkové homogenizace se byly zjištěny přibližně 188 °C ± 1 °C, způsob na kapalinu (obr. 39). Některé inkluze se změřit nepodařilo, jelikož při vymrznutí (cca za -35 °C) zcela zmizela plynná bublinka a znovu se objevila až za teplot kolem 5 °C.

4. H₂O primární inkluze v oblasti Q2b

Pravděpodobně primární inkluze větších rozměrů, oválného tvaru až negativní krystal, nahodile umístěné v čiré oblasti Q2b (obr. 37). $F \sim 0,9$, teploty vymrznutí ~ -35 °C, T_m -ice se pohybovaly v rozmezí $-2,2$ až $-2,8$ °C, T -tot byly zjištěny 230 až 234 °C, způsob na kapalinu (obr. 37).

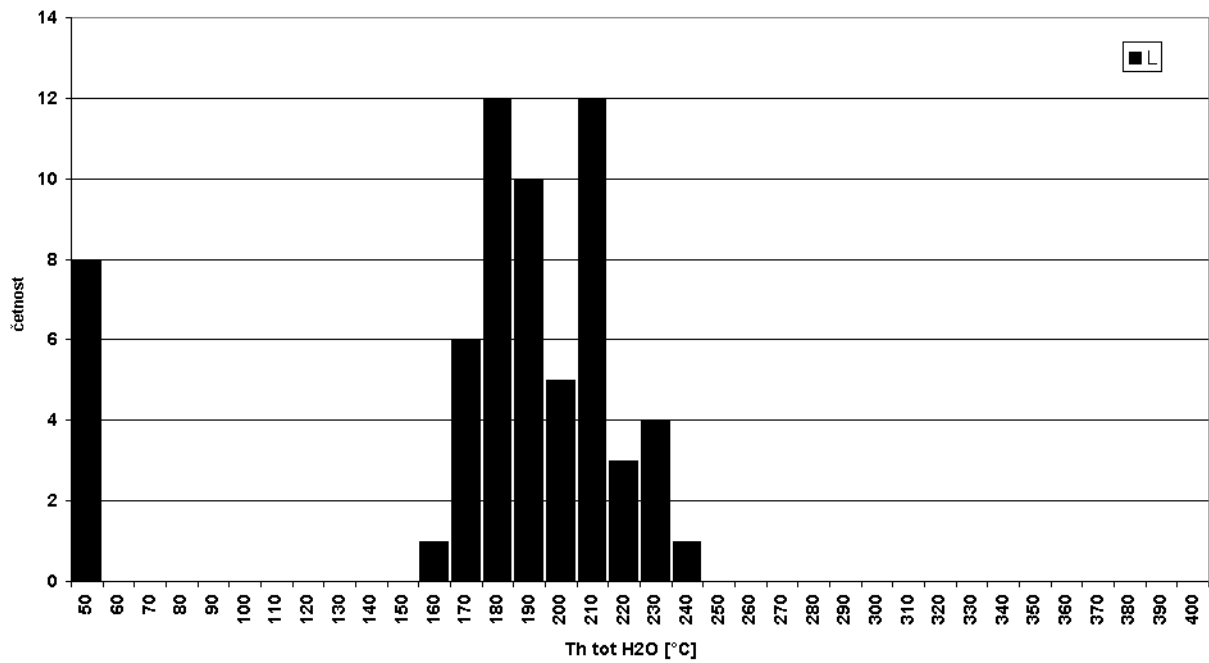


Obr. 37. H₂O primární inkluze v oblasti Q2b.

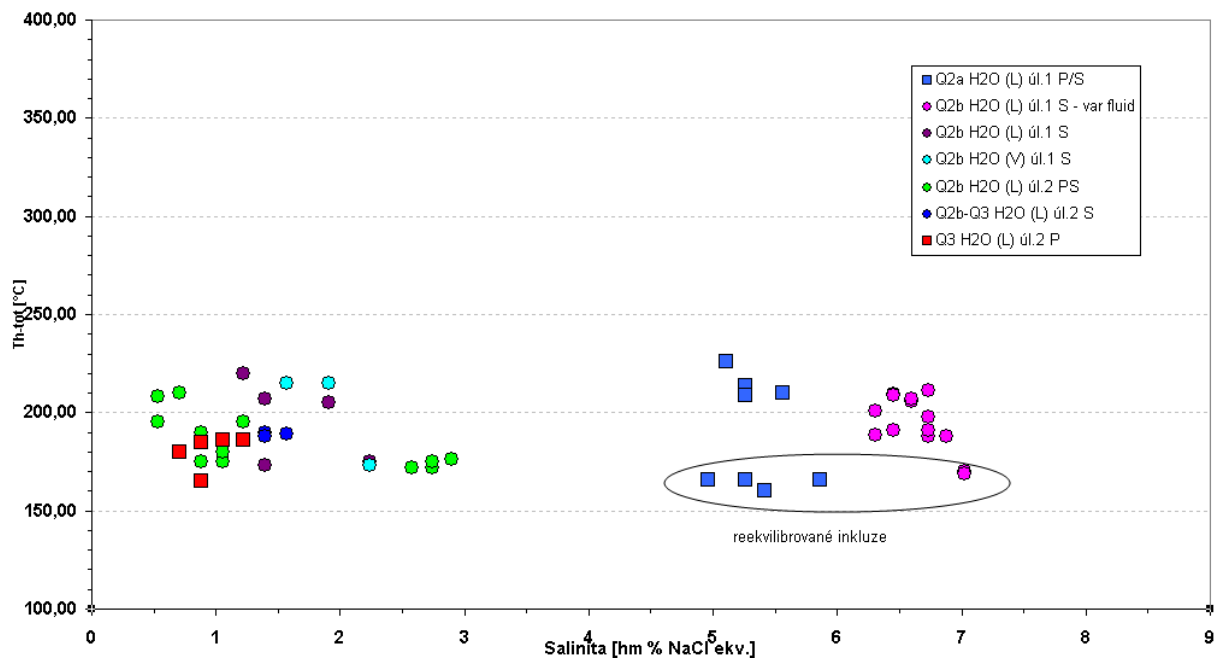
Tab. 4. Shrnutí mikrotermometrických údajů H₂O inkluzí ve vzorku PA-11A.

	H ₂ O inkluze (P/PS/S)	Asociace varu (různé trailly)
T _m -ice	-0,3 až -4,4 °C	-0,7 až -2,6 °C
Th-tot (L)	160 až 234 °C	169 až 211,5 a 173 až 220 °C
Th-tot (V)		215 °C
Max.četnost	170 až 180 °C; 200 až 210 °C	170 až 180, 200 až 210 °C
Salinita	0,5 až 7,0 hm. % NaCl _{ekv}	1,2 až 2,2 a 6,3 až 7,0 hm. % NaCl _{ekv} .
F	0,80-0,90	variabilní

Obr. 38. Histogram teplot homogenizace (Th-tot) H₂O inkluzí ve vzorku PA-11A.



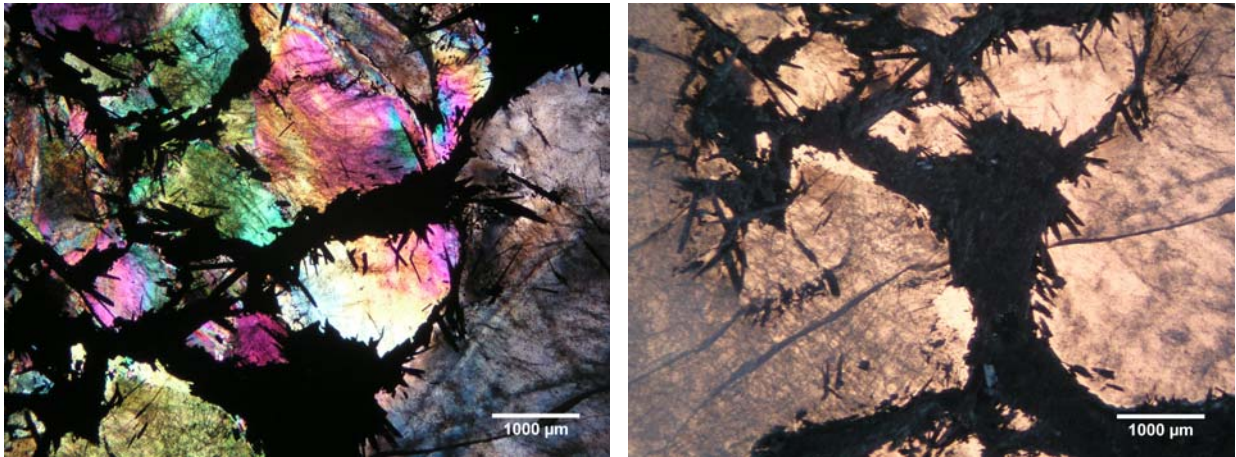
Obr. 39. Graf teploty celkové homogenizace (Th-tot) x salinita ve vzorku PA-11A.



6.4 Vzorek SOB 5-2

Tato destička je tvořena krystalickým vápencem, do něhož prorůstá křemenná žilovina. Podél trhlin a hranic poměrně velkých křemenných zrn hojně pronikají rudní minerály sulfosolů (obr. 40). Mramor je převážně podrcený, zřídka jsou vidět větší úlomky. Velikost matrix není větší než 20 μm , orientačně změřená větší zrna v rozmezí 0,3 – 2 mm. Křemen tvoří velká oblá zrna průměrné velikosti 5 až 15 mm. V rámci tohoto vzorku jsme křemen rozlišili na dvě generace Q1 a Q2.

Obr. 40. Detail rudních fází pronikajících křemennou žilovinou 1. generace (Q1); vlevo zkřížené nikoly.

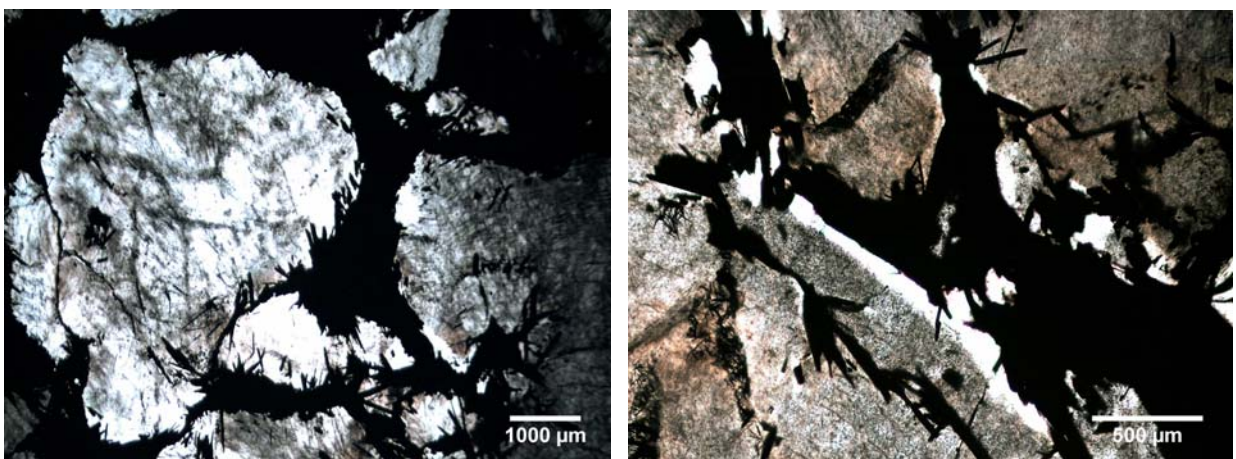


V důsledku velkého množství malých, neměřitelných fluidních inkluzí je hlavní podíl křemene Q1 šedě zbarven a neprůhledný (obr. 41). Obsažené fluidní inkluze jsou $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ typu s variabilním stupněm zaplnění (~0,4-0,8). Vyskytují se dvoufázové kapalinou, plynem bohaté i jednofázové plynné fluidní inkluze.

Křemen Q2 se vyskytuje v těsné blízkosti rudní fáze i jejích v křemenu zachycených jehlic (obr. 41). Je čirý s minimem fluidních inkluzí, inkluze jsou však větších rozměrů. Tento typ křemene je evidentně mladší než předchozí typ a pravděpodobně vznikl:

- a) Opětovnou precipitací z vylouženého křemene na kontaktu s rudní fází.
- b) Vykrytalizováním do volné dutiny, která se vytvořila při pronikání rudy.

Obr. 41. Křemen 2. generace (Q2): ostrý přechod do čiré zóny téměř bez inkluzí.

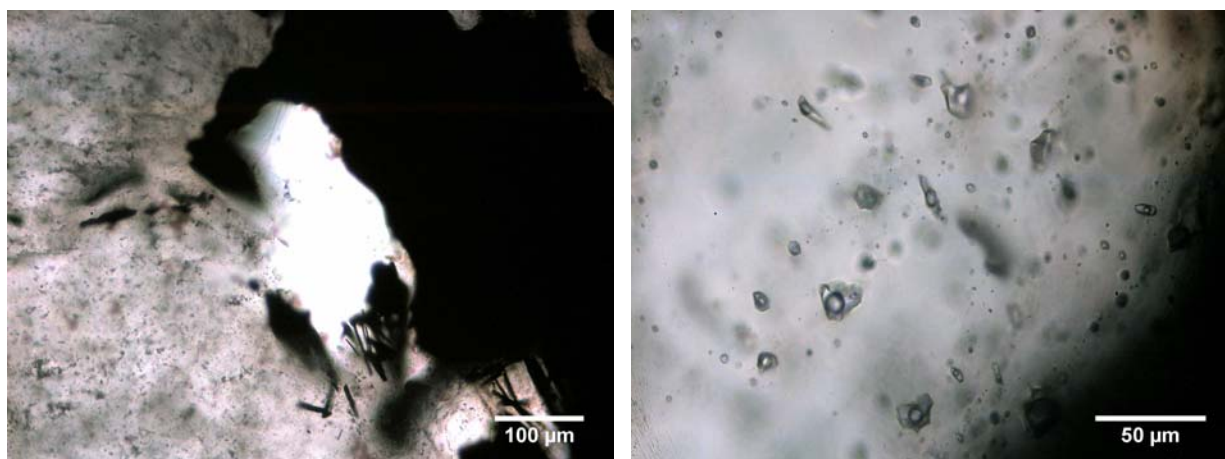


Fluidní inkluze jsou dvoufázové kapalinou bohaté H₂O typu s homogenním stupněm zaplnění (~0,9). Na několika místech jsou patrné paprscité struktury vláknitého Q2 křemene, který by svědčil pro rychlou krystalizaci z přesycených roztoků. Obsažené fluidní inkluze jsou také usměrněné podle směru růstu křemene. Hranice mezi Q1 a Q2 je ostrá, inkluze z jednotlivých generací se neprostupují.

Úlomek 1

Oválné dvoufázové, kapalinou bohaté H₂O inkluze v čiré zóně Q2 křemene s F ~0,9, jejichž izolovaný výskyt v blízkosti rudní fáze svědčí pro primární charakter (obr. 42). Teploty vymrznutí ~-39 °C; salinita nízká (T_{m-ice} od -1 do -1,3 °C); teploty celkové homogenizace se pohybovaly v rozmezí 160 do 167 °C, způsob na kapalinu. Část měřených inkluzí měla dlouhý tenký výběžek. Teploty celkové homogenizace byly těchto inkluzí vyšší, a to od 186 do 202,8 °C (obr. 45).

Obr. 42. Křemen 2. generace: vlevo měřená oblast; vpravo detail měřených H₂O inkluzí.



Úlomek 2

Úlomek je tvořen převážně starším křemenem Q1, kterým proniká rudní fáze. Obsažené H₂O-CO₂ inkluze mají nehomogenní stupeň zaplnění a jsou suboválného až nepravidelného tvaru, některé velikost až 20 µm. Jejich distribuce na trailech vypovídá o sekundárním charakteru. Již za pokojové je pozorovatelný zřetelně třífázový obsah (obr. 43). V rámci tohoto úlomku byly měřeny 3 populace:

1. H₂O-CO₂ inkluze s F ~0,8

Teploty vymrznutí ~-98 °C; teplota tání pevného CO₂ byla naměřena v rozmezí od -57,2 do -58 °C (obr. 44); tání klatrátu v rozmezí 9 až 9,5 °C. Teplota parciální homogenizace CO₂ se pohybovala od 17,6 do 20,4 °C, způsobem na plyn a od 22,8 do 24,9 °C kritickým způsobem. Teplota celkové homogenizace se pohybovala v rozmezí 282 až 302 °C, způsobem na kapalinu a v rozmezí 307 až 316 °C kritickým způsobem. Způsob homogenizace některých inkluzí dlouho vypadal jako na kapalinu, ale následně byl kritický.

2. H₂O-CO₂ inkluze s F ~0,7

Teploty vymrznutí ~-100 °C; teplota tání pevného CO₂ byla naměřena v rozmezí od -58,1 do -58,6 °C, tání klatrátu v rozmezí 9,4 až 10 °C. Teplota parciální homogenizace CO₂ se díky špatné viditelnosti podařilo naměřit pouze u jedné inkluze: 19,7 °C kritickým způsobem. Teplota celkové homogenizace se pohybovala v rozmezí 292 až 306 °C, způsobem na kapalinu, jedna inkluze dekriptovala.



Obr. 43. H₂O-CO₂ inkluze s F ~0,7

3. H₂O inkluze na přechodu Q1 a Q2

Tyto nepravidelné inkluze s homogenním stupněm zaplnění ~0,9 se nacházely blízko oblasti ostrého přechodu mezi křemeny Q1 a Q2. Teploty vymrznutí byly naměřeny ~-35 °C; teplota tání posledního krystalu ledu v rozmezí -1,4 až -1,6 °C; teploty celkové homogenizace se pohybovaly od 180 do 190 °C, způsob na kapalinu.

Úlomek 3

Většinu úlomku tvoří křemen Q1. I v rámci tohoto úlomku byly měřeny opět tři populace:

1. H₂O-CO₂ inkluze s F ~0,4-0,5

Neporušené inkluze větších rozměrů (~10 až 15 μm), oválného tvaru, distribuované na trailu, jejichž třífázový obsah byl patrný již za pokojové teploty. Teplota vymrznutí ~-97 °C; teplota tání pevného CO₂ byla naměřena v rozmezí od -56,7 do -57,2 °C; teploty tání klatrátu se pohybovaly od 8,9 až 9,2 °C. Teplota parciální homogenizace CO₂ byla velmi dobře pozorovatelná v intervalu od 25,7 do 26,4, kritickým způsobem. Teplota celkové homogenizace se pohybovala v rozmezí 299 až 335 °C, způsob na plyn. Dvě inkluze homogenizovaly kriticky: 322 a 330 °C.

2. H₂O-CO₂ inkluze s F ~0,7-0,8

Teplota vymrznutí ~-97 °C; T_m-CO₂ byla naměřena v rozmezí od -56,7 do -57,2 °C; teploty tání klatrátu v intervalu od 9 až 9,4 °C. Teplota T_h-CO₂ se pohybovala v rozmezí 25,9 až 26,3 °C způsobem na plyn a 26,1 až 26,2 °C kritickým způsobem, jedna inkluze homogenizovala na kapalinu při 26 °C. T_h-tot se pohybovala v rozmezí 299 až 319 °C kritickým způsobem, v ojedinělém případě inkluze homogenizovala na kapalinu při 315 °C. Jedna inkluze dekriptovala při teplotě 265 °C (T_(DEC)).

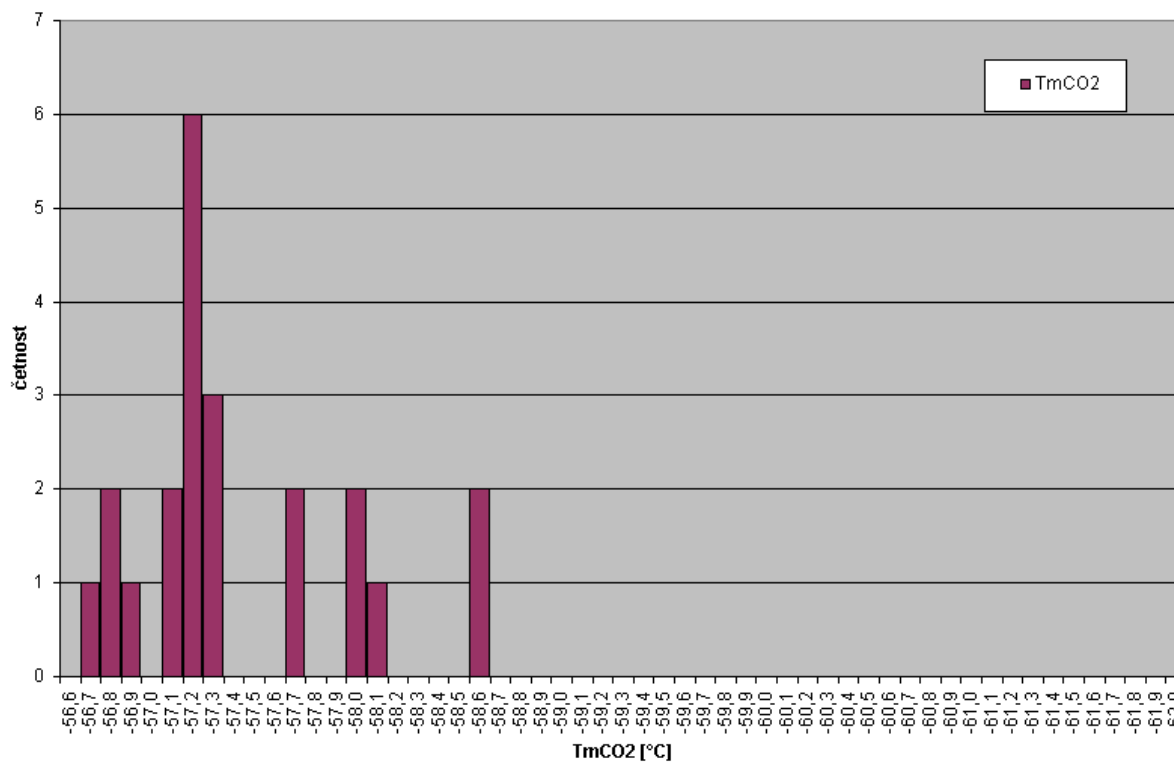
3. H₂O primárních inkluzí

Npravidelné inkluze s homogenním stupněm zaplnění ~0,9, jejichž izolovaný výskyt a 3D distribuce svědčí pro primární charakter. T_m-ice naměřeny od -1,4 do -1,6 °C; T_h-tot se pohybovaly v rozmezí 149 do 151 °C, způsobem na kapalinu.

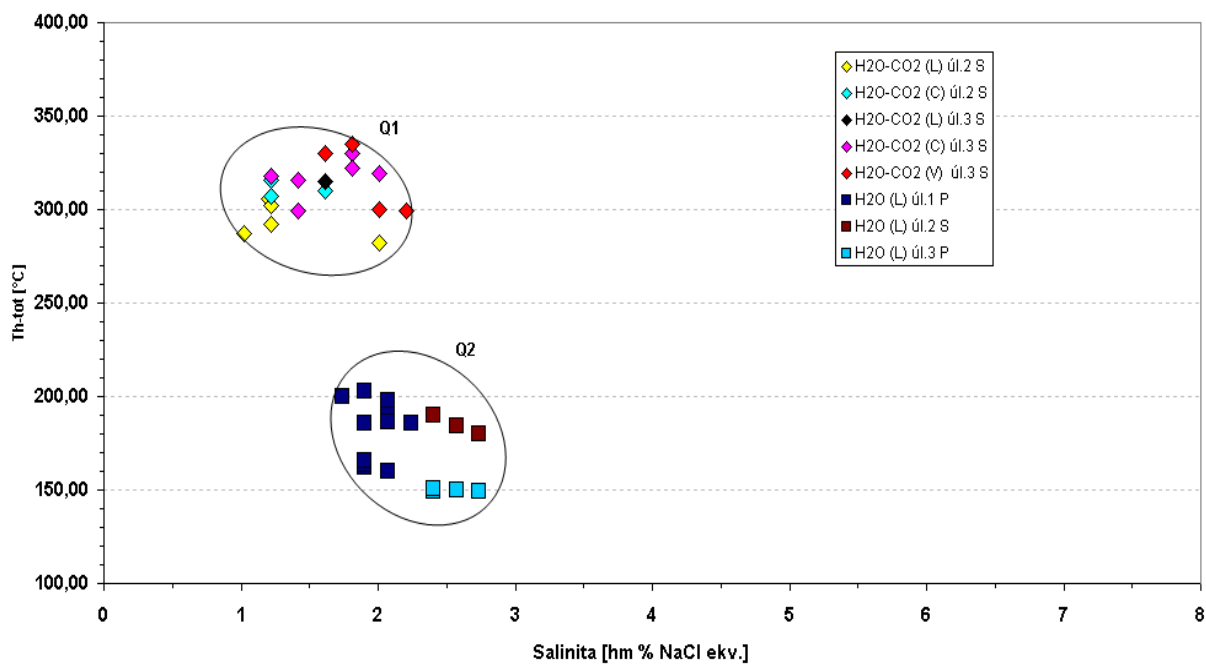
Tab. 5. Shrnutí mikrotermometrických údajů H₂O-CO₂; H₂O inkluzí ve vzorku SOB 5-2.

	H ₂ O-CO ₂ inkluze (S)	H ₂ O inkluze (P)
Tm-CO ₂	-56,7 až -58,6 °C	
Tm-cla	9,0 až 9,5 °C	
Tm-ice		-1,0 až -1,6 °C
Th-CO ₂ (V)	17,6 až 26,3 °C	
Th-CO ₂ (L)	26 °C	
Th-CO ₂ (C)	22,8 až 26,4 °C	
Th-tot (V)	299 až 335 °C	150 až 202,8 °C
Th-tot (L)	282 až 315 °C	
Th-tot (C)	299 až 330 °C	
Max. četnost	310 až 320 °C	180 až 190 °C
Salinita	1,0 až 2,2 % hm. NaCl _{ekv.}	1,9 až 2,7 % hm. NaCl _{ekv.}
F	0,40 až 0,80	0,90

Obr. 44. Histogram teplot tání pevného CO₂ (Tm-CO₂) ve vzorku SOB 5-2.



Obr. 45. Graf teploty celkové homogenizace (Th-tot) x salinita ve vzorku SOB 5-2.



7. SHRNUTÍ VÝSLEDKŮ

7.1 Shrnutí mikrotermometrických dat z lokality Padrt'

Pro mikrotermometrické studium byly vybrány 3 vzorky křemenné žiloviny pocházející z výchozového materiálu biotitového rohovce. Fluidní inkluze byly měřeny v křemenné žilovině tří generací: nejstarší Q1, Q2 a nejmladší křemen Q3 (obr. 31). Obsažené inkluze jsou H₂O-CO₂ a H₂O typu. Z hlediska genetické klasifikace jsou inkluze primárního (P), pseudosekundárního (PS) a sekundárního (S) charakteru, ale ne vždy bylo možné jejich přesné rozdělení.

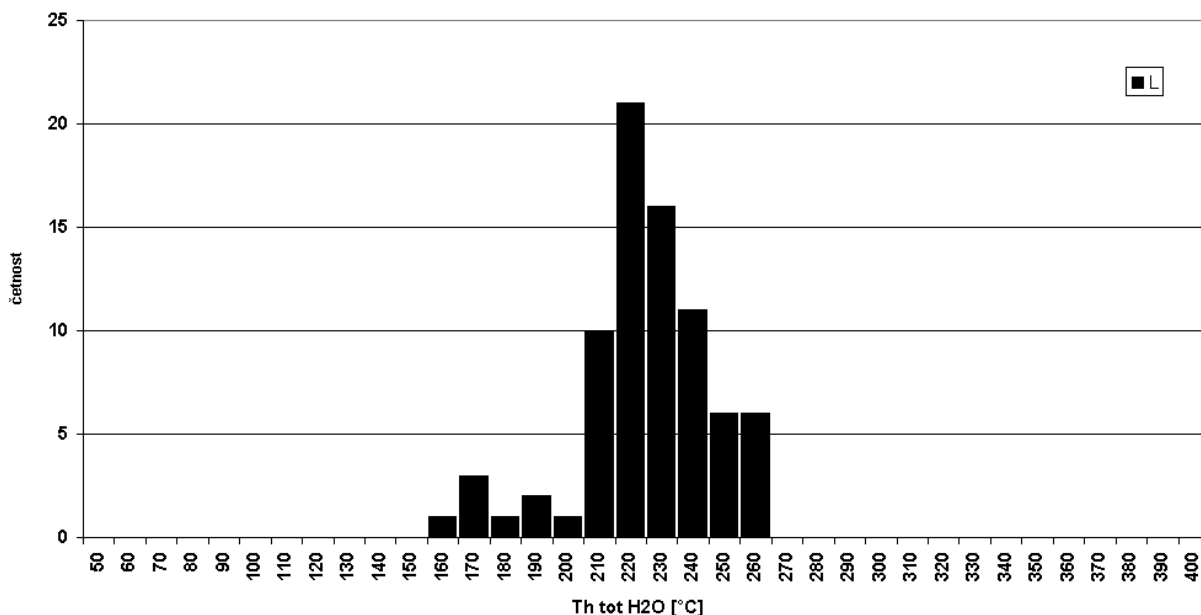
Křemen 1. generace

Křemen 1. generace (Q1) tvoří největší podíl žiloviny a zastupuje nejstarší a nejvíce deformovanou generaci studovaného křemene. Vzhledem k podobnosti naměřených údajů k tomuto křemeni řadíme naměřená data ze vzorků PA-11C a PA19. Obsahuje hojné primární, pseudosekundární a sekundární inkluze H₂O typu a primární inkluze H₂O – CO₂ ± CH₄ – N₂ typu. Ve srovnání s ostatními generacemi je přítomno největší množství porušených, dekriptovaných fluidních inkluzí a dekripitačních halo, které vypovídají o vnitřním přetlaku uvnitř inkluzí. Možným vysvětlením extenzní deformace je prohřátí křemenných žil během intruze padrt'ského granitu. To svědčí pro starší původ žil ve srovnání s granitem.

Nejstarší fluida reprezentují H₂O-CO₂ inkluze. H₂O inkluze jsou naopak mladší než samotný Q1 křemen, neboť jsou vázány zejména na traily s nápadnou přednostně paralelní orientací, jež je paralelní se směrem křemenných žil. To svědčí, spolu s výraznější absencí duktilní deformace, pro vznik trailů v extenzním (nikoli střížném) tektonickém režimu.

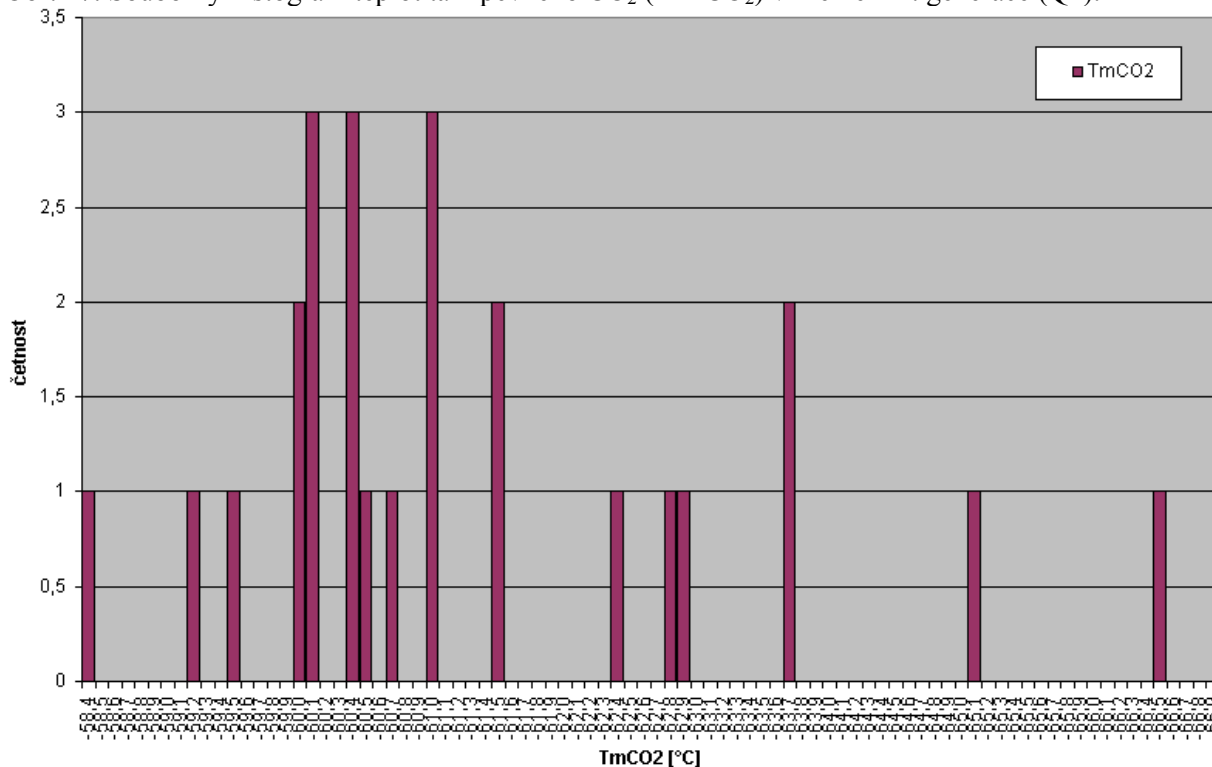
H₂O inkluze (P/PS/S): Salinita měřených fluid je variabilní od 2,9 do 7,0 hm. % NaCl_{ekv.} Naměřené teploty homogenizace se pohybují v rozmezí 155 až 257 °C, způsob vždy na kapalinu, s maximální četností mezi 210 až 220 °C (obr. 46).

Obr. 46. Souborný histogram celkové homogenizace H₂O inkluzí (Th-tot) v křemeni 1. generace (Q1).



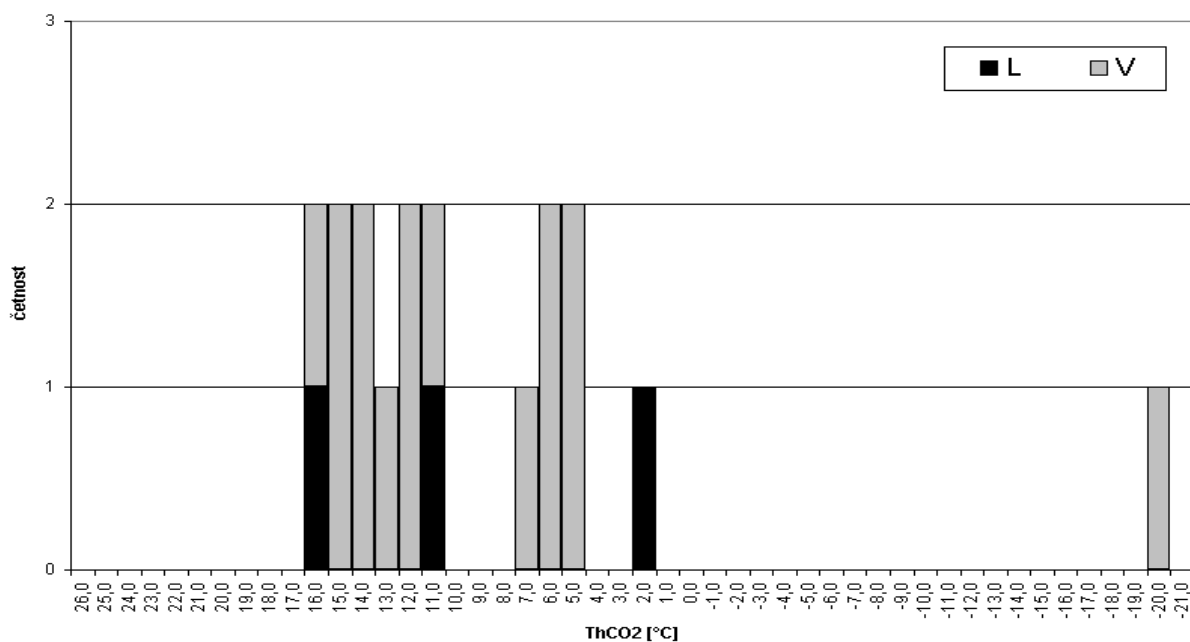
H₂O-CO₂ inkluze (P/PS): Salinita odvozená z teploty tání klatrátu je díky vyšší koncentraci CH₄, N₂ (5 mol %; rovnice pro výpočet salinity dle Diamonta 1992 nemohla být použita) orientačně nastavena na 5 hm. % NaCl_{ekv.} Teploty tání pevného CO₂ (Tm-CO₂) se pohybovaly v rozmezí -58,4 až -66,6 °C, s maximální četností v intervalu -60,0 až -60,1; -60,3 až -60,4 a -60,9 až -61 °C (obr. 47).

Obr. 47. Souborný histogram teplot tání pevného CO₂ (Tm-CO₂) v křemenu 1. generace (Q1).



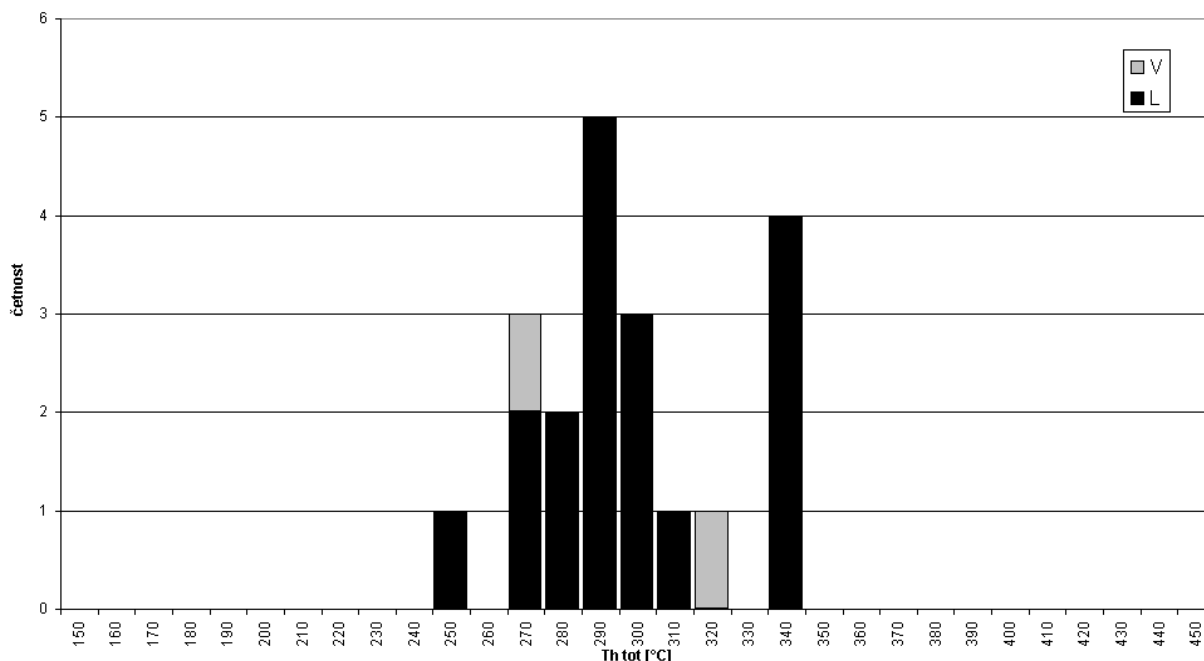
Teploty homogenizace CO₂ (Th-CO₂) se pohybovaly v rozmezí hodnot -20 až 16 °C. V cca 75 % byl zaznamenán způsob homogenizace na plyn v rozmezí -20 až 15,2 °C, dále homogenizace na kapalinu v rozmezí 2 až 16 °C (obr. 48).

Obr. 48. Souborný histogram teplot homogenizace CO₂ (Th-CO₂) v křemenu 1. generace (Q1).



Naměřené teploty celkové homogenizace H₂O-CO₂ inkluzí (Th-tot) se pohybovaly zejména v intervalu 230,8 až 340 °C, s maximální četností v rozmezí 280 až 290 °C a 330 až 340 °C. Zcela převažoval způsob homogenizace na kapalinu, v rozmezí teplot 230,8 až 340 °C, minoritně (v 8 %) na plyn v rozmezí 364 až 311 °C, kritický způsob zaznamenán nebyl. V 3% případech inkluze dekrepitovaly před dosažením Th-tot (obr. 49).

Obr. 49. Souborný histogram celkové homogenizace H₂O-CO₂ inkluzí (Th-tot) v křemenu 1. generace (Q1).



Křemen Q1 precipitoval z H₂O-CO₂ fluid o nízké salinitě (5 hm. % NaCl_{ekv.}) s rozpětím teplot homogenizace ~ 230,8 až 340 °C (obr. 49, tab. 6). Stupeň zaplnění většiny inkluzí je homogenní a blízký hodnotě 0,80/0,90. Některé inkluze obsahují zachycené nerudní i rudní pevné fáze, na některých je přichyceno malé množství kapaliny. Pravděpodobně se jedná o nejprimárnější generaci fluid.

Populace H₂O inkluzí byla zachycena z fluid o salinitě 2,9 až 7,0 hm. % NaCl_{ekv.} a Th-tot (L) zejména v intervalu 210 až 220 °C. Ve vývoji křemene můžeme sledovat přímou úměrnost poklesu salinity a snižování teploty celkové homogenizace (obr. 52).

Tab. 6. Shrnutí mikrotermometrických údajů H₂O-CO₂ a H₂O inkluzí v křemenu Q1.

* Vzhledem k příměsi CH₄ – N₂ u H₂O – CO₂ fluid (5 mol %), nemohla být použita rovnice pro výpočet hodnoty salinity podle Diamonta 1992. Pro všechny H₂O – CO₂ inkluze byla použita stejná salinita (5 hm. % NaCl_{ekv.}).

	H ₂ O-CO ₂ inkluze (P/PS)	H ₂ O inkluze (P/PS/S)
Tm-CO ₂	-58,4 až -66,6 °C	
Th-CO ₂ (V)	-20 až 15,2 °C	
Th-CO ₂ (L)	2 až 16 °C	
Th-tot (L)	230,8 až 340 °C	155 až 257 °C
Th-tot (V)	264 až 311 °C	
Salinita	5 hm. % NaCl _{ekv.} *	2,9 až 7,0 hm. % NaCl _{ekv.}

Křemen 2. generace

Křemen Q2 byl zjištěn pouze ve vzorku PA-11A. Tento křemen vznikl až po křehké deformaci křemene 1. generace. Křemen Q2 tvoří xenomorfní zrna, která směrem do středu žíly přecházejí do automorfních krystalů (a volných dutin). Inkluze v Q2 jsou pouze H₂O typu a převážně na trailech. Ojedinele najdeme primární inkluze větších rozměrů. Pro mladší původ křemene Q2 svědčí rovněž naprostá nepřítomnost H₂O-CO₂ inkluzí. Také není postižen duktilní deformací jako předchozí typ a tvoří částečně omezené krystaly precipitující do volných dutin.

Zrna mají tmavá jádra (Q2a) s velkým množstvím primárních inkluzí. Tyto inkluze (z jader) jsou stejného složení jako nejmladší inkluze v křemeni Q1 (obr. 52). Oba typy křemene tedy nejsou zcela odlišné a pravděpodobně navazují na sebe svým vznikem. Tmavá jádra Q2a křemene jsou lemována čirým křemenem Q2b. Tento křemen obsahuje inkluze se znaky varu a v důsledku varu mají inkluze vyšší salinitu (obr. 51, tab.7). Úlomky již reprezentují automorfní většinou čiré krystaly křemene (Q2b) se zřídka se vyskytujícími trailly. Trailly rovněž vykazují indicie varu fluid: obsahující většinou drobné jednofázové inkluze plynem bohaté, dvoufázové kapalinou bohaté a řadu jejich mezičlenů, obvykle oválného tvaru, či negativních krystalů (obr. 34). F velmi variabilní, ~0,95 až ~0,4.

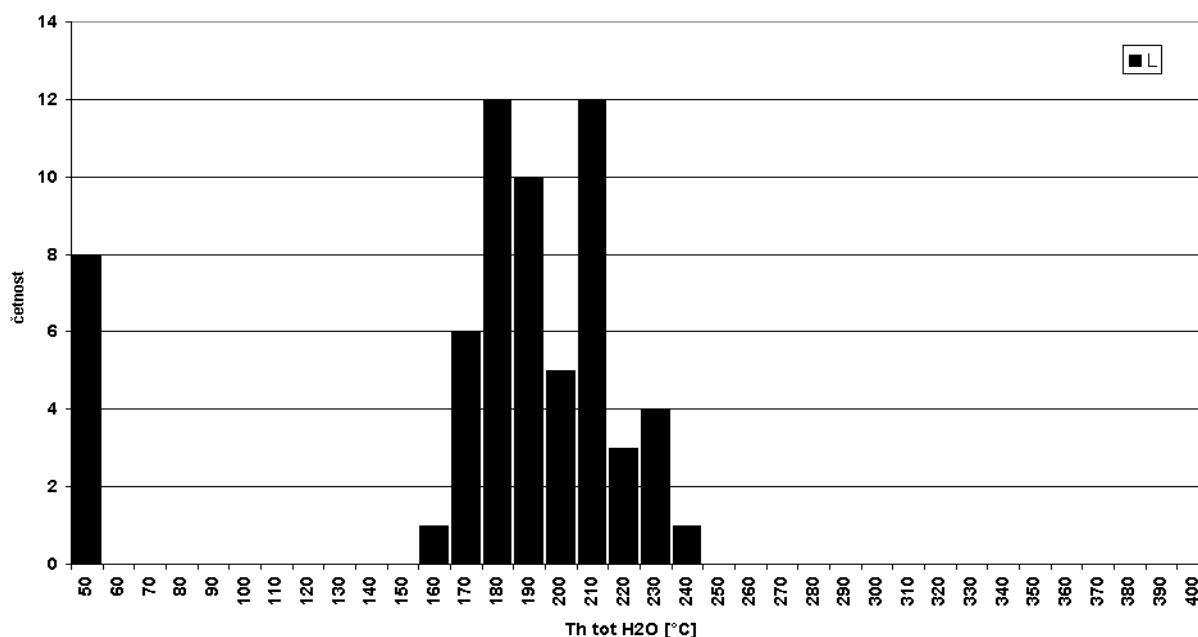
Starší křemen Q2a precipitoval z H₂O fluid o salinitě 5,0 až 5,9 hm. % NaCl_{ekv.} (primární inkluze) s rozpětím hodnot Th-tot 160 až 226 °C.

Precipitace mladšího křemene Q2b proběhla z výše temperovaných fluid: Th-tot 223,7 až 234 °C o salinitě 1,9 až 4,6 hm. % NaCl_{ekv.}; pseudosekundární fluida mají nižší salinitu 0,7 až 2,9 hm. % NaCl_{ekv.} a Th-tot 172 až 210 (obr. 50); nejmladší sekundární fluida mají nízkou salinitu 0,5 až 1,6 hm % NaCl_{ekv.} a teplotu vzniku 188 až 190 °C.

Během precipitace křemene Q2b došlo pravděpodobně vícekrát k varu roztoků. Usuzujeme tak na základě měření několika generací trailů. Salinity se pohybují v rozmezí 1,2 až 2,2 a 6,3 až 7,0 hm. % hm NaCl_{ekv.} při teplotách 169 až 211,5 a 173 až 220 °C . Tyto inkluze se vyskytují pouze na trailech v Q2b (tab.7).

Maximální četnost teplot homogenizace se pohybovala v rozmezí teplot 170 až 180 a 200 až 210 °C, vždy způsobem na kapalinu. V 10 % inkluze při zjišťování T-tot dekriptovaly (obr. 50)

Obr. 50. Souborný histogram celkové homogenizace H₂O inkluzí (Th-tot) v křemeni 2. generace (Q2).



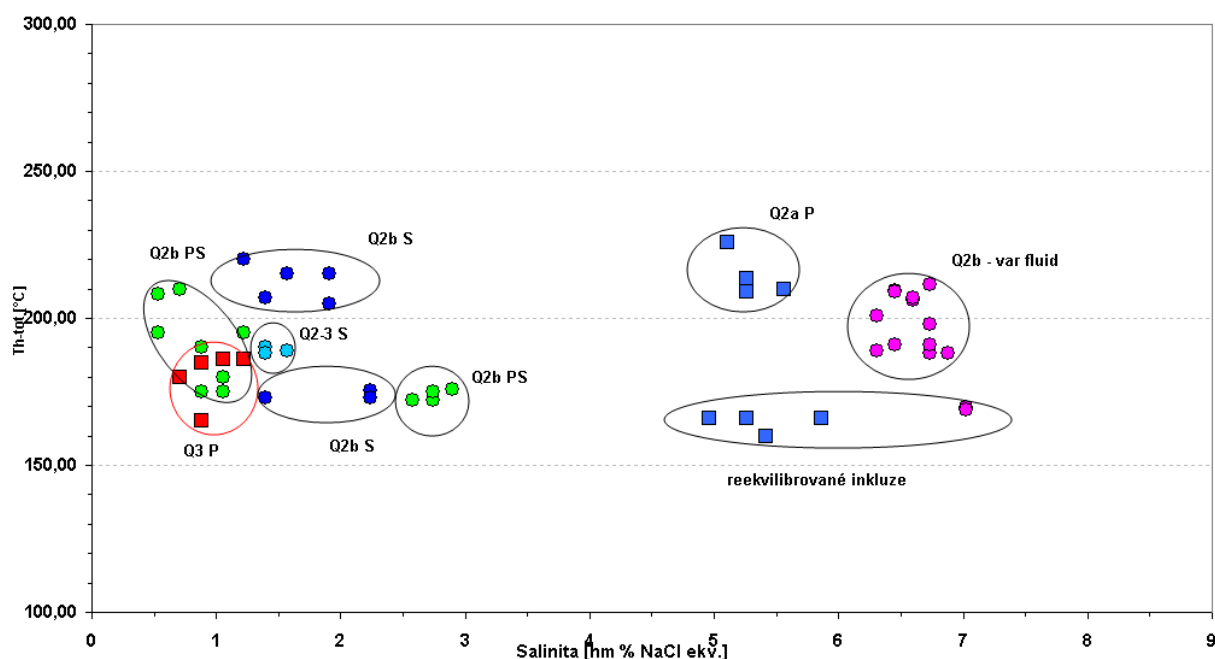
Tab. 7. Shrnutí mikrotermometrických údajů H₂O inkluzí v křemenu Q2.

	Q2a (P)	Q2b (P)	Q2b (PS)	Q2b (S)	Asociace varu (různé trailly)
Salinita	5,0 až 5,9 hm. % NaCl ekv.	1,9 až 4,6 hm. % NaCl ekv.	0,7 až 2,9 hm. % NaCl ekv.	0,5 až 1,6 hm. % NaCl ekv.	1,2 až 2,2 a 6,3 až 7,0 hm. % NaCl ekv.
Th-tot (L)	160 až 226 °C	223,7 až 234 °C	172 až 210 °C	188 až 190 °C	169 až 211,5 a 173 až 220 °C
Th-tot (V)					215 °C

Křemen 3. generace

Nejmladší křemen Q3 byl rovněž nalezen ve vzorku PA-11A. Q3 vytváří málo mocné lemy krystalů Q2b v dutinách a vykazuje náznaky paprscité stavby. Mohl proto původně odpovídat chalcedonu a stárnutím rekrystalizovat na α -křemen. Křemen Q3 precipitoval z H₂O fluid o salinitě 0,9 až 1,2 % NaCl_{ekv.} (primární inkluze) s rozpětím hodnot Th-tot 165 až 186 °C (obr. 51). Tyto inkluze nevykazují odlišné složení od pseudosekundárních fluid křemene Q2.

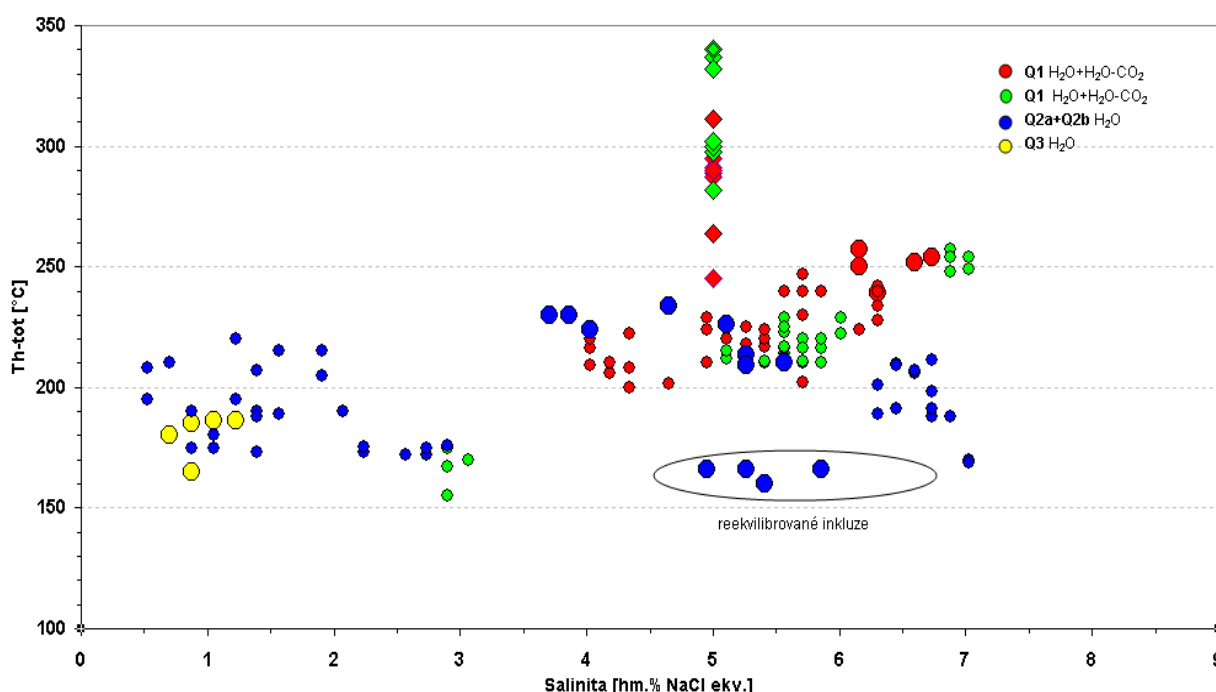
Obr. 51. Souborný graf teploty celkové homogenizace (Th-tot) x salinita pro křemen Q2 a Q3. Q2a P zastupuje nejstarší primární inkluze v tmavých jádrech křemenných zrn; Q2b –var fluid zobrazuje posun salinity a T-tot v důsledku varu fluid; Q2b PS trailly dvoufázových Lr inkluzí omezených pouze na tuto oblast; Q2b S několik trailů asociace varu; Q3 primární inkluze křemene 3. generace; Q2-3 S trail Lr inkluzí, nejmladší vůči všem předchozím typům.



Porovnání fluid z jednotlivých generací křemene

Na lokalitě byly vyčleněny tři odlišné generace fluid: nejstarší H₂O-CO₂ fluida o salinitě 5 hm. % NaCl_{ekv.}, která odpovídají původním podmínkám vzniku 1. generace křemene (Q1). Extenzní deformací a následným prohřátím křemených žil (pravděpodobně v důsledku intruze padrt'ského granitu) byl Q1 deformován a H₂O-CO₂ inkluze z velké části dekrepitovaly. Vznik křemene 2. generace (Q2) je vázán na fluida pouze H₂O typu, o variabilní salinitě (0,7 až 7,0 hm. % NaCl_{ekv.}). Na základě výsledků měření je vidět, že primární nejstarší inkluze v Q2 jsou stejného složení jako nejmladší inkluze křemene Q1. Křemen 3. generace (Q3) vznikl nejspíše pravděpodobnou rekrystalizací chalcedonu na běžný křemen. Salinita fluid v Q3 je naopak mírně nižší - 0,9 až 1,2 hm. % NaCl_{ekv.} (obr. 52) než v Q2.

Obr. 52. Souborný graf teploty celkové homogenizace (Th-tot) x salinita pro všechny generace křemenné žiloviny (Q1-Q3). Barvy značí jednotlivé vzorky a generace křemene. Větší značky jsou použity k označení primárních inkluzí, menší značí pseudosekundární a sekundární generace.



7.2 Odhad PT podmínek vzniku jednotlivých generací křemene z lokality Padrt'

Křemen 1. generace

Minimální PT podmínky vzniku křemene 1. generace (Q1) jsou vymezeny teplotou a tlakem při celkové homogenizaci relictů fluid typu H₂O-CO₂ (cca 270 °C a 400 MPa). Pravděpodobné podmínky vzniku jsou však vyšší (> 350 °C, 450 – 500 MPa), podle analogie s ostatními ložisky zlata střeodočeské oblasti. Tlak kolem 400 MPa odpovídá hloubce přibližně 15 km (za předpokladu litostatického tlaku). Možný rozsah PT podmínek vzniku křemene Q1 a dalších typů křemene je zobrazen příslušnou elipsou na obr. 53.

Tab. 8. Souhrnné charakteristiky inkluzí (# 1-7) použitých pro výpočet H₂O-CO₂ izochor zobrazených na obr. 53.

* pro všechny H₂O – CO₂ inkluze byla použita stejná salinita (5 hm. % NaCl_{ekv}) a stejný obsah příměsí metanu v plynné fázi (5 mol % CH₄)

** Celková hustota fluida.

	Generace křemene	F	Th-CO ₂ [°C]	Th-tot [°C]	Salinita [hm. % NaCl ekv.]*	Hustota CO ₂ [g/cm ³]	D-bulk ** [g/cm ³]
# 1.	Q1	0,80	2 (L)	298 (L)	5	0,093899	1,003452
# 2.	Q1	0,80	10 (L)	280 (L)	5	0,097730	0,989551
# 3.	Q1	0,80	16 (L)	280 (L)	5	0,093629	0,979964
# 4.	Q1	0,95	10 (V)	250 (L)	5	0,022697	0,902503
# 5.	Q1	0,90	10 (V)	250 (L)	5	0,022844	0,903183
# 6.	Q1	0,80	10 (V)	250 (L)	5	0,023208	0,904977
# 7.	Q1	0,70	10 (V)	250 (L)	5	0,023773	0,907846

Křemen 2. generace

Precipitace pozdějšího křemene 2. generace je vymezena izochorami fluid H₂O typu a odhadnutou teplotou vzniku (250 - 320 °C, dle analogie s ostatními ložisky zlata). Tlak fluid pak vychází ~60 až 120 MPa, což odpovídá hloubce přibližně 3 až 5 km (litostatický gradient). Hloubka vzniku však nelze zcela přesně určit. Možný rozsah PT podmínek vzniku křemene Q2 je na obr. 53 vymezen elipsou Q2.

Izochory H₂O-CO₂ inkluzí ve kterých má CO₂ nízkou hustotu a homogenizuje na plyn, jsou téměř identické s izochorami H₂O fluid. Z toho vyvozujeme, že tyto H₂O-CO₂ inkluze již nemá zachované vlastnosti původního fluida a odráží tak reekvilibraci inkluzí na nové PT podmínky během převládající křehké deformace žil.

Křemen 3. generace

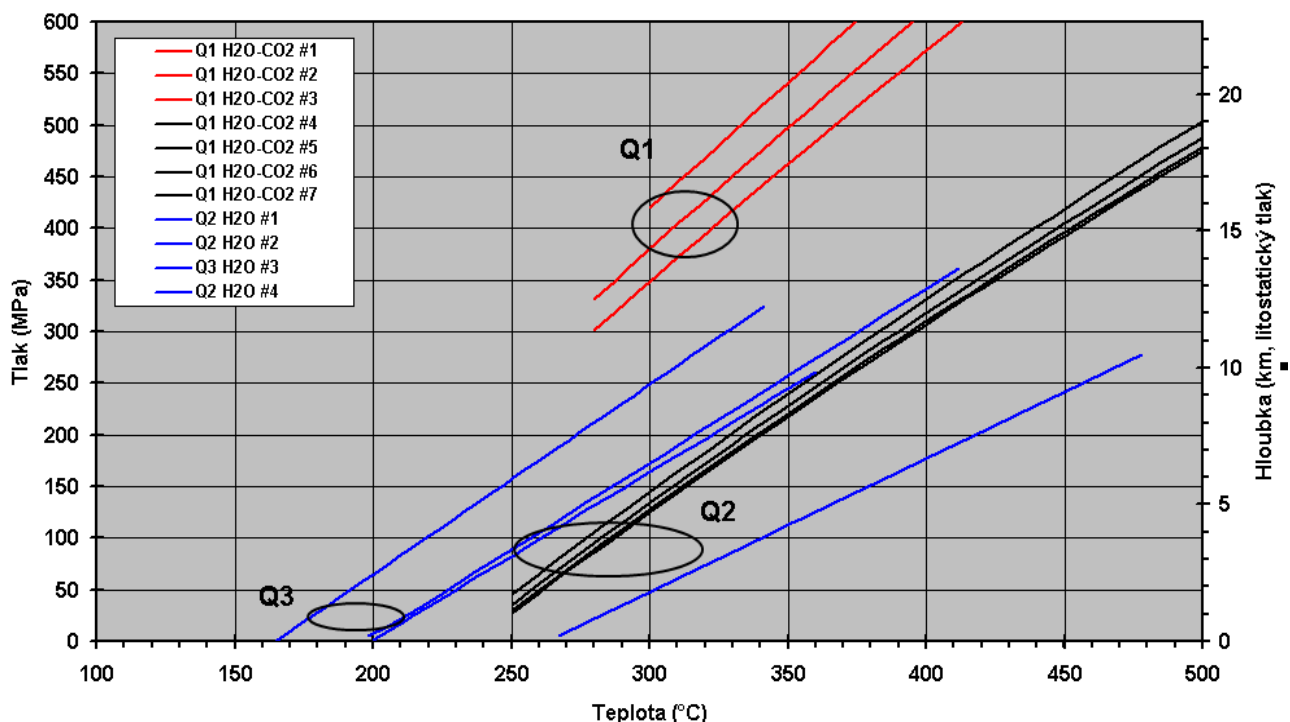
Křemen Q3 mohl vzniknout ve značném časovém odstupu a i relativně blízko povrchu (~30 MPa). Teploty homogenizace inkluzí (170-210 °C) proto odrážejí teploty jeho vzniku.

Tab. 9. Souhrnné charakteristiky inkluzí (# 1 - 4) použitých pro výpočet H₂O izochor zobrazených na obr. 53.

* Celková hustota fluida.

	Generace křemene	F	Th-tot [°C]	Salinita [hm. % NaCl ekv.]	D-bulk * [g/cm ³]
# 1.	Q2	0,90	198 (L)	7	0,924081
# 2.	Q2	0,90	267 (L)	7	0,837203
# 3.	Q3	0,90	165 (L)	1	0,913797
# 4.	Q2	0,90	200 (L)	1	0,874207

Obr. 53. Grafické znázornění izochor pro jednotlivé generace křemene (Q1-Q3). Relevantní údaje nutné pro jejich výpočet viz tab. 8 a 9. Elipsy vyznačují pravděpodobné podmínky vzniku jednotlivých generací křemene a zachycení příslušných primárních inkluzí.



7.3 Shrnutí mikrotermometrických dat z lokality Soběčice

Pro mikrotermometrické studium bylo vybráno více vzorků pocházejících z haldového sběru na lokalitě. Nicméně pro prezentaci výsledků byl vybrán pouze vzorek SOB 5-2, jelikož obsahoval zajímavé oblasti s nejlépe měřitelnými fluidními inkluzemi s dobrou vypovídající hodnotou. Fluidní inkluze byly měřeny v křemenné žilovině dvou generací: nejstarší Q1 a mladší Q2. Obsažené inkluze jsou H₂O-CO₂ a H₂O typu. Z hlediska genetické klasifikace jsou inkluze primárního (P) a sekundárního (S) charakteru.

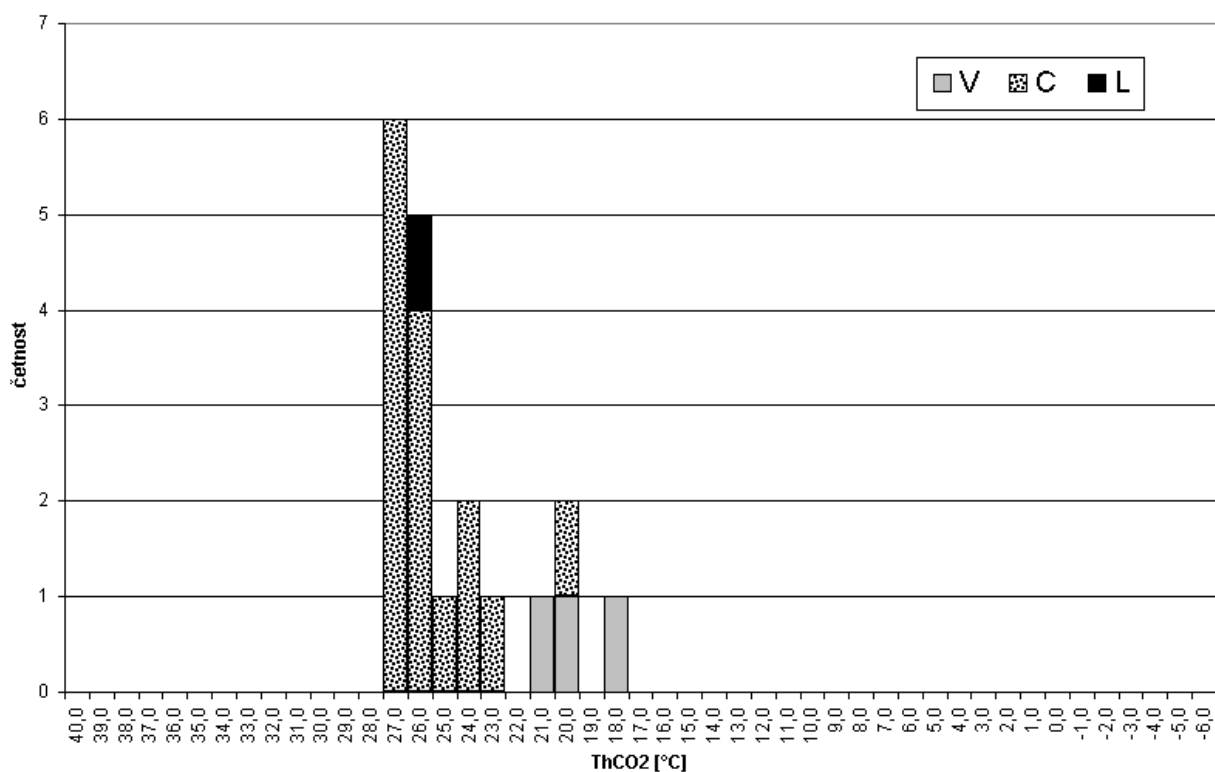
Křemen 1. generace

Křemen 1. generace (Q1) tvoří největší podíl žiloviny (> 98 %), je slabě deformovaný. Tvoří velká suboválná zrna průměrné velikosti 5 až 15 mm. Obsažené fluidní inkluze jsou H₂O-CO₂ typu s variabilním stupněm zaplnění (~0,4-0,8) distribuované převážně na všesměrně orientovaných trailech a náhodně rozmístěných klastrech. Křemenem hojně proniká po trhlinách a podél hranic zrn rudní fáze (sulfosole).

H₂O-CO₂ inkluze (P/PS): Salinita odvozená z teploty tání klatrátu je 1,0 až 2,2 hm. % NaCl_{ekv} (obr. 45, tab. 5). Teploty tání pevného CO₂ (T_m-CO₂) se pohybovaly v rozmezí -56,7 až -58,6 °C, s maximální četností v intervalu -57,1 až -57,2 °C (obr. 44) a indikují mírnou příměs CH₄/N₂ v plynné fázi inkluzí.

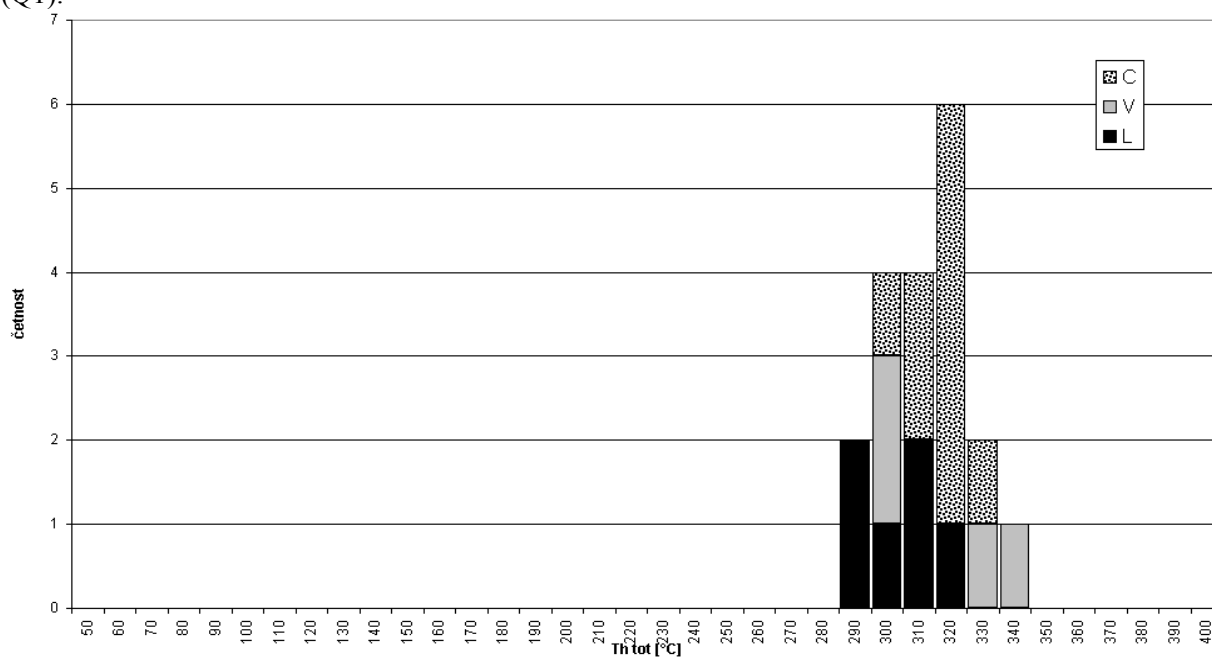
Teploty homogenizace CO₂ (Th-CO₂) se pohybovaly v rozmezí hodnot 17,6 až 26,4 °C. S maximální četností v intervalu 26 až 27 °C. V cca 80 % byla zaznamenána homogenizace kritickým způsobem v rozmezí 22,8 až 26,4 °C, homogenizace na plyn v rozmezí 17,6 až 26,3 °C a v jednom případě CO₂ homogenizovalo na kapalinu za teploty 26 °C (obr. 54).

Obr. 54. Souborný histogram teplot homogenizace CO₂ (Th-CO₂) v křemenu 1. generace (Q1).



Naměřené teploty celkové homogenizace H₂O-CO inkluzí (Th-tot) se pohybovaly zejména v intervalu 282 až 335 °C, s maximální četností v rozmezí 310 až 320 °C. V 47 % fluida homogenizovala kritickým způsobem, v rozmezí teplot 299 až 320 °C, dále způsobem na plyn (32 %) v rozmezí 299 až 335 °C, V 21 % případů inkluze homogenizovaly na kapalinu v rozmezí 282 až 315 °C (obr. 55, tab. 10).

Obr. 55. Souborný histogram celkové homogenizace H₂O-CO₂ inkluzí (Th-tot) v křemenu 1. generace (Q1).



Tab. 10. Shrnutí mikrotermometrických údajů H₂O- CO₂ inkluzí v křemenu Q1.

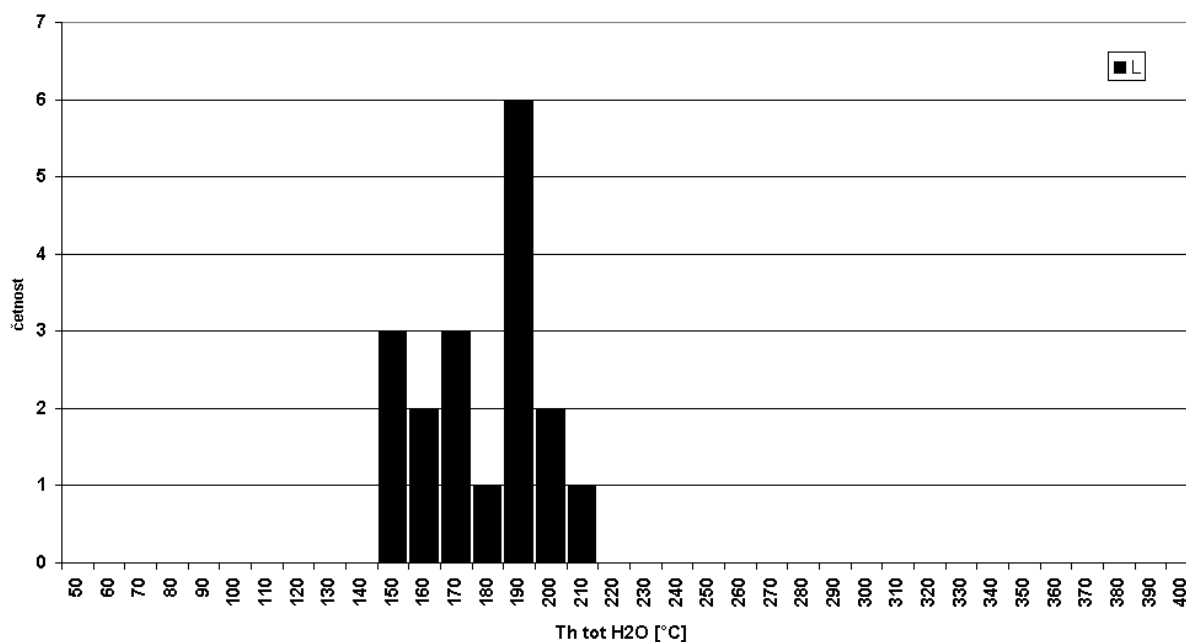
	H ₂ O-CO ₂ inkluze (S)
Tm-CO ₂	-56,7 až -58,6 °C
Tm-cla	9,0 až 9,5 °C
Th-CO ₂ (V)	17,6 až 26,3 °C
Th-CO ₂ (L)	26 °C
Th-CO ₂ (C)	22,8 až 26,4 °C
Th-tot (V)	299 až 335 °C
Th-tot (L)	282 až 315 °C
Th-tot (C)	299 až 330 °C
Max. četnost	310 až 320 °C
Salinita	1,0 až 2,2 hm. % NaCl _{ekv.}
F	0,40 až 0,80

Křemen 2. generace

Křemen 2. generace Q2 je evidentně mladší než předchozí typ. Vyskytuje se pouze v těsné blízkosti rudní fáze. Je čirý, s minimem fluidních inkluzí. Přítomné inkluze jsou však větších rozměrů než v Q1. Inkluze jsou pouze H₂O typu s homogenním stupněm zaplnění (~0,9) a jejich náhodná 3D distribuce svědčí pro primární charakter. Hranice mezi jednotlivými křemeny je ostrá, inkluze z jednotlivých generací křemene se neprostupují a lze tedy vyloučit, že by inkluze v Q2 obsahovaly fluida kogenetická s Q1. Q2 vznikl buď metasomatózou křemene Q1 podél kontaktu s rudní fází nebo vykrystalizováním Q2 do volné dutiny, která zbyla po vzniku rudy.

H₂O inkluze (P/S): Salinita měřených fluid byla změřena v rozmezí od 1,9 do 2,7 hm. % NaCl_{ekv.}. Naměřené teploty homogenizace se pohybují v rozmezí 150 až 202,8 °C, způsob vždy na kapalinu, s maximální četností mezi 180 až 190 °C (obr. 56, tab. 11).

Obr. 56. Souborný histogram celkové homogenizace H₂O inkluzí (Th-tot) v křemenu 2. generace (Q2).



Tab. 11. Shrnutí mikrotermometrických údajů H₂O inkluzí v křemenu Q2.

	H ₂ O inkluze (P)
Tm-ice	-1,0 až -1,6 °C
Th-tot (V)	150 až 202,8 °C
Max. četnost	180 až 190 °C
Salinita	1,9 až 2,7 hm. % NaCl _{ekv.}
F	0,90

Porovnání fluid z jednotlivých generací křemene

Na lokalitě byly vyčleněny dvě odlišné generace fluid. Starší fluida H₂O-CO₂ typu o salinitě 1,0 až 2,2 hm. % NaCl_{ekv.}, která odpovídají původním podmínkám vzniku 1. generace křemene (Q1). Následný vznik rudních minerálů (sulfosolů) byl doprovázen metasomatózou Q1 v blízkém okolí sulfosolů působením fluid H₂O typu o salinitě 1,9 do 2,7 hm. % NaCl_{ekv.}

7.4 Odhad PT podmínek vzniku jednotlivých generací křemene z lokality Soběčice

Křemen 1. generace

Minimální PT podmínky vzniku křemene 1. generace (Q1) jsou vymezeny teplotou a tlakem při celkové homogenizaci krajních členů (CO₂-bohatých a H₂O-bohatých) fluid typu H₂O-CO₂ (cca 300 °C a 500 MPa), pokud uvažujeme zachycení inkluzí z heterogenního fluida. Pravděpodobná teplota vzniku však mohla být mnohem vyšší (~ 350 °C), pokud inkluze byly zachyceny z homogenního fluida a v přítomnosti pozorované variace v poměru plynná fáze / kapalná fáze jsou výsledkem druhotných změn po zachycení inkluze. Vzhledem k malým rozměrům inkluzí je obtížné rozhodnout která hypotéza je pravděpodobnější. Tlak 400 MPa odpovídá hloubce vzniku přibližně 15 km (za předpokladu litostatického tlaku). Možný rozsah PT podmínek vzniku Q1 je na obr. 57 znázorněn elipsou Q1.

Tab. 12. Mikrotermometrické údaje použité pro výpočet H₂O-CO₂ izochory zobrazené na obr. 53.

* Celková hustota fluida.

	Generace křemene	F	Th-CO ₂ [°C]	Th-tot [°C]	Salinita [hm. % NaCl _{ekv.}]	Hustota CO ₂ [g/cm ³]	D-bulk* [g/cm ³]
# 1.	Q1	0,80	23,9 (C)	310 (C)	1,6	0.088030	0.958095

Křemen 2. generace

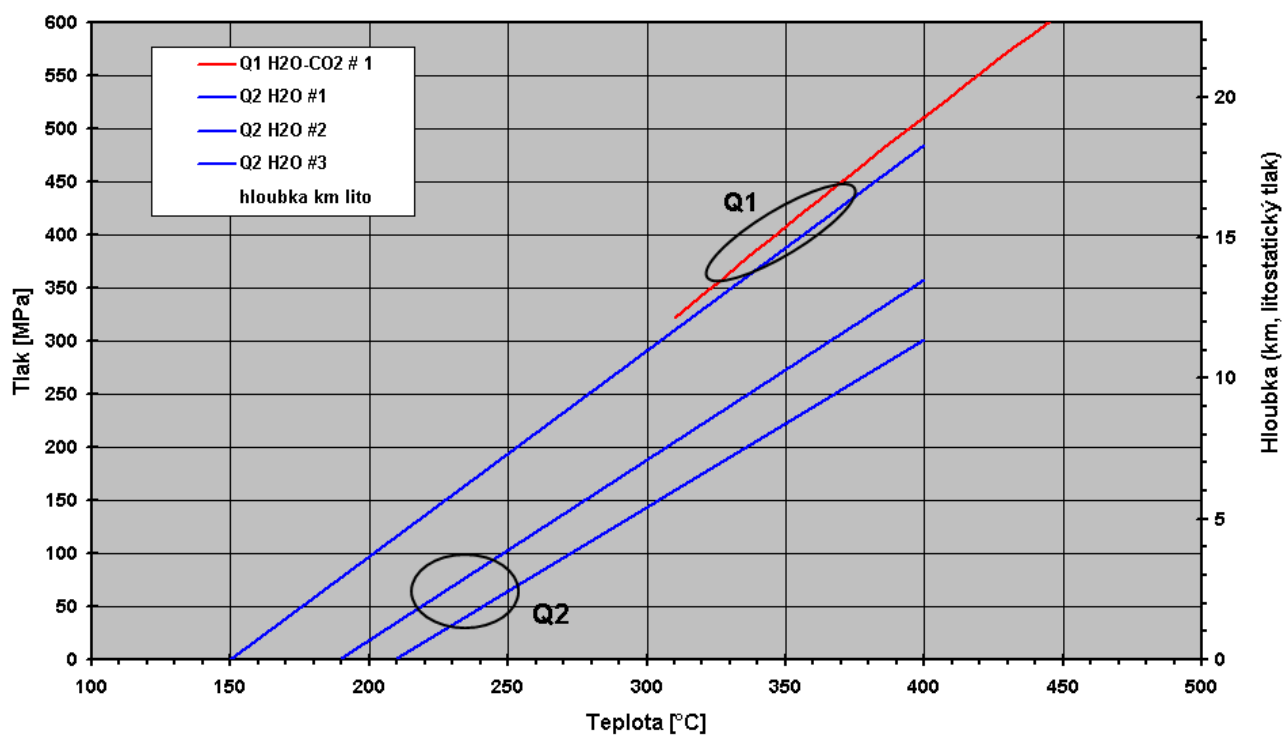
Precipitace pozdějšího křemene 2. generace je vymezena izochorami fluid H₂O typu (teploty celkové homogenizace: 150 - 220 °C, odhadované teploty krystalizace pak 230 - 280 °C). Teplota cca 260 °C (Th-tot: 190 °C) pravděpodobně odpovídá teplotě vzniku rudní fáze (Pb-Sb sulfosole). Tlak fluid vychází ~50 až 100 MPa (obr. 57; elipsa Q2), což odpovídá hloubce přibližně 2 až 4 km (za podmínek litostatického gradientu). Odhad PT podmínek obou generací křemene (Q1 i Q2) je pouze orientační. Další nezávislé metody určení teploty vzniku

jednotlivých minerálních asociací (např. arsenopyritový či chloritový termometr) nejsou k dispozici.

Tab. 13. Souhrnné charakteristiky inkluzí (# 1 - 3) použité pro výpočet H₂O izochor (křemen Q2 a Q3) zobrazených na obr. 53.

	Generace křemene	F	Th-tot [°C]	Salinita [hm. % NaCl ekv.]
# 1.	Q2	0,90	150 (L)	2,6
# 2	Q2	0,90	190 (L)	2,1
# 3.	Q2	0,90	210 (L)	2

Obr. 57. Grafické znázornění izochor pro jednotlivé generace křemene (Q1 a Q2). Relevantní údaje nutné pro jejich výpočet viz tab. 12 a 13. Elipsy vyznačují pravděpodobné podmínky vzniku jednotlivých generací křemene a zachycení příslušných primárních inkluzí.



9. DISKUZE

9.1 Srovnání padrt'ských a sobětických křemenných žil

Studiem fluidních inkluzí na lokalitě Padrt' jsme vyčlenili 3 a na lokalitě Sobětice 2 základní typy křemene a 2 základní typy fluid – starší H₂O-CO₂ (primární v křemeni 1. generace Q1) a mladší H₂O (primární v křemeni 2 a 3. generace).

- a. Nejstarší, 1. generace tvoří hlavní podíl žiloviny, která je v případě Padrtě silně deformovaná. V rámci křemene obou lokalit Q1 rozlišujeme H₂O-CO₂ fluida reprezentující jeho nejstarší primární fázi. Na lokalitě Padrt' byla zjištěna i H₂O fluida, jejichž trailly jsou nápadně paralelně orientované se směrem křemenných žil a jsou naopak mladší než samotný křemen. Fluida H₂O-CO₂ typu jsou celkově nízké salinity (> 5 hm. % NaCl_{ekv.}); příměs ostatních plynů (CH₄-N₂) je v padrt'ském křemeni ~ 5 mol. %, v sobětickém je nulová nebo velmi nízká. PT podmínky vzniku křemene 1. generace padrt'ské i sobětické žiloviny jsou shodné, odhadovány kolem teplot 350 °C a tlaků ~ 400-500 MPa, což odpovídá hloubce zhruba 15 km za předpokladu litostatického tlaku.
- b. Křemen 2. generace (Q2) je v případě padrt'ské žiloviny rozlišován na dvě subgenerace: Q2a (xenomorfní křemen šedě zbarvený, v důsledku velkého množství primárních inkluzí) a mladší Q2b (automorfní zrna krystalizujících do dutin). Primárními fluidy pro křemen Q2 jsou fluida H₂O typu. Salinita těchto fluid je v sobětických žilách oproti padrt'ským všeobecně nižší (< 2,7 hm. % NaCl_{ekv.}). Precipitace padrt'ské žiloviny probíhala za vyšších PT podmínek (obr. 58)
- a. Na základě mikrotermometrických měření 3. generace křemene padrt'ské žiloviny (zcela chybí v sobětické žilovině) bylo zjištěno, že její PT podmínky zcela odpovídají podmínkám vzniku generace Q2b (170 až 200 °C za tlaků kolem 50 MPa) a jsou blízké podmínkám Q2a, obě zjištěné v žilovině z dolu Jakub u Kasejovic (obr. 58). Starší subgenerace křemene Q2 (Q2a) vznikala z roztoků o nízké salinitě (< 3,1 hm. % NaCl_{ekv.}) a mladší subgenerace Q2b precipitovala z roztoků o ještě nižší salinitě (< 1,7 hm. % NaCl_{ekv.}), tyto hodnoty také odpovídají salinitě změřené v Q3 u Padrtě. V případě Kasejovic byl tento křemen asociován s minerály zlatonosného/polymetalického stádia.

9.2 Srovnání sobětických a bělčických křemenných žil

Křemen bělčických i sobětických žil prokazatelně vytváří dvě generace: starší křemen I. kvantitativně převládá; křemen II. proniká po trhlinách ve starší žilovině. Velmi významnou minerální složkou u obou typů žil je scheelit a arsenopyrit. V bělčické oblasti je obsah sulfidů obecně nízký, nejhojněji se vyskytují pyrotin, arsenopyrit a molybdenit; molybdenit doprovází minerály Bi, Te a zlato. Trhliny a drobné dutiny v žilovině jsou vyplněny kalcitem, chloritem a sericitem. Hlavní rozdíl oproti sobětickým žilám je absence polymetalického stádia. Zlato v sobětických žilách se vyskytuje v asociaci s arsenopyritem a pyritem a jako inkluze v galenitu, nikoli v asociaci s molybdenitem.

Studiem fluidních inkluzí na této lokalitě se zatím zabývali Zachariáš a Novák (2009), kteří vyčlenili 3 základní typy fluid: H₂O-CO₂, CO₂ (oboje starší, primární v křemeni I.) a mladší H₂O (primární v křemeni II):

- a. Hlavní masa křemenné žiloviny (křemen I.) precipitovala z fluid typu H₂O-CO₂-CH₄-N₂-soli, které ale oproti sobětické žilovině Q1 mají zvýšenou salinitu (3 až 6,8 hm. % NaCl_{ekv.}); a dále mohou obsahovat signifikantní příměs ostatních plynů (CH₄/N₂ -

raritně až 17 mol. %). PT podmínky vzniku stanovené na základě výpočtu izochor a arsenopyritové termometrie jsou obdobné jako u křemene 1. generace sobětických žil: Autoři odhadují jako nejpravděpodobnější interval 350 až 400 °C za tlaků 200 až 400 MPa („main stage“, obr. 58), což odpovídá hloubce max. 14-15 km za litostatického tlaku. Nicméně není vyloučeno, že teploty pro raná stadia mineralizace mohly být ještě vyšší („early stage“, obr. 58). Kromě H₂O-CO₂ kapalinou bohatých inkluzí byly ve vzorcích nalezeny také inkluze obsahující pouze homogenní fázi CO₂; které nejspíše vznikly vlivem deformačních procesů z původních H₂O-CO₂ inkluzí za tlaků ~ 100 až 150 MPa.

- b. Křemen II. precipitoval z H₂O fluid, jejichž rozpětí salinit (0,2 až 5,4 hm. % NaCl_{ekv.}) je větší než u fluid asociovaných s křemenem Q2 sobětických žil. Navrhované PT podmínky jsou vyšší: 100 až 150 MPa (tento křemen není postižen deformačními procesy) a 250 až 290 °C (stanoveno pomocí výpočtu izochor H₂O, CO₂ fluid a chloritové popř. muskovitové termometrie). Vzhledem k minerální posloupnosti tyto podmínky pravděpodobně odpovídají podmínkám srážení zlata („ore stage“, obr. 58).
- c. Sukcesně nejmladší je pozdní stádium vodných fluid („late stage, obr. 58), spjaté s precipitací kalcitu (Th-tot ~ 130 až 150 °C).

Širší rozpětí salinit H₂O fluid (0,2 až 5,4 hm. % NaCl_{ekv.}) je autory na základě subhorizontálních trendů grafů Th-tot x salinita vysvětlováno modelem izotermálního míšení fluid. Tento proces v žilovině u Sobětic potvrzen nebyl.

9.3 Srovnání sobětických a kasejovických křemenných žil

Zlaté zrudnění v sobětické oblasti se vyskytuje nejčastěji v asociaci spolu s sheelitem, arsenopyritem a pyritem v endokontaktech křemenných žil a nebo v masivních drobnozrnných silicifikovaných vápencích. Bylo rozlišeno zlato a elektrum, které je přítomno jako inkluze v galenitu.

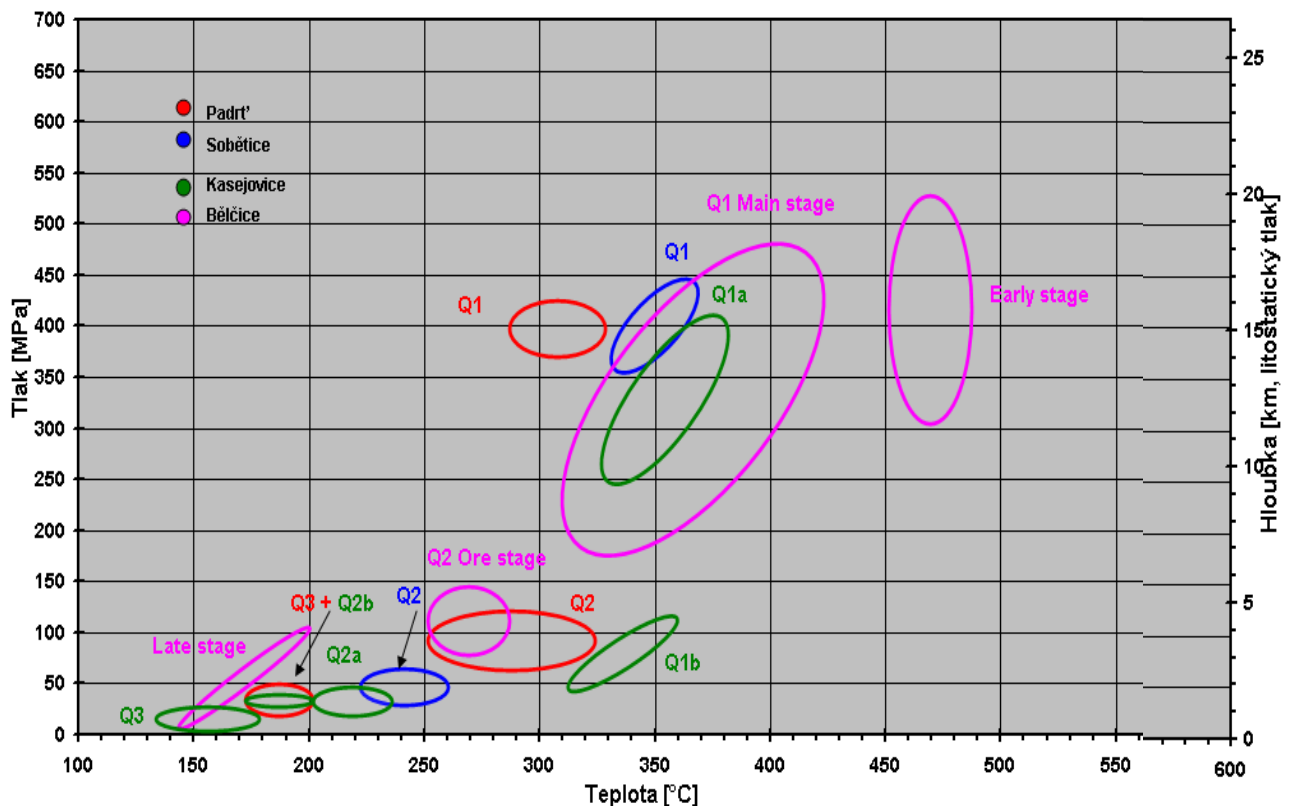
Zlatonosné stádium v kasejovické oblasti je charakteristické nízkým podílem obecných sulfidů, přítomností Bi minerálů (zejména ryzí Bi, bismutin, Bi-sulfoteluridy v těsných srůstech, s projevy metasomatického zatlačování a prorůstání s molybdenitem, zlatem a Bi-Sb minerály mladšího stadia). V paragenezi zcela chybí galenit (Pb je vázáno pouze v sulfosolích). Polymetalické stádium je poměrně široce zastoupené, reprezentováno Bi-Sb sulfidy a sulfosolemi, které těsně mikroskopicky srůstají navzájem nebo i s minerály staršího (zlatonosného) stadia.

Studiem fluidních inkluzí kasejovických žil se zlatem, Bi-sulfoteluridy a Bi-Sb sulfosolemi se zabývali Zachariáš a Pudilová (2002) a Šulcová (2007). Nejnovějším studiem inkluzí (Kusá 1999) se podařilo rozlišit tři hlavní generace křemene oproti dříve rozlišovaným dvěma generacím:

- a. Nejstarší křemen 1. generace (Q1) tvořící hlavní podíl žiloviny, v jehož rámci se vyděluje pozdější fáze precipitace, vznikala z H₂O-CO₂ fluid o shodné salinitě jako Q1 sobětické žiloviny (< 2,4 hm. % NaCl_{ekv.}) s nulovou nebo nízkou příměsí ostatních plynů (CH₄/N₂). Odhadované podmínky vzniku křemene Q1 se pohybují kolem teplot 320 až 360 °C za tlaků ~ 300 MPa, což odpovídá hloubce zhruba 11 km za předpokladu litostatického tlaku. Pozdější fáze Q1b vznikala za stejných teplot, ale podstatně nižších tlaků 50 až 100 MPa, které nejspíše odpovídají přechodu na hydrostatický tlak. Oproti tomu PT podmínky sobětické žiloviny Q1 jsou vyšší (~ 450 °C a ~ 500 MPa)

- b. Mladší 2. generace (Q2) vytváří idiomorfni krystaly velmi malých rozměrů narůstající na Q1, které lze dále dělit na subgeneraci Q2a (většina hmoty krystalů) a Q2b (nejmladší růstové zóny krystalů a výplň trhlin v Q2a i Q1). Křemen Q2 tvoří lemy minerálů zlatonosného a polymetalického stádia a je spojen s fluidy H₂O typu. Starší subgenerace křemene Q2 (Q2a) vznikala z roztoků o nízké salinitě (< 3,1 hm. % NaCl_{ekv.}) obdobně jako u 2. generace sobětických žil, za teplot 200 až 230 °C a tlaků 50 ± 20 MPa (interpretováno jako hydrostatický tlak, hloubka 5 ± 2 km). Mladší subgenerace Q2b precipitovala z roztoků o ještě nižší salinitě (< 1,7 hm. % NaCl_{ekv.}) při teplotách 170 až 200 °C za stejných nebo nižších tlaků. Zde jsou PT podmínky vzniku sobětické žiloviny lehce vyšší (teplota 230 až 280 °C a tlak ~50 až 100 MPa). Hlavní teplotní interval krystalizace sulfidů na lokalitě Sobětice je cca 190 °C (maximum četností teplot homogenizace H₂O inkluzí v doprovodném lemu Q2) a mezi cca 250 °C (při započtení tlakové korekce).
- c. Křemen Q3 kasejovické žiloviny se rovněž dělí na dvě subgenerace: starší Q3a, která je charakteristická svojí velmi výraznou luminiscencí, díky které lze s jistotou říci, že Q3a není v asociaci s žádnými rudními minerály zlatonosného ani polymetalického stádia a nejmladší křemen Q3b, po němž následuje vznik dolomitu a pozdního pyritu, které uzavírají sukcesní schéma. Salinita fluid spjatých s nejmladší generací křemene Q3 je podstatně vyšší (až 11 hm. % NaCl_{ekv.}). Teplotní interval vzniku je poměrně široký: 120 až 170 °C. Křemen 3. generace nebyl zatím u sobětické žiloviny pozorován.

Obr. 58. Grafické znázornění pravděpodobných podmínek vzniku jednotlivých generací křemene pro lokality Padrť, Sobětice, Kasejovice a Bělčice.



9. ZÁVĚR

Křemenná žilovina z lokality Padrt' se skládá ze tří hlavních generací křemene (Q1-Q3):

- a. Nejstarší, 1. generace tvoří hlavní podíl žiloviny, je deformovaná a obsahuje největší množství porušených, dekripitovaných fluidních inkluzí a dekripitačních halo, v důsledku čehož je šedě zbarvena a neprůhledná. K deformaci pravděpodobně došlo během prohřátí křemenných žil při intruzi padrt'ského granitu. Výrazně deformované a rekrystalované vzorky ke studiu fluidních inkluzí nebyly použity. V rámci křemene Q1 rozlišujeme reliktů původních H₂O-CO₂ fluid, jejichž hustota odpovídá původním podmínkám vzniku žil a reekvilibrovaná H₂O-CO₂ fluida, jejichž hustota je výrazně nižší a patrně odpovídá tlaku během deformace žil. Mladší než H₂O-CO₂ fluida jsou H₂O fluida jejichž traily jsou nápadně paralelně (tj. shodně) orientované se směrem křemenných žil. Jsou tudíž mladší než samotný křemen a jejich vznik patrně souvisí s extenzí tektonickou fází v závěru deformace žil.
- b. Křemen 2. generace (Q2) je rozdělován na základě mikrotermometrických měření na dvě subgenerace: Jádra křemenných zrn tvoří obvykle xenomorfní křemen (Q2a), který je šedě zbarvený v důsledku velkého množství primárních H₂O inkluzí. Tyto inkluze složením odpovídají nejmladším inkluzím v křemenu Q1. Na Q2a narůstá mladší křemen (Q2b) v podobě automorfních zrn krystalizujících do dutin. Obsahuje malé množství inkluzí a některé z nich vykazují znaky varu.
- c. Nejmladší, 3. generace křemene (Q3) narůstá na křemen Q2b. Tvoří růstové zóny s interní paprscitou texturou naznačující možný chalcedonový prekursor.

Fluida obsažená v křemenné žilovině jsou následující:

- a. Fluida H₂O-CO₂ typu o nízké salinitě (cca 5 hm. % NaCl_{ekv.}) s nízkou příměsí ostatních plynů (CH₄ nebo N₂; < ~5 mol. %). Tato fluida jsou primární pro křemen 1. generace (Q1).
- b. Fluida H₂O typu jsou primární pro křemen Q2, Q3. V případě křemene 2. generace je salinita rovněž nízká (max. ~ 5,9 % NaCl_{ekv.}), u inkluzí asociace varu je variabilní (1,2 až 7 hm. % NaCl_{ekv.}); v případě křemene 3. generace je salinita primárních fluid nižší (0,9 až 1,2 hm. % NaCl_{ekv.}).

PT podmínky vzniku křemene 1. generace jsou odhadovány kolem teplot >350 °C za tlaků ~ 400-500 MPa, což odpovídá hloubce zhruba 15 km za předpokladu litostatického tlaku.

Precipitace mladší generace křemene Q2 probíhala za teplot 250 - 320 °C a tlaků ~60 až 120 MPa (interpretováno jako litostatický tlak, hloubka 3 až 5 km).

Nejmladší generace Q3 pak vznikala za velmi nízkých tlaků ~30 MPa (hydrostatický tlak) a teplotního intervalu 170 až 210 °C.

Křemenná žilovina z lokality Sobětice se skládá ze dvou hlavních generací křemene (Q1-Q2):

- a. Nejstarší, 1. generace tvoří více než 98 % podílu slabě deformované žiloviny. Obsažené fluidní inkluze jsou H₂O-CO₂ typu distribuované převážně na všesměrně orientovaných trailech a v náhodně rozmístěných klastrech.
- b. Nejmladší, 2. generace má ostrou hranici mezi rudní fází a Q1. Je čirý, s minimem primárních fluidních inkluzí pouze H₂O typu, které jsou větších rozměrů než v Q1.

Fluida obsažená v křemenné žilovině jsou následující:

- a. Fluida H₂O-CO₂ typu o nízké salinitě (1 až 2,2 hm. % NaCl_{ekv.}); příměs ostatních plynů (CH₄/N₂) je nulová nebo nízká. Tato fluida jsou primární pro křemen 1. generace (Q1).

- b. Fluida H₂O typu jsou primární pro křemen Q2. Hodnota salinit je nízká v rozmezí 1,9 až 2,7 hm. % NaCl_{ekv.}

PT podmínky vzniku křemene 1. generace jsou odhadovány kolem teplot 350 °C a tlaků ~ 400 MPa, což odpovídá hloubce zhruba 15 km za předpokladu litostatického tlaku. Precipitace mladší generace křemene Q2 probíhala za teplot 230 až 280 °C a nízkých tlaků ~50 až 100 MPa (interpretováno jako hydrostatický tlak, hloubka 2 až 4 km). Hlavní teplotní interval krystalizace sulfosolí na lokalitě Sobětice je cca 190 °C (maximum četností teplot homogenizace H₂O inkluzí v doprovodném lemu Q2) a mezi cca 250 °C (při započtení tlakové korekce).

10. SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY

- Bakker R. J. (1999). Adaptation of the Bowers and Helgeson (1983) equation of state to the H₂O-CO₂-CH₄-N₂-NaCl system. *Chem. Geol.* 154, 225-236.
- Bakker R. J. (2003). Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modelling bulk fluid properties. *Chemical Geology, Issues 1-3*, 15 March 2003, Volume 194, 3-23.
- Bernard J. H. (1991). Empirical types of ore mineralisations in the Bohemian massif, Ústřední ústav geologický, Prague, 102 str.
- Bodnar R. J. (1993). Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57, 683-684.
- Bodnar R. J. (2003). Reequilibration of fluid inclusions. In: Samson, Anderson a Marshall (eds.), *Fluid inclusions: Analysis and interpretation*. Mineralogical Association of Canada, Short course Series, Volume 32, 213-231.
- Cílek, V., Ložek, V. (2005). Reliéf a geomorfologie In Střední Brdy, Příbram, 59 - 69
- Cílek et al. (2005). Střední Brdy. Min. zem. ČR, Min živ. prostř. ČR, ČSOP Příbram a Kancelář pro otázky ochrany přírody a krajiny Příbram.
- Černý P., Litochleb J. (1982). Zlatonosné zrudnění v moldanubiku u Sobětic na Klatovsku (nálezková zpráva). MS UP Příbram.
- Černý P., Litochleb J. (1983a). Minerály zlatonosného zrudnění ze Sobětic u Klatov. *Čas. Minerál. Geol.*, Praha, 28, 102-103.
- Černý P., Litochleb J. (1983b). Zlatonosné zrudnění v moldanubiku u Sobětic na Klatovsku. *Geol Průzk.*, Praha, 25, 69-71.
- Černý P., Litochleb J. (1984). Mineralogie zlatonosného zrudnění ze Sobětic u Klatov. – *Čas. Nár. muz.*, Praha 153, 150-158.
- Černý P., Litochleb J. (1985). Výzkum starých hornických prací v okolí Klatov. *Studie z dějin hornictví* 16, NTM, Praha, 161 – 168.
- Demek J. et al. (1987). Hory a nížiny. *Zeměpisný lexikon ČSR*. ACADEMIA Praha.
- Diamond L. W. (1992). Stability of CO₂ clathrate hydrate + CO₂ liquid + CO₂ vapour + aqueous KCl-NaCl solutions: Experimental determination and application to salinity estimates of fluid inclusions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56, 273-280.
- Ďurišová J., Hurai V. (1991). Fluidní inkluze v minerálech. *Rozpravy Československé akademie věd, Academia Praha*, 105 str.
- Fediuk Ferry (2007). Granitoids and metamorphosed Proterozoic in the Padrt'-ponds area, SW Brdy-Highland. *Geoscience Research Reports for 2007*, Czech Geological Survey, Prague, 2008.
- Hansteen T. H., Klügel A. (2008). Fluid inclusion thermobarometry as a tracer for magmatic processes. *Rev. in Min. & Geochem.*, Volume 69, 143-177.
- Huraiová M., Hurai V., Slobodník M. (2002). *Základy štúdia fluidných inklúzií v mineráloch*. MU PřF Brno, 120 str.
- Koubová M. (1999). Polymetalické zrudnění se zlatem u Sobětic. MS diplomová práce , Přf UK, Praha, 78 str.
- Kratochvíl Josef et al. (1962). *Topografická mineralogie Čech V (O-Ř)*, Nakladatelství československé akademie věd Praha, 80.
- Kusá I. (2009). Fluidní inkluze v křemenné žilovině z dolu Jakub u Kasejovic. MS diplomová práce, Přf UK, Praha, 71 str.
- Morávek P. (1992). Zlato v Českém masívu. *ČGÚ*, 245 str.
- Váňa T., et al. (1989). Dílčí závěrečná zpráva úkolu Český masív – ověřování prognóz Au 01-81-2101, lokalita Kasejovice-Bělčice. *Geofond ČR*, P 64592, 65 str.

- Zachariáš J. (2002). Interpretation of bidimensional fluid inclusion microthermometric data in terms of pressure and compositional variations in gold-bearing fluids: an example from the Libčice and Kasejovice deposits, Czech Republic. *Journal of the Czech Geological Society* 47/3-4. 123-132.
- Zachariáš J. (2002). Úvod do studia plynokapalných inkluzí. ÚGMNZ, Přf UK, Praha, 44 str.
- Zachariáš J., Novák T. (2009). Gold-bearing quartz veins of the Bělčice ore district, Bohemian Massif: evidence for incursion of metamorphic fluids into a granodiorite body and for isothermal mixing between two types of metamorphic fluids. *Journal of Geosciences*, 54, 57-72.
- Zhang Y. G., Frantz J. D. (1987). Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-CaCl₂-H₂O using synthetic fluid inclusions. *Chem. Geol.* 64, 335-350
- Zýval L (2003). Radarová stanice na kótě 718,8 ve VÚ Brdy, Biologické hodnocení (výtah), GeoVision s. r. o.
- Žán M.J. (2001). Padrt' - pamětní kniha obce v Brdech v Čechách, Rokycany, 27 str.