

Univerzita Karlova v Praze

Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geologie

Studijní obor: Geologie životního prostředí

Studium fluidních inkluzí v pegmatitech z Vepic a Vlastějovic

Fluid inclusion study of pegmatites from Vepice and Vlastějovice

Bc. Petra Surmová



Diplomová práce

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

Praha, 2014

Prohlášení:

Čestně prohlašuji, že jsem diplomovou práci na téma Studium fluidních inkluzí v pegmatitech z Vepic a Vlastějovic vypracovala samostatně pod odborným vedením doc. RNDr. Jiřího Zachariáše Ph.D. Všechny citace jsem vyznačila v textu a veškerou použitou literaturu a podkladové materiály uvádím v příloženém seznamu literatury.

Dále svoluji k zapůjčení této diplomové práce ke studijním účelům.

V Praze, 11. 8. 2014

Petra Surmová

Poděkování

Ráda bych poděkovala doc. RNDr. Jiřímu Zachariášovi Ph.D. za odbornou pomoc, dohled při psaní mé diplomové práce a za poskytnuté vzorky.

Abstrakt

S použitím fluidních inkluzí byly určeny PT podmínky, složení a vlastnosti fluid, které jsou asociovány s krystalizací granitických pegmatitů ze dvou lokalit v moldanubické jednotce. První studovanou lokalitou jsou Vepice u Tábora, druhou jsou Vlastějovice u Zruče nad Sázavou.

Pegmatit z Vepic tvoří nepravidelné kapsy v amfibol-biotickém granitu tmavého typu až v porfyrickém syenodioritu Čertova břemene. Fluidní inkluze byly studovány v několik cm velkých křemenných krystalech z miarolitických dutin z centrální zóny pegmatitových kapes. Zachycená fluida jsou pouze vodného typu, s nízkým obsahem solí (nejčastěji v rozsahu 4-6 hm.% NaCl_{ekv}) a s dominancí NaCl. Pegmatit ve Vepicích se odlišuje od většiny pegmatitů moldanubické zóny díky přítomnosti Y+REE minerálů a zařazení do NYF typu vzácnoprvkových pegmatitů, popř. i do miarolitických pegmatitů s NYF signaturou.

Studovaný vzorek z Vlastějovic (skarnové těleso) reprezentoval přechod z křemen-živcové zóny litného pegmatitu do zóny s převahou křemene (křemenné jádro). Studován byl pouze jeden vzorek, který pocházel z historických sběrů F. Čecha (Čech, 1985). Vzorek je výjimečný přítomností velkého množství pevných fází (až 4-5 fází). Pomocí Ramanovy spektroskopie byl jednoznačně určen sassolit, jako nejhojnější a téměř vždy přítomná fáze. Dále byla potvrzena přítomnost minimálně tří dalších fází, které však nebyly jednoznačně identifikovány. Mohlo by se jednat o polyolithonit, nordenskioldin, arsenolit nebo jeremejevit. Kapalná či plynná fáze studovaných inkluzí obsahovala pouze H₂O. CO₂ nebylo identifikováno ani ve stopovém množství.

Klíčová slova: fluidní inkluze, granitické pegmatity, Vepice, Vlastějovice, Moldanubikum

Summary

Fluid inclusions of pegmatites from two localities in the Moldanubina Zone were studied in order to constrain PT conditions of their crystallization and establish composition and properties of fluids associated with pegmatite formation. The first locality is Vepice near Tábor, second locality is Vlastějovice near Zruč nad Sázavou.

Pegmatit of Vepice consists of irregular pockets in amphibole- biotic granite dark type to a porphyric syenodioritot Čertova břemene. Fluid inclusions have been studied in several cm large quartz crystals of miarolic cavities from the central zone pegmatites pockets within the central zone of the pegmatite pockets. The collected fluids are aqueous- type with a low salt content (usually in the range of 4-6 hm% NaCl_{ekv}). Pegmatites in Vepice among the complex Y-REE-Nb-Ta-Ti pegmatites. In terms of PT conditions pegmatites belong to the classification of rare element pegmatite or miarolitic's pegmatites.

The studied sample of Vlastějovice (skarn's body) represented a transition from quartz-feldspar pegmatite lithium zone to zone with predominance of quartz (quartz core). Only one sample was studied, which originated from the historical collections F. Čech (Čech, 1985). The sample is an exceptional presence of large quantities of the solid phase (up to 4-5 stages). Using Raman Spectroscopy, the sassolit was clearly designed as the most abundant and almost always present phase. It has been further confirmed the presence of at least three other stages, which, however, have not been clearly identified. It could be polyolithonit, nordenskioldin, arsenolit or jeremejevit. Liquid or gaseous phase inclusions studied contained only H₂O. CO₂ has not been identified even in trace amounts.

Keywords: fluid inclusion, granitic pegmatites, Vepice, Vlastějovice, Moldanubian

Seznam obrázků

Obr. 1. (a) Multifázová FI v kouřovém křemeni, (b) SEM obrázek otevřené FI obsahující tři dceřiné fáze.

Obr. 2. Schematický obrázek zobrazující primární, sekundární a pseudosekundární inkluze.

Obr. 3. Mechanismy vzniku primárních inkluzí: a) rychlý dendritický růst následovaný pevným růstem.

Obr. 4. Vyhojování trhliny v krystalu křemene s následnou tvorbou sekundárních inkluzí.

Obr. 5. Inkluze pravidelně omezené – negativní krystalový tvar.

Obr. 6. Inkluze nepravidelně omezené.

Obr. 7. Zaškrcování.

Obr. 8. Rozmístění inkluzí různých genetických typů v krystalu.

Obr. 9. Pohled na lom ve Vepicích.

Obr. 10. Schéma výplně objevené dutiny.

Obr. 11. Pohled na lom ve Vlastějovicích.

Obr. 12. Geologická mapa obce Vlastějovice.

Obr. 13. Makroskopické fotografie vzorků.

Obr. 14. Mikroskopické fotografie vzorků.

Obr. 15. Vzorek JF-9 při mikrotermometrickém měření.

Obr. 16. Makroskopické fotky z Vlastějovic.

Obr. 17. Naskenovaný vzorek z Vlastějovic.

Obr. 18. Předběžná identifikace pevných fází v úlomku č. 20.

Obr. 19. Předběžná identifikace pevných fází v úlomku č. 14.

Obr. 20. Předběžná identifikace pevných fází v úlomku č. 19.

Obr. 21. Ramanovské spektrum pro sassolit.

Obr. 23. Ramanovské spektrum pro jeremejevite.

Obr. 23. Ramanovské spektrum pro Li – slídu polyolithionite.

Obr. 24. Četnost teplot iniciálního tání (Ti). Většina naměřených hodnot je blízká eutektické teplotě systému H₂O-NaCl.

Obr. 25. Četnost měření teplot tání posledního krystalu ledu.

Obr. 26. Četnost měření teplot homogenizace.

Obr. 27. Graf salinity.

Obr. 28 Vypočítané sochory pro reprezentativní asociace fluidních inkluzí.

Obr. č. 29. Možné krystalizační podmínky vzniku BP a LP pegmatitů.

Seznam Tabulek

Tab. 1. Dělení podle vztahu granitických pegmatitů v závislosti na geologické pozici okolních hornin.

Tab. 2. Dělení pegmatitů vzácných prvků a miarolitických pegmatitů do petrogenetických tříd.

Tab. 3. Podrobnější klasifikace skupiny pegmatitů vzácných prvků.

Tab. 4. Shrnutí mikrotermometrických dat ze vzorku JF-2b.

Tab. 5. Shrnutí mikrotermometrických dat ze vzorku JF-3-1.

Tab. 6. Shrnutí mikrotermometrických dat ze vzorku JF-3-2.

Tab. 7. Shrnutí mikrotermometrických dat ze vzorku JF-2a.

Tab. 8. Shrnutí mikrotermometrických dat ze vzorku JF-6a.

Tab. 9. Shrnutí mikrotermometrických dat ze vzorku JF-6b.

Tab. 10. Shrnutí mikrotermometrických dat ze vzorku JF-9.

Tab. 11. Shrnutí mikrotermometrických dat ze vzorku VL-14.

Seznam příloh

Příloha č. 1 Geologická mapa Moldanubika – studovaná oblast Vepice.

Příloha č. 2 Geologická mapa Moldanubika – studovaná oblast Vlastějovice.

Příloha č. 3 Lom ve Vepicích.

Příloha č. 4 Lom ve Vlastějovicích.

Seznam zkratk

1f	Jednofázový
2f	Dvoufázový
BP	Primitivní pegmatity
CLA	Klatrát
F	Stupeň zaplnění
FI	Fluidní inkluze
HP	Vysokotlaké
HT	Vysokoteplotní
L	Kapalná fáze
LP	Li-pegmatity
NaCl _{ekv}	NaCl-ekvivalent
P	Primární inkluze
PS	Pseudosekundární inkluze
PT	Tlakově – teplotní
Q	Křemen
S	Sekundární inkluze
T.P.	Trojný bod
T _e	Teplota eutektika
T _h	Teplota homogenizace
Th(C)	Teplota homogenizace kritickým způsobem
Th(L)	Teplota homogenizace způsobem na kapalinu
Th(V)	Teplota homogenizace způsobem na plyn
Th _{CO2}	Teplota homogenizace CO ₂
T _i	Teplota iniciálního tání
T _m	Teplota tání
T _m CLA	Teplota tání klatrátu
V	Plynná fáze
V _i	Objem kapalné fáze
V _{TOT}	Celkový objem inkluze

Obsah

1	ÚVOD	1
2.	FLUIDNÍ INKLUZE	2
2.1	Historie studia fluidních inkluzí	2
2.2	Vznik a genetická klasifikace inkluzí	2
2.2.	Typologie inkluzí.....	5
2.2.1	Tvar.....	5
2.2.2	Necking down.....	5
2.2.3	Velikost.....	6
2.2.4	Fázové složení	6
2.2.5	Uspořádání.....	6
2.3	Aplikace výzkumu fluidních inkluzí	8
2.4	Mikrotermometrie.....	8
2.4.1	Homogenizace	8
2.4.2.	Kryometrie.....	9
2.4.3.	Určování hustoty fluida	9
2.4.5	Určování salinity.....	10
3.	PEGMATITY	11
3. 1	Obecná charakteristika	11
3.2	Klasifikace pegmatitů	11
4.	METODIKA	14
4.1	Odběr a zpracování vzorků.....	14
4.2	Studium fluidních inkluzí	14
5.	POPIS STUDOVANÝCH LOKALIT	16
5.1	Vepice.....	16
5.1.1.	Úvod	16
5.1.2.	Geologie širšího okolí.....	17
5.1.3.	Geologie studované oblasti.....	17
5.1.4	Sběratelské aktivity a mineralogické studie z oblasti Vepic.....	17
5.2.	Vlastějovice	20
5.2.1.	Geografie	20
5.2.2	Regionální geologie	20

5.2.3 Historie studované oblasti.....	21
5.2.4 Geologie studované oblasti.....	21
6. VÝSLEDKY	24
6.1 Vepice u Kovářova	24
6.1.2 Petrografický popis studovaných vzorků.....	25
6.2 Vlastějovice	31
6.2.1 Petrografický popis studovaného vzorku.....	31
6.2.2 Vlastějovice – identifikace pevných fází v inkluzích pomocí Ramanovy mikrospektroskopie.....	34
7. DISKUZE	36
7.1 Vepice – shrnutí mikrotermometrie.....	36
7.1.2 Vepice - podmínky vzniku studovaných křemenů.....	38
7.2 Vlastějovice – shrnutí mikrotermometrie	40
7.2.1 Vlastějovice - podmínky vzniku studovaných křemenů.....	40
7.3 Klasifikace studovaných lokalit.....	42
8. ZÁVĚR	43
9. LITERATURA	44

1 ÚVOD

Předmětem studia této diplomové práce jsou fluidní inkluze z granitických pegmatitů dvou různých lokalit. Obě lokality patří do moldanubické zóny. Granitické pegmatity jsou běžnou žilnou horninou v moldanubické oblasti Českého masivu.

První studovanou lokalitou je miarolitický pegmatit z Vepic nedaleko Milevska. Nachází se zde porfyrická žula, která patří k durbachitům středočeského plutonu. Vzhledem k výskytu dobře omezených a až cca 40 cm velkých krystalů křemene byla tato lokalita v minulosti v popředí zájmu sběratelů minerálů a též zde bylo realizováno i několik mineralogických studií (např. Rajlich a Franěk, 1996).

Druhou studovanou lokalitou je lom ve Vlastějovicích, nedaleko Zruče nad Sázavou. Granitické pegmatity zde pronikají různými typy metamorfovaných hornin, zejména pak skarny. Studovaný vzorek pochází z centrální zóny Li pegmatitu studovaného Čechem (1984) a doplňuje výzkumy téhož pegmatitu provedené Ackermanem (2004).

V rešeršní části práce byly zmíněny základní metody, které jsou využívány ke studiu fluidních inkluzí a geologické poměry zájmového území s popisem jednotlivých lokalit.

Cílem práce na lokalitě Vepice je určení vlastností inkludovaných fluid (chemické složení, salinita, hustota) a určení PT podmínek krystalizace jak mateřských pegmatitů, tak i mladších hydrotermálních fází z dutin v těchto pegmatitech. Na lokalitě Vlastějovice byla hlavním cílem identifikace pevných fází ve fluidních inkluzích pomocí Ramanovy spektrometrie.

2. FLUIDNÍ INKLUZE

Fluidní inkluze neboli uzavřeniny se dají definovat jako část krystalu, která z hlediska látkového složení neodpovídá jeho zákonité struktuře a která jsou během růstu krystalu hermeticky izolovaná a vytvářejí s nimi fázovou hranici (Zachariáš, 2000).

2.1 Historie studia fluidních inkluzí

První zmínky o fluidních inkluzích pocházejí z 11. století, kdy inkluze popsal muslimský učenec AbuReyhan al-Biruni. Vědecký zájem nastává ale až v 19. století, kdy v roce 1858 Sorby popsal inkluze ve vulkanitech. Přišel na to, že inkluze jsou vhodným prostředkem k určování teploty horninového prostředí pomocí teploty homogenizace. Stal se tak zakladatelem metody termometrie a považoval teplotu homogenizace za teplotu vzniku minerálu. Od té doby vznikalo mnoho vědeckých prací, ale modernější výzkum inkluzí přišel až v posledních desetiletích. Mezi vůbec nejrozsáhlejší práce patří publikace monografie od Roeddera (1984), kde shrnuje všechny dosavadní poznatky o fluidních inkluzích (Hurainová, 2002).

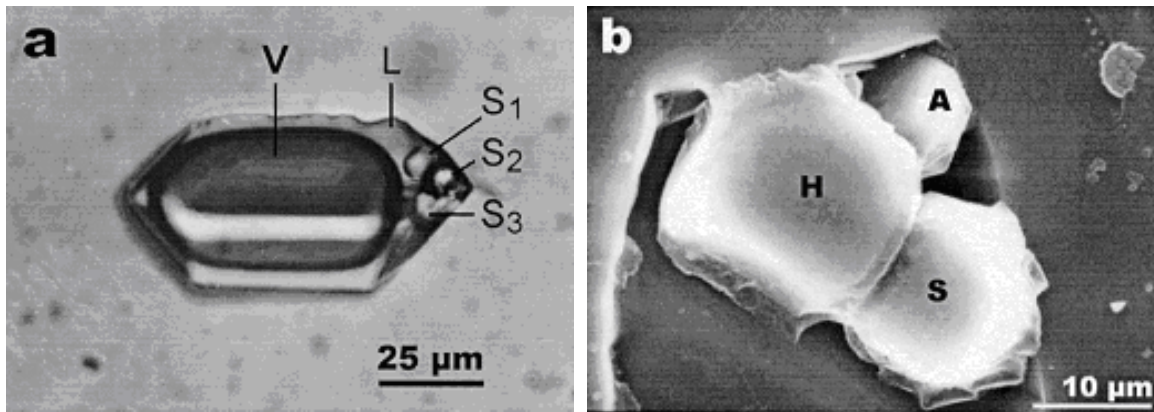
2.2 Vznik a genetická klasifikace inkluzí

Fluidní inkluze vznikají během růstu nebo rekrystalizace krystalů. Zachycují a uzavírají v sobě roztoky nebo taveninu, ze kterých vznikaly. Tyto fluida představují relikty původního prostředí, který minerál obklopovalo při jeho vzniku nebo na něj působilo během dalších geologických procesů. Inkluze jsou tak přímým zdrojem údajů o složení a termodynamických vlastnostech fluid v zemské kůře, které jsou jinak nedostupné.

Fluidní inkluze se dělí na základě několika parametrů: podle vizuálních vlastností (tvar, velikost, barva), na základě fází přítomných v dané inkluzi za pokojové teploty a na základě časové posloupnosti jejich vzniku (genetická klasifikace). Fluidní inkluze se za pokojové teploty dělí na tři fáze – kapalnou (L), plynou (V) a pevnou (S). (Obr. 1).

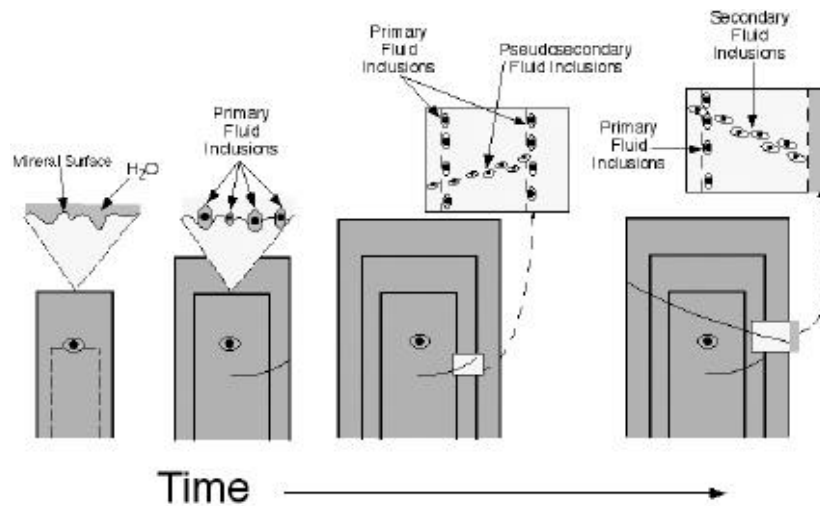
Dělení inkluzí na základě obsahu fází popsal Shepherd et al. (1985):

- Jednofázové kapalně – obsahují pouze L
- Dvofázové kapalinou bohaté – převaha L nad V
- Dvofázové plynem bohaté – převaha V nad L
- Jednofázové plynné – obsahují pouze V
- Multifázové – obsahují L, V a do 50% S
- Multisolidové – obsahují více než 50% S
- Nemísitelné kapaliny – obsahují (L1, L2, V) dvě koncentrické bubliny (H₂O a CO₂; H₂O a uhlovodíky)
- Inkluze tavenin – obsahují G a další krystalické minerální fáze



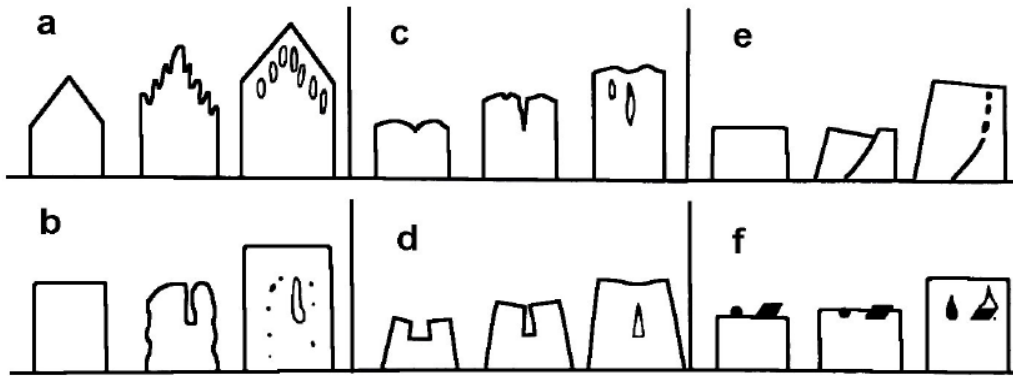
Obr. 1. (a) Multifázová FI v kouřovém křemeni Gakara (Burundi) obsahující velkou bublinu (V) CO₂, nasycený solný roztok (L) a různé dceřiné fáze označené S1, S2 a S3 (převzato z Hein, 1998). (b) SEM obrázek otevřené FI obsahující třídceřiné fáze (H = halit; S = sylvín a A = arkanit) ze stejné lokality (převzato z Van den Kerkhof a Hein, 2001).

Existuje mnoho klasifikací fluidních inkluzí (Roedder, 1984; Goldstein, 2003), ale jedna z nejpoužívanějších klasifikací fluidních inkluzí je založena na formování inkluzí ve vztahu k hostitelskému minerálu (obr. 2.). Proto se inkluze dělí na základě genetické klasifikace do tří skupin: primární (P), sekundární (S) a pseudosekundární (PS) inkluze.



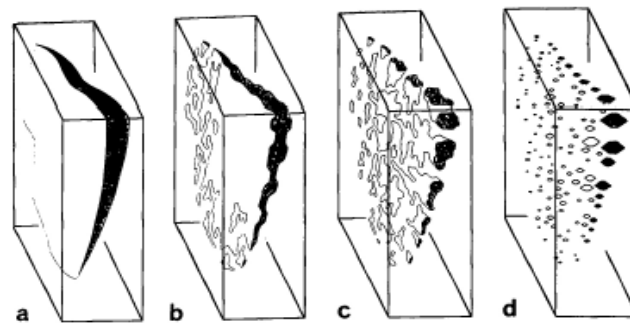
Obr. 2. Schéma ukazující formování primárních, sekundárních a pseudosekundárních inkluzí během růstu krystalů (dle Roedder, 1984).

Primární inkluze (P) vznikají při krystalizaci hostitelského minerálu (obr. č. 3). Jsou zachyceny během růstu krystalů. Jejich složení je shodné se složením krystalu, ze kterého daný minerál krystalizoval.



Obr. 3. Mechanismy vzniku primárních inkluzí: a) rychlý dendritický růst následovaný pevným růstem. b) částečné rozpouštění existujícího krystalu vytváří nerovnosti na jeho povrchu, což vede k zachycení inkluzí při obnovení růstu. c) inkluze zachycené mezi jednotlivými růstovými spirálami nebo v jejich centrech. d) subparalelní růst krystalových bloků může zachycovat inkluze. e) fraktura na povrchu rostoucího krystalu má za následek nedokonalý růst a zachycení inkluzí. f) cizorodé částice na povrchu rostoucího krystalu mohou být uzavřeny jako pevné inkluze (dle Roedder, 1984).

Sekundární fluidní inkluze (S) se tvoří při vyhojování trhlin vzniklých po ukončení růstu krystalu (obr. 4). Složení fluid většinou neodpovídá prostředí, ve kterém minerál vznikl, ale může nám říct něco o postkrystalizačních procesech, kterými byl hostitelský minerál postižen.



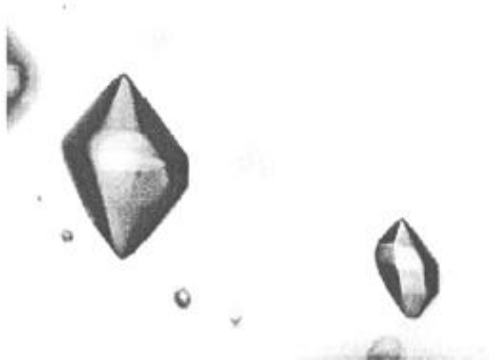
Obr. 4. Vyhojování trhliny v krystalu křemene s následnou tvorbou sekundárních inkluzí (dle Roedder, 1984).

Pseudosekundární inkluze (PS) vznikají primárně v době růstu krystalu, tvoří se ale také vyhojováním trhlin, kterými jsou postiženy pouze vnitřní růstové zóny. Jsou dobře rozeznatelné jen na krystalech se zřetelnými růstovými zónami. Jako sekundární inkluze mají planární uspořádání a jsou vůči vnitřní části krystalů sekundární. Vůči vnějším partiím jsou naopak primární.

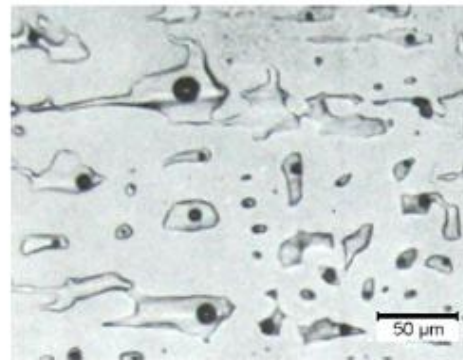
2.2. Typologie inkluzí

2.2.1 Tvar

Tvar inkluzí je různorodý. Velmi časté bývají inkluze ve tvaru negativního krystalu hostitelského minerálu (obr. 5.) či tvaru sféroidálního. Negativní krystalový tvar mají takové inkluze, které jsou pravidelně omezené a vznikají z inkluzí, které byly původně nepravidelné (obr. 6.) v důsledku rozpouštění stěn inkluze v místech s vysokým energetickým potenciálem. Mimo tyto tvary existují i inkluze absolutně nepravidelné nebo inkluze částečně omezené krystalovými tvary a částečně nepravidelné.



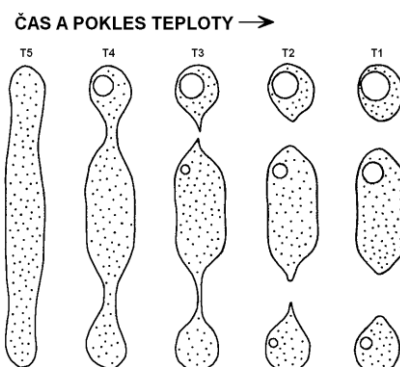
Obr. 5. Inkluze pravidelně omezené – negativní krystalový tvar (dle Huraiová et al., 2002).



Obr. 6. Inkluze nepravidelně omezené (dle podle Roedder, 1984).

2.2.2 Necking down

Některé inkluze procházejí procesem zvaným zaškrcování (obr. 7.) neboli necking down. Dochází k rozdělení jedné původní inkluze na několik menších inkluzí, které mají stejný celkový objem, ale menší povrchovou energii. Tyto nově vzniklé inkluze jsou energeticky a tvarově výhodnější, než původní nepravidelná inkluze. Při procesu zaškrcování je důležité, zda obsah inkluze zůstává po dobu zaškrcování homogenní nebo zda došlo v průběhu procesu k heterogenizaci fluida.



Obr. 7. Zaškrcování. Původní inkluze se během ochlazování rozpadla na 3 oddělené inkluze (upraveno podle Roedder, 1984).

2.2.3 Velikost

Velikost fluidních inkluzí je variabilní. Byly popsány inkluze o velikosti až několik centimetrů a naopak inkluze, jejíž velikost byla menší než 1 μm. Obvyklá velikost inkluzí se pohybuje v rozsahu 5 – 100 μm. Inkluze o velikosti menší než 2 μm jsou nevhodné pro mikroskopické studium.

2.2.4 Fázové složení

Abychom mohli klasifikovat fluidní inkluze, je důležité znát jejich fázové složení (plynná, kapalná nebo pevná fáze). Za pokojové teploty (kolem 20°C) mají fluidní inkluze různé fázové složení, existují inkluze jednofázové (obsahují buď pouze kapalnou fázi většinou H₂O, případně CO₂ nebo plynou fázi např. CO₂, H₂O), dvoufázové (kapalinou bohaté nebo plynem bohaté) nebo i vícefázové. Podle převažující fáze označujeme inkluze za plynné nebo kapalné. V kapalných fázích se často nacházejí pevné fáze. Ty mají dvojí původ, buď jsou to dceřiné minerály, které vznikly ochlazením přesyceného inkudovaného fluida nebo jsou to cizorodé minerály, které se zachytily v nerovnostech povrchu nebo trhlinách hostitelského krystalu před uzavřením inkluze. Speciálním typem inkluzí jsou uzavřeniny tavenin. Ty představují relikty magmatu uzavřeného minerálem při jeho krystalizaci. Tavenina při poklesu teploty utuhne ve formě skla nebo může i vykrytalizovat (Benešová a Ďurišová, 1980).

Stupeň zaplnění (F) je relativní číslo, které má rozsah 0–1 a vyjadřuje objem jedné fáze (většinou kapalnou, V_L) k celkovému objemu inkluze (V_{TOT}). $F = V_L / V_{TOT}$. Přesné určení stupně zaplnění je velmi obtížné díky špatnému odhadu celkového objemu, který je dán prostorovou pozicí inkluze. Stav zaplnění se zjišťuje buď srovnáním s normovanými řezy, nebo výpočtem (Zachariáš, 2000).

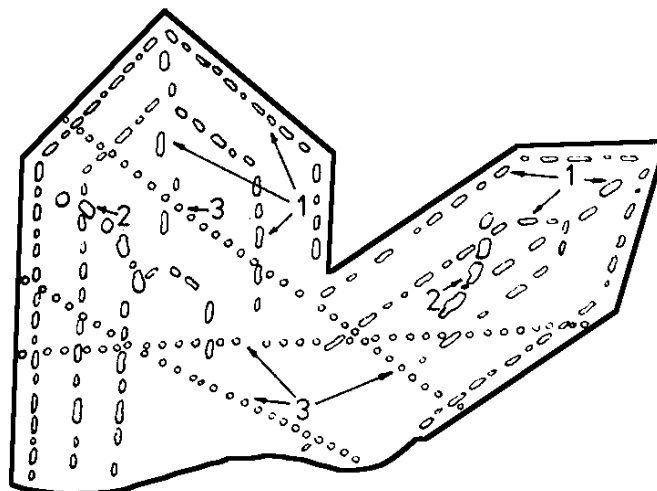
2.2.5 Uspořádání

Podle uspořádání inkluzí ve vzorku může být rozpoznána jejich genetická posloupnost vzniku (obr. 8). Existuje mnoho kritérií, podle kterých se inkluze dělí na primární, sekundární a pseudosekundární. Roedder (1984) popsal tyto kritéria:

- **Primární inkluze**

- V jediném krystalu, s/bez evidence o směru růstu nebo růstové zonalitě
 - výskyt jako jednotlivé inkluze nebo malé prostorové skupiny inkluzí v krystalu, který je jinak bez inkluzí
 - relativně velké inkluze (s průměrem $\geq 0,1$ celkové velikosti krystalu)
 - izolovaný výskyt mimo ostatní inkluze (ve vzdálenosti min. 5-ti násobku průměru inkluze)
 - nahodilý výskyt v celém krystalu
- V jediném krystalu s jasným směrem růstu
 - výskyt za vyhojenou trhlinou v dřívějším růstovém stádiu

- výskyt na průsečíku několika růstových spirál nebo v centru růstové spirály
- výskyt jako řada podél hranice mezi dvěma růstovými zónami
- V jediném krystalu s jasnou růstovou zonalitou
 - náhodný prostorový výskyt s různou koncentrací v přilehlých zónách
 - výskyt jako subparalelní skupiny nastiňující růstové zóny
- Ve více než jediném krystalu (interkrystalinní inkluze)
 - výskyt na růstové ploše mezi dvěma neparalelními krystaly
 - výskyt v nekystalickém prostředí (např. plynové bublinky v jantaru)
- Podle tvaru a velikosti inkluze
 - v daném vzorku zpravidla inkluze větší a s pravidelnějším tvarem
 - inkluze s negativním krystalovým tvarem (není to ale pravidlem)
- **Sekundární inkluze**
 - výskyt jako plošné skupiny ve vyhojených trhlinách, které protínají povrch krystalu
 - úzké a ploché inkluze vzniklé během zaškrcování (může postihnout všechny typy inkluzí)
 - výskyt v plochách, které se složením liší od zbytku krystalu
 - teplota homogenizace je daleko nižší než teploty předpokládané pro primární inkluze v té samé růstové zóně
- **Pseudosekundární inkluze**
 - Výskyt jako sekundární, ale vnější konec praskliny končí na růstové ploše krystalu
 - Mají větší sklon vytvářet negativní krystaly než sekundární inkluze v tom samém vzorku



Obr. 8. Rozmístění inkluzí různých genetických typů v krystalu: 1) primární; 2) pseudosekundární; 3) sekundární (dle Benešova a Ďurišova, 1980).

2.3 Aplikace výzkumu fluidních inkluzí

Studium fluidních inkluzí má široké uplatnění. V praxi se například používá při vyhodnocování bezpečnosti míst pro jaderné elektrárny a úložiště radioaktivního odpadu. Poskytují cenné informace o poslední tektonické činnosti v oblasti. Plynné inkluze se používají v polárních ledovcích, kde pomáhají rekonstruovat vývoj atmosféry a klimatu, pomáhají při studiu měsíčních a meteorických vzorcích rekonstruovat extraterestické procesy. V oblastech vyvřelých a metamorfovaných hornin mohou objasnit genezi, tektoniku a změnu teplot a tlaků během výzdvihu. Při hledání ropy poskytují fluidní inkluze, které obsahují uhlovodíky nebo ropu informaci o tektonice a teplotně-tlakovém vývoji pánve před, během a po migraci uhlovodíků (Roedder, 1984).

2.4 Mikrotermometrie

Mikrotermometrie je základní metoda pro studium fluidních inkluzí. Principem metody je zahřívání nebo ochlazování studovaného vzorku a sledování teplot, při kterých dochází ke změně fázového složení fluidní fáze. Pokud provádíme měření za velmi nízkých teplot (pod 0°C) nazýváme tento proces kryometrie. Naopak pokud měříme do teplot vysokých (až 1500°C) jde o proces zvaný homogenizace. Naměřena teplotní data se porovnávají s experimentálními fázovými diagramy systémů o známém složení, podle čehož se dá odvodit chemické složení a hustota fluida v inkluzi (Huraiová et al., 2002). Před vlastním měřením se musí mikrotermometrická aparatura zkalibrovat pomocí měření inkluzí známého chemického složení nebo s definovanými teplotami fázových přechodů. Podle sestrojené kalibrační křivky se opravují měření studovaných inkluzí. Naměřené hodnoty se používají pro výpočet izochor, což jsou křivky popisující chování homogenního fluida v PTX prostoru a udávají možné hodnoty zachycení fluida (Zachariáš, 2000). Mikrotermometrická měření směřují ke zjištění za jakých PT podmínek a z jakého fluida (chemické složení, přibližná koncentrace jednotlivých složek, popř. homogenní nebo heterogenní fluidum) hostitelský minerál vznikl (Zachariáš 2000).

2.4.1 Homogenizace

Metoda spočívá v zahřívání studovaného vzorku až na teplotu homogenizace (T_h). Což je teplota, kdy je v inkluzi přítomna jen jedna fáze. V případě plynokapalných inkluzí se dají rozeznat tři typy homogenizace: na plyn, na kapalinu a kritický způsob homogenizace.

- Homogenizace na plyn, T_h (V): pokud inkluzi homogenizujeme na plyn, zahříváme inkluzi tak dlouho, než celkový obsah inkluze tvoří jen plynná fáze.
- Homogenizace na kapalinu, T_h (L): v tomto případě se inkluze zahřívá, dokud není dosaženo stavu, kdy je přítomna pouze kapalina.
- Homogenizace kritickým způsobem, T_h (C): tento způsob homogenizace se zásadně liší od obou výše uvedených. Před počátkem zahřívání se totiž v inkluzi vyskytuje bublina plynu, která je obklopena kapalinou. Během procesu zahřívání se v inkluzi zdánlivě nic neděje.

- Poměr jednotlivých fází se nemění, pouze dochází k tomu, že se stírá rozdíl mezi optickými vlastnostmi obou složek, jejich hustoty se přibližují, až dosáhne inkluze stavu, kdy je v ní opět přítomna pouze jedna homogenní fáze, jejíž hustota se pohybuje někde okolo kritického bodu (Zachariáš, 2000).

Cílem homogenizace je určení teploty vzniku minerálů. Předpoklady použití této metody formulovali Roedder (1967) a Jermakov et al. (1979).

Předpoklady:

1. Inkluze vznikla z homogenního prostředí.
2. Objem dutiny se po uzavření nezmění.
3. Inkluze byla v dutině hermeticky uzavřena.
4. V závislosti na tlaku se teplota homogenizace inkluze liší od skutečné teploty její hermetizace. Čím vyšší tlak, tím větší je rozdíl mezi T homogenizace a T vzniku inkluze.
5. Inkluze lze zařadit geneticky. Poskytují informace pouze o podmínkách, ve kterých vznikly (Benešová a Ďurišová 1980).

2.4.2. Kryometrie

Metoda, která je založena na pozorování fázových změn během vymrazování vzorku. Během procesu se zjišťuje eutektická teplota (T_e -je teplota, kdy vymražený obsah inkluze začíná tát) a teplota tání (T_m - je teplota, kdy taje poslední pevná fáze - např. led nebo hydrohalit). Cílem kryometrie je zjistit mineralizaci a koncentraci soli. Eutektická teplota stanovuje typ roztoku (chemické složení). Koncentrace roztoku se určuje z teploty tání poslední pevné fáze (Benešová a Ďurišová, 1980).

Měření teplot, při kterých dochází k fázovým změnám, se neprovádí při vymrazování, ale až při zahřívání vymražených inkluzí. Při vymrazování mají fázové změny většinou metastabilní charakter - teplota nukleace fáze při vymrazování se nerovná teplotě jejího tání/homogenizace při zahřívání (Zachariáš, 2000).

2.4.3. Určování hustoty fluida

K určování hustoty se používá teplota homogenizace (T_h) a určení salinity fluida. V jednoduchých systémech (vodné roztoky solí, inkluze s plyny (např. CO_2) lze teploty homogenizace s využitím experimentálních dat přímo převést na hustotu fluida. V systémech směsí plynů s vodou (např. H_2O-CO_2) je nutné kombinovat určení hustoty plynné fáze (z T_h plynu) a určení poměru (F) vodné a plynné fáze v inkluzi.

2.4.5 Určování salinity

V dvousložkovém systému H₂O-NaCl salinitu určujeme podle teplot posledního tání pevné fáze (ledu). Salinitu lze vypočítat podle rovnice, kterou navrhl Bodnar (1993):

$$\text{Salinita (hm. \% NaCl)} = 1,78 \theta - 0,0442 \theta^2 + 0,000557 \theta^3$$

kde $\theta = |T_{m\text{-ice}}|$, $T_{m\text{-ice}}$ – teplota tavení ledu.

Rovnice platí pro rozmezí salinit od 0°C do -21,21°C, a teplotu tání ledu 0 až -21,2 °C.

Rovnici, kterou navrhli Sterner a kol (1988) lze vypočítat salinitu podle teploty tání halitu (v plynu nasyceném vodním roztoku halitu):

$$\text{Salinita (hm. \% NaCl)} = 26,242 + 0,4928 \Psi + 1,42 \Psi^2 - 0,223 \Psi^3 + 0,04129 \Psi^4 + \\ 0,006295 \Psi^5 - 0,001967 \Psi^6 + 0,0001112 \Psi^7$$

kde $\Psi = T_{s\text{-NaCl}} (\text{°C}) / 100$. Rovnice platí pro $T_{s\text{-NaCl}}$ mezi 0-801°C.

K určování salinity se u smíšených H₂O-CO₂ roztoků nepoužívá teplota tání posledního krystalu ledu ($T_{m\text{-ice}}$), ale teplota tání klatrátu ($T_m(\text{cla})$). Přítomnost solí snižuje $T_m(\text{cla})$, čím vyšší koncentrace solí, tím nižší je $T_m(\text{cla})$ (Zachariáš 2000).

3. PEGMATITY

3.1 Obecná charakteristika

Pegmatity patří mezi extrémně diferenciované horniny granitoidního složení. Většinou doprovází velká granitoidní tělesa. Tvoří žíly, čočky a velká masivní tělesa. Jsou řazeny mezi magmatické horniny, které krystalizovaly převážně ze zbytkových tavenin, v průběhu tuhnutí se magma obohacuje o fluidní fázi. Vysoký obsah těkavých látek zvyšuje mobilitu, snadný pohyb iontů a pohyb pegmatitové taveniny od zdroje. Teplota krystalizace pegmatitového magmatu bývá v rozmezí 450-600°C (London, 1992). Při vzniku pegmatitu se vedle procesu krystalizace z taveniny projevuje i metasomatóza, což je proces, při němž dochází s různou intenzitou k výměnným reakcím mezi minerály původní horniny a látkami, které byly transportovány např. fluidy. Dojde ke vzniku nových minerálních fází, přičemž je zachováno celkové složení horniny.

Hlavními minerály pegmatitů jsou křemen, K-živec, plagioklas a albit. Mezi vedlejší minerály patří muskovit, biotit, granát, turmalín a andalusit. Pegmatity jsou silně obohaceny volatilními složkami (H₂O, B, F, Cl) a vzácnými prvky (Li, Rb, REE, U, Th). Výskyt těchto prvků v pegmatitech naznačuje, že se zde vyskytují méně běžné minerály jako např. beryl, spodumen, apatit, titanit, lepidot, monazit nebo xenotim.

3.2 Klasifikace pegmatitů

Pegmatity lze dělit podle různých kritérií. Dají se rozlišit na základě texturních znaků od jednodušších granitických pegmatitů po složitější nebo podle stupně frakcionace (specifické minerální asociace a chemismus pegmatitu). Klasifikace pegmatitů je poměrně složitá a neustále se mění. Zabývala se jí celá řada autorů. První klasifikaci pegmatitů vytvořil Landes v roce 1933. Dalšími autory jsou Zou et al. 1985; Černý, 1990, 1991; Wise, 1999; Hanson et al. 1999; Gordiyenko, 1996; Zagorskyi et al. 2003; atd.

Černý a Ercit (2005) rozlišují pegmatity na základě geologické pozice okolních hornin (založeno na PT podmínkách vzniku hostitelských metamorfovaných nebo magmatických hornin), které dělí do pěti základních skupin (tab. 1.). Moderní klasifikace granitických pegmatitů (podle Černý, 1990, 1991) je silně ovlivněna klasifikací podle Buddingtona (1959) a Gunsburga (1984). Ginsburg (1984) klasifikoval pegmatity do 4 kategorií: abysální pegmatity, muskovitové pegmatity, pegmatity vzácných prvků a mikrolitické pegmatity. Dále dělí pegmatity podle hloubky uložení, stupně metamorfózy a vztahu ke granitickému plutonu. Někdy se vyčleňuje také pátá kategorie na pomezí muskovitových pegmatitů a pegmatitů vzácných prvků, tzv. pegmatity muskovitové- vzácných prvků. Kromě těchto základních čtyř (pěti) tříd Černý vyčlenil ještě tři nové petrogenetické skupiny (NYF, LCT a smíšené), které jsou nyní široce akceptovány. Skupina NYF pegmatitů jsou charakterizovány

obsahem Nb>Ta, Ti, Y, Sc, REE, Zr, U, Th, F. Jsou většinou derivovány z A a S-typů granitů. Pegmatity LCT jsou typické přítomností Li, Rb, Cs, Be, Sn, Ta, Nb (s Ta>Nb), méně též B, P a F. Jsou derivovány z I a S-typů granitů (Černý, Ercit, 2005).

Tab. 1. Dělení podle vztahu granitických pegmatitů v závislosti na geologické pozici okolních hornin (upraveno podle Černý a Ercit, 2005)

<i>Skupina</i>	<i>Typické stopové prvky</i>	<i>Metamorfnní podmínky okolních hornin</i>	<i>Strukturní pozice těles</i>
<i>Abysální</i>	HREE, Y, Nb, Zr, U, Ti, LREE, U, Th, Y U, Th, Zr, LREE B, Be	Vyšší stupeň amfibolitové facie ~ 4 – 9 kbar, 700-800°C	Konformní a mobilizované žíly
<i>Muskovitická</i>	Li, Be, Ti, Th, Nb>Ta	Vysokotlaká amfibolitová facie ~ 5 – 8 kbar, 650-580°C	Konformní a diskordantní tělesa
<i>Muskovitická – vzácných prvků</i>	Be, Y, REE, Ti, U, Th, Nb-Ta,	Amfibolitová facie středních tlaků ~ 3 – 7 kbar, 650-520°C	Konformní a diskordantní tělesa
<i>Vzácných prvků</i>	Li, Rb, Cs, Be, Ga, Sn, Hf, Nb, Ta, B, P, F Be, Y, REE, U, Th, Nb>Ta, F	Nizkotlaká amfibolitová facie a svrchní facie zelených břidlic ~ 2 – 4 kbar, 650-500°C	Konformní a diskordantní žíly
<i>Miarolitická</i>	REE, Y, Ti, U, Th, Zr, Nb, F	Velmi nízké tlaky, podstatná regionální událost v hostující hornině	Konformní a diskordantní tělesa
	Li, Be, B, F, Ta>Nb	Nizkotlaká amfibolitová facie až facie zelených břidlic ~ 3 – 1,5 kbar, 500-400°C	

- **Abysální pegmatity**

Abysální pegmatity jsou spjaty s vysokotlakou a vysokoteplotní metamorfózou granulitové facie. Pegmatity mohou zasahovat až do amfibolitové facie (Černý a Ercit, 2005). Migmatitické leukosomy jsou poměrně běžné, jsou velmi hrubě zrnité a krystaly mohou dosahovat průměrné velikosti 5 až 10 cm (London, 2008).

Mineralogické složení: K-živec, plagioklas, křemen, muskovit, biotit. Z akcesorických minerálů jsou zastoupeny allanit, monazit, zirkon, uraninit, thorit, ilmenit, dumortierit, turmalín, korund, Al₂SiO₅ modifikace aj.

- **Muskovitické pegmatity**

Muskovitické pegmatity se vyskytují v metamorfovaných horninách, které jsou spjaty s vysokoteplotní amfibolitovou facií (s obsahem kyanitu a silimanitu). Mohou tvořit velká tělesa se zonálností, které jsou diskordantně uloženy v okolních horninách a mimořádně se v nich vyskytují dutiny. Muskovitické pegmatity mají často označení jako keramické, jsou z větší části zdrojem živců popř. muskovitu. Jsou hojně těženy a využívány zejména jako keramická surovina.

Mineralogické složení: křemen, živec, muskovit. Z akcesorických minerálů je přítomen granát, turmalín, biotit a apatit.

- **Pegmatity vzácných prvků**

Pegmatity vzácných prvků jsou diferenciovány z granitických plutonů, které byly do značné míry přemístěny do středně až mělce uložených partií. Tvoří drobná i velká tělesa (s mocností až 100 m) s komplikovanou vnitřní stavbou. Okolní horniny jsou metamorfovány v nižší amfibolitové facii až ve facii zelených břidlic.

Mineralogické složení: křemen, K-živec, albit, beryl, spodumen, lepidolit, elbait, trifylín, triplit, polucit, amblygonit, apatit, columbit – tantalit, kasiterit.

- **Miarolitické pegmatity**

Miarolitické pegmatity jsou charakteristické přítomností primárních dutin (tzv. „miaroly“), které vznikly zachycením bublin plynné fáze (Černý a Ercit, 2005). Hlavním kritériem pro zařazení pegmatitů do této skupiny je úzký geochemický vztah k mateřské hornině a nízký tlak, při kterém pegmatit vznikl. Pegmatitová tělesa jsou uložena velmi mělce (1-2 kbar) v mateřských granitoidech nebo v jejich těsné blízkosti.

Mineralogické složení: K-živec, albit, křemen, muskovit, Li – slídy, beryl, topaz, granát, turmalín, fluorit, zeolity a chlority.

Tab. 2. Dělení pegmatitů vzácných prvků a miarolitických pegmatitů do petrogenetických tříd (upraveno podle Černý a Ercit, 2005)

třída	typ	geochemie	celk. složení	asociované granity
LCT	berylové, komplexní, albit-spodumenové, albitové	Li, Br Cs, Be, Sn, Ga Ta>Nb, (B,P,F)	peraluminické	synorogenni pozdně orogenni
NYF	vzácných zemin	Nb>Ta, Ti, Y, Sc, REE, Zr, U, Th, F	subaluminické až metaluminické	zejména anorogenni
smíšený		smíšená	metaluminické až slabě peraluminické	postorogenni až orogenni, slabě Heterogenni

Tab. 3. Podrobnější klasifikace skupiny pegmatitů vzácných prvků (upraveno podle Černý 1991)

pegmatitový typ	pegmatitový subtyp	typické vedlejší prvky	typické minerály
vzácných zemin	allanit – monazitový	(L)REE, U, Th (P, B, Nb > Ta)	allanit, monazit
	gadolinitový	Y, (H)REE, Be, Nb > Ta F, (U, Th, Ti, Zr)	gadolinit, fergusonit, euxenit, (topaz, beryl)
berylový	beryl – kolumbitový	Be, Nb ↔ Ta (=Sn, B)	beryl, kolumbit-tantalit
	beryl – kolumbit - fosfátový	Be, Nb ↔ Ta, P (Li, F ≠ Sn, B)	beryl, kolumbit-tantalit, triplit, trifylín
komplexní	spodumenový	Li, Rb, Cs, Be, Nb ↔ Ta (Sn, P, F ≠ B)	spodumen, beryl, tantalit, (amblygonit, lepidolit, pollucit)
	petalitový	F, Li, Rb, Cs, B, Nb < Ta (Sn, Ga, P, F, ≠ B)	petalit, beryl, tantalit, (amblygonit, lepidolit)
	lepidolitový	F, Li, Rb, Cs, Be Nb < Ta, (Sn, P, ≠ B)	lepidolit, topaz, beryl, mikrolit, (pollucit)
	amblygonitový	P, F, Li, Rb Cs, Be, Nb < Ta (Sn, ≠ B)	amblygonit, beryl, tantalit, (lepidolit, pollucit)
	elbaitový	Li, B, Be Cs, Nb > Ta	elbait, hambergit, danburit, datolit
albit – spodumenový		Li (Sn, Be, Nb ↔ Ta, ≠ B)	spodumen, (kasiterit, beryl, tantalit)
albitový		Nb ↔ Ta, Be (Li, ≠ Sn, B)	tantalit, beryl, (kasiterit)

4. METODIKA

4.1 Odběr a zpracování vzorků

Krystaly křemene použité ke studiu fluidních inkluzí byly získány z historických sběrů J. Fraňka z doby, kdy v lomu a jeho okolí byly přístupny miarolitické dutiny s krystaly. Na podzim roku 2013 jsem osobně navštívila lom Vepice, avšak žádné vzorky vhodné ke studiu nebyly nalezeny.

Vzorky z lomu Vlastějovice byly omezeny na jeden vzorek z centrální zóny Li pegmatitu pocházejícího ze sbírek Ústavu geochemie, mineralogie a nerostných zdrojů.

Ze všech vzorků byly zhotoveny v brusárně Laboratoří geologických ústavů PřF UK oboustranně leštěné preparáty o síle cca 300 mikronů, přilepené k podložnímu sklíčku kyanokrylátovým lepidlem. K odlepení vzorků byl použit aceton. Celkem bylo připraveno 13 ks preparátů pro studium fluidních inkluzí, z toho 12 ks reprezentovalo Vepice a 1 ks zastupoval Vlastějovice.

4.2 Studium fluidních inkluzí

Petrologický popis vzorků byl prováděn na polarizačním mikroskopu Leitz DMPL, zvětšení 15x až 1000x a následně byly pořizovány fotografie digitální kamerou Carl ZeissJenoptik Progres C5. Orientační scan jednodílných výbrusů byl pořízen na scanneru NIKON Super CoolScan 5000.

Mikrotermometrické studium bylo realizováno na 8 vzorcích z lokality Vepice a na 1 vzorku z lokality Vlastějovice. Vzorky, které nebyly studovány (4 ks z Vepice), byly nevyhovující díky malým rozměrům inkluzí (< 3 mikrony). Mikrotermometrická měření byla prováděna na mikrotermometrické aparatuře THMSG 600 LINKAM, který umožňuje teplotní rozsah -190°C až do $+600^{\circ}\text{C}$, adaptované na mikroskopu BX-40 Olympus. Jako chladicí kapalina byl použit tekutý dusík. Pro studium inkluzí byly použity objektivy se zvětšením 20x (s možností doplňujícího zvětšení $\times 1,25x$, $1,6x$, $2x$) a 50x ($\times 1,25x$, $1,6x$, $2x$). Rozsah teplot, za kterých bylo obvykle prováděno měření, byl zhruba od -150 až do $+380^{\circ}\text{C}$. Každý úlomek byl měřen pouze 1x.

Naměřená data byla zadávána do programu Microsoft Office Excel, kde byla dále tříděna a zpracovávána. Salinita H_2O inkluzí byla spočítána z teploty tání ledu ($T_{m_{ice}}$) podle Bodnara (1993), u inkluzí $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ byla použita teplota tání klatrátu ($T_{m_{CLA}}$) a rovnice Diamonda (1992). K získání vlastností a charakteristiky fluid a posléze izochor byly použity programy BULK a ISOC vyvinuté Ronaldem J. Bakkerem (2003). Fotografie, grafy a spektra byly dále upravovány pomocí programů CorelDRAWGraficSuite 12 a ImageJ.

Vzorek z Vlastějovic, který obsahoval velké množství pevných fází, byl studován též pomocí Ramanovy mikrospektrometrie. Spektra byla měřena pomocí DXR Ramanova mikroskopu

(ThermoScientific) v Laboratoři molekulární spektroskopie na VŠCHT v Praze. Operátorem byla Ing. L. Mišková. Podmínky měření: vlnová délka excitačního laseru 532 nm, výkon vstupního laseru 10 mW, parametry měření: 10 x 2 s, mřížka full range 900 vrypů/mm, spektrální rozsah 50-3400 cm^{-1} , spektrální rozlišení 2 cm^{-1} , apertura 50 μm slit, detektor - chlazený CCD. Identifikace spekter neznámých fází byla provedena na základě srovnání se spektry uloženými v databázi RRUF (Downs, 2006) za pomoci demoverze programu Essential FTIR.

5. POPIS STUDOVANÝCH LOKALIT

5.1 Vepice

5.1.1. Úvod

Lom Vepice těžící dekorační kámen-porfýrickou žulu leží na jihovýchodním okraji obce Vepice (jihočeský kraj, okres Písek). Obec Vepice je vzdálená cca 8 km sz. směrem od Milevska. První zmínky o obci Vepice pocházejí z roku 1373, kdy se vedl spor o hraničních kamenech mezi panem Jaroslavem z Vepic a milevským klášteřem. Na malém ostrůvku v Novém rybníce stávala tvrz, zde sídlil vladýcký rod s psí hlavou ve znaku. Z tvrze prý vedla podzemní chodba do dvora usedlosti čp. 9. Známy je zejména František z Vepic, který byl v letech 1383–1404 opatem klášteřa v Milevsku a přestavěl kostel sv. Jiljí na milevském hřbitově do dnešní podoby. Drobný jámový lom (50x60 m) leží pod hrází Nového rybníka. Těží kvalitní dekorační tmavou žulu, která se těží do hloubky cca 15 m. V současnosti těžba žuly v lomu stále ještě probíhá, ale v průběhu roku 2014 bude asi ukončena pro nevyřešené vlastnické vztahy.

V ložisku se těží především kámen pro hrubou a ušlechtilou keramickou výrobu. Velké bloky horniny se řezou na desky, které se pak dále upravují leštěním a využívají se hlavně na obklady stěn a na pomníky. Některé kusy se používají na výrobu zahradních kamenných stolů, váz či architektonických prvků. Menší bloky jsou zpracovávány na dlažební kostky.



Obr. 9. Pohled na lom ve Vepicích (www.maps.google.com).

5.1.2. Geologie širšího okolí

Vepice jsou součástí středočeského plutonického komplexu. Středočeský pluton intrudoval během variské orogeneze v období mezi ~355 a 335 Ma. Rozkládá se na území mezi Říčany, Tábořem a Klatovami a zabírá plochu kolem 3000 km². Středočeský pluton se skládá z několika typů granitoidů. K nejrozšířenějším a nejstarším horninám ve středočeském plutonu patří granodiority sázavského typu, které se nacházejí především v severní části plutonu. Ve střední a jz. části středočeského plutonu se nacházejí mladší horniny – vápenato-alkalické a amfibolicko–biotické granitoidy. Patří mezi ně hlavně typ kozárovický, blatenský, červenský, klatovský aj. V jihovýchodní části plutonu jsou rozšířené mladší horniny durbachitového typu. Jde o durbachity typu: Čertovo břemeno a tábořský syenit (Chlupáč et al., 2002). Nejmladšími horninami jsou kyselé, K a Mg bohaté granitoidy (říčanský, sedlčanský a zbonínský typ). Většinu granitoidů doprovází i žilné deriváty-aplity a lamprofyry (minety, kersantity aj.) Další skupinou magmatických hornin, které se zde vyskytují, jsou Al-bohaté granodiority vršovického a kozlovického typu, Ca-bohaté granodiority až trondhjemitu nečinského a požárského typu (Holub et al., 1997). Během výstupu magmatu byly zahřívány i okolní horniny, což se projevilo kontaktní metamorfózou, nejsilněji v metamorfovaných ostrovních zónách. V Barrandienu je projevem této metamorfózy lem plodových břidlic a rohoveců, v moldanubiku lem hornin s cordieritem (Chlupáč et al., 2002).

5.1.3. Geologie studované oblasti

Lokalita Vepice přísluší k většímu tělesu amfibol-biotického granitu tmavého typu až porfyrického syenodioritu Čertova břemene. Vepice vystupují na sz. okraji Čertova břemene na styku se sedlčansko–krásohorským metamorfovaným ostrovem mezi Zvíkovem, Milevskem a Jistebnicí ve směru Z-V. Čertovo břemeno je tvořeno ultradraselnými horninami obsahem K₂O a MgO nad 3 hm. % a poměr K₂O/Na₂O > 2, které se obecně označují jako durbachity. Petrograficky durbachity odpovídají amfibol-biotitovému melasyenitu, křemennému melasyenitu až melagranitu (Holub, 2004). Jsou hrubě zrnité, mají porfyrickou strukturu s vyrostlicemi K-živců a vysokým podílem apatitu, zirkonu, titanitu a allanitu. Tato horninová skupina je typická pro některé části variského orogenního pásma střední a západní Evropy a je prostorově spjata s exhumovanými metamorfovanými komplexy spodní kůry, které tvořily orogenní kořen (Holub, 2004). Durbachitické horniny (~335 Ma) jsou cca o 10 Ma mladší než okolní granitoidy blatenského a červenského typu (~345 Ma).

5.1.4 Sběratelské aktivity a mineralogické studie z oblasti Vepic

První nálezy záhněd pocházejí z 50. let z polních sběrů kolem oblasti Kovářova. V 60. letech byly nalezeny až několika kg kusy záhněd při průzkumu oblasti kolem Vepic na uran. Až v roce 1988 dochází k velkému nálezu, kdy ve vepickém lomu našel P. Rajlich menší živcovou a záhnědovou drúzu, která naznačovala výskyt pegmatitové miarolitické dutiny. Podobné dutiny se nacházejí

například ve Strzegomi v Polsku.¹ V roce 1996 byl ve vepickém lomu proveden průzkum, při kterém byla zjištěna jedna z prvních velkých dutin. P. Rajlich a J. Franěk vytěžili tuto dutinu a získali z ní ukázky záhněd a živcové krystaly. Největší krystal záhnědy vážil až 40 kg a je uložen v Prácheňském muzeu. Hlavní složkou mikrolitických dutin jsou dlouhé prizmatické záhnědy. Krystaly K-živců mají většinou pravidelný tvar. Výplň dutiny je často tvořena „drtí“ odpadlých krystalů. V akcesorickém zastoupení se zde nacházejí minerály jako turmalín, titanit, kalcit, galenit, pyrit a monazit.

V roce 2007 byla nalezena pegmatitová dutina zhruba 1 km sv. směrem od středu obce Kovářov. Dutinu objevili J. Čermák, J. Hrbatík, D. Kříž a M. Musil (obr. 11). Hlavními minerály nacházejícími se v pegmatitové dutině byly křemen a K-živec, v menším množství byly zastoupeny titanit, ilmenit, pyrit, galenit a zirkon.

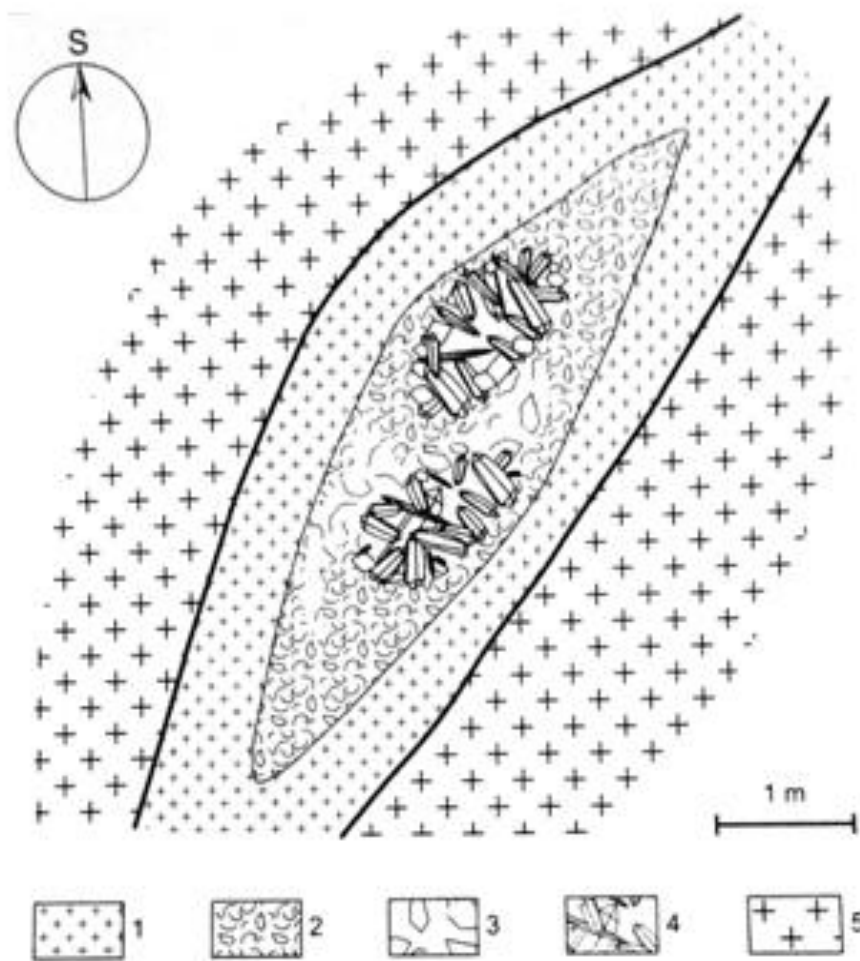
Záhněda

Záhnědy se v dutině nacházejí ve formě dlouhých ke konci často klínovitě zašpičatělých krystalů. Zhruba od půlky jsou zúžené, protáhlé krystaly morionu ukončené kombinací nesymetrického kladného a záporného klence. Krystaly často tvoří srůsty dvou a více jedinců. Záhnědy mají malý lesk, tmavou barvu (až moriony) a jsou potaženy cca 1 mm mocnou vrstvou bělošedého křemene (ne však spojitě po celém povrchu krystalu, ale v jakýchsi příčných nepravidelných pásčích (Rajlich a Kříž, 2009).

Ostatní minerály

V menší míře je v dutině zastoupen K-živec, jehož barva je bílá, béžová až žlutohnědá. Vyskytuje se ve formě drúz i volných krystalů. Dalším minerálem nacházejícím se v dutině je albit, který se vyskytuje ve formě čistě bílých krystalů na drúzách draselného živce. Posledním minerálem, který se objevil jen vzácně a tvoří osamocené krystaly na albitu je turmalín. Má černou barvu a vysoký lesk.

¹Pegmatity ve Strzegomi v Polsku jsou složeny z minerálů, kde dominantní složku tvoří K-živec, jako doprovodné minerály jsou přítomny nejčastěji epidot, albit, stilbit, kalcit, fluorit, chabazit, axinit a jiné vzácnější minerální druhy.



Obr. 10. Schéma výplně objevené dutiny; 1 – aplit, 2 – písmenková žula, 3 – písmenková žula s drobnějšími parolami, 4 – mikrolitické dutiny s velkými krystaly, 5 – hrubozrnný amfibol – biotický, porfyrický granodiorit. Dokumentoval J. FRANĚK (dle Škoda, 2004).

5.2. Vlastějovice

5.2.1. Geografie

Vlastějovice leží 6 km východně od Zruče nad Sázavou. Těleso skarnu se nachází mezi vrcholem Fiolníku (518 m.n.m) na jihu a dílčí elevací Holého vrchu.



Obr.11. Pohled na lom ve Vlastějovicích (www.maps.google.com).

5.2.2 Regionální geologie

Vlastějovice spadají do moldanubické oblasti, což je rozsáhlý komplex budovaný silně přeměněnými a hlubinnými horninami prekambriického a paleozoického stáří, které tvoří převážnou jižní a jihovýchodní část Českého masivu. Moldanubická oblast reprezentuje 3 hlavní skupiny: jednotvárná (ostronská), pestrá (drosendorfská) a gfölská skupina.

Jednotvárná (ostrogonská) skupina je reprezentovaná pararulami, které jsou hlavně biotické, biotit-muskovitické nebo bioticko-silimanitické a často migmatizované. Metamorfóza zde probíhala za podmínek amfibolitové facie středních a nízkých tlaků (Chlupáč et al. 2002).

Pestrá (drosendorfská) skupina, v níž převládají pararuly, zahrnuje mramory (Ledeč nad Sázavou), amfibolity (Bohdaneč), ortoruly (Vlastějovice, Řendějov), erlány (osada Březina), skarny (Vlastějovice, Holšice, Zliv, Pertoltice), serpentinity (Bernartice), pegmatity (Vlastějovice, Kounice,

Laziště, Chřenovice) a eklogity (Bernatice, Skala). Drosendorfská jednotka je strukturně nejspodnější a je tvořena (meta)-sedimentárními horninami paleozoika. PT podmínky regionální metamorfózy jsou odhadovány na 630-720°C a 0,3-0,6 GPa (Vrána et al. 1995).

Třetí jednotkou moldanubika je *gfölská skupina*, kterou tvoří granulity, eklogity, migmatity, ortoruly, skarny, amfibolity, metagabra a menší tělesa metasedimentárních rul (Fiala, 1995). Stáří protolitu je v rozmezí od prekambria do spodního paleozoika. Nejvyšší PT podmínky metamorfózy probíhaly za teplot ~950-1050°C a tlaků ~1,4-2,0 GPa a jsou datovány na období ~351-345 Ma (Medaris et al. 2005). Následovala retrogradní metamorfóza za nižších teplot ~600-800°C a tlaků ~0,6-0,8 GPa v období ~337-333 Ma (Owen a Dostál, 1996).

Významný podíl na stavbě moldanubika mají variské granitoidové, většinou postkinematické plutonické komplexy. Nejvýznamnější z nich jsou středočeský a moldanubický pluton (Chlupáč et al. 2002).

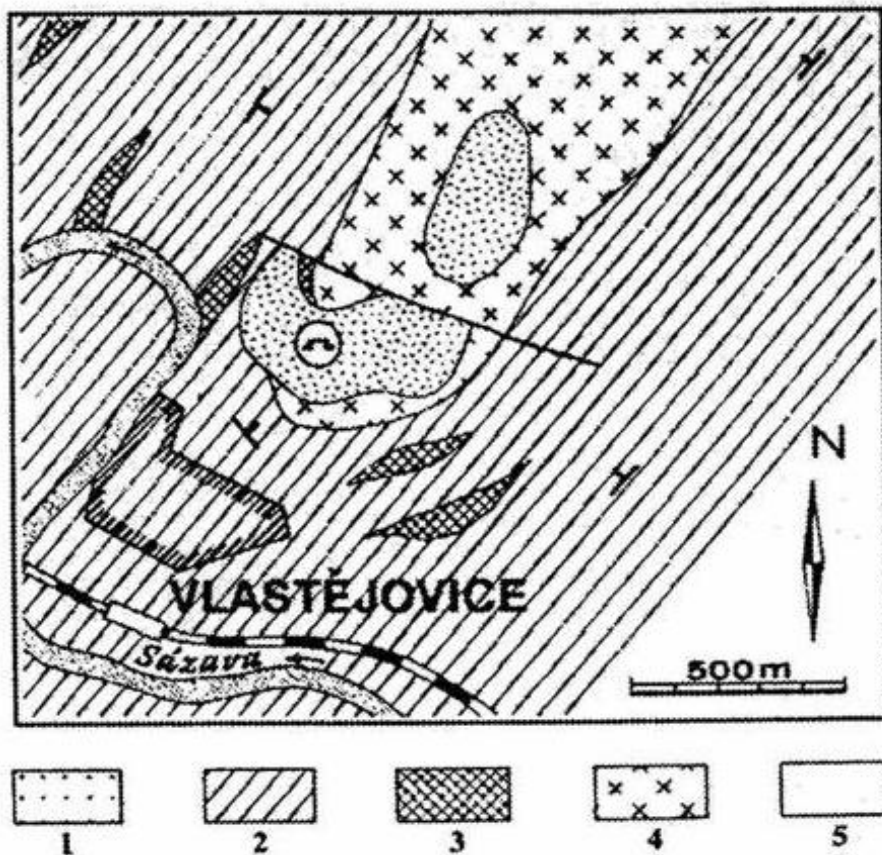
5.2.3 Historie studované oblasti

Vznik obce Vlastějovice spadá do 14. století. První povrchové důlní práce byly prováděny v blízkosti hornického kostelíka sv. Máří Magdalény. V roce 1549 začíná vrchnost dolovat nejdříve sama, později doly pronajímá. Ruda se těží podpovrchovými šachticemi. V roce 1851 vlastějovické doly patří spolu s vysokou pecí a slévárnou bratrům Janovi a Václavovi Svobodovým. Ti vytěží ročně až 500 tun rudy. Po smrti nejmladšího bratra začínají doly chátrat a na přelomu století jsou opuštěny. Až v roce 1909 jsou práce v dole znovu obnoveny firmou Petzold a spol. V roce 1939 zahájila dolování Pražská železářská společnost a začala etapa velkého rozfárání. Zvýšila těžbu až na 70 tun rud denně. Ruda byla převážena do železniční stanice a dále transportována do Kladenských železáren. V roce 1945 po znárodnění důlního majetku spadá důl do rukou Středočeské uhelné a železnorudné doly v Kladně. V roce 1965 nastává útlum, ložisko je již vyčerpané a provoz dolů zastaven. Na Holém vrchu byl v roce 1967 otevřen kamenolom, který je v provozu dodnes.

5.2.4 Geologie studované oblasti

Vlastějovice a jejich širší okolí je budováno horninami, které patří do tzv. ledečsko–chýnovského pruhu pestré série. Převládajícími horninami jsou pararuly. Dalšími horninami, které jsou pro tuto oblast typické, jsou ortoruly. Ty vytvářejí velké těleso tvořící jádro fiolnické synklinály. Severně od obce Vlastějovice najdeme skarnová tělesa, která jsou prostorově vázaná na vlastějovické ortoruly (Obr. 12). Mezi dvě největší tělesa patří Holý vrch a magdalénské těleso na vrchu Fiolník, které bylo v minulosti těženo jako zdroj Fe rud. V pozdějších letech bylo těleso Holého vrchu otevřeno povrchovým lomem. Mezi menší tělesa patří Machovice a Pertoltice. Skarnové těleso Holého vrchu

má protáhlý zaoblený tvar, symetrický okolo V-Z osy se sklonem 10-25° k Z. Jeho délka je zhruba 400 m a max. mocnost dosahuje až 150 m (Syka 1990).



Obr. 12. Geologická mapa obce Vlastějovice 1- skarn, 2-rula, 3–amfibol, 4–ortorula, 5- kvartérní sedimenty (dle Pauliš, 1996).

Lokalita Vlastějovice představuje jednu z mineralogicky bohatých oblastí, vyskytuje se zde přes 120 minerálů. Byly zde nalezeny: albit, allanit-(Ce), almandin, alunogen, amfibol, anatas, andradit, antimon, antimonit, apatit, arsenopyrit, baryt, bastnäsit, bavenit, berthierit, biotit, danburit, datolit, diopsid, elbait, epidot, fenakit, fluorapofylit, fluorit, goethit, grossular, gudmundit, hastingsit, hedenbergit, hematit, chalcedon, chalkopyrit, chapmanit, chlorit, kalcit, křemen, limonit, magnetit, mikroklin, muskovit, oligoklas, ortoklas, prehnit, pyrit, pyrochlor, pyrrhotin, rutil, sádrovec, senarmontit, sepiolit, sfalerit, scheelit, skapolit, skoryl, stibiconit, titanit, thorit, uranin, zirkon.

Z petrografického hlediska má skarn různorodé složení. Je tvořen hlavně granátem a pyroxenem, v menší míře je zastoupen epidot a magnetit, při okraji skarnových těles najdeme amfibol, biotit a křemen. Z vedlejších minerálů jsou pak zastoupeny ve skarnech kalcit, živce, pyrit, hematit, fluorit, allanit, apatit, titanit, rutil, skapolit a zirkon. Typickým znakem vlastějovického skarnu jsou pegmatity. Pegmatity se odlišují od pegmatitů z okolních rul obsahem fluoritu a allanitu. Pegmatity většinou tvoří nepravidelné žíly a protáhlé čočky a vyskytují se v nich fluorit a metamiktní allanit.

Skarnové těleso je paralelní s foliací okolních hornin (ortoruly, pararuly a amfibolity) a na základě toho lze vyčlenit nadložní a podložní horniny (Potužák, 1996). Podloží skarnu (j. od tělesa) tvoří nejdříve muskovitické pararuly a následně komplex rychlého střídání pruhů biotitických pararul, ortorul a amfibolitů. Nadloží skarnu tvoří ortorula střídající se s vrstvičkami amfibolitů či biotiticko-amfibolických pararul (Potužák 1996).

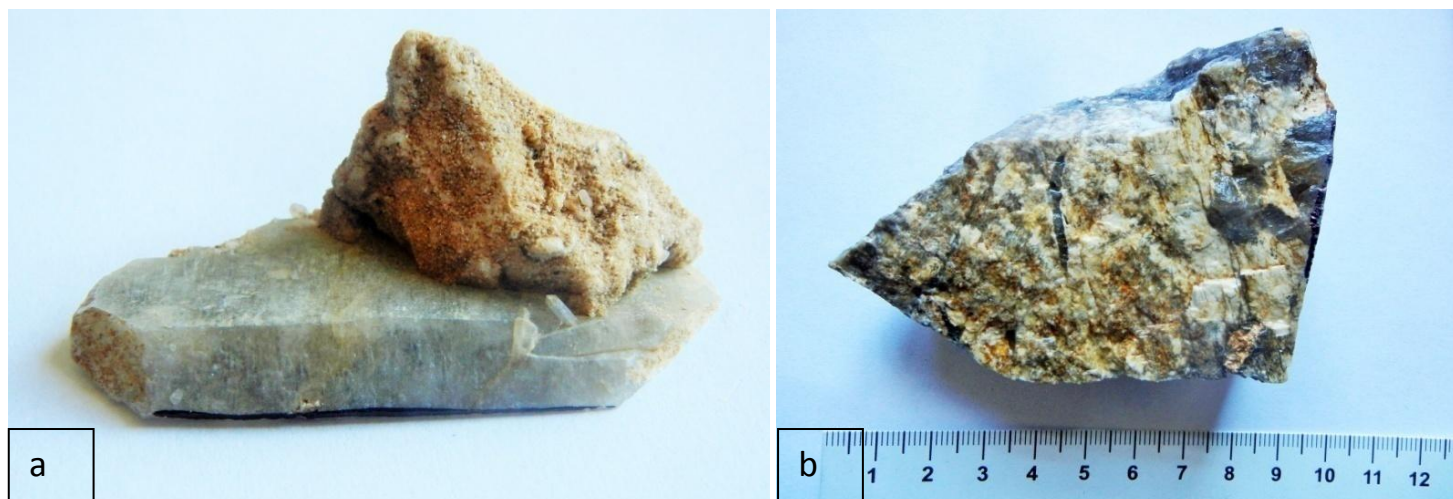
Vlastějovickými pegmatity se v minulosti zabývala celá řada autorů Ackerman (2004, 2005), Ackerman et al. (2006), Bouška et al. (1960), Čech (1985), Čujan (1966), Goliáš (2002), Novák (2000, 2005), Kadlec (2005, 2007, 2009), Koutek (1950, 1964), Novák a Hyršl (1992), Novák a Povondra (1995), Rezek a Kryst (1985), Selway a kol. (1999), Staněk a Schnorrer (1993), Vavřín (1960, 1962), Žáček (1985), Žáček et al. (2003).

6. VÝSLEDKY

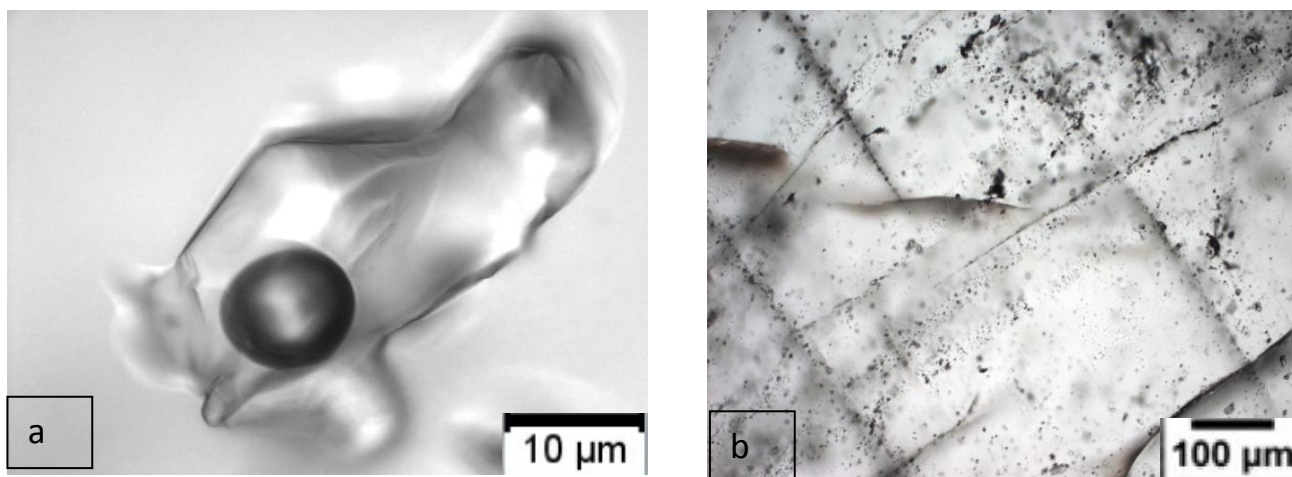
6.1 Vepice u Kovářova

Celkem bylo studováno 8 vzorků. Ve všech vzorcích bylo možno poměrně dobře odlišit od sebe primární inkluze a inkluze mladší, uspořádané na trailech. Primární inkluze se vyskytovaly náhodně nebo nepravidelně distribuovány, zatímco sekundární inkluze byly vázány na zjevné trailly. V mnoha případech, však trailly neprotínaly celý krystal a byly tak omezeny pouze na některé jeho části. Vzhledem k tomu, že většina vzorků reprezentuje krystaly křemene z dutin (často nalezené již jako volné krystaly), nelze použít běžná kritéria k odlišení sekundárních a pseudosekundárních inkluzí (Roedder, 1984). Inkluze vyskytující se na krátkých neprůběžných trailech mohou proto odpovídat jak inkluzím pseudosekundárním (pravděpodobnější varianta), tak inkluzím sekundárním.

Velikost inkluzí všech typů se pohybovala okolo 20–30 μm . Stupeň zaplnění byl většinou velmi homogenní (0,80–0,90) a dokumentoval přítomnost dvoufázových kapalinou bohatých inkluzí. V řadě případů bylo možno pozorovat též jednotlivé náhodné výskyty jednofázových plyných inkluzí (spolu s inkluzemi dvoufázovými kapalinou bohatými). Takovéto asociace však nevykazovaly typické znaky inkluzí zachycených za podmínek varu fluid, nebo poté, co var proběhl. Výskyt čistě plyných inkluzí nelze vzhledem k absenci duktilní deformace křemene klást do souvislosti s procesy druhotného porušení inkluzí a jejich původ je tak nejasný.



Obr. 13. Makroskopické fotografie vzorků a) úlomek JF-6b, b) úlomek JF-3.



Obr. 14. Mikroskopické fotografie vzorků a) primární fluidní inkluze; b) křemen s výraznými trailly (pseudo)sekundárních fluidních inkluzí.

6.1.2 Petrografický popis studovaných vzorků

Vzorek: JF-2b

Makro: Výbrus představuje řez krystalem křemene kolmo na osu c. Křemen je čirý, průhledný, beze stop duktilní deformace. Pouze je postižen lehce křehkou deformací.

Mikro: Křemen je homogenní i ve zkřížených nikolech, stopy duktilní deformace nejsou patrné. Celý krystal je bez minerálních inkluzí. Růstové zóny nejsou patrné, ani dle vzhledu křemene ve zkřížených nikolech, ani dle uspořádání inkluzí. Fluidní inkluze jsou relativně vzácné a jsou soustředěny do nepravidelných ploch (trailů, které řídce prostupují celým krystalem. V některých partiích nelze jednoznačně rozlišit mezi traillem a mezi 3D uspořádáním inkluzí. Většina fluidních inkluzí na trailech má tvar negativního krystalu křemene, vzácněji jsou oválné. Stupeň zaplnění je cca homogenní, kolem 0,80, místy se vyskytují i plynem bohaté inkluze, které však nepovažuji za produkt varu fluid. V jednom rohu krystalu byl přítomen trail, který nešel až ke kraji, měl variabilní velikosti a smíšený stupeň zaplnění (jednofázové kapalně a dvoufázové kapalinou bohaté se zaplněním cca 0,90-0,95 v poměru cca 1:1. Tyto inkluze považuji za produkt zaškrfování a nebyly proto studovány. Všechny fluidní inkluze jsou pouze vodného typu (H₂O-soli).

Měřené asociace inkluzí (tab. 4.):

úlolek 1: (H₂O-soli, 2fázové kapalinou bohaté FI) - skupina FI tvaru negativního krystalu křemene, s homogenním Fv (0,85), variabilní velikost, v okolí nepravidelného trailu.

úlolek 2: (H₂O-soli, 2fázové kapalinou bohaté FI) - 3D skupina FI tvaru negativního krystalu křemene, homogenním Fv (0,85), variabilní velikosti, ležící v pokračování nepravidelného trailu.

Tab. 4. Shrnutí mikrotermometrických dat ze vzorku JF-2b

Vzorek	Úlomek	Složení	Typ	Tf (°C)	Ti (°C)	Tm-ice (°C) Rozsah	Tm-ice(°C) průměr	Th (°C) Rozsah	Th (°C) Průměr	N
JF-2b	1	H ₂ O	PS	-75	-11,4	-2,5 až -3	-2,8	205 až 247,3	237	10
JF-2b	2	H ₂ O	PS	-64	-24	-2,6 až -3,2	-2,9	247,4 až 253,9	251,8	10

Vzorek: JF-3-1

Makro: Výbrus je tvořen křemenem. Křemen je čirý a průhledný. Nejsou patrné výrazné stopy deformace. V krystalu jsou přítomny makroskopicky viditelné růstové zóny.

Mikro: Křemen je homogenní, zřídka sektorově. Primární fluidní inkluze jsou soustředěny na okraji. Mají konstantní stupeň zaplnění, kolem cca 0,85-0,90. Tvar inkluzí je oválný nebo kulovitý. Sekundární inkluze jsou soustředěny především kolem trailů. Mají variabilní stupeň zaplnění, nejčastěji kolem cca 0,85. Tvar inkluzí je nepravidelný. Inkluze byly vymrazeny do -80°C a během následného zahřívání bylo vidět postupné tání ledu (T_{m-ice}) a to za teplot -2,7 až -3,1°C. Teplota celkové homogenizace (Th_{tot}) byla na kapalinu a pohybovala se od 243 do 245,1°C.

Měřené asociace inkluzí (tab. 5.):

úlomek 1: (H₂O-soli, 2fázové kapalinou bohaté FI), křemen, konstantní stupeň Fv (0,85), nepravidelný a oválný tvar.

Tab. 5. Shrnutí mikrotermometrických dat ze vzorku JF-3-1

Vzorek	Úlomek	Složení	Typ	Tf (°C)	Ti (°C)	Tm-ice (°C) Rozsah	Tm-ice(°C) průměr	Th (°C) rozsah	Th (°C) Průměr	n
JF-3-1	1	H ₂ O	PS	-80	-22,9	-2,7 až -3,2	-3,0	243 až 245,1	244,4	13

Vzorek: JF-3-2

Makro: Výbrus reprezentuje jádro velkého křemenného krystalu. Křemen je čirý a dobře průhledný, porušen četnými mikrotrhlinami. Ve výbruse jsou viditelná albitová zrna, která jsou soustředěna na okraji výbrusu.

Mikro: Inkluze ve většině případu obsahují kapalnou fázi, se stupněm zaplnění 0,90. Vzácně se vyskytují inkluze s převažující plynnou fází, jejichž původ je však nejasný. Byla nalezena i inkluze, která obsahovala jednu pevnou fázi (náhodně zachycená fáze). Fluidní inkluze jsou různě velké, pohybují se od 2 μm do 150 μm . Některé inkluze leží na trailech, jiné jsou rozmístěny náhodně. Fluidní inkluze na trailech i mimo ně mají stejný stupeň zaplnění. Tvar inkluzí je nepravidelný, někdy zaoblený. Většinou jsou dobře pozorovatelné během ohřívání a ochlazování.

Měřené asociace inkluzí (Tab. 6.):

úlolek 1: (H_2O -soli, 2fázové kapalinou bohaté FI), primární inkluze, křemen, konstantní stupeň Fv (0,90), negativní tvar krystalu.

úlolek 2: (H_2O -soli, 2fázové kapalinou bohaté FI), křemen, konstantní stupeň Fv(0,80), nepravidelný tvar.

Tab.6. Shrnutí mikrotermometrických dat ze vzorku JF-3-2

Vzorek	Úlolek	Složení	Typ	Tf (°C)	Ti (°C)	Tm-ice (°C) rozsah	Tm-ice(°C) průměr	Th (°C) rozsah	Th (°C) Průměr	n
JF-3-2	1	H_2O	P	-37	-33	-3,7 až -2,5	-3,1	244,6 až 256,7	252,3	12
JF-3-2	2	H_2O	P	-35	-24	-3,5 až -1,1	-2,7	230,3 až 244,1	234,1	12

Vzorek: JF-2a

Makro: Výbrus tvořen křemenem. Křemen je průhledný a čirý, místy porušen mikrotrhlinami. Ve výbruse jsou dobře viditelné růstové zóny, které se nachází především na okraji výbrusu a v jeho středu.

Mikro: Fluidní inkluze mají konstantní stupeň zaplnění (0,85), tvar i velikost inkluzí je variabilní. Většinou mají nepravidelný až oválný tvar, soustředěny kolem trhlin. Inkluze byly vymrazeny do -75°C.

Měřené asociace inkluzí (tab. 7.):

úlolek 1: (H₂O-soli, 2fázové kapalinou bohaté FI) - skupina FI s homogenním F_v (0.85), variabilní tvar.

Tab. 7. Shrnutí mikrotermometrických dat ze vzorku JF-2a

Vzorek	Úlolek	Složení	Typ	Tf (°C)	Ti (°C)	Tm-ice (°C) Rozsah	Tm-ice(°C) průměr	Th (°C) rozsah	Th (°C) Průměr	n
JF – 2a	1	H ₂ O	PS	-75	-23	-3,1 až -2,7	-2,9	240,9 až 268,1	248	11

Vzorek: JF-6a

Makro: Výbrus je tvořen křemenem. Křemen je poměrně dobře průhledný, čirý a porušen četnými mikrotrhlinami. Křemen je postižen křehkou deformací. Ve výbruse jsou dobře viditelné růstové zóny, kde se vyskytují primární fluidní inkluze.

Mikro: Fluidní inkluze jsou vzácné a jsou soustředěné do nepravidelných ploch, které řídce postupují celým krystalem. Některé mají tvar negativního křemene, jiné jsou oválné. Stupeň zaplnění je cca homogenní, kolem 0,80.

Měřené asociace inkluzí (tab. 8.):

úlolek 1: (H₂O-soli, 2fázové kapalinou bohaté FI) - skupina FI tvaru negativního krystalu křemene, některé mají oválný tvar, s homogenním F_v (0.80), variabilní velikostí.

Tab. 8. Shrnutí mikrotermometrických dat ze vzorku JF-6a

Vzorek	Úlolek	Složení	Typ	Tf (°C)	Ti (°C)	Tm-ice (°C) Rozsah	Tm-ice(°C) průměr	Th (°C) rozsah	Th (°C) Průměr	n
JF – 6a	1	H ₂ O	P	-70	-20	-2,4 až -1,1	-1,5	243,1 až 266,9	247,1	9

Vzorek: JF-6b

Makro: Výbrus je tvořen křemenem. Křemen je čirý a dobře průhledný. Křemen je postižen křehkou deformací a je porušen řadou mikrotrhlinek. Fluidní inkluze jsou hojně rozšířené, soustředěny především kolem růstových zón nebo ve středu výbrusu. Inkluze jsou H₂O typu, ale některé obsahují i

pevnou fází. Primární fluidní inkluze jsou soustředěny v krystalech křemene, sekundární fluidní inkluze se nacházejí na trailech, kde se vyskytují především na okraji výbrusu.

Mikro: Ve středu výbrusu se nachází 3D uspořádaní inkluzí, zde je výskyt fluidních inkluzí největší. Inkluze mají nepravidelný, některé oválný tvar a stupeň zaplnění je homogenní, pohybuje se kolem 0,80. Kolem růstových zón, kde je hojný výskyt sekundárních inkluzí.

Měřené asociace inkluzí (Tab. 9.):

úlolek 1: (H₂O-soli, 2fázové kapalinou bohaté FI) - skupina FI tvaru negativního krystalu křemene, homogenní Fv (0,80), variabilní velikostí, v okolí růstových zón.

úlolek 2: (H₂O-soli, 2fázové kapalinou bohaté FI) - 3D skupina FI tvaru negativního krystalu křemene, některé oválného tvaru - pocházející ze středu výbrusu, homogenním Fv (0,80), variabilní velikosti.

Tab. 9. Shrnutí mikrotermometrických dat ze vzorku JF-6b

Vzorek	Úlolek	Složení	Typ	Tf (°C)	Ti (°C)	Tm-ice (°C) rozsah	Tm-ice(°C) průměr	Th(°C) rozsah	Th (°C) Průměr	n
JF – 6b	1	H ₂ O	PS	-100	-22,7	-3,1 až -2,7	-1,8	232,2 až 46,1	243,1	10
JF – 6b	2	H ₂ O	PS	-100	-26,3	-2,7 až -0,5	-1,15	216 až 241,9	228,3	10

Vzorek: JF-9

Makro: Výbrus je tvořen křemenem, který je čirý a průhledný, místy porušen mikrotrhlinami.

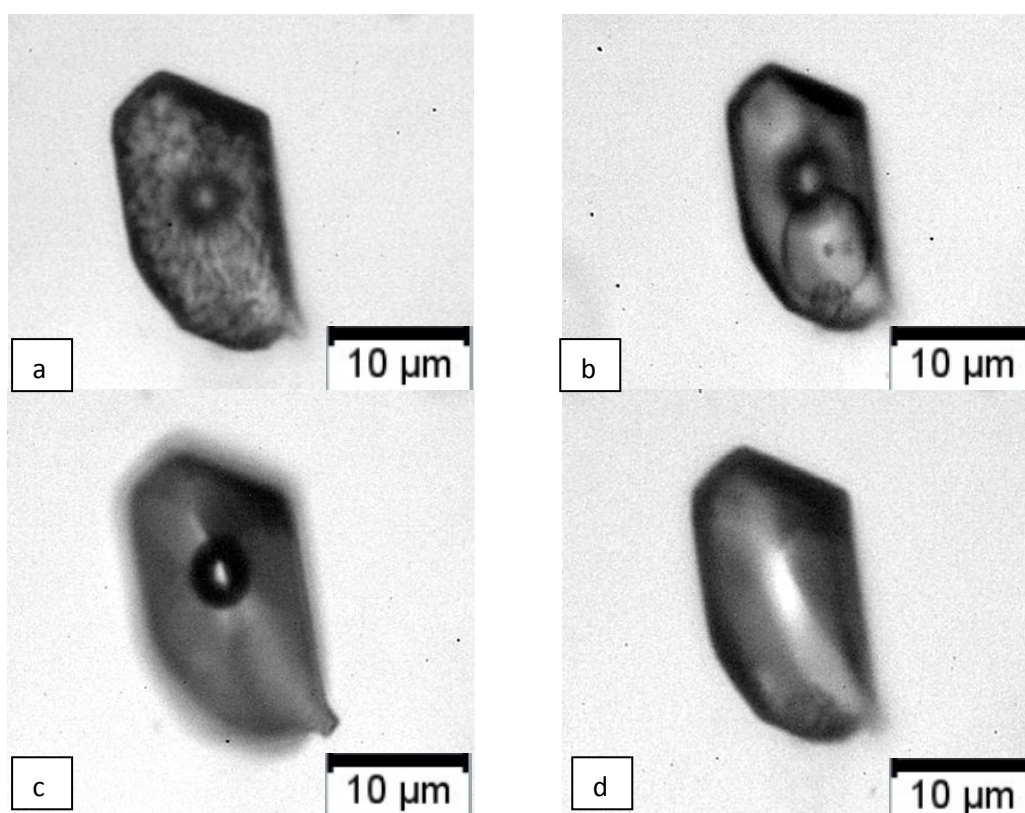
Mikro: Křemen je homogenní i ve zkřížených nikolech. Časté jsou růstové zóny, které jsou rozmístěné po celém výbruse krystalu. Fluidní inkluze jsou hojně rozšířené po celém výbruse. Primární inkluze, jejichž stupeň zaplnění je 0,85, mají oválný tvar. Primární inkluze jsou soustředěny kolem růstové zóny. Sekundární inkluze mají stupeň zaplnění kolem 0,80. Tvar sekundárních inkluzí je nepravidelný.

Měřené asociace inkluzí (Tab. 10.):

úlolek 1: (H₂O-soli, 2fázové kapalinou bohaté FI) - skupina FI variabilního tvaru a velikosti s homogenním Fv (0.80).

Tab. 10. Shrnutí mikrotermometrických dat ze vzorku JF-9

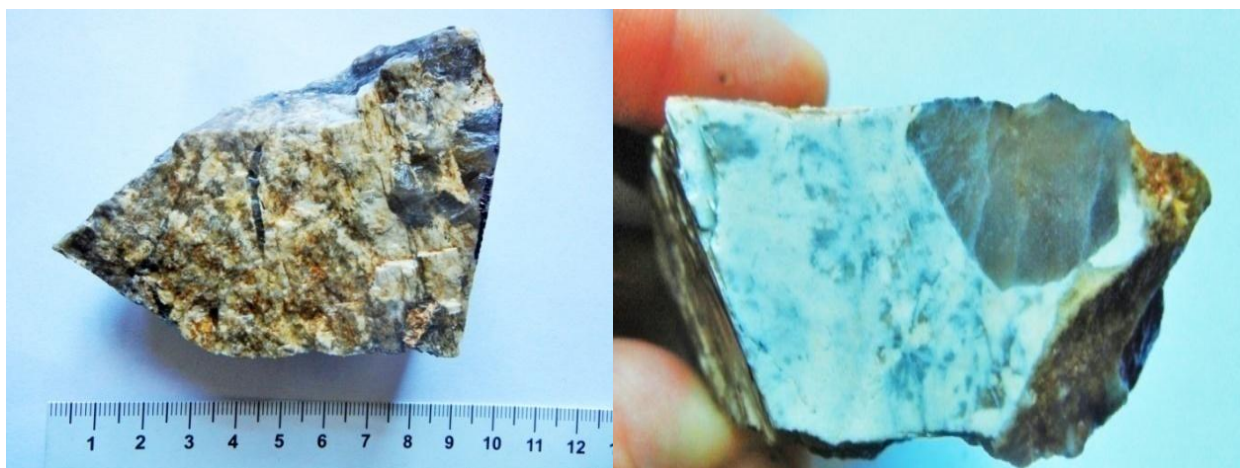
Vzorek	Úlomek	Složení	Typ	Tf (°C)	Ti (°C)	Tm-ice (°C) Rozsah	Tm-ice(°C) průměr	Th (°C) rozsah	Th (°C) Průměr	n
JF-9	1	H ₂ O	PS	-60	-32	-3,2 až -2,7	-3,0	255,3 až 323,9	278,8	10



Obr. 15. Vzorek JF-9 při mikrotermometrickém měření, a) -34°C, b) 3,3°C před roztáním posledního krystalu ledu, c) 200°C před homogenizace, d) 230°C po homogenizaci.

6.2 Vlastějovice

Ke studiu byl použit pouze jeden, avšak anomální vzorek, který na rozdíl od vzorků studovaných Ackermanem v roce 2007, obsahoval velké množství pevných fází v inkluzích a dále se lišil tím, že plynná fáze v těchto inkluzích neobsahovala CO_2 . Kapalná i plynná fáze těchto inkluzí je tvořena pouze H_2O . Ve vzorku bylo možné dobře odlišit od sebe primární inkluze a inkluze na trailech. Velikost inkluzí všech typů se pohybovala okolo 10–25 μm a stupeň zaplnění byl v rozmezí 0,70-0,95.



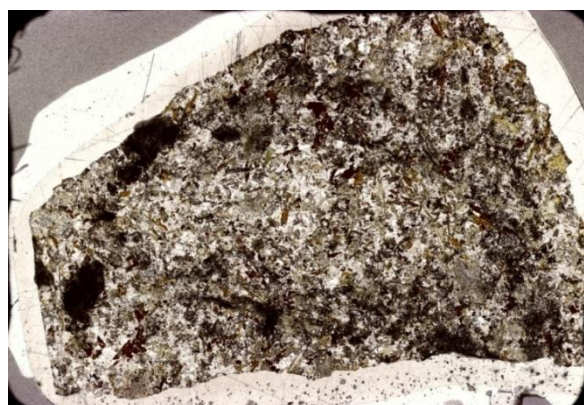
Obr. 16 Makroskopické fotky vzorků z Vlastějovic.

6.2.1 Petrografický popis studovaného vzorku

Vzorek: Vl-14

Makro: Studovaný vzorek představuje masivní hyoautomorfní křemen (Obr. 17), který narůstá na agregát K-živce s písničkovou texturou (srůsty K-živce a křemene).

Mikro: Výbrus je tvořen z 60% čirým homogenním křemen. Křemen je čirý, průhledný a zháší sektorově. V krystalu jsou též dobře patrné růstové zóny a četné mikrotrhliny. V akcesorickém množství je zastoupen rutil a turmalín. Křemen je homogenní. Ve výbruse je hojný výskyt inkluzí s pevnými fázemi. Stupeň zaplnění se pohybuje mezi 0,70–0,95. Inkluze mají nepravidelné tvary, některé jsou oválné.

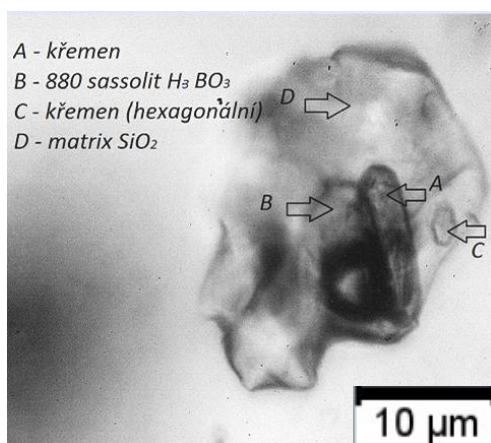


Obr. 17. Naskenovaný vzorek z Vlastějovic.

Tab.11. Shrnutí mikrotermometrických dat ze vzorku VL-14

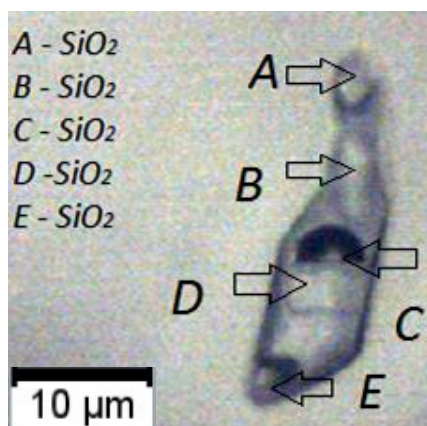
Vzorek	Úlomek	Složení	Typ	Tf (°C)	Ti (°C)	Tm-ice (°C) Rozsah	Tm-ice(°C) průměr	Th (°C) 1. fáze	Th (°C) 2. fáze	n
VL-14	1	H ₂ O	PS	-100	-39	-5 až -3	-4,0	50 až 70	150 až 160	6

Úlomek č. 20 byl vymražen do -100°C, při teplotě kolem -30°C nastalo první tání. Poslední tání krystalu ledu bylo při teplotě -5°C. Při teplotě kolem 40°C se začíná měnit tvar pevné čiré fáze a při dosažení teploty 65°C tato fáze roztála. Při teplotě 170°C došlo k homogenizaci kapalně a plynně fáze na kapalinu. Nad teplotou přes 230°C se inkluze více porušovaly a objevovaly se různé teploty tání pevných fází až do 300°C.



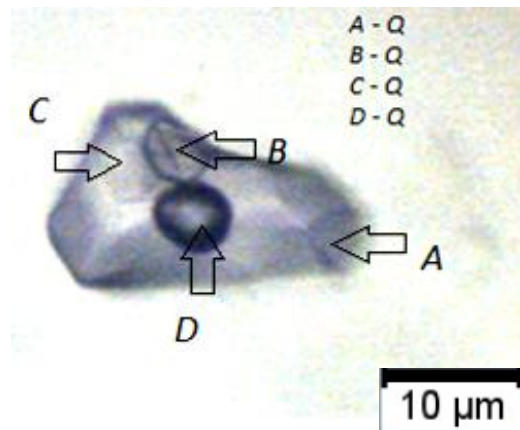
Obr. 18. Předběžná identifikace pevných fází v úlomku č. 20.

Úlomek č. 14 při teplotě kolem -40°C bylo patrné první tání. Při teplotě -4°C došlo k tání posledního krystalu ledu. Při teplotě 87°C zmizela čirá pevná fáze. Při dalším postupném zahřívání došlo ke zmizení další pevné fáze, kolem teploty 207°C. Při dalším zahřívání se inkluze začaly porušovat.



Obr. 19. Předběžná identifikace pevných fází v úlomku č. 14.

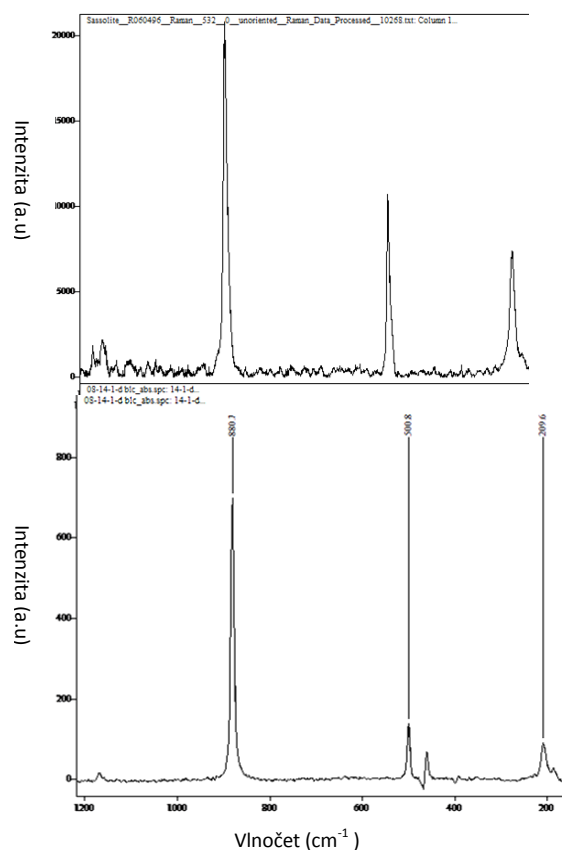
Úlomek č. 19 byl vymražen do -110°C . Při teplotě -39°C vykristalizovaly hydráty solí. Při teplotě -23°C došlo k prvnímu tání ledu. K poslednímu tání krystalu ledu došlo za teploty -5°C . K roztání pevné fáze došlo v rozsahu teplot $50\text{--}70^{\circ}\text{C}$. Druhá fáze roztála při teplotě 150°C . K homogenizaci kapalně a plynné fáze došlo za teploty 163°C . V inkluzi dále zůstaly jen tmavé jehlice neznámé fáze a nepravidelné oválné pevné fáze (patrně křemen). Při zpětném ochlazení na pokojovou teplotu obvykle nedošlo k nukleaci fází, které roztály během homogenizace.



Obr. 20. Předběžná identifikace pevných fází v úlomku č. 19.

6.2.2 Vlastějovice – identifikace pevných fází v inkluzích pomocí Ramanovy mikrospektroskopie

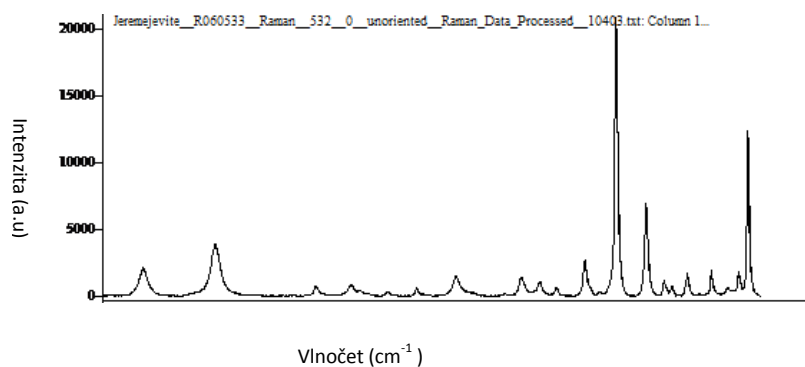
Pro bližší identifikaci pevných fází byla použita Ramanova spektroskopie. Zcela jednoznačně byl identifikován minerál sassolit (H_3BO_3) a to jak dle pozice hlavního píku 880 cm^{-1} , tak všech píků vedlejších ($501, 210\text{ cm}^{-1}$). Sassolit je trojklonný minerál kyseliny borité, který obecně patří mezi vzácnější minerály, ale ve fluidních inkluzích bývá identifikován jako nejčastější dceřiná fáze obsahující bór. Tato fáze je přítomna ve všech inkluzích. Překvapující je, že je často zastoupena více než jedním zrnem/krystalem.



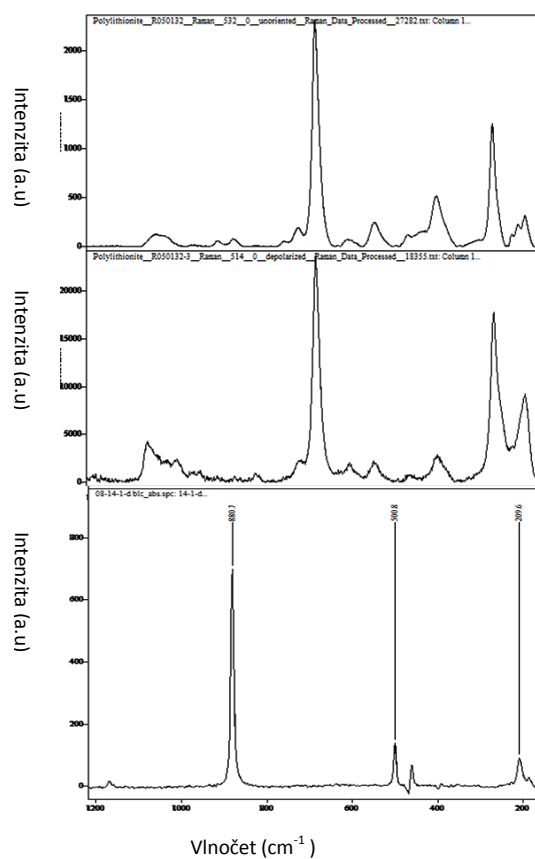
Obr. 21. Ramanovské spektrum pro sassolit.

Identifikace ostatních spekter/fází je problematictější. Změřená spektra se nepodařilo jednoznačně přiřadit ke konkrétní fázi. Fáze, která se nerozpustila a byla přítomna jen v několika inkluzích, a která vykazuje výrazné píky při cca 714 a 282 cm^{-1} by mohla odpovídat Li-slíďe (polyolithinit či trilithionit). Fáze, která je méně častá než sassolit, ale častější než polyolithionit, je asi nejvíce problematická. Jeden z jejích hlavních píků (ca 448 cm^{-1}) koinciduje s hlavním píkem křemene (cca 465 cm^{-1}). Méně významné píky leží při $279, 256$ a 170 cm^{-1} . Jejich spektrum je částečně podobné spektrům nordenskioldinu (CaSnB_2O_6), hematophanitu ($\text{Pb}_4\text{Fe}_3\text{O}_8\text{Cl}$), či bystritu ($(\text{Na},\text{K},\text{Ca})_8(\text{Si}_6\text{Al}_6)\text{O}_{24}\text{S}_{1.5}\cdot\text{H}_2\text{O}$). Vzhledem k původu studovaného vzorku (Li-pegmatit), přítomnost nordenskioldinu je možná. Poslední z analyzovaných fází s výrazným píkem při 371 cm^{-1} má spektrum podobné fázím: arsenolit (As_2O_3), jeremejevit ($\text{Al}_6\text{B}_5\text{O}_{15}(\text{F},\text{OH})_3$) či fluoroelbait $\text{Na}(\text{Li}_{1.5}\text{Al}_{1.5})\text{Al}_6(\text{Si}_6\text{O}_{18})(\text{BO}_3)_3(\text{OH})_3\text{F}$.

V žádném případě však shoda není dokonalá, což může být ovlivněno jak vlivem matrice (křemen či sousední fáze), tak zejména malou velikostí studované fáze.



Obr. 22. Ramanovské spektrum pro jeremejevite.



Obr. 23. Ramanovské spektrum, pík 713,9 pro Li – sílu polythionite.

7. DISKUZE

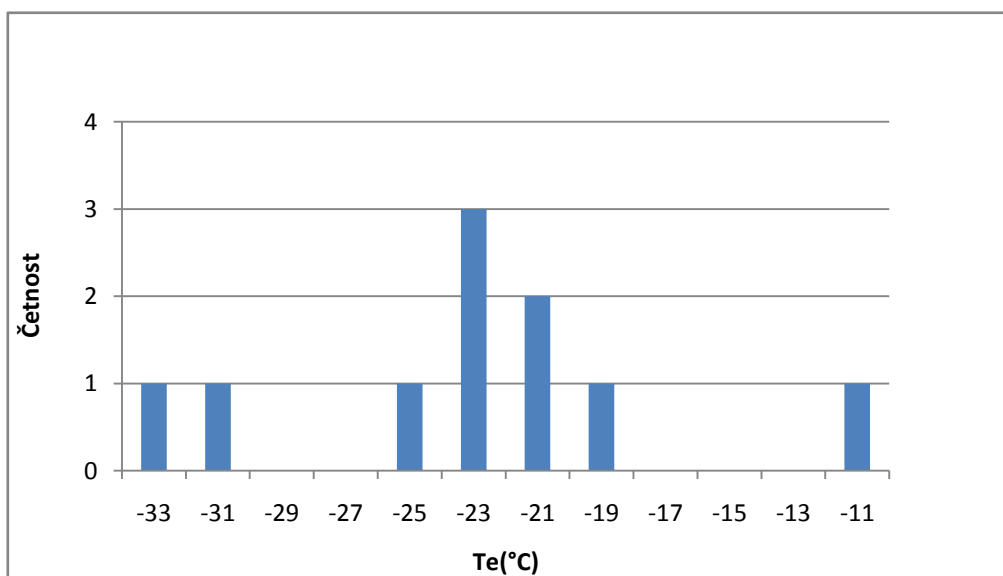
7.1 Vepice – shrnutí mikrotermometrie

Celkem bylo naměřeno 8 vzorků krystalů křemene pocházejících z lokality Vepice. Většina studovaných inkluzí představuje pseudosekundární inkluze, primární inkluze byly však rovněž pozorovány. Ve všech případech inkluze obsahují pouze vodný roztok (H_2O –solí), v několika málo případech byly pozorovány i pevné fáze neznámého složení (asi náhodně zachycené).

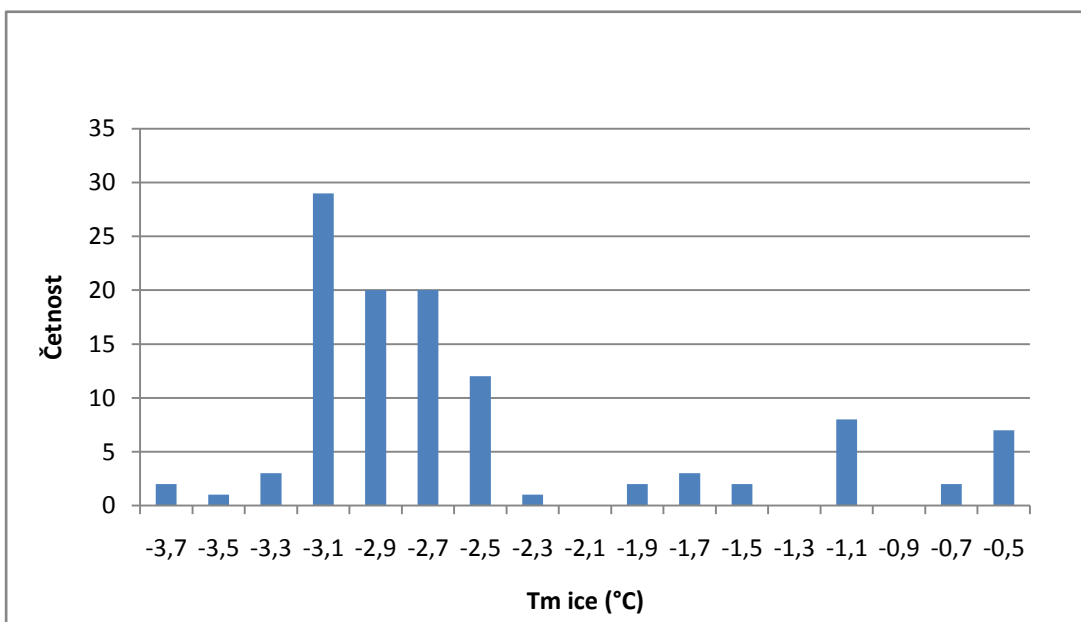
V rámci kryometrie byly vzorky vymrazeny do -100°C a následně postupně zahřívány. Teploty iniciálního tání (T_i) se pohybovaly v rozmezí od -33°C do $-11,4^\circ\text{C}$ (obr. 24.). V některých případech nebylo tuto teplotu možné přesně stanovit. Porovnáním naměřených teplot s experimentálními hodnotami (např. Borisenko, 1977) můžeme předpokládat za přítomnost solí typu NaCl bez spoluúčasti solí typu LiCl, CaCl_2 , MgCl_2 , FeCl_2 , FeCl_3 .

Naměřené teploty tání posledního krystalu ledu ($T_m\text{-ice}$) byly v rozmezí $-0,5^\circ\text{C}$ až $-3,7^\circ\text{C}$, nejčastěji se však pohybovaly od $-3,1$ do $-2,5^\circ\text{C}$ (obr. 25).

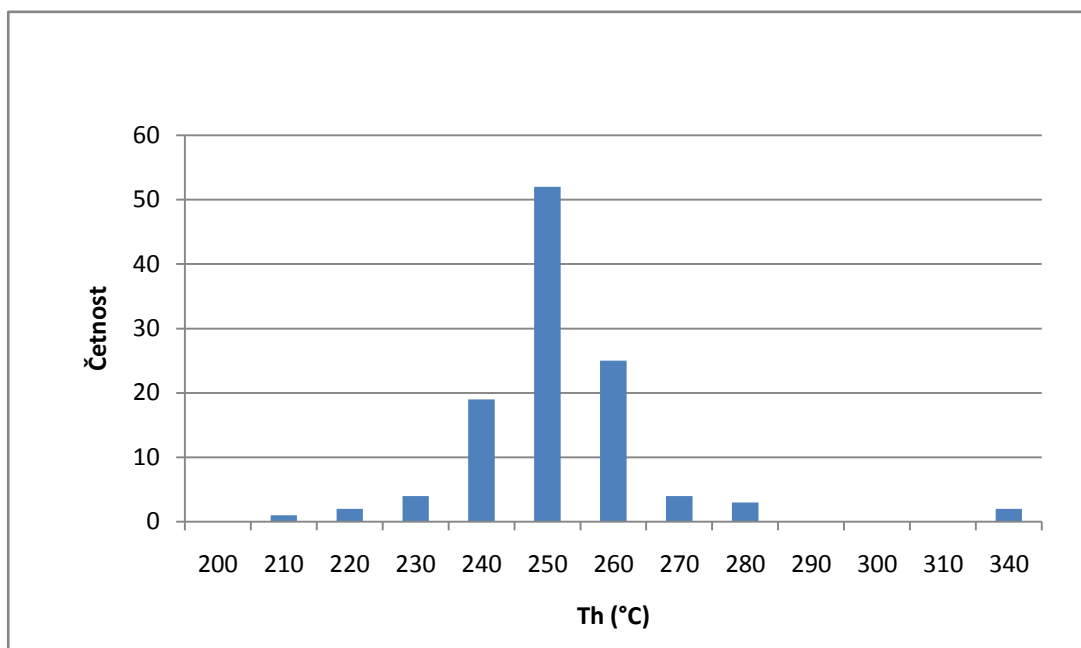
Naměřené teploty homogenizace se pohybovaly v rozpětí od 205 do 335°C (obr. 26.). Nejčastěji inkluze homogenizovaly za teplot 240 až 260°C . Všechny inkluze homogenizovaly na kapalnou fázi.



Obr. 24. Četnost teplot iniciálního tání (T_i). Většina naměřených hodnot je blízká eutektické teplotě systému H_2O -NaCl.

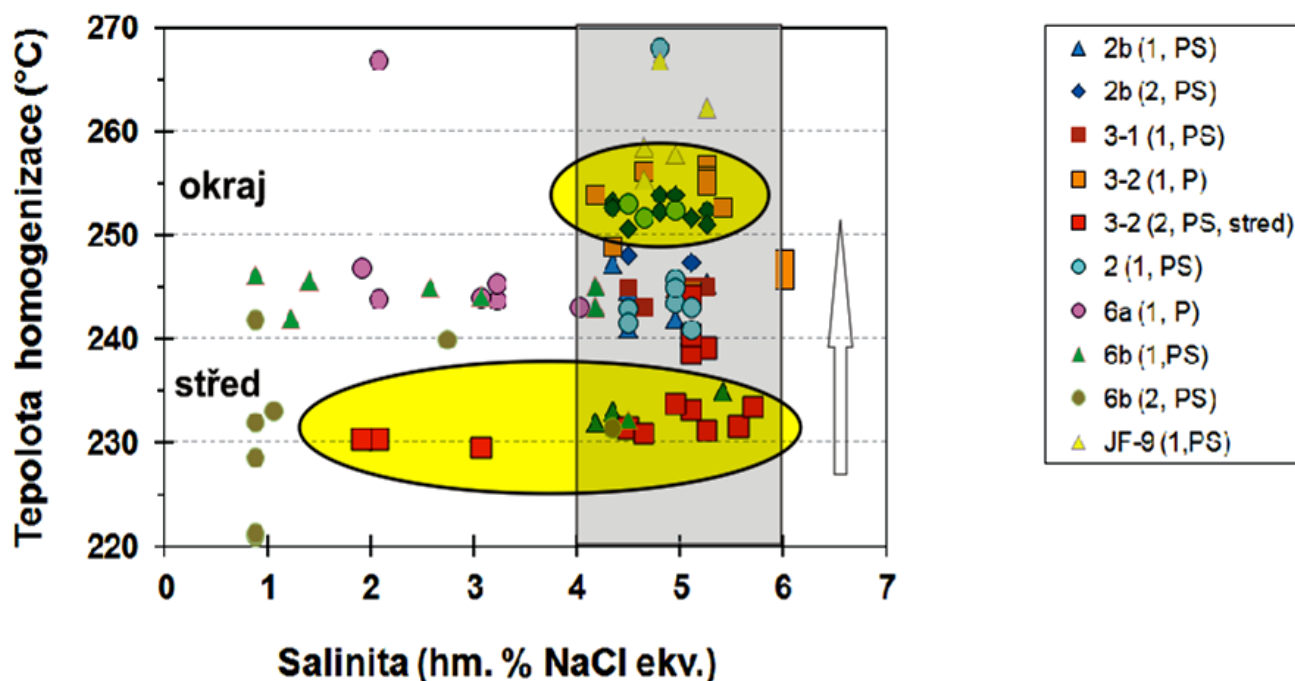


Obr. 25. Četnost měření teplot tání posledního krystalu ledu



Obr. 26. Četnost měření teplot homogenizace

Hodnoty T_m -ice indikují salinitu v rozmezí od přibližně 1 do 6 hm. % $\text{NaCl}_{\text{ekv.}}$, přičemž nejvíc inkluzí vykazuje salinitu v rozpětí 4–6 hm. % $\text{NaCl}_{\text{ekv.}}$ (Obr. 27). Inkluze s nízkou salinitou ($< \sim 3$ hm. % $\text{NaCl}_{\text{ekv.}}$) byly zjištěny pouze v jednom vzorku (JF-6) a vždy ve středu krystalu. Ve většině ostatních vzorků je salinita inkluzí v rozmezí 4–6 hm.% $\text{NaCl}_{\text{ekv.}}$. A rozdíl v salinitě mezi středem a okrajem vzorku není patrný.

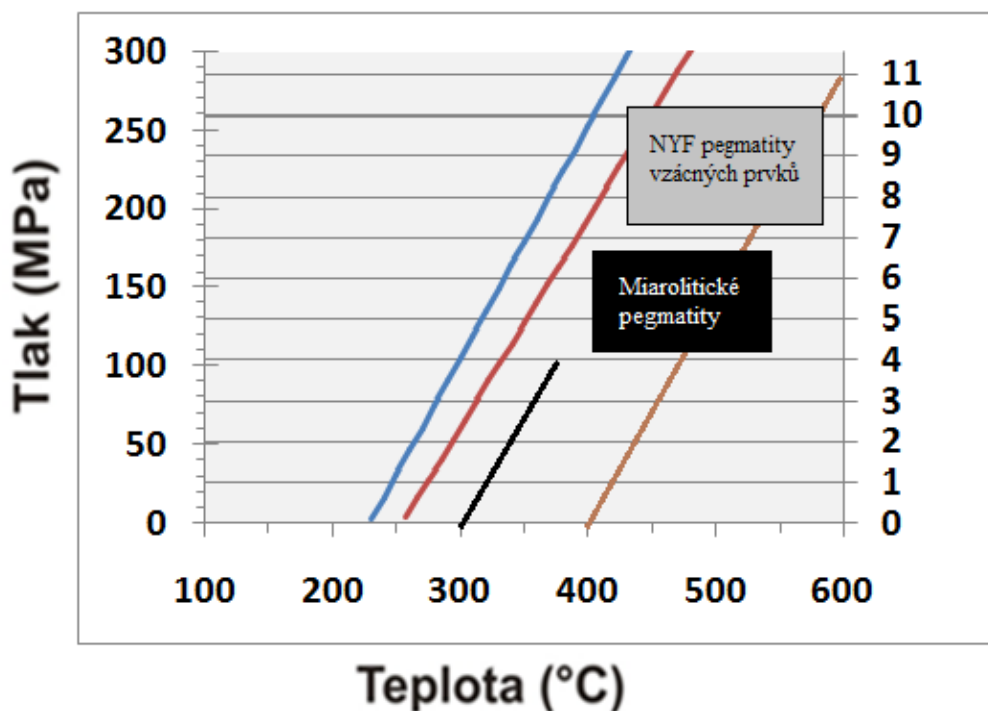


Obr. 27. Graf salinity

7.1.2 Vepice - podmínky vzniku studovaných křemenů

Pegmatit ve Vepicích, z hlediska minerálního složení, spadá mezi komplexní Y-REE-Nb-Ta-Ti pegmatity. V České republice jsou podobné minerální asociace omezeny na písčité granitické pegmatity a na pegmatity alkalických hornin, nebo na vysoce frakcionované granity, či na níže temperované žíly alpského typu. Přítomnost Y+REE minerálů a zřejmě genetický vztah k hostitelskému durbachitovému tělesu indikuje zařazení vepického pegmatitu do NYF skupiny vzácnoprvkových pegmatitů, popř. i do mikrolitických pegmatitů s NYF signaturou (Škoda, 2004). Oproti typickým NYF pegmatitům se Vepice odlišují přítomností minerálů ze skupiny pyrochloru, samarskitu a euxenitu (ferrit). Pegmatit ve Vepicích lze srovnat s pegmatity v oblasti Topsham, Maine, USA (Hanson et al. 1998).

Ze studia fluidních inkluzí se podařilo pro jednotlivé populace inkluzí vypočítat izochory a odhadnout možné PT podmínky zachycení těchto inkluzí. Z naměřených dat vyplývá že, inkluze, které se nacházely na okraji křemenného krystalu (tj. vnější růstové zóny) mají teplotu homogenizace v rozmezí 250-260°C, naopak inkluze pocházející ze středu studovaného krystalu (tj. vnitřní růstové zóny) vykazují nižší teplotu homogenizace - kolem 230°C. Pokud by krystaly křemene vznikaly ve stejné hloubce a za podmínek stabilního tlaku fluid, pak by při růstu krystalů docházelo ke vzrůstu teploty o 20 až 30 °C ve směru od jádra k okraji krystalů. Pokud naopak přijmeme hypotézu více či méně konstantní teploty během růstu krystalů, pak by jádra krystalů vznikala za vyšších tlaků a okrajové zóny za tlaků nižších. Skutečná teplota vzniku krystalů křemene není známa. Na základě studia fluidních inkluzí můžeme prohlásit, že tato teplota je určitě vyšší než cca 300°C (zanedbáváme ojedinělé měření okolo 340°C). Za teploty 300°C, by obě asociace inkluzí (krystaly křemene) vznikaly za tlaků cca 100-50 MPa. Tedy tlaků, které jsou výrazně nižší, než obvyklé podmínky vzniku miarolitických a vzácnoprvkových pegmatitů. Pokud by se tlakové podmínky vzniku krystalů křemene měly co nejvíce blížit podmínkám vzniku většiny výše uvedených pegmatitů, pak by jejich skutečná teplota vzniku byla blízko 400°C. Takovéto podmínky jsou velmi pravděpodobné pro hydrotermální stádium navazující na magmatickou krystalizaci mateřského pegmatitu (cca 550-500°C; obecný úzus), který obsahuje miarolitické dutiny s krystaly křemene a albitu. Z hlediska PT podmínek, nelze studované vzorky použít ke vlastní genetické klasifikaci pegmatitu (pegmatity vzácných prvků versus miarolitické pegmatity).



Obr. 28. Vypočítané izochory pro reprezentativní asociace fluidních inkluzí vzorků z Vepic. Na pravé straně grafu je uvedena hypotetická hloubka v km (za předpokladu litostatického tlaku).

7.2 Vlastějovice – shrnutí mikrotermometrie

Většina studovaných inkluzí představovala pseudosekundární inkluze. Všechny inkluze obsahovaly pouze vodný roztok (H_2O -soli) a mnoho pevných fází za pokojové teploty. Celkem byly mikrotermometricky studovány 3 úlomky pocházející ze vzorku VL-14.

V rámci kryometrie byly úlomky vymrazeny do $-100^\circ C$. Při teplotě kolem $-40^\circ C$ došlo k vymrznutí inkluzí. Teplota iniciálního tání (T_i) se pohybovala v rozmezí -40 až $-38^\circ C$. V jednom úlomku bylo pozorováno při teplotě $-39^\circ C$ vykrytalizování hydrátů solí. Naměřené teploty tání posledního krystalu ledu (T_{m-ice}) byly v rozmezí -5 až $-3^\circ C$.

V rámci homogenizace byly úlomky postupně zahřívány. V inkluzích se obvykle nacházelo několik pevných fází, těžko identifikovaných pouze na základě optických vlastností či vzhledu. Většina pevných fází se během zahřívání postupně rozpustila. První fáze homogenizovala při teplotě 40 – $70^\circ C$, druhá fáze homogenizovala při teplotě kolem 150 – $160^\circ C$. Úlomky byly dále zahřívány až do teploty $250^\circ C$, ale inkluze začaly prskat a další zahřívání již bylo zbytečné. Část z pevných fází neroztála a ani nejevila náznaky tání (např. zmenšování velikosti) až do cca $300^\circ C$.

Fáze, která tála v rozmezí 30 – $70^\circ C$, byla díky mikroRamanově spektroskopii identifikována jako sassolit. Přítomnost sassolitu v primárních inkluzích v Li – pegmatitech indikuje zvýšenou koncentraci boru v pegmatitické tavenině. Koncentrace H_3BO_3 ve fluidních inkluzích lze odhadnout v rozmezí od 6 do 12 hm.%. Zjištěné hodnoty jsou mírně vyšší, než hodnoty uváděné Ackermanem (2007; 7-9 hm %). Identifikace ostatních pevných fází ze studovaného vzorku je problematická a neexistuje pro ně experimentální kalibrace mezi obsahem B (Li) a teplotou jejich tání.

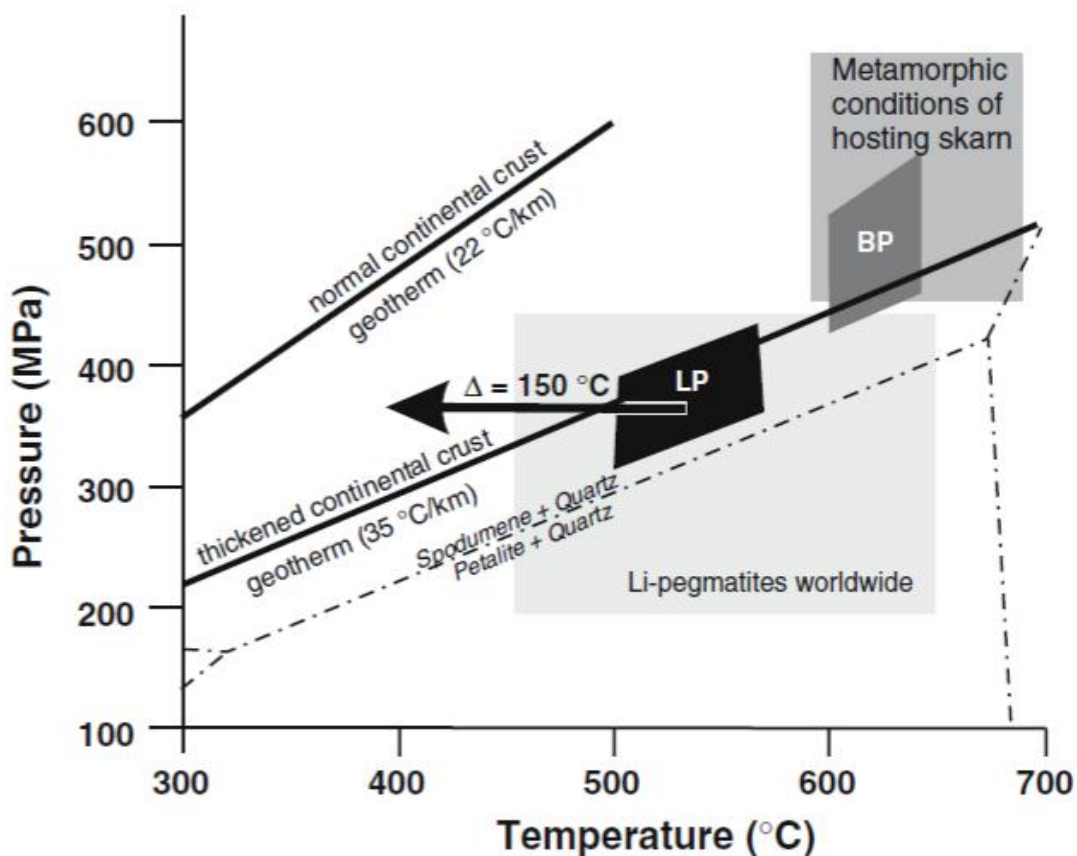
7.2.1 Vlastějovice - podmínky vzniku studovaných křemenů

Ve Vlastějovicích se nacházejí primárně-sekundární a sekundární FI. Primitivní pegmatity mají fluida o složení H_2O - CO_2 u Li-pegmatitů byly navíc přítomny N_2 a H_3BO_3 , které jsou uloženy ve specifickém prostředí Fe- bohatých skarnech.

Vlastějovice jsou jednou z mála lokalit v moldanubiku (Českém masivu), kde bylo k určení PT podmínek vzniku granitických pegmatitů použito studium fluidních inkluzí. Ackerman (2007) na lokalitě odlišil primitivní a Li-bohaté pegmatity. Obě skupiny se vedle mineralogického složení liší i uvažovanými PT podmínkami vzniku: 600 – $640^\circ C$ a 420 – 580 MPa pro primitivní pegmatity a 500 – $570^\circ C$ a 310 – 430 MPa pro Li-pegmatity. Li pegmatity se odlišují od primitivních pegmatitů přítomností minerálů s borem (turmalíny, datolit, danburit), ale také i přítomností sassolitu (H_3BO_3) jako dceřiné fáze ve fluidních inkluzích H_2O - CO_2 - $NaCl$ typu. Inkluze H_2O - $NaCl$ typu studované Ackermanem sassolit neobsahovaly.

Inkluze studované v této práci naopak popisují přítomnost sassolitu jako dceřiné fáze v čistě vodných inkluzích beze stop CO_2 (potvrzeno absencí CO_2 píků v Ramanově spektru plynné fáze těchto inkluzí). Vyšší teplota tání sassolitu dále indikuje i vyšší koncentrace H_3BO_3 v těchto inkluzích. Zdá se tedy, že obsah H_3BO_3 ve fluidní fázi spjaté s vývojem Li-pegmatitů roste v čase, tj. od starších $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ fluid k mladším H_2O roztokům.

Ve Vlastějovicích se nacházejí primárně-sekundární a sekundární FI. Primitivní pegmatity mají fluida o složení $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ u Li-pegmatitů byly navíc přítomny N_2 a H_3BO_3 , které jsou uloženy ve specifickém prostředí Fe-bohatých skarnech.



Obr. 29. Možné krystalizační podmínky vzniku primitivních (BP) a lithných (LP) pegmatitů ve Vlastějovicích. Teplotní gradient mezi pegmatity a hostitelskou horninou (skarn) je označen tlustou vodorovnou šipkou. (převzato z Ackerman, 2007).

7.3 Klasifikace studovaných lokalit

VEPICE

Lokalitu Vepice popsal Škoda et al. (2004), kdy bylo v lomu objeveno čočkovité těleso. Pegmatity mají křemenné jádro a dutiny jsou vyplněné krystaly záhněd. V akcesorickém množství se zde nacházejí minerály např. albit, kalcit, zeolity a další. Od ostatních pegmatitů se vepický odlišuje

přítomnosti Y+REE-Nb-Ta-Ti-oxidů (např. samarskit, fersmit a další). Dominance Y nad REE a přítomnost samarskitu zařazuje tento pegmatit do skupiny NYF pegmatitů, příp. do skupiny mikrolitických pegmatitů s NYF signaturou.

VLASTĚJOVICE

Lithný pegmatit ve Vlastějovicích byl nalezen v roce 1984, jeho minerály byly později podrobněji studovány (např. Povondra a kol 1985, Novák a Hyršl 1992, Novák a Povondra 1995, Selway 1999, Novák 2000, Ackerman a kol 2007). Pegmatit má ostrý kontakt vůči okolnímu skarnu. Nejvíce objemově zastoupená byla hrubozrnná jednotka, méně granitická jednotka, blokové K-živce a dutiny. Hrubozrnná jednotka zahrnovala dominantní K-živec a křemen, dále albit a černý turmalín, akcesorický biotit, růžový turmalín, fluorit, magnetit a manganocolumbit (Novák a Hyršl 1992). Lithný pegmatit objevený ve Vlastějovicích nelze s ničím srovnávat. V žádné jiné lokalitě nebyl proveden výzkum, který by byl primárně postaven na studiu fluidních inkluzích.

8. ZÁVĚR

Tato diplomová práce byla zaměřena na optické a mikrotermometrickém studium fluidních inkluzí v křemenu ve vybraných pegmatitech z oblasti moldanubika.

Křemenné krystaly z dutin pegmatitových čoček z Vepic obsahují pouze vodný roztok (H_2O -soli), patrně s dominancí NaCl (dle teplot iniciálního tání blízkých teplotě eutektika systému H_2O -NaCl). Salinita studovaných inkluzí se pohybuje nejčastěji v rozmezí 4–6 hm.% $NaCl_{ekv}$, vzácně i méně. Inkluze homogenizovaly vždy na kapalnou fázi. Inkluze z vnitřní růstové zóny mají teplotu homogenizace nižší ($\sim 230^\circ C$) než inkluze z okraje krystalů (250 – $260^\circ C$).

Ze studia fluidních inkluzí lze předpokládat teplotu a tlak při vzniku krystalů křemene alespoň $300^\circ C$ a 50–100 MPa. Ne však více než $400^\circ C$ a 200–260 MPa. Vzhledem k nejistotě ve skutečné teplotě krystalizace křemene, nelze PT podmínky odvozené ze studia fluidních inkluzí použít ke genetické klasifikaci pegmatitů.

Studovaný vzorek lithného pegmatitu z Vlastějovic obsahoval většinou jen pseudosekundární inkluze vodného typu (H_2O -soli), avšak s mnoha pevnými fázemi. Pomocí mikrotermometrického měření bylo zjištěno, že inkluze obsahují minimálně 2 odlišné fáze, které vykazují různé teploty tání. První fáze tála mezi 40 – $70^\circ C$ a odpovídá sassolitu. Druhá fáze homogenizovala za teplot vyšších (160 – $170^\circ C$). Na základě Ramanovy spektroskopie, byla jednoznačně potvrzena přítomnost sassolitu. Identifikace dalších fází byla obtížnější, nejspíše se jedná o fáze typu: Li-slídy (polylithionit ?), jeremejevit a nordenskiöldin. Nově byla na této lokalitě prokázána přítomnost B-bohatých vodných roztoků bez stop CO_2 .

9.LITERATURA

- Ackerman L. (2004): *Pegmatity ve Vlastějovicích*, Diplomová práce, PřF UK Praha, 142 stran.
- Ackerman L. (2005): *Magmatic vs. hydrothermal origin of fluorites from Vlastějovice*, Bohemian Masif, Journal of the Czech Geological Society, 50, 1-2, 35 – 41.
- Ackerman L., Pudilová M., Zachariáš J., 2007. *P–T and fluid evolution of barren and lithium pegmatites from Vlastějovice*, Bohemian Massif, Czech Republic. Int J Earth Sci (Geol Rundsch), vol. 96, str. 623-628.
- Bakker R. J. (2003): Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modelling bulk fluid properties. – Chem. Geol., 194, 3–23.
- Benešová Z., Boubertlová L., Ďurišová J., 1969. *Výzkum plynokapalných uzavřenin hydrotermálních minerálů (dílčí zpráva)*, Ústřední ústav geologický, Praha, 105 str.
- Benešová Z., Ďurišová J., 1980. *Plynokapalné uzavřeniny a jejich význam pro geologii*. Výzk. práce Ústř. Geolo., 23, Praha, 80 str.
- Bodnar R.J. (1993): *Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions*. – Geochim. Cosmochim. Acta., 57, 683 – 684.
- Benešová Z., Boubertlová L., Ďurišová J., 1969. *Výzkum plynokapalných uzavřenin hydrotermálních minerálů (dílčí zpráva)*, Ústřední ústav geologický, Praha, 105 str.
- Benešová Z., Ďurišová J., 1980. *Plynokapalné uzavřeniny a jejich význam pro geologii*. Výzk. práce Ústř. Geolo., 23, Praha, 80 str.
- Borisenko A. S. (1977): *Izučeniye solevogo sostava rastvorov gazovožidkích vključenij v mineralach metodom kriometrii*. Gologija i Geofizika 8: 16-27. Novosibirsk.
- Čech, F. (1985): *Mineralogie žulových pegmatitů české části Českého Masívu*, Doktorská rigorózní práce, PřF UK Praha.
- Černý P. (1991): *Rare-element Granitic Pegmatites*, Geoscience Canada, vol.18, no. 2, 49-81.
- Černý P., Ercit T. S., 2005. *The classification of granitic pegmatites revisited*. The Canadian Mineralogist, vol. 43, str. 2005-2026.
- Diamond L., 2001. *Review of the systematics of CO₂ – H₂ O fluid inclusions*. Lithos 55, str. 69-99.

Fiala J, Fuchs G, Wendt JI (1995): *Stratigraphy (Moldanubian region: Moldanubian zone)*. In: Dallmeyer RD, Franke W, Weber K (eds) *Pre-permian geology of Central and Eastern Europe*, Springer, Berlin Heidelberg New York, pp 417–428.

Hall D.L., Sterner, S.M., Bodnar, R.J., 1988. *Freezing point depression of NaCl–KCl–H₂O solutions*. *Econ. Geol.* 83, 197–202.

Holub F., Cocherie A., Rossi P. (1997): *Radiometric dating of granitic rocks from the Central Bohemian Plutonic Complex (Czech Republic): constraints on the chronology of thermal and tectonic events along the Moldanubian-Barrandian boundary*. - *C. R. Acad. Sci.*, 325, 19-26.

Holub F.V. (2004): *Výsledky srovnávacího studia durbachitických plutonitů Českého masivu, Vogéze a Schwarzwald*. *Zprávy o geo.výzkumech*, 101–102.

Huraiová M., Hurai V., Slobodník M. (2002): *Základy štúdia fluidných inkluzií v mineráloch*. - Vydavateľství MU. Brno.

Chlupáč I., Brzobohatý R., Kovanda J., Stráník Z. (2002): *Geologická minulost České republiky*. Academia. Praha.

Litochleb J., Šrein, V., Černý, P. *Nález železem bohatého sfaleritu ve skarnu na Holém vrchu ve Vlastějovicích u Zruče nad Sázavou*. *Bulletin mineralogicko-petrografického oddělení Národního muzea v Praze*, 1995, roč. 3, s. 237.

London D., 1986. *Magmatic-hydrothermal transition in the Tanco rare-element pegmatite: Evidence from fluid inclusions and phase-equilibrium experiments*. *American Mineralogist*, vol. 71, str. 376-395.

London D. (1992): *The application of experimental petrology to the genesis and crystallization of granitic pegmatites*. – *Can. Mineral.*, 30, 499-519.

London D., 2005. *Granitic pegmatites: an assessment of current concepts and directions for the future*. *Lithos*, vol. 80, str. 281-303.

London D. (2008): *Pegmatites*. – *Can Mineral, Special Publication 10*, 347 s.

Macků P., Závodský, J., Brychta, B. *Zajímavé nálezy Sb okru a berthieritu ze skarnu ve Vlastějovicích*. *Minerál*, 1995, roč. 3, č. 6, s. 412.

- Medaris G., Wang H., Jelínek E., Mihaljevič M., Jakeš P. (2005): *Characteristics and origins of diverse Variscan peridotites in the Gföhl nappe, Bohemian Massif, Czech Republic.* – Lithos, 82, 1–23.
- Navrátilová P. (2009): *Mikrotermometrické studium fluidních inkluzí v křišťálových křemenech z oblasti Alp.* Masarykova univerzita, Přírodovědecká fakulta. Brno.
- Novák M., Hyršl, J. (1992): *Vlastějovice near Zruč nad Sázavou, pegmatites with fluorite penetrating skarn.* In.: Lepidolite 200, field trip guidebook, Nové Město na Moravě, 33-37.
- Novák M. *Bór obsahující minerály z granitických pegmatitů moldanubika.* Bulletin mineralogicko-petrografického oddělení Národního muzea v Praze, 1995, roč. 3, s. 164-169.
- Owen J.V., Dostal J. (1996): *Prograde metamorphism and decompression of the Gföhl gneiss, Czech Republic.* – Lithos, 38, 259-270.
- Pauliš P. *Skarnové ložisko Vlastějovice u Zruče nad Sázavou.* Minerál, 1996, roč. 4, č. 6, s. 392-398.
- Pořádek P. (2011): *Základní metody studia fluidních inkluzí a přehled výskytů křišťálů ve středních Čechách.* – MS, bakalářská práce - rešeršní část. Přírodovědecká fakulta Masarykovy Univerzity. Brno.
- Potužák M. (1996): *Skarn ve Vlastějovicích na Holém vrchu.* MSc.Thesis, Charles University, Prague.
- Rajlich P., Kříž D.(2009). *Opětovný nález dutinového pegmatitu v Kovářově.* Sborník Jihočeského muzea v Českých Budějovicích. Přírodní vědy, str. 29 -34.
- Shepred T. J. – Rankin A. H. - Alderton D. H. M. (1985): *A practical guide to fluid inclusion studies.*- Blackie & Sons. Glosgow.
- Syka, J. (1990): *Geologické poměry ložiska Vlastějovice,* Diplomová práce, PřF UK Praha.
- Škoda R., Novák M., Černý P. a Černý P. 2004. *Komplexní Nb-Ta-Ti oxidy z pegmatitu ve Vepicích u Milevska, masív Čertova břemene,* Bull.mineral.-petrolog. Odd. Nár. Muz. (Praha) 12, str. 182 – 185.
- Vrána S., Blümel P., Petrakakis K. (1995): *Moldanubian Zone: metamorphic evolution.* - In: Dallmeyer D., Franke W., Weber K. (eds.): *Pre-Permian geology of the central and western Europe.* Springer, Berlin, pp 453–466.
- Zachariáš J.(2000): *Úvod do studia plynokapalných inkluzí.* PřF UK, Praha.

Internetové zdroje

www.geology.cz/

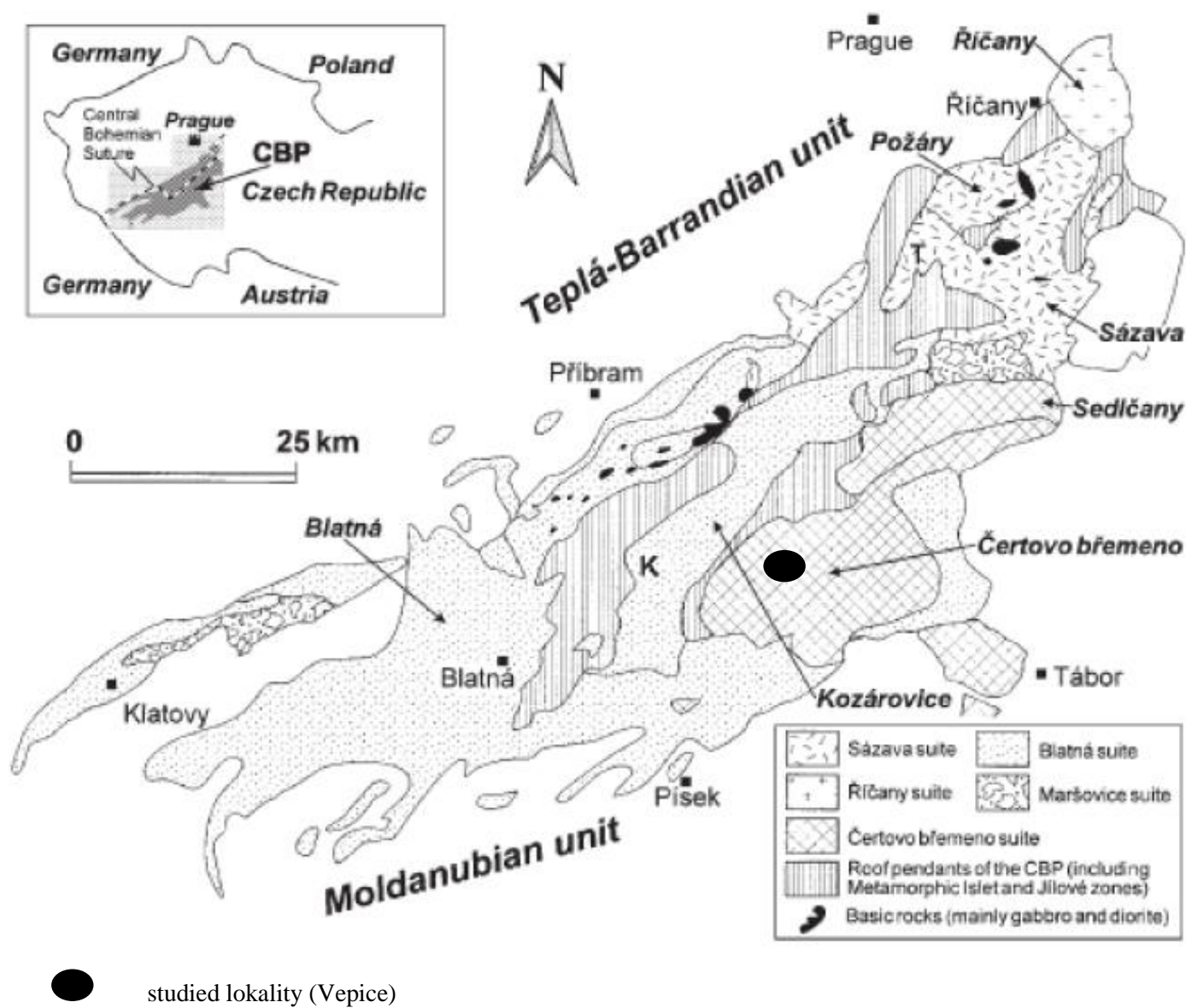
[www.maps.google.cz.](http://www.maps.google.cz)

www.webmineral.com

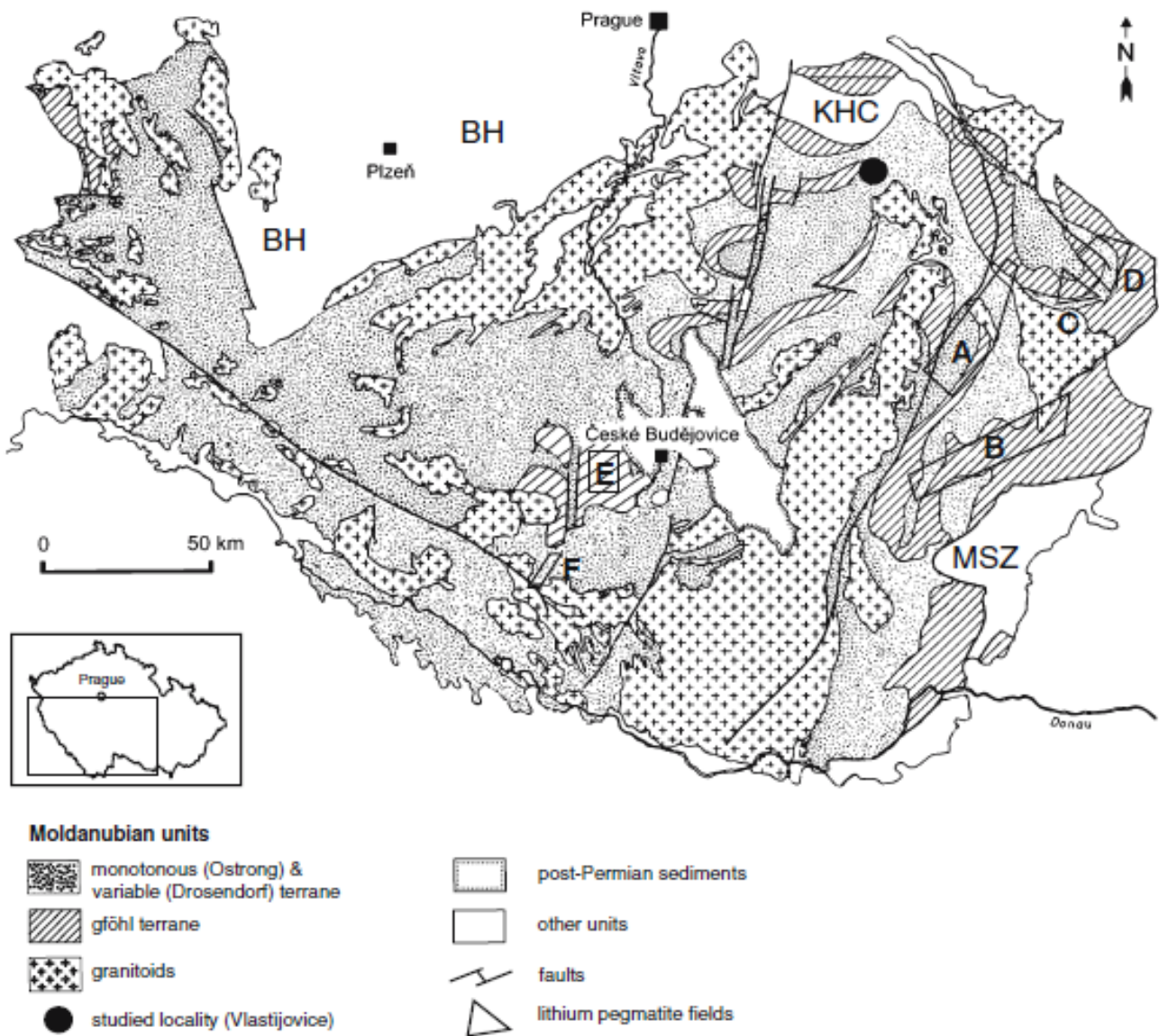
<http://rruff.info/>

Bakker R. J., 2003. BULK, ISOC

PŘÍLOHY



Příloha č. 1 Geologická mapa Moldanubika s vyznačenou studovanou lokalitou Vepice (převzato Chlupáč, 2002).



Příloha č. 2 Geologická mapa Moldanubika s Li – pegmatity a vyznačenou studovanou oblastí Vlastějovice (převzato z Ackerman, 2007).



Příloha č. 3 Lom ve Vepicích.



Příloha č. 4 Lom ve Vlastějovicích (www.geology.cz, Březina, 2009).