

**UNIVERZITA PALACKÉHO V OLMOUCI
PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA
KATEDRA GEOLOGIE**



**Fluidní systémy v kontaktně-
metamorfních skarnech žulovského
masivu a šumperského plutonu**

Bc. Martin Schreier

Environmentální geologie (N1201)

Prezenční studium

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

Olomouc 2016

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem zadanou diplomovou práci vypracoval samostatně pod odborným vedením a použil jsem pouze uvedenou literaturu.

V Olomouci dne 21. dubna 2016

.....

Podpis

Poděkování

Děkuji všem, kteří se jakýmkoliv způsobem podíleli na řešení této práce. Mé poděkování patří především RNDr. Zdeňku Dolníčkovi, Ph.D., a to za odborné vedení, cenné rady a za maximálně vstřícný a trpělivý přístup při řešení problémů. Rád bych poděkoval i Dr. Vlastimilu Maškovi za znovunalezení motivace pro dokončení této práce.

Bibliografická identifikace

Jméno a příjmení autora: Martin Schreier

Název práce: Fluidní systémy v kontaktně-metamorfních skarnech žulovského masivu a šumperského plutonu

Typ práce: diplomová práce

Pracoviště: Katedra geologie PřF UP

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

Rok obhajoby: 2016

Abstrakt:

Tato práce se zabývá fluidními systémy zachycenými v kontaktně metamorfovaných skarnech žulovského masivu (lokality Vycpálkův lom, Boží hora a Borový vrch) a šumperského plutonu (lokality Bludov). Formování grosulárů v kontaktních zónách probíhalo nejméně ve dvou etapách. V první se zachytila fluida s teplotou homogenizace 270–399 °C a salinitou 1,6–7,8 hmot. % NaCl ekv., ve fluidních inkluzích nebyla obsažena pevná fáze. Ve druhé etapě, zahrnující také vesuvian, epidot a křemen, byla zachycena fluida s nižší teplotou homogenizace a salinitou fluid 0,2–12,6 hmot. % NaCl ekv., častá je přítomnost pevné fáze. V epidotu byla zastížena i fluida s vyšší salinitou (15,7 až 20,4 hmot. % NaCl ekv.) související patrně s hlouběji založeným zlomem souvisejícím s chladnutím intruze. V některých fluidních inkluzích byl v plynné fázi zjištěn metan (92,7 mol. %), etan (4,7 mol. %) a sirovodík (2,6 mol. %). Pevnou fázi v inkluzích tvoří vaterit a Mg-bohatý kalcit, vzniklé pozdní rekrystalizací nerozpuštěných reliktních kalcitu. Hodnoty δD fluid, z nichž vznikaly epidoty, rámcově odpovídají míchaní magmatogenních nebo metamorfních vod s vodou meteorického či mořského původu. Ze srovnání s dalšími lokalitami skarnů vyplývá, že parametry inkluzí zjištěné v této práci se rámcově shodují s údaji uváděnými pro píkrovou či retrográdní fázi kontaktní metamorfózy.

Klíčová slova: žulovský masiv, šumperský pluton, taktity, fluidní inkluze, mikrotermometrie, izochory, grosulár, vesuvian, epidot

Počet stran: 81

Počet příloh: 0

Jazyk: Český jazyk

Bibliographical identification

Author's first name and surname: Martin Schreier

Title: Fluid systems in contact-metamorphic skarns of the Žulová massif and Šumperk pluton

Type of thesis: master thesis

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

Supervisor: RNDr. Zdeněk Dolníček, Ph.D.

The year of presentation: 2016

Abstract:

This thesis is focused on the fluid systems occurring in the contact-metamorphic skarns in Žulová massif (localities Vycpálkův lom, Boží hora and Borový vrch) and Šumperk pluton (locality Bludov). We can distinguish at least two stages, in which the grossulars were formed. Fluid inclusions with temperature homogenization from 270 to 399 °C and salinity from 1.6 to 7.8 wt. % NaCl eq. were formed in the first stage; the solid phase was not trapped in the fluid inclusions. Fluid inclusions with lower homogenization temperature and salinity from 0.2 to 12.6 wt. % NaCl eq., hosted also in vesuvianite, epidote and quartz, were formed in the second stage; the solid phase was often trapped in the fluid inclusions. The fluids with higher salinity (from 15.7 to 20.4 wt. % NaCl eq.) can be found in the epidotes as well. These fluids can be associated with deeper faults connected with the cooling of the intrusion. Methane (92.7 mol. %), ethane (4.7 mol. %) and hydrogen sulphide (2.6 mol. %) were detected in vapour phase of some fluid inclusions. The solid phase in the inclusions composed of vaterite and Mg-rich calcite formed most probably during recrystallization of undissolved calcite relics. The δD values of the epidote-forming fluids correspond probably to mixtures of magmatic or metamorphic fluids with meteoric water or seawater. Compared to other skarn localities, the fluid inclusion parameters presented in this thesis follow the data stated for peak or retrograde phases of contact metamorphism.

Key words: Žulová masif, Šumperk pluton, tactite, fluid inclusions, microthermometry, isochores, grossular, vesuvianite, epidote

Number of pages: 81

Number of appendices: 0

Language: Czech

Obsah

| | |
|--|-----------|
| 1. Úvod | 8 |
| 2. Geologická charakteristika zájmové oblasti..... | 8 |
| 2.1 Slezikum..... | 8 |
| Desenská skupina | 9 |
| Keprnická skupina | 9 |
| Velkovrbenská skupina | 10 |
| 2.2 Žulovský masiv | 11 |
| Plášť žulovského masivu | 13 |
| 2.3 Šumperský pluton..... | 13 |
| 2.4 Pegmatity slezika | 15 |
| 3. Skarny | 16 |
| 4. Přehled dosavadních mineralogických poznatků o zájmových lokalitách skarnů v žulovském masivu a šumperském plutonu | 18 |
| 4.1 Vycpálkův lom | 19 |
| 4.2 Boží hora | 20 |
| 4.3 Borový vrch..... | 23 |
| 4.4 Bludov | 25 |
| 5. Metodika práce | 28 |
| 6. Výsledky..... | 30 |
| 6.1 Vycpálkův lom | 30 |
| 6.1.1 Výskyt fluidních inkluzí | 32 |
| 6.1.2 Mikrotermometrie..... | 34 |
| 6.1.3 Ramanova spektroskopie..... | 36 |
| 6.2 Boží hora | 38 |
| 6.2.1 Výskyt fluidních inkluzí | 41 |
| 6.2.2 Mikrotermometrie..... | 43 |
| 6.3 Borový vrch..... | 45 |
| 6.3.1 Výskyt fluidních inkluzí | 46 |
| 6.3.2 Mikrotermometrie..... | 46 |
| 6.4 Bludov | 48 |
| 6.4.1 Výskyt fluidních inkluzí | 49 |
| 6.4.2 Mikrotermometrie..... | 50 |

| | |
|--|-----------|
| 6.5 Izotopy vodíku | 52 |
| 7. Diskuze | 53 |
| 7.1 Složení fluid | 53 |
| 7.1.1 Složení pevné fáze v inkluzích | 55 |
| 7.1.2 Vznik pevné fáze v inkluzích | 57 |
| 7.2 Vývoj fluid | 59 |
| 7.2.1 Vycpávkův lom | 59 |
| 7.2.2 Boží hora | 60 |
| 7.2.3 Borový vrch | 61 |
| 7.2.4 Bludov | 62 |
| 7.3 P–T podmínky vzniku kontaktních minerálů | 63 |
| 7.3.1 Vycpávkův lom | 63 |
| 7.3.2 Boží hora | 64 |
| 7.3.3 Borový vrch | 65 |
| 7.3.4 Bludov | 66 |
| 7.4 Interpretace původu fluid | 67 |
| 7.5 Srovnání s dalšími skarny | 68 |
| 8. Závěr | 72 |
| 9. Literatura | 74 |

1. Úvod

V oblasti silezika se nachází mnoho významných geologických fenoménů, mezi něž patří i vápníkem bohaté kontaktně-metamorfní horniny - taktity. Tyto horniny vznikaly vzájemnou interakcí vystupujícího magmatu a krystalických vápenců. Při vzniku kontaktních hornin hrála významnou roli i fluida. O složení a podrobnější charakteristice fluidních systémů, přítomných v minerálech Ca-skarnů (taktitů), bude pojednávat tato práce, předmětem jejíhož zájmu jsou vybrané lokality v žulovském masivu (Boží hora, Borový vrch, Vycpálkův lom) a v šumperském plutonu (Bludov).

Diplomová práce bude mít za úkol přinést podrobnější petrografické a mikrotermometrické údaje o fluidních inkluzích v granátu, vesuvianu, epidotu a křemenu. Bude provedena petrografická charakteristika přítomných fluidních inkluzí a jejich mikrotermometrie. V případě vhodných systémů bude (ve spolupráci s ÚMTM LF UP) využita i Ramanova spektrometrie. Získaná data budou interpretována směrem ke stanovení chemického složení a event. (v případě vhodných systémů) i P-T podmínek zachycení fluid a porovnána s publikovanými údaji o fluidních inkluzích z taktitů ve světě.

Cílem práce bude charakterizovat „fluidní“ historii daných hornin.

2. Geologická charakteristika zájmové oblasti

2.1 Silezikum

Žulovský masiv i šumperský pluton jsou součástí silezika (obr. 1) moravskoslezské oblasti Českého masivu. Moravskoslezská oblast reprezentuje východní část Českého masivu, k níž patří brunovistulikum, moravikum, silezikum a moravskoslezské paleozoikum. Silezikum buduje podstatnou část Hrubého Jeseníku a při hranicích s Polskem také Vidnavskou pahorkatinu (Chlupáč et al. 2002).

Silezikum je na západě omezeno nýznerovským a ramzovským nasunutím, na východě hraničí s kulmem Nížkého Jeseníku. Jižní hranici tvoří systém zlomů, z nichž nejvýznamnější jsou zlom bušínský a zlomové pásmo Hané. Na severu se silezikum noří pod terciérní a kvartérní formace na jih od oderského hlubinného zlomu (Cháb et al. 2008). Schulmann a Gayer (2000) tektonicky člení silezikum od podloží do nadloží na desenskou, keprnickou a velkovrbenskou skupinu.

Desenská skupina

Kröner et al. (2000) ji označují za tektonicky nejnižší paraautochtonní jednotku silezika, která je rozdělena příčným bělským zlomem směru SZ-JV na dvě dílčí kry (kru Orlíku a kru Pradědu). Devonský obal je tvořen horninami vrbenské skupiny a jejich ekvivalentů. V nadloží této zóny vystupuje keprnická skupina. Jádru desenské jednotky je tvořeno různými typy předdevonských rul, migmatitů a mylonitů s metakonglomeráty (Hanžl et al. 2007). Vrbenská skupina, reprezentující devonský obal, je tvořena mocnými sledy metasedimentů a metavulkanitů, a to především slabě až středně metamorfovanými kvarcity a svory. Jako součásti desenské skupiny jsou také uváděna variská tělesa metamorfovaných vulkanitů a intruzív, a to sobotínský a jesenický amfibolitový masiv. Stáří protolitu desenské ortoruly bylo stanoveno Krönerem et al. (2000) na 570-650 Ma (metoda U-Pb na zirkonech).

Desenské krystalinikum prodělalo předvariskou a variskou polyfázovou metamorfózu. Během předvariské fáze dosáhly desenské pararuly místy až stupně amfibolitové facie (Fediuková et al. 1985). Při následné fázi (variská metamorfóza) se v jižní části desenské skupiny vytvořila směrem od východu k západu teplotní a tlaková zonace zahrnující biotit-chloritovou, chloritoidovou, granátovou a staurolitovou metamorfní zónu (Košuličová a Štípská 2007). Toto rozdělení indikuje nárůst teplot a tlaků v uvedeném směru od 300–350 °C a 200–300 MPa (Cháb et al. 1990) ve východní části, až k cca 600 °C a 500 MPa v části západní (Košuličová a Štípská 2007). Metamorfní izogrady jsou orientované směrem SV–JZ a přetínají litologická rozhraní (Souček 1978). Maluski et al. (1995) předpokládají, že mylonitické ruly desenské skupiny dosáhly hranice uzavírací teploty slíd (350–300 °C) před 310 až 300 mil. lety. Západní okraj desenské skupiny je vlivem podsouvání keprnické skupiny mylonitizován a tvoří skupinu Červenohorského sedla (Schulmann a Gayer 2000). V tektonické kře Pradědu se můžeme setkat s retrográdním typem metamorfózy hornin z rulové zóny do hornin fylitové zóny, zejména chlorit-sericitických břidelic a fylonitů (Řehoř 1998).

Keprnická skupina

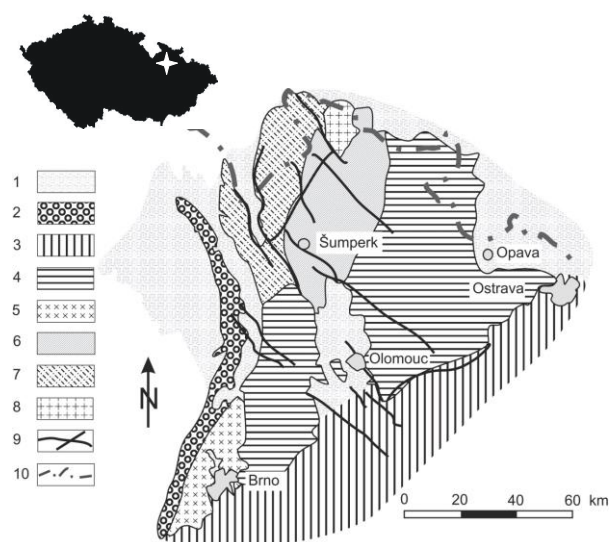
V sileziku je vyvinuta barrovienská metamorfní zonálnost od chloritové zóny na východě až po kyanitovou zónu na západě při hranici s lugikem (Souček 1978). Západní část barrovienské metamorfní zóny představuje keprnická skupina. Na prevariském krystalinickém základu tvořeném ortorulami, staurolitovým svorem, biotitickou rulou s vložkami erlanů a dvojslídnu rulou s vložkami kvarcitů leží zóna Branné, která

reprezentuje devonské strukturní patro a je tvořena kvarcity, konglomeráty, grafitickými fylity až svory, mramory a erlany (Cháb et al. 1994). Stupeň metamorfózy odpovídá vyšší staurolitové až nižší sillimanitové zóně (Cháb a Žáček 1994). Datováním protolitu keprnické ortoruly, metodou U-Pb na zirkonech, bylo získáno stáří 546 Ma (Schulmann a Gayer 2000).

Velkovrbenská skupina

Strukturně nejvyšší jednotkou, omezenou na Z nýznerovským a na V ramzovským nasunutím, je pestrý komplex hornin velkovrbenské skupiny. Ta je tvořena kadomským basementem a silně metamorfovaným patrně devonským obalem, který je tvořen metapelity s hojnými vložkami karbonátů a kvarcitů, kyselých i bazických metavulkanitů (Kröner et al. 2000). Obě jednotky byly během devonské subdukce brunovistulika subdukovány až do hloubek přes 50 km, což odpovídá minerálním paragenezím v granát-kyanitových svorech a eklogitech (Žáček 1996). Stáří protolitu ortoruly bylo stanoveno metodou U-Pb na 574 Ma (Kröner et al. 2000).

Větší mocnost převážně variských hornin mělo za následek natavení spodních částí kůry a průnik variských granitoidních těles reprezentovaných především žulovským masivem, šumperským plutonem a několika drobnějšími masivky, jejichž stáří se pohybuje kolem 340 Ma (Jedlička 1995; Kröner et al. 2000).



Obr. 1: Geologická pozice silezika v severovýchodní části Českého masivu. Vysvětlivky: 1 kenozoikum, 2 permokarbon, 3 okraj karpatské předhlubně, 4 moravskoslezský devon a karbon, 5 brněnský masiv, 6 metamorfity silezika, 7 lužická oblast, 8 žulovský masiv, 9 zlomy, 10 státní hranice. Upraveno a zjednodušeno podle Mísaře et al. (1983).

2.2 Žulovský masiv

Žulovský masiv (ŽM) vystupuje v severní části silezika (obr. 1 a 2), jeho rozloha je přibližně 80 km². Od skupiny Branné a staroměstské skupiny je na J oddělen okrajovým sudetským zlomem (Zachovalová et al. 2002), k S pokračuje na polské území (obr. 2), kde se noří pod mladší uloženiny (Chlupáč et al. 2002). Východní okraj na kontaktu s devonem velkovrbenské skupiny je intruzivní. Cháb a Žáček (1994) předpokládají, že jde pouze o vrcholovou část většího tělesa, které v hloubce pokračuje dále k JV.

V ŽM jsou dle Jedličky (1997) syenogranity a monzogranity hlavní horninové typy, avšak monzogranity v dané oblasti převažují. Dále jsou zastoupeny granodiority, tonality a dioritické horniny. Nejméně častý je výskyt alkalicko-živcových granitů. Granodiority jsou roztroušené v celé dané oblasti, avšak nejhojněji se vyskytují v jižní a střední části, kde tvoří i rozměrnější enklávy. Dioritické horniny se svým minerálním složením značně liší, hojně jsou zastoupeny amfibol-biotitickými křemennými monzodiority, méně monzodiority a křemennými diority. Tonality jsou zastoupeny jen zřídka, většinou společně s granodiority nebo dioritickými horninami. Granitoidy ŽM uzavírají různě velké inkluze plášťových hornin, zejména migmatitů a mramorů. Naopak i v plášti plutonu, tvořeném migmatity a rulami, vystupuje několik oddělených intruzí granitoidů (Klomínský et al. 2010).

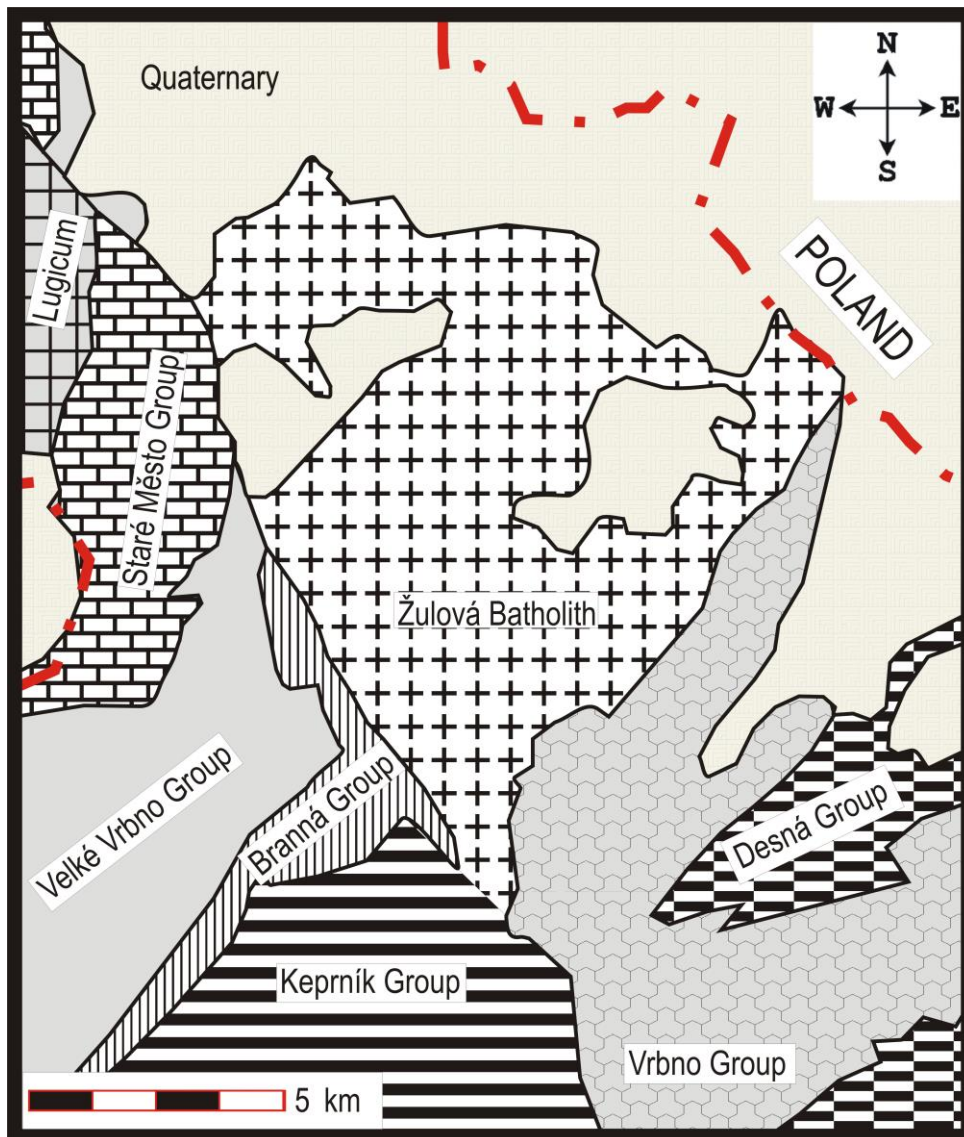
Granitoidy se dle Jedličky (1997) utvářely v hlubších částech zemské kůry a zmíněný autor je přiřazuje k I-typu kaledonského typu, Cu-tytům nebo k magnetitové sérii. Toto tvrzení obhajuje na základě širokého rozsahu obsahů SiO₂ (53 do 78 hm. %) a poměrně vysokého obsahu Na₂O (více než 3,2 hm. % u felzických i mafických variet). Naproti tomu Hrouda et al. (2001) řadí granity k S-typu, díky typické přítomnosti ilmenitu. Podle Zachovalové et al. (2002) geochemická a mineralogická data naznačují, že ŽM představuje frakcionovaný ilmenit-allanitový I-typový granit.

Stáří ŽM stanovil Jedlička (1997) na vzorcích z hlavní intruze a vzorcích granodioritu radiometrickým datováním metodou K/Ar přibližně na 335-349 Ma. Postorogenní původ masivu dokládá minimální míra usměrnění, dokonalá odlučnost granitoidů a absence pásem mylonitizace (Zachovalová et al. 2002). Novák et al. (1998) zařadil ŽM mezi nejmladší granitové intruze v sileziku.

Tektonikou ŽM se zabýval Losos (1989). Jsou zde vyvinuté systémy puklin S ve směru S–J, Q ve směru V–Z a systém L puklin uložených horizontálně. Mineralogicky

nejzajímavější jsou pukliny Q, ve kterých často nalézáme pegmatity, křemenné žíly a aplity, místy se sulfidickou mineralizací.

Po ukončení variské orogeneze byla na území ŽM souš, probíhalo zde intenzivní zvětrávání a zarovnávaní terénu (Chlupáč a Štorch 1992). V tomto období došlo také k výrazné kaolinizaci granitoidů do hloubek 20 až 40 m. Kaolinizované granitoidy jsou zachovány v tektonicky zakleslé kře u Vidnavy. Přeměnou živců, jejichž množství se v nepřeměněné žule pohybuje kolem 60 obj. % (výrazně převažují K-živce nad albitem a oligoklasem), se vytvořil kaolinit, jenž je hlavní složkou vidnavského kaolínového ložiska. Intenzita kaolinizace žuly generelně klesá směrem do podloží ložiska. Ke vzniku reziduálních kaolínů vidnavského ložiska došlo na konci druhohor a v paleogénu (Milický et al. 1985).



Obr. 2: Zjednodušená geologická mapa žulovského masivu podle Chába a Žáčka (1994); upraveno

Plášť žulovského masivu

Plášť ŽM netvoří ze stratigrafického ani tektonického hlediska konkrétní jednotku, plášťové horniny jsou původem ze staroměstské skupiny, skupiny Branné i jaderných částí desenské a keprnické klenby. Jedná se o významně vyvinutou okrajovou facií masivu, představující složitý vnitřní kontakt (Mísař et al. 1983). Výrazný je vnější kontakt plutonu s okolními krystalinickými horninami (velkovrbenská, keprnická skupina i skupině Branné). Rozkošný a Souček (1989) charakterizovali horniny pláště jako sillimanit-biotitové ruly (často migmatizované), živcové kvarcity s hlavním výskytem v jv. části pláště ŽM, amfibolity, erlany a krystalické vápence, jež jsou často páskované, jemně až středně zrnité.

Hranice mezi jednotlivými typy plášťových metamorfítů není ostrá (Rozkošný a Souček 1989). Losos a Hladíková (1988) uvádí teplotu poslední významné metamorfózy pláště na 560-730 °C a tlak na 300-500 MPa, lze ji přiřadit k účinkům intrudujícího žulovského masivu (periplutonická metamorfóza). Žáček (2003) odhadl P-T podmínky periplutonické metamorfózy v plášti tvořeném metasedimenty a metavulkanity na 650-800 °C při tlaku 400-500 MPa.

2.3 Šumperský pluton

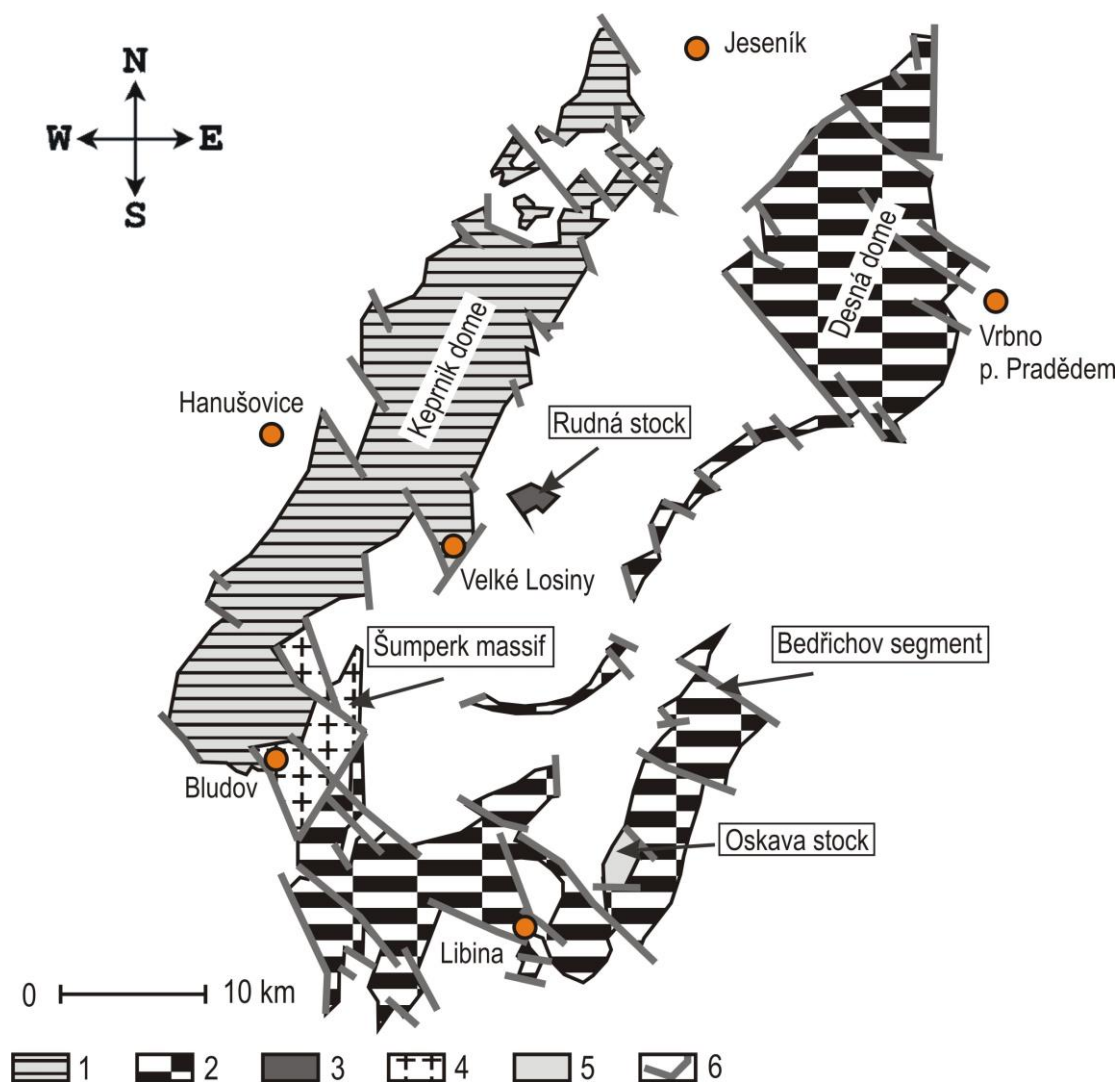
Šumperský pluton (ŠP) se rozkládá v okolí Bludova, Šumperka, Horní a Dolní Temenice, v jižní části keprnické skupiny (obr. 3). ŠP proniká diskordantně prevariský základ (keprnická skupina) i devonské strukturní patro, je tedy mladší (Mísař 1959). Patří k nejkyselejšími granodioritovým plutonům Českého masivu a také ke granodioritům s nejnižším podílem tmavých minerálů; hornina obsahuje okolo 4 % biotitu (Svoboda et al. 1964). ŠP se rozděluje na severní část a jižní část, oddělené temenickým zlomem směru SZ-JV. Větší rozlohu zaujímá jižní část. Těleso protínají 3 systémy puklin (QLS). Pukliny Q jsou nejhojnější, mají směr SV-JZ a často bývají vyplněny hydrotermální mineralizací (křemen, křemen-spekularit), nebo jednoduchými pegmatity. Pukliny L a S se objevují méně často (Svoboda et al. 1964). Pluton není čistě posttektonické těleso, ale pravděpodobně utuhl v doznívajících fázích variské orogeneze za působení tlaku, což dokládá usměrnění biotitu a optických os křemene (Svoboda et al. 1964).

V metasedimentárním obalu ŠP se nacházejí biotitické ruly, kvarcity, erlany, amfibolity, svory. Na kontaktu plutonu a hornin pláště (vápenců) vznikly erlany s hojným hesonitem. Tato hornina se označuje jako „bludovit“ (Chlupáč et al. 2002).

V hydrotermálních žilách se vedle krystalovaného šedobílého křemene a křišťálu ojedinele vyskytuje také ametyst (Nepejchal 1995).

Mnohem menší a špatně odkrytý ŠP může být po petrologickém a geochemickém srovnání označen za I-typ jako v případě biotitických granitů ŽM. Hlavní rozdíl mezi oběma subjekty je stupeň oxidace hornin. Méně oxidované horniny ŽM obsahují ilmenit, zatímco více oxidované horniny ŠP obsahují magnetit a hematit. Přítomnost ilmenitu v ŽM namísto magnetitu, který je obvykle častější u I-typových granitů, lze vysvětlit vniknutím magmatu do grafitických hornin skupiny Branné (nebo skupiny Velkého Vrbna), které slouží jako redukční činidlo (Zachovalová et al. 2002).

Geofyzikální i petrologické údaje naznačují, že ŽM spolu s ŠP jsou součástí mnohem většího, ale většinou skrytého granitického tělesa. Na společný původ těchto granitoidů poukazuje výrazná negativní tíhová anomálie v poměrně velkém regionu začínajícím u města Brzeg na polském území, a pokračuje ve směru na JJZ na vzdálenost více než 130 km kde zahrnuje ŽM a končí ŠP. Předběžný odhad hloubky polohy těžiště ŽM leží v rozsahu 3,3-5,0 km. ŠP se zdá být mnohem mělčeji uložený, jeho těžiště se nachází v hloubce pouhých 1,5 km (Leichmann et al. 2003). Rychtár et al. (1991) poprvé nazvali toto skryté těleso jako „Silesian pluton“. Zdá se, že toto poměrně velké těleso skládající se z různých litologických typů (např. tonality, granity a granodiority) by zasluhovalo přesnější označení jako „Silesian batholith“ (Leichmann et al. 2003). Silný tíhový gradient na východním okraji tíhové anomálie se projevuje zónou Červenohorského sedla. Tato zóna byla pravděpodobně odpovědná za průnik magmatu batolitu.



Obr. 3: Zjednodušená geologická mapa okolí šumperského plutonu, upraveno podle Chába et al. (2008). Legenda: 1 – keprnické ortoruly, 2 – desenské ortoruly, 3 – peň Rudná, 4 – šumperský pluton, 5 – oskavský peň, 6 – zlomy.

2.4 Pegmatity silezika

V sileziku mají pegmatity podobu deskovitých těles, které vyplňují různě orientované pukliny v hlubinných horninách. Jejich mocnost se pohybuje od 4 do 25 cm. Stavba pegmatitů je poměrně jednoduchá. Je u nich vyvinuta úzká, středně zrnitá zóna složená z mikroklinperlitu, albit-oligoklasu a křemene, s akcesorickým výskytem lištovitého biotitu. Střed pegmatitových žil je zpravidla vyplněn hrubšími zrny až bloky draselného živce a křemene, někdy s písmenkovými srůsty těchto dvou minerálů. Vzácně bývá vyvinuto úzké křemenné jádro (Bernard et al. 1981). Tento autor rozděluje pegmatity podle stupně usměrnění a minerálního složení na starší syntektonické, které mají

usměrnění konformní s variskou stavbou a mladší posttektonické, bez přednostního usměrnění, které navíc diskordantně pronikají okolními horninami.

Novák (2005) na základě studia minerálního složení a geologické pozice dělí pegmatity na prevariské a variské. Prevariské obsahují turmalín, jsou slabě diferencované, geochemicky primitivní a pouze ojediněle zonální, s absencí typických texturně-paragenetických jednotek pegmatitů. Vyskytují se v desenské skupině a v širším okolí. Pegmatity podléhají silné deformaci a není u nich jasný vztah k mateřskému granitu. Novák (2005) je zařazuje do muskovitové třídy granitických pegmatitů. Jejich stáří je patrně proterozoické (Cháb et al. 1984). Druhá skupina se odlišuje nepřítomností turmalínu. Jejich geneze patrně souvisí s variskými granitoidy silezika (Novák 2005). V rámci této skupiny se vyčleňují biotitické pegmatity, muskovitické pegmatity a muskovitické pegmatity s Be-minerály. Nacházejí se většinou v granodioritových tělesech (Česká Ves), méně pak v amfibolitech a rulách (Loučná nad Desnou). Stáří této skupiny je variské (334 Ma), bylo nepřímo odvozeno z datování (Sm-Nd metodou) pegmatoidního granitu Čertovy kameny u Jeseníku (Hegner a Kröner 2000 in Novák 2005).

3. Skarny

Tento termín byl poprvé použit Tornerbohemem v druhé polovině 19. století ve Švédsku, znamená "chaos". Vznik skarnů je přisuzován jak kontaktní, tak i regionální metamorfóze, ale i různým typům metasomatických procesů, na nichž se stejně dobře jako magmatická fluida mohou podílet i fluida metamorfní, meteorická, aj. Tyto z genetického hlediska naprosto rozdílné typy prostředí spojuje jejich mineralogie (Meinert 1992).

Skarny jsou v současnosti klasifikovány vícero způsoby. Jednotná klasifikace neexistuje, dokonce i označení „skarn“ není jednoznačně definované. Podle povahy nahrazované původní horniny dělí Meinert (1992) skarny na exoskarn a endoskarn. Za endoskarn se označuje ta část skarnu, která vznikala na úkor především magmatické horniny (obr. 4). Endoskarn je nejlépe vyvinut v zónách, kde je hornina porézni. K rozpukání hornin a vzniku „pórů“ dochází v malých hloubkách, zatímco ve větších hloubkách tvoří endoskarn pouze úzký lem na hranici podél magmatické horniny. Nad granitovými dómy obvykle nebývá vyvinut. Ve složení endoskarnu dominují především plagioklas + pyroxen, v oxidačních podmínkách epidot + křemen. Termínem

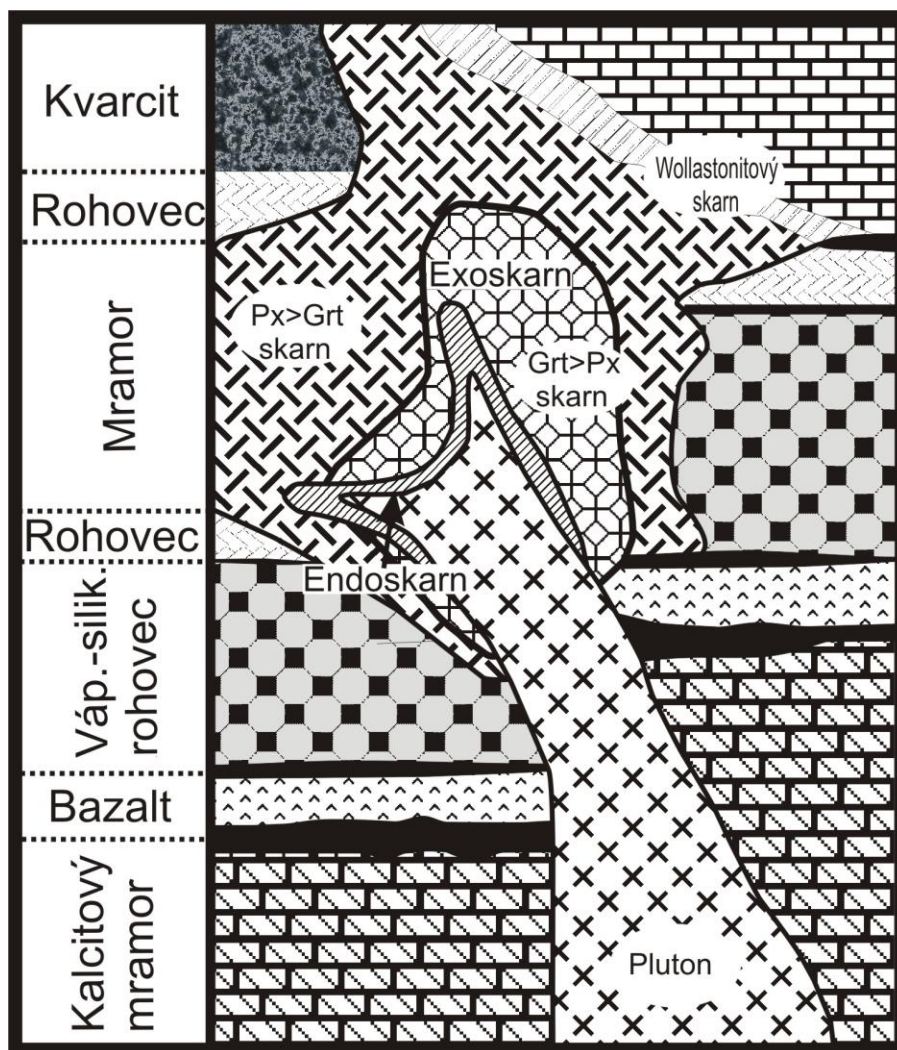
„exoskarn“ je označována prvobytně karbonátová hornina, přeměněná fluidy z rozličných zdrojů (obr. 4). Exoskarny mohou obsahovat ekonomicky významné rudní akumulace. V závislosti na mineralogii silikátů byla vytvořena detailnější klasifikace, hlavní dva typy jsou Ca-skarny a Mg-skarny. Hranice mezi různými typy skarnů je většinou jen těžko postižitelná (Einaudi a Burt 1982 in Talla 2007).

Termínem vápenato-silikátové rohovce jsou označovány velmi jemnozrnné horniny vzniklé metamorfózou nečistých vápenců či jinak metasomaticky alterované jemnozrnné alumosilikátové horniny (Meinert 1992).

„Skarnoid“ je označení pro vápenato-silikátovou horninu chudou na železo, která představuje mezistupeň mezi vápenatosilikátovými rohovci a skarny (Meinert 1992).

Označení taktit se používá pro kontaktně metamorfované vápenato-silikátové horniny, které byly ovlivněny bimetasomatickými procesy – došlo k výměně fluid mezi intruzí a karbonátovou horninou. Často bývá tento termín nahrazován označením kontaktní nebo reakční skarn (Meinert 1992).

Jiná dnes upřednostňovaná možnost rozdělení skarnů je podle obsahu užitkových kovů, které jsou v nich obsaženy. Převážná většina skarnů spadá do pěti tříd – Fe, W, Cu, Zn-Pb, Sn. Jiné typy jsou např. Au, Mo či U (Meinert 1992). Každý z těchto typů skarnů se dále dělí na dva podtypy – oxidovaný a redukovaný. Ty se od sebe liší oxidačním stavem Fe (Meinert 1992).



Obr. 4: Idealizovaný řez kontaktním Ca-skarnem mezi magmatickou intruzí a sedimentárním sledem (Meinert 1992; upraveno).

4. Přehled dosavadních mineralogických poznatků o zájmových lokalitách skarnů v žulovském masivu a šumperském plutonu

Chemická i mineralogická variabilita kontaktních skarnů ve zkoumané oblasti je značná. Jedním z nejpravděpodobnějších důvodů je odlišné složení xenolitů, které se podílely na reakci s granitoidy (Mísař et al. 1983). Rybák (1972) v ŽM popisuje kontaktní zóny z Vycpálkova lomu, tři nedaleko Starého Podhradí, několik lokalit z Boží hory u Žulové, malý výskyt u osady Bergov, lokalitu Borový vrch (487 m n. m.), a dále lokality méně významné nebo již zaniklé: lom Huttung, lom Nietzsche, Nová Červená Voda, Saalberg (475 m n. m.), Stará Červená Voda, lom Starost, Zelený vrch

(676 m n. m.), Žulový vrch (718 m n. m.), Schneiderkoppe, údolí potoka Šlipy, ústí Stříbrného potoka do Vidnavky a také tzv. "Korálové jámy". Lze konstatovat, že mineralogická situace je odlišná téměř v rámci každého individuálního skarnu a to již co se zonálnosti týče (Rybák 1972). V žulovské oblasti tedy nelze formulovat jednotný model geneze pro všechny skarny (Talla 2007).

Vápenato-silikátové horniny u obce Bludov v ŠP je možno rozčlenit podle Gálové (1996) na základě jejich struktur a odlišných minerálních asociací na granát-wollastonitovou skalinu a granátovou skalinu.

4.1 Vycpálkův lom

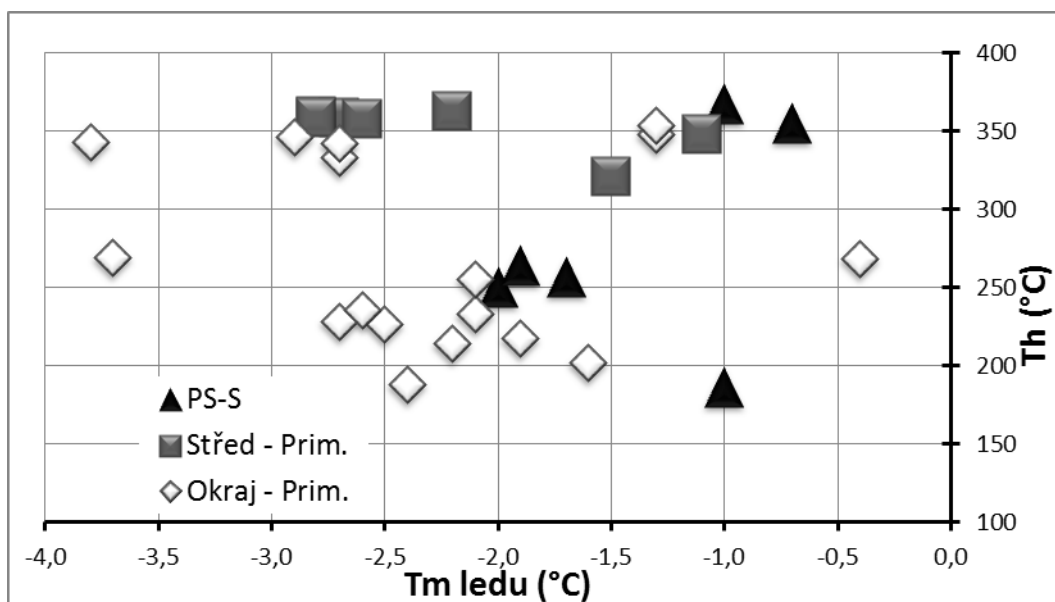
Lom se nachází cca 1,5 km vsv. od kostela v obci Vápenná. Jde o opuštěný (od r. 1959), částečně zatopený lom na jz. svahu dnes bezejmenné kóty 500,2 m n. m., dříve označované Haspelberk. V nadloží granitoidních hornin se nachází kra mramoru, ve které jsou uzavřeny proslulé „plovoucí hesonity“ o velikosti až jednoho decimetru. Plovoucími granáty se z mineralogického pohledu zabývali ve svých pracích např. Rybák (1972), Kruťa (1973), Pauliš (2001) a Talla (2007). Chemické složení "plovoucích granátů" odpovídá grosuláru a je velmi málo proměnlivé (Zimák et al. 2003). Schreier et al. (2013) uvádí, že na formování "plovoucích" hesonitů ve Vycpálkově lomu se podílela nízkosalinní fluida (1,2-4,7 hmot. % NaCl ekv.) a zachycení fluid spojené s růstem granátů probíhalo ve dvou etapách, charakterizovaných rozdílnými teplotami T_h (obr. 5). Pomocí Ramanovy spektrometrie se u některých inkluzí podařilo zjistit v plynné fázi metan, jehož koncentrace ve fluidu dosahovala 0,3-10 mol. %. Porovnáním průběhu izochor s publikovanými údaji lze konstatovat, že složení a hustoty fluid rámcově odpovídají dříve zjištěným P-T podmínkám pro periplutonickou metamorfózu v plášti žulovského plutonu (Schreier et al. 2013).

V západní části lomu je situován odkryv taktitu v šířce asi deseti metrů a mocnosti tří metrů. Zrnitost kontaktní horniny je střední až hrubá a tato zóna je tvořena diopsidem, epidotem, hessonitem, kalcitem, křemenem, vesuvianem a sulfidy (Rybák 1972, Kruťa 1973).

Kontaktní dvory s diopsidem, vesuvianem, epidotem a wollastonitem se nalézají také ve spodní části Vycpálkova lomu. Epidot zde tvoří nedokonale omezené

sloupcovité krystaly tmavě šedozelené barvy s maximální velikostí až 5 cm. Vesuvian o délce až 7 cm byl nalezen v podobě hnědých čtyřbokých sloupců (Zimák et al. 2003).

Krausová a Zimák (1998) provedli analýzu wollastonitu na rentgenovém difraktometru a identifikovali dva polytypy, a to monoklinický a triklinický; jejich poměr zjištěn nebyl. Oba tyto polytypy jsou pro taktity typické.



Obr. 5: Diagram Th - Tm pro fluidní inkluze v granátu z Vycpálkova lomu (Schreier et al. 2013)

4.2 Boží hora

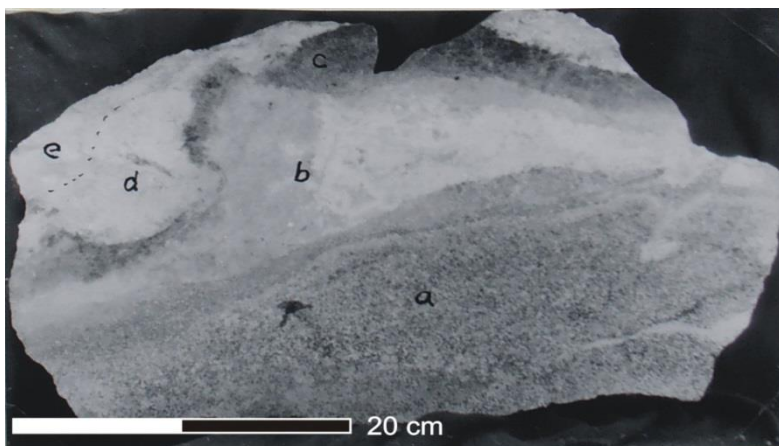
Opuštěný lom situovaný cca 300 m jv. od vrcholu Boží hory (460 m n. m.) je dalším místem s výskytem kontaktních minerálů. Z mineralogického hlediska studoval zdejší nerosty Kruša (1973). Dle jeho zjištění se mocnost a minerální složení taktitů mění místo od místa, jeden z kontaktů je zachycen na obr. 6. Bimetasomatickou kontaktní zónu vyvinutou mezi mramory a pararulami v bezprostřední blízkosti granitoidů studovali na Boží hoře Losos a Brož (2002). Jde o zonální kontakt o mocnosti kolem 20 cm mezi tmavou biotitickou pararulou a hrubozrnným kalcitickým mramorem. V bimetasomatické zóně vyčlenili čtyři subzóny, které se výrazně liší svým nerostným složením. Ve směru od biotitické pararuly k mramoru jsou to:

- biotitické pararuly s relativně vysokým obsahem biotitu a klinopyroxenu diopsid-hedenbergitové řady.

- plagioklas-hedenbergitová subzóna (s podstatným množstvím křemene, jako vedlejší složka je přítomen grosulár; plagioklas bývá nahrazen mladším zoisitem a prehnitem).
- grosulár-hedenbergitová subzóna (grosulár a hedenbergit v různých poměrech, vždy však jako hlavní složky, v podstatném množství přítomen křemen).
- wollastonitová subzóna (ve variabilním množství přítomen také vesuvian, akcesoricky klinopyroxen diopsid-hedenbergitové řady).
- hrubozrnný kalcitický mramor.

Granáty z grosulár-hedenbergitové subzóny mají vyšší obsahy andraditové složky (20-22 mol. %) a zvýšený podíl spessartinu (1-2 mol. %). Ve srovnání s lokalitou Vycpálkův lom a „plovoucími granáty“ z mramorů mají 6-7 mol. % pyropové složky a 7-9 mol. % Ti-grosulárové komponenty (Losos a Brož 2002).

Ve vstupní části lomu, po jeho levé straně ve směru do lomu, na styku biotitického granitu a mramoru pod výše zmiňovanou bimetasomatickou zónou, byla zjištěna kontaktní mineralizace, kterou pronikají aplitové žíly (Zimák et al. 2003). Kontaktní minerály tvoří zónu na styku biotitického granitu a mramoru o mocnosti až 60 cm a úzké lemy kolem aplitových žil. Z hlavních minerálů taktitů jsou popsány wollastonit, grosulár, vesuvian, epidot, křemen, kalcit, klinopyroxen diopsid-hedenbergitové řady a albit, vzácně titanit a scheelit.

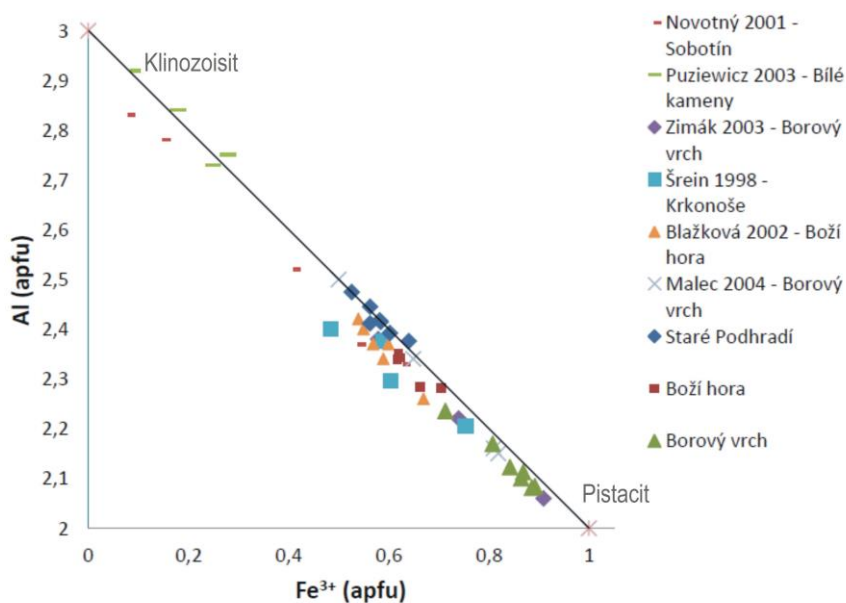


Obr. 6: Kontaktní zóna na Boží hoře; "a" granit, "b" partie s převládajícím diopsidem, "c" hesonit, "d" wollastonit, "e" krystalický vápenec (Rybák 1972; upraveno).

Na formování zdejších taktitů měla podle Losose a Brože (2002) zřetelný vliv magmatogenní fluida, pronikající podél litologického rozhraní ruly a mramoru. Jejich působení je doloženo vyšším podílem Fe v některých subzónách bimetasomatické zóny ve srovnání s okolními horninami, silicifikací centrálních subzón, nízkým tlakem CO₂, a vysokým tlakem H₂O (indikovaných přítomností vesuviánu a wollastonitu). Teploty formování kontaktů na Boží hoře lze odhadnout na 600 až 620 °C, a to na základě grafit-karbonátového izotopického termometru (Losos a Hladíková 1988). Tlakové podmínky přibližně 300-500 MPa (Losos et al. 1986) lze přijmout z údajů známých pro periplutonickou metamorfózu v oblasti pláště.

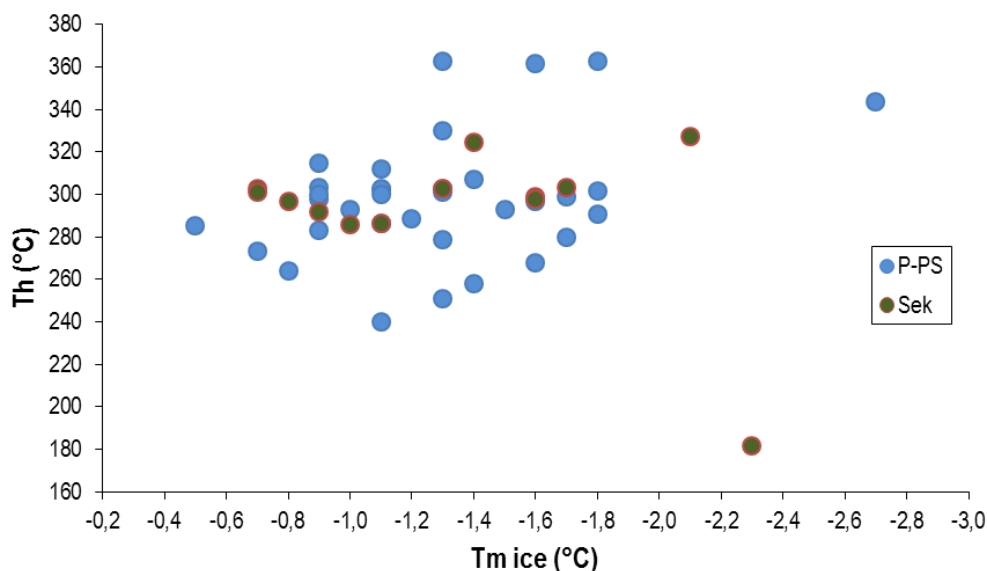
Blažková (2002) ve své diplomové práci řeší složení granátu z Boží hory (dominuje Grs složka (71-75 mol. %), s podstatným množstvím And (18-21 mol. %), malým podílem Alm (3-4 mol. %) a Sps složky (1-3 mol. %). Dále pak autorka studovala chemické složení klinopyroxenu (38-58 mol. % Di, 38-59 mol. % Hd a 2-5 mol. % Jh složky), epidotu (Ps = 18 až 23 mol. %) a wollastonitu.

Epidot je monoklinický minerál, v němž se mísí dva hlavní koncové členy - klinozoisit a teoretický pistacit. Vylíčil (2013) graficky vyjádřil substituci Fe³⁺ a Al v epidotu (viz obr. 7). V oblasti ŽM v epidotu roste obsah pistacitové složky od lokality Staré Podhradí, přes Boží horu k Borovému vrchu.



Obr. 7: Korelace Al /Fe³⁺ v minerálech skupiny epidotu a porovnání s jinými prezentovanými údaji (Vylíčil 2013; upraveno).

Fluidní inkluze z Boží hory studoval Schreier (2013). Z diagramu teplot homogenizací a teplot tání ledu (obr. 8) a při zjištěné nízké salinitě autor předpokládá, že na růstu kontaktních minerálů na Boží hoře (BH 3 ve smyslu Blažkové 2002) se podílela fluida, která postupně ztrácela na své teplotě či tlaku.



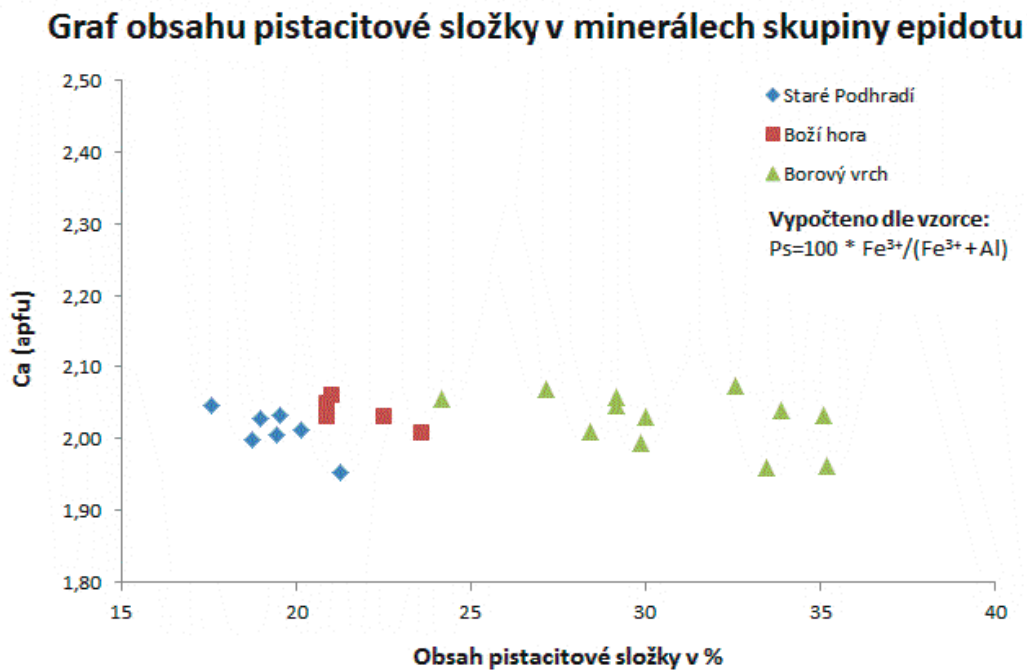
Obr. 8: Diagram Th - Tm pro fluidní inkluze ve vzorku BH 3 z Boží hory (Schreier 2013; upraveno).

4.3 Borový vrch

Sv. od Žulové se rozkládá národní přírodní památka Borový vrch (487 m n.m.) představující další významné naleziště kontaktních minerálů v prostoru ŽM. Taktity se nacházejí jz. od vrcholu kopce. V tomto případě jde o výkop v lese, jehož délka je přibližně 25 m a šířka 5 m. Kontaktní minerály lze nalézt na okolních haldách. Kruťa (1973) a Rybák (1972) uvádí z tohoto naleziště kontaktní minerály: hesonit, diopsid, epidot, vesuvian a wollastonit; dále je běžný křemen a kalcit, který se vyskytuje v nepravidelných polohách, žilkách nebo tvoří výplň dutin v rozpučených a korodovaných krystalech starších kontaktních minerálů.

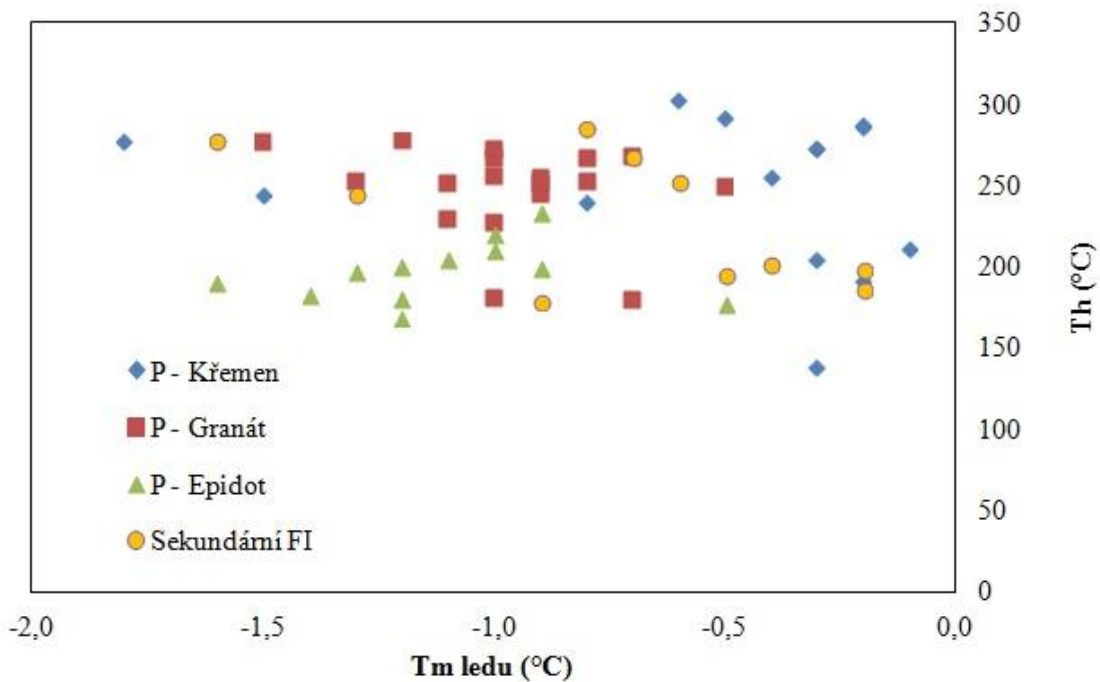
Blažková (2002) zkoumala vzájemné vztahy kontaktních minerálů a jejich chemismus pomocí elektronové mikrosondy. Na základě těchto analýz vyvodila závěr, že taktity na Borovém vrchu zpravidla vykazují klasickou zonálnost, která se projevuje ve směru od krystalického vápence ke granitoidu přítomností wollastonitové zóny, po níž následuje zóna s dominantním grosulárem a dalšími typickými Ca-Al silikáty (vesuvian, epidot). Minerály skupiny epidotu a vesuvian detailně studoval Vylíčil

(2013). Jednotlivé lokality se liší obsahem pistacitové složky v minerálech skupiny epidotu. Procentuální obsah pistacitové složky (obr. 9) má tendenci stoupat v pořadí Staré Podhradí, Boží hora a Borový vrch.



Obr. 9: Graf závislosti obsahu pistacitové složky na obsahu Ca (apfu) v minerálech epidotové skupiny (Vyličil 2013; upraveno).

Z pohledu fluidních inkluzí zmiňuje Schreier (2013) malé difference od vzorků z Boží hory a Vycpálkova lom v salinitě (0,3-3,0 hmot. % NaCl ekv.) i v hodnotách teplot homogenizací (139-303 °C, obr. 10), dále v absenci klatrátotvorného plynu v plynné fázi i fakt, že sestrojené izochory jen částečně korelují s P-T podmínkami prezentovanými pro periplutonickou metamorfózu v plášti žulovského plutonu. Z histogramu teplot homogenizací vyplývá, že fluida působila (a zároveň minerály rostly) ve dvou různých etapách, které se lišily buď teplotou a/nebo tlakem. Z Th-Tm diagramu lze konstatovat míšení dvou fluid o rozdílné teplotě a/nebo tlaku (Schreier 2013).



Obr. 10: Diagram Th - Tm pro fluidní inkluze ve vzorku BV 1 z Borového vrchu (Schreier 2013).

4.4 Bludov

V katastru obce Bludov u Šumperka, a to při jeho severním okraji na jihozápadním svahu kóty Hradisko, je ve vápenato-silikátových horninách založen „Nový lom“. Tyto horniny patří k samostatné kře skupiny Branné, kterou Mísař (1958a) označil jako hrabenovský ostrov uvnitř jaderné jednotky keprnické skupiny. Jsou součástí parametamorfního komplexu tvořeného převážně dvojslídnyými svory, svorovými rulami a kvarcity (obr. 11). Protolitem vápenato-silikátových poloh byly původně slinité, vápnité či dolomitické horniny (Jurák 1962). Gálová (1996) uvádí lokálně i možnost vzniku z čistých vápenců na základě přítomnosti reliktního kalcitu. Na jihu v těsném kontaktu intruduje šumperský granodioritový pluton (granodiorit až adamellit), jenž jeví zřetelnou diskordanci vůči okolním horninám. Intruze při svém vzniku způsobila kontaktní metamorfózu okolních hornin. Na povrch vycházejí pouze dvě čočky vápenato-silikátových hornin, z nichž v rozsáhlejší, o délce zhruba 320 m a maximální nepravé mocnosti 50 m, je založen Nový lom.

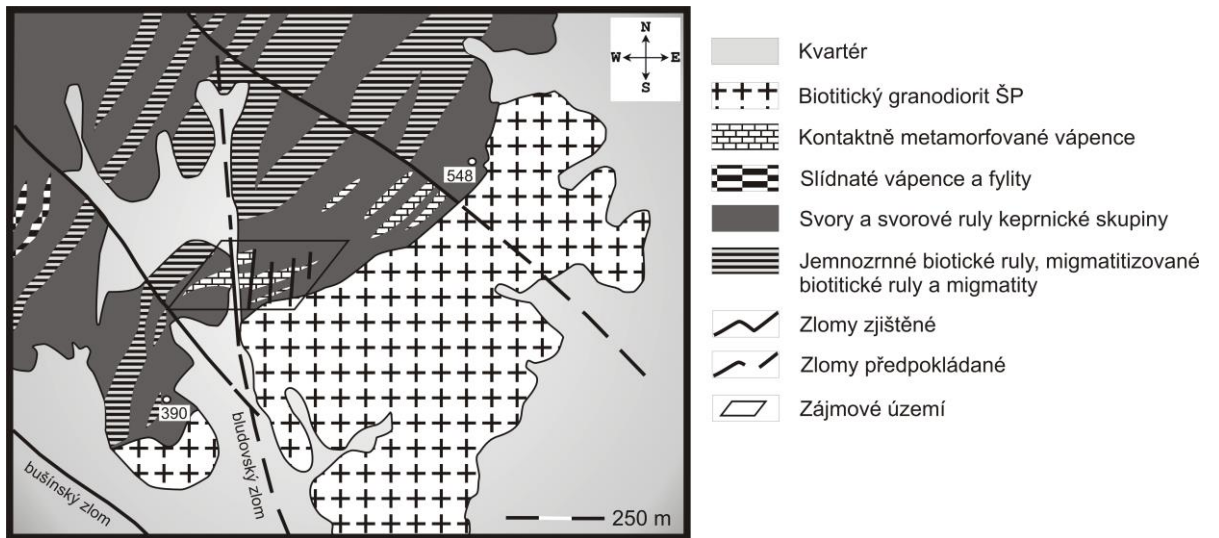
Minerální složení skarnu se směrem do hloubky mění, a to především výrazným úbytkem wollastonitu (Váňa 1992).

Gálová (1996) rozčlenila vápenato-silikátové horniny u Bludova na základě jejich struktur a odlišných minerálních asociací. Za rozdílné mineralogické složení horninových typů je podle autorky odpovědná nehomogenita původního protolitu.

Vyčlenila granát-wollastonitovou skalinu a granátovou skalinu. První je tvořena hnědočervenými porfyroblasty granátu a v menší míře i hnědozeleného vesuvianu, rozptýlenými v jemnozrnné základní tkáni tvořené wollastonitem, méně kalcitem, diopsidem a minerály epidotové skupiny. Druhý typ je budován hnědočerveným granátem, vytvářejícím jemně zrnité až hrubozrnné agregáty. V hrubozrnnějších partiích se ke granátu přidružuje vesuvian. V menší míře obsahuje hornina krátce sloupcovitý diopsid, dále kalcit, plagioklas, jehlicovitý či vláknitý wollastonit, minerály epidotové skupiny, křemen, K-živec a titanit.

Pukliny v erlanech jsou druhotně vyplněny minerály s vysokým obsahem vápníku. Jde především o zeolity (stilbit, apofylit, heulandit, skolecit, natrolit, chabazit, laumontit), dále pak kalcit, epidot, ortoklas, křemen, pyrit, prehnit a chalkopyrit (Burkart 1953, Gramblička 2005). Studium fluidních inkluzí ukazuje na teploty krystalizace křemene (ametystu) v intervalu od 149 do 178 °C. Mineralizace žil je interpretována jako nízkoteplotní hydrotermální, blízká alpské paragenezi (Moravcová 2012).

Talla (2007) předpokládá v Bludově tři fáze vzniku minerálů, kde nejmladší, wollastonit, je naložen na oba starší. Základní tkáň granát-wollastonitové skaliny (wollastonit, epidot ± plagioklas) zatlačuje základní tkáň granátové skaliny (křemen, kalcit) a okraje porfyroblastů vesuvianu a granátu. Talla (2007) v Bludově popisuje existenci několika generací granátu, vzniklých v různých stádiích vývoje těles vápenato-silikátových hornin. Nejstarší jádra obsahují zvýšené množství Mg, jehož vstup do granátu je závislý na zvýšeném tlaku. Existuje tedy možnost, že tento nejstarší granát je původu regionálně metamorfního. Starší jádra jsou obrůstána mladším okrajem, vykazujícím již podobné chemické složení a substituční trendy, jako běžné granáty z Ca skarnů. Spolu s tenkým okrajovým nárůstem proměnlivého chemismu náleží tato fáze ke kontaktnímu metamorfismu, spjatému s intruzí šumperského granodioritového plutonu. Během nejmladšího procesu, který postihl větší část objemu vápenato-silikátových hornin, byla základní tkáň starší granátové skaliny zatlačena směsí wollastonitu, epidotu a plagioklasu, vnější okraje porfyroblastů granátu a vesuvianu byly zatlačeny též. Přítomnost wollastonitu svědčí o vysoké aktivitě vody v rámci posledního procesu.



Obr. 11: Geologická situace v okolí Bludova (Slezák et al. 1991; upraveno)

5. Metodika práce

Studium inkluzí bylo provedeno na materiálu, který autor odebral z lokalit Vycpálkův lom, Boží hora, Borový vrch a Bludov. Ze vzorků byly vyhotoveny standardní oboustranně leštěné destičky, lepené při pokojové teplotě vteřinovým lepidlem. Fluidní inkluze byly studovány petrograficky a poté podrobeny mikrotermometrii a některé i Ramanovské analýze. Mikrotermometrické údaje byly měřeny na aparatuře Linkam THMSG 600 instalované na polarizačním mikroskopu Olympus BX-51 (Katedra geologie PřF UP v Olomouci). Nejdůležitější veličiny měřené ve fluidních inkluzích jsou: homogenizační teplota (T_h), teplota zamrznutí (T_f), eutektická teplota (T_e), teploty tání ledu ($T_{m_{ice}}$) a klatrátu ($T_{m_{cla}}$). Chemické složení a hustoty fluid v inkluzích s obsahem klatrátotvorného plynu bylo vypočteno programem ICE s kalibrací podle Duana et al. (1996). Izochory pak byly přepočteny v programu ISOC (Bakker 2003). V případě, že ve vodných inkluzích nebyl detekován klatrátotvorný plyn, bylo chemické složení, hustoty a izochory vypočteny pomocí programu FLINCOR s kalibrací izochory podle Zhanga a Frantze (1987). Získaná data pak byla vizualizována v programu EXCEL.

Ramanovská analýza byla pořízena na Ramanově spektrometru WITec Confocal Raman Imaging Microscope System alpha300 R+ s excitací o vlnové délce 532 nm (25 mW výkon dopadající na vzorek, objektiv 50x/NA 0,8, doba načítání spektra 1 minuta). Analýzu prováděl Dr. V. Mašek na Ústavu molekulární a translační medicíny LF UP. Při výpočtu zastoupení jednotlivých složek v plynné fázi inkluzí bylo postupováno podle Burkeho (2001).

Vybrané vzorky epidotu byly podrobeny analýze izotopového složení vodíku v laboratoři Isotopengeochemie na Eberhard Karls Universität Tübingen, fakulta matematiky a přírodních věd. Okolo 0,3 g vyseparovaného minerálu bylo rozetřeno na analytickou jemnost v achátové třecí misce. Voda chemicky vázaná v epidotu byla extrahována off-line metodou žiháním při 900 °C po dobu 1 hodiny. Poté se extrakt podrobil kryogenní separaci v trubicích z křemenného skla, následně se extrahovaná voda převedla na elementární vodík za použití zinku. Nakonec byla provedena izotopová analýza vodíku na hmotnostním spektrometru Finnigan MAT 252. Izotopové složení je standardně uváděno v δD hodnotách vzhledem k SMOW. Chyba měření je ± 2 ‰. Pro výpočet hodnoty δD vody byly použity rovnice podle Grahama et al. (1980) v podobě: $1000 \ln \alpha_{epidot-voda} = 29,2 \frac{10^6}{T^2} - 138,8$ s platností v teplotním intervalu 150–

300 °C a podle Chacka et al. (1999) v podobě: $1000 \ln \alpha_{\text{epidot-voda}} = 9,3 \frac{10^6}{T^2} - 61,9$
s platností v teplotním intervalu 300–600 °C.

6. Výsledky

6.1 Vycpálkův lom

Po polní cestě, která vede z Vápenné k osadě Zelená Hora, se u pomníčku věnovanému Janu Vycpálkovi nalézá v severním směru Vycpálkův lom. Ten tvoří vzájemně propojené zatopené lomy (obr. 14). Poloha s "plovoucími" granáty (vzorek VI 3) se nachází nad severní stěnou druhého (severnějšího) lomu. K dosažení toho místa slouží pěšina vedoucí po západní straně lomu. Po této cestě se přibližně 50 m před polohou "plovoucích" granátů nalézá středně až hrubě zrnitý taktit s řadou kontaktních minerálů jako grosulár, epidot, vesuvian (vzorek VI 1), aj. Obě místa jsou poměrně dobře rozeznatelná v terénu díky činnosti sběratelů minerálů (obr. 12 a 13).



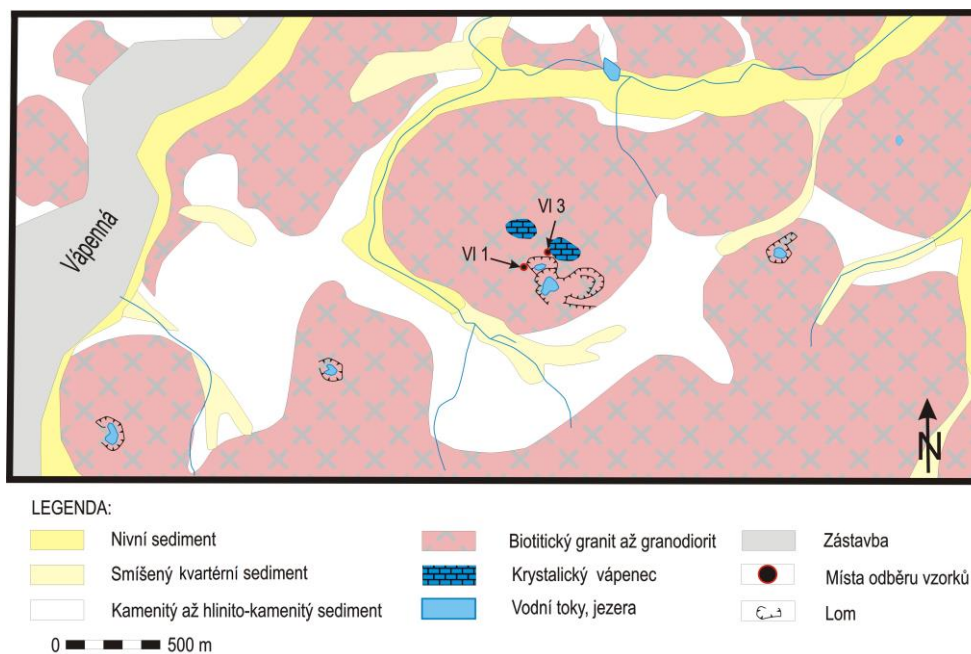
Obr. 12: Několik výkopů obsahující kontaktní minerály na lokalitě Vycpálkův lom; stav z 19. 9. 2015.

Vzorek VI 1 tvoří krátce sloupcovitý do hněda zbarvený a okolo 2 cm velký vesuvian, který je uzavřen v bílém až žluto bílém vláknitém wollastonitu. Ve vzorku jsou drúzové dutinky vystlané krystaly zelenohnědého vesuvianu místy i červeným grosulárem o velikosti do 2 mm. Odebraný taktit obsahuje také kaverny po vyloužených minerálech o velikosti do 1 cm, což je zřetelné na obr. 15.

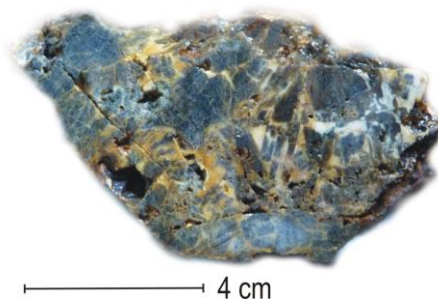


Obr. 13: Xenolit mramoru “s plovoucími“ hesonity ve Vycpálkově lomu, místo odběru vzorku VI 3; stav z 19. 9. 2015.

Plovoucí granát vzorku VI 3, uzavřený ve středně zrnitém krystalickém vápenci, je čerstvý, má velikost 4 cm a tvar blížíci se rombickému dodekaedru. Barva je světle červenohnědá, na řezu je sytě hnědočervený (obr. 16). Typický je nerovný, děrovaný povrch krystalů (prohlubně dosahují velikosti 1-3 mm) vzniklý vyloužením uzavřenin kalcitu.



Obr. 14: Zjednodušená geologická mapa širšího okolí Vycpálkova lomu se znázorněním odběrových míst vzorků (Žáček et al. 2005; upraveno).



Obr. 15: Řez vzorkem VI 1, který byl vybrán ke studiu fluidních inkluzí. Vzorek je tvořen krátce sloupcovitým do hněda až modrozelená zbarveným vesuvianem o velikosti do 17 mm, který je uzavřen v bílém až medově zbarveném vláknitém wollastonitu. Vzorek obsahuje kaverny o velikosti 10 mm.

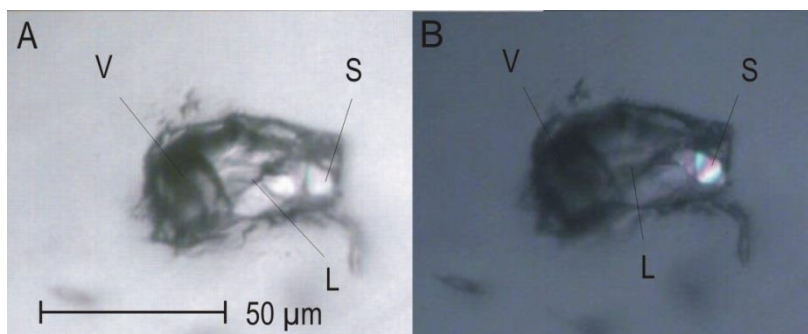


Obr. 16: Řez "plovoucím" granátem, který je uzavřen ve středně zrnitém krystalickém vápenci. V okrajových zónách, na kontaktu kalcitu a grosuláru, je barva grosuláru světle červenohnědá, vnitřek je sytě hnědočervený až červenohnědý. Kalcit v mramoru je bílý, nažloutlý až bezbarvý o velikosti zrn 1-3 mm. Hornina také obsahuje drobné kaverny o velikosti 1-3 mm. Vzorek (VI 3) byl použit ke studiu fluidních inkluzí.

6.1.1 Výskyt fluidních inkluzí

Vesuvian ze vzorku VI 1 obsahuje primární (VI 1 vesuvian P) a pseudosekundární (VI 1 vesuvian PS) fluidní inkluze. Pseudosekundárních inkluze jsou distribuovány podél puklin, v případě největších inkluzí je obvyklé, že se vyskytují ve dvojicích či trojicích a jen zřídka v početnějších shlucích. Velikost pseudosekundárních inkluzí se pohybuje v rozmezí 10–90 μm . Primární inkluze obsahující pevnou fázi (obr. 17), kterou tvoří pravděpodobně karbonát (při zkřížených nikolech má vysoký dvojlom), mají velikost 45–65 μm a jejich složení je L+V+S. Plynná fáze v nich zaujímá 25–40 obj. %. Pevná fáze má izometrický nebo nedokonale klencový tvar a zaujímá 5–10 % objemu inkluze. Celkový tvar inkluzí je velmi nepravidelný, často oválně protažený jedním směrem, častěji však naprosto anizometrický.

Pseudosekundární inkluze mají obvykle pravidelnější oválný tvar. Fázové složení těchto fluidních inkluzí je výhradně L+V (plynná fáze zaujímá 10–50 obj. %). Fluidní inkluze zachycené v granátu (VI 1 grosulár P) obsahovaly v 70% pevnou fázi, která má optické vlastnosti jako pevná fáze v inkluzích ve vesuvianu. Velikost FI se pohybovala kolem 40–55 μm a jejich složení je L+V a L+V+S, plynná fáze zaujímá 10–30 obj. %.

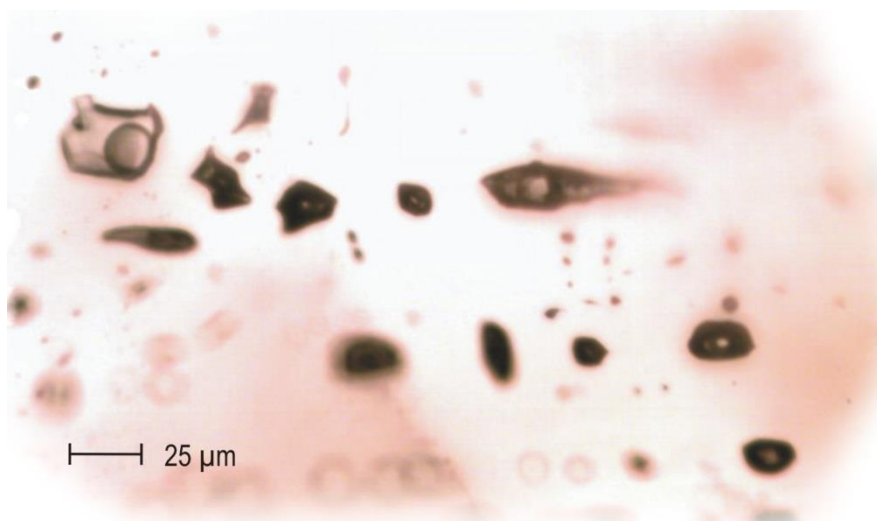


Obr. 17: Primární fluidní inkluze s pevnou fází zachycená ve vesuvianu, vzorek VI 1; A – v procházejícím světle je pevná fáze bezbarvá, tvar má blízký klenci; B – při zkřížených nikolech má pevná fáze vysoký dvojlom.

V hesonitu vzorku VI 3 se vyskytují primární fluidní inkluze (VI 3 grosulár P), které mají oválný, izometrický či nepravidelný tvar, vyskytují se ve větších skupinách (obr. 18), nebo i samostatně a jejich velikost je od 10 do 60 μm . Fázové složení primárních inkluzí je buďto L+V nebo vzácně L+V+S. Plynná fáze zaujímá 5 až 40 obj. %. Oba subtypy primárních inkluzí se vyskytují v týchž strukturách. Pevná fáze má kulovitý, izometrický nebo nepravidelný tvar, její velikost je do 5 μm , v optickém mikroskopu je izotropní. Pseudosekundární inkluze (VI 3 grosulár PS) se vyskytují na vyhojených trhlinách, jejich počet v jednom trailu je obvykle do první dekády. Obsahují plynnou a kapalnou fázi a jejich velikost se pohybuje mezi 5–40 μm . Plynná fáze v inkluzích zaujímá 15–50 obj. %.

V tomto vzorku byly studovány také inkluze zachycené v krystalickém vápenci. V kalcitu jsou přítomny primární (VI 3 karbonát P), pseudosekundární (VI 3 karbonát PS) i sekundární (VI 3 karbonát Sek.) inkluze. Složení všech typů je L+V. Velikost primárních a pseudosekundárních inkluzí je okolo 8 μm , sekundárních pak do 3 μm . Tvar všech subtypů je oválný a pravidelný. Velikost plynné fáze u primárních inkluzí je přibližně 5 obj. %, počet uzavřenin na trhlinách se pohybuje v první dekádě. Pseudosekundární inkluze se vyskytují v krátkých řádcích (3–5 kusů), plynná fáze

zaujímá 10–35 obj. %. Nejhojněji zastoupené sekundární inkluze mají podíl plynné fáze 10–50 obj. %.

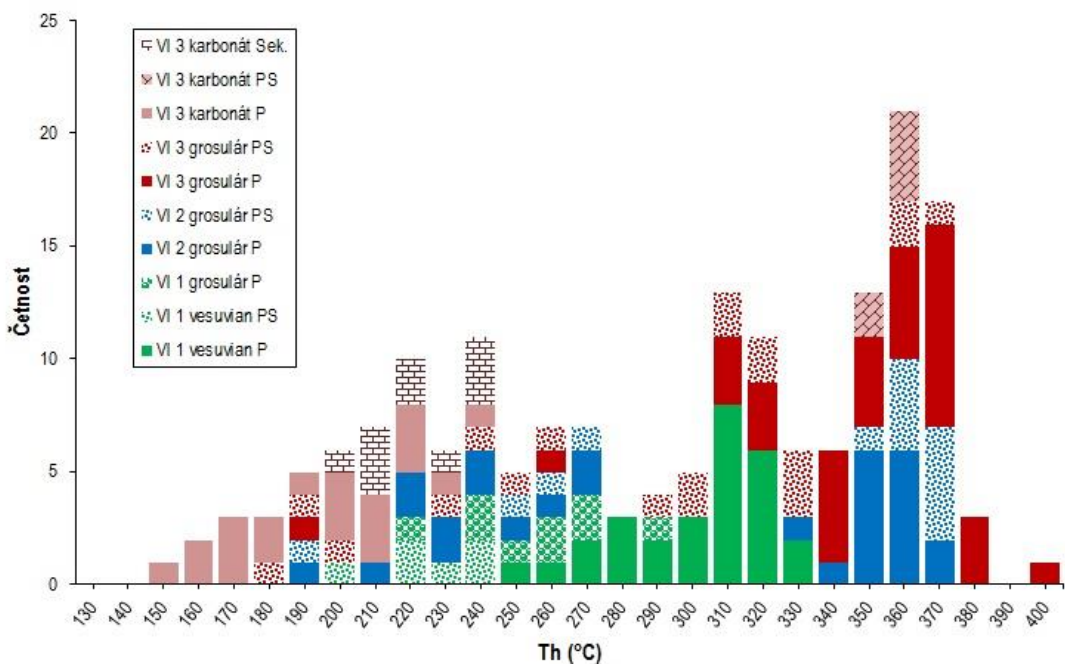


Obr. 18: Shluk primárních fluidních inkluzí typu L+V v grosuláru (vzorek VI 3), primární inkluze mají nepravidelný, izometrický až oválný tvar.

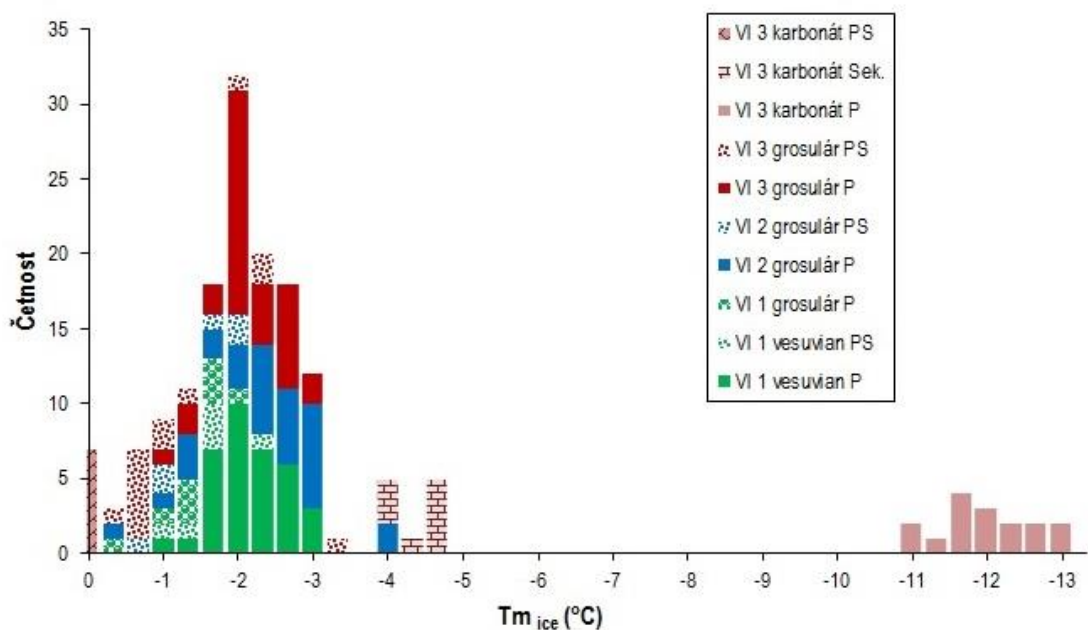
6.1.2 Mikrotermometrie

Při mikrotermometrickém měření inkluzí ve vesuvianu VI 1 dosahovaly homogenizační teploty (T_h) hodnot 247–325 °C u primárních inkluzí, 200–235 °C u pseudosekundárních inkluzí a v případě grosuláru 215–270 °C (obr. 19). Všechny inkluze homogenizovaly na kapalinu. Dekrepitace části inkluzí nastala okolo 270 °C, při 340 °C dekrepitovaly všechny FI. Při zahřívání nebyly u pevné fáze pozorovány žádné změny. Teplota zamrznutí (T_f) se pohybovala od -43 do -32 °C. Zamrznutí bylo spojeno s výraznou deformací plynné fáze. Eutektická teplota (T_e) je zaznamenána v rozmezí hodnot -23 až -21 °C u vesuvianu, v grosuláru dosahovala hodnot -27 až -21 °C. Tání posledního ledu ($T_{m\ ice}$) probíhalo u primárních inkluzí vesuvianu mezi -2,9 až -1,1 °C, u pseudosekundárních inkluzí pak od -2,1 do -0,9 °C, v případě granátu byl rozptýl teplot od -2,3 do -0,8 °C (obr. 20).

Pouze jediná inkluze uzavřená ve vesuvianu obsahovala klatrátotvorný plyn. Klatrát vzniklý během kryometrie, měl teplotu tání 19,5 °C. Fluidní inkluze homogenizovala při 305 °C a poslední led roztál při -2,0°C. Tato inkluze byla postoupena Ramanově spektrometrii.



Obr. 19: Histogram teplot homogenizací ve vzorku VI 3 a VI 1. Vzorek VI 2 reprezentuje data získaná Schreierem (2013). N=207.



Obr. 20: Histogram teplot tání ledu ve vzorku VI 3 a VI 1. Vzorek VI 2 reprezentuje data získaná Schreierem (2013). N=165.

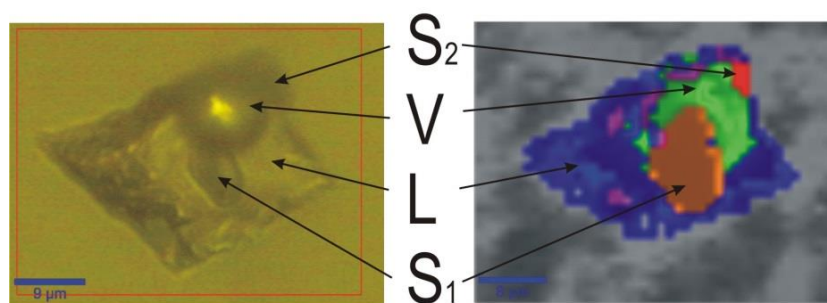
Primární fluidní inkluze v hesonitu vzorku VI 3 vykazovaly homogenizační teploty 188–399 °C, pseudosekundární inkluze pak teploty 178–330 °C (obr. 19), mód homogenizace byl vždy na kapalinu. Pevná fáze během zahřívání (do teploty 450 °C)

neprodělala žádné viditelné změny. Teplota zamrznutí kapalné fáze (T_f) se pohybovala od -45 do -27 °C. V několika případech (3 inkluze) bylo v oblasti plynné bubliny pozorováno zamrznutí nevodné fáze (T_f car) při teplotách od -163 do -115 °C, teplota parciální homogenizace nevodné fáze na plyn se pohybovala od -92 do -82 °C, pravděpodobně se jedná o sirovodík (viz kap. 6.1.3). Eutektická teplota primárních inkluzí se pohybovala v rozmezí -18 až -35 °C. Tání ledu ($T_{m\ ice}$) probíhalo mezi $-2,7$ až $-0,9$ °C, u pseudosekundárních inkluzí bylo pozorováno od $-3,2$ do $-0,7$ °C (obr. 20). V grosuláru (VI 3) byl v patnácti inkluzích (12 primárních a 3 pseudosekundárních) přítomen klatrát. Teplota tání klatrátu je v rozmezí $9,5$ – $19,3$ °C.

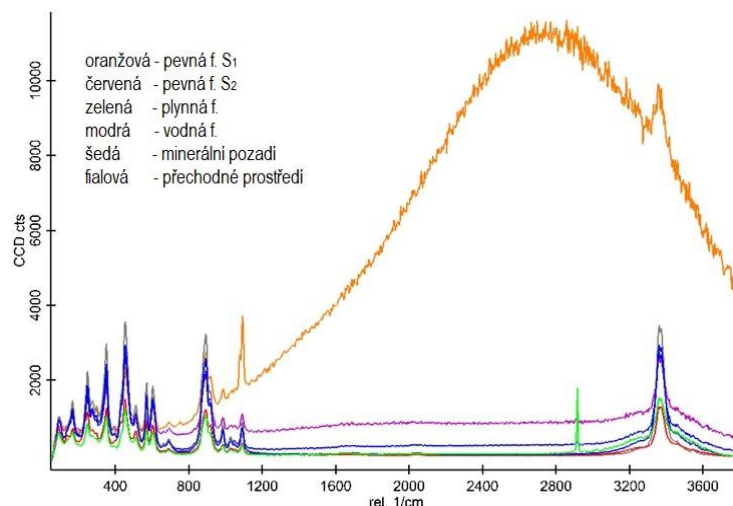
Hodnoty homogenizace primárních inkluzí z krystalických vápenců (VI 3 karbonát) jsou 150 – 231 °C, u pseudosekundárních pak 350 – 355 °C a u sekundárních 196 – 235 °C. Hodnoty $T_{m\ ice}$ měřené v primárních inkluzích mají hodnoty $-12,7$ až $-11,0$ °C, u pseudosekundárních $-0,2$ až $0,0$ °C a u sekundárních $-4,4$ až $-3,7$ °C. Z celkového množství 37 analyzovaných inkluzí se podařilo jen v pěti případech změřit eutektickou teplotu a to vždy přibližně při -33 °C. Vodný roztok zamrzal okolo teploty -63 °C.

6.1.3 Ramanova spektroskopie

Mapovací analýzou fluidní inkluze uzavřené ve vesuvianu (VI 1, oblast 45×35 μm) Ramanovým spektrometrem s krokem 1 μm a načítacím časem cca 2 sek. na jeden krok, bylo získáno přibližně 1500 spekter. Pomocí klastrové analýzy byla spektra roztržena do 6 klastrů. Identifikováno bylo 5 komponent (obr. 21 a 22): minerální pozadí, pevná fáze S_1 a S_2 , kapalná a plynná fáze, zbývající klastr tvoří přechodné prostředí (v důsledku překrytí jednotlivých komponent).

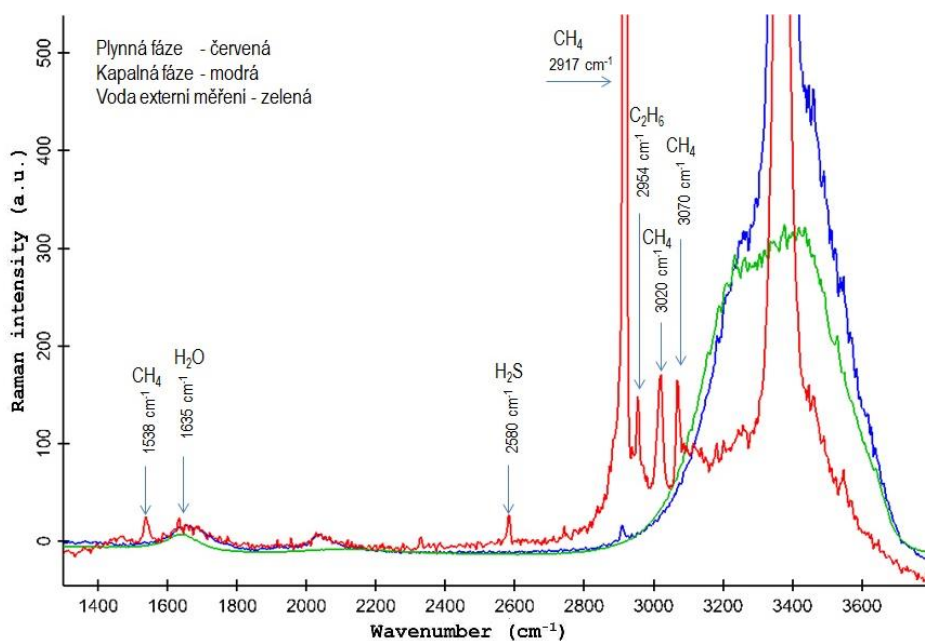


Obr. 21: Klastrová Ramanovská analýza fluidní inkluze ze vzorku VI 1 ukazuje, že inkluze zachycená ve vesuvianu se skládá ze čtyř komponent. V – plynná fáze, L – kapalná fáze, S_1 – pevná fáze vykazující intenzivní fluorescenci, S_2 – pevná fáze oválného až kulovitého tvaru. Červený rám vymezuje oblast mapování.



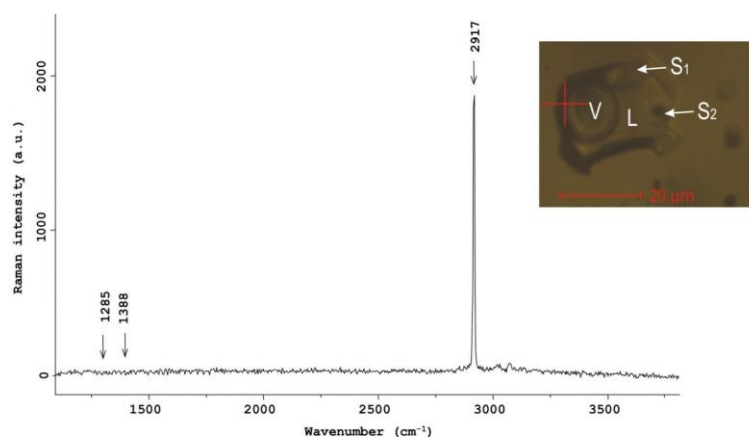
Obr. 22: Ramanovské spektrum komponent obsažených ve fluidní inkluzi a minerálního pozadí, které tvoří vesuvian vzorku VI 1. Spektrum reprezentující pevnou fází S₁ vykazuje výrazný fluorescenční jev typický pro (Ca, Mg)CO₃ minerály (viz [http.rruff.info/](http://rruff.info/)).

Při mikrotermometrii byl v této inkluzi zjištěn klatrátotvorný plyn. Ramanovská analýza této primární fluidní inkluze (obr. 21, 22 a 23) prokázala přítomnost metanu (píky 1538 cm⁻¹, 2917 cm⁻¹, 3020 cm⁻¹ a 3070 cm⁻¹), etanu (2954 cm⁻¹), sirovodíku (2580 cm⁻¹) a vody (1635 cm⁻¹ a 3235–3345 cm⁻¹), jak ukazuje obr. 23. Jiné plynné komponenty (např. CO₂) přítomny nebyly. Píky plynných složek byly identifikovány podle Hansena et al. (2000). Metan tvoří 92,7 mol. %, etan 4,7 mol. % a sirovodík 2,6 mol. %.



Obr. 23: Ramanovské spektrum plynné a kapalně fáze z primární fluidní inkluze ve vesuvianu vzorku VI 1. Referenční spektrum vody (zelená barva) bylo poskytnuto dr. V. Maškem.

Ze vzorku VI 3 byla vybrána primární inkluze typu L+V+S, ve které plynová bublina obsahovala klatrátotvorný plyn. Mikrotermometrické parametry dané inkluze mají hodnoty: teplota partiální homogenizace nevodné fáze $-82\text{ }^{\circ}\text{C}$ (na kapalinu), $T_{m\text{ ice}} -1,8\text{ }^{\circ}\text{C}$, tání klatrátu při $17,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ a $T_h 358\text{ }^{\circ}\text{C}$. Pomocí bodové analýzy Ramanovou spektrometrií byl v plynné fázi zjištěn metan (pík 2917 cm^{-1}). Oxid uhličitý (píky 1285 a 1388 cm^{-1}), dusík (2331 cm^{-1}) ani další plyny nebyly identifikovány (obr. 24).



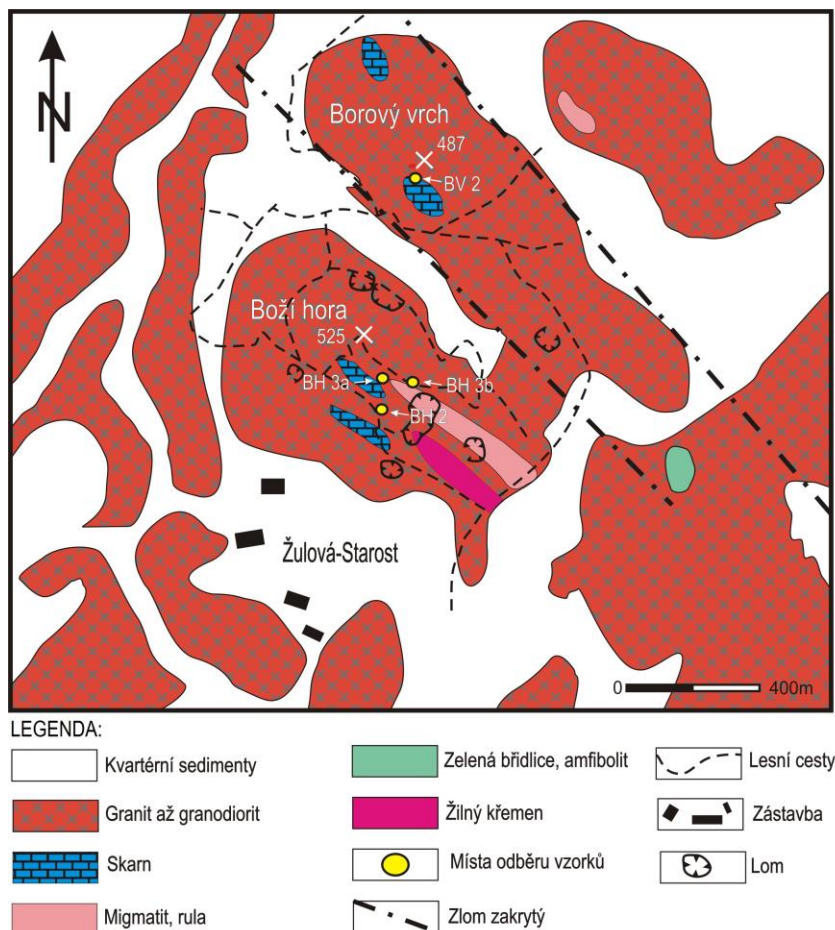
Obr. 24: Ramanovské spektrum plynné fáze z primární fluidní inkluze v granátu obsahující klatrátotvorný plyn; vzorek VI 3. Kříž na fotografii vpravo znázorňuje místo bodového měření; V – plynná bublina obsahující metan, L – kapalná fáze, S_1 – pevná fáze s interferenční barvou vyššího řádu, S_2 – pevná fáze oválného až kulovitého tvaru.

6.2 Boží hora



Obr. 25: Místo odběru vzorků BH 3a,b. Lokalita se nalézá přibližně 40 m jižně od XII. zastavení křížové cesty. Jedná se o řadu výkopů, které tvoří pás 30 m široký a přibližně 100 m dlouhý; stav z 19. 9. 2015.

Po komunikaci vedoucí od železniční stanice v Žulové do Černé Vody se přibližně po kilometru dostane k místu, kde severním směrem odbočuje polní cesta. Z této cesty přibližně po 300 m odbočuje cesta vlevo vedoucí ke kamenolomům, v nichž a poblíž nichž jsou odkryty kontaktní horniny (obr. 25 a 27). Na jižním svahu Boží hory byly pro tuto práci odebrány tři vzorky (BH 2, BH 3a,b) (obr. 26). Po přístupové cestě (100 m) v severovýchodním směru vystupuje jámový lom (400 m jjv. od vrcholu Boží Hora). Od tohoto místa je nutno pokračovat ještě asi 50 m sz. směrem po pěšině, kde se nalézá zářez se středně zrnitým taktitem (vzorek BH 2; obr. 27) červenohnědé až lososové barvy. Po návratu na pěšinu pak přibližně 100 m k sz. narazíme na křížovou cestu. Zde je třeba se vydat směrem k vrcholu. U XII. zastavení křížové cesty cca 40 m jižně je v lese odkryta řada výkopů a hald s kontaktními minerály, reprezentující lokalitu BH 3.



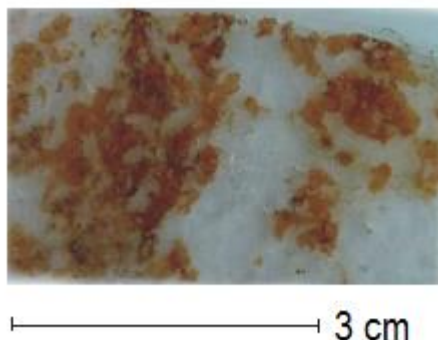
Obr. 26: Geologická mapa Boží hory, Borového vrchu a přilehlého okolí s vyznačením některých lomů a odběrových míst (upraveno podle Žáčka et al. 2005).

Ve vzorku BH 2, jenž má charakter středně zrnitého granát-pyroxenového taktitu, je makroskopicky rozeznatelný grosulár, který měl na řezu lososově oranžovou barvu a velikost 0,5 cm, a sytě zelený krátce sloupcovitý epidot o velikosti do 3 mm. Při mikroskopickém studiu byla zjištěna i přítomnost bezbarvého xenomorfně omezeného křemene a karbonátu. Granát je v procházejícím světle silně rozpraskaný, nažloutlý a zakalený fluidními inkluzemi. Při zkřížených nikolech je viditelné druhotné vyplnění prasklin karbonátem. Granát je opticky anomální, místy anizotropní (v XPL undulózně zháší). Při zkřížených nikolech je pozorovatelný také karbonát, diopsid a často také zonální hypautomorfně omezený epidot.



Obr. 27: Místo odběru vzorku BH 2. Zářez u pěšiny vedoucí ke křížové cestě mířící na Boží horu; stav z 19. 9. 2015.

Vzorek BH 3a reprezentuje kontakt křemene a grosuláru. Hornina je středně zrnitá, křemen je bílý, našedlý až bezbarvý. Středně zrnité agregáty grosuláru dosahují velikosti 1–3 mm. Grosulár je červenohnědý až světle oranžový (obr. 28). V procházejícím světle je granát nažloutlý, automorfně omezený, silně rozpraskaný a zakalený hojným počtem fluidních inkluzí. Zháší undulózně, jedno zrno ve výbruse je opticky zonální. Zonálnost kopíruje růstové zóny v grosuláru, což je nejlépe viditelné při zkřížených nikolech. Křemen je xenomorfně až hybautomorfně omezený, zháší undulózně.

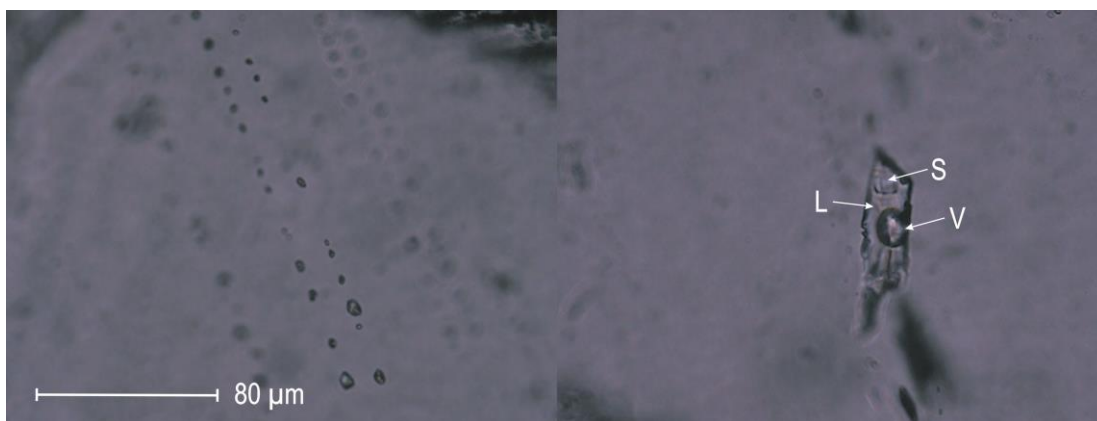


Obr. 28: Leštěná destička BH 3a reprezentující kontaktní zónu, ve které je grosulár uzavřený v mramoru. Z obrázku je patrné, že okrajové partie granátu na kontaktu s křemenem, mají světlejší lososovou barvu než tmavší jádra zrn.

Při makroskopickém zhodnocení vzorku BH 3b byl ve středně znitém taktitu tmavě zelenohnědé barvy identifikován epidot, granát a křemen. Granát o velikosti do 0,3 cm tvoří drúzy hnědočervených krystalků. Epidot je zbarven tmavě zeleně, má krátce sloupcovitý habitus a velikost 0,2–0,4 cm. Křemen tvoří sloupeček mléčné barvy o velikosti 0,2 cm. Granáty jsou při zkřížených nikolech zjevně anizotropní. Jsou zonální, což se projevuje střídáním izotropních a anizotropních zón v rámci jednoho krystalu, jiné hojně obsahují tenké průběžné lamely. Zdá se ovšem, že optickou anizotropii nelze nikterak korelovat s uspořádáním fluidních inkluzí ve vzorku.

6.2.1 Výskyt fluidních inkluzí

Fluidní inkluze ve vzorku BH 2 byly měřeny v granátu. Geneticky byly klasifikovány inkluze primární, pseudosekundární a sekundární (obr. 29). Primární fluidní inkluze (BH 2 P) v granátu byly především typu L+V, jen zřídka obsahovaly i pevnou fázi (BH 2 P+Sol.). Jejich velikost dosahovala až 80 μm , typický je komplikovaný protáhlý tvar. Pseudosekundární fluidní inkluze (BH 2 PS) se vyskytují na vyhojených puklinách. Téměř vždy obsahují pevnou fázi, která má při zkřížených nikolech interferenční barvy vyššího řádu. Jejich velikost je 10 až 35 μm , plynná fáze zaujímá 10–35 obj. %. Sekundární inkluze (BH 2 Sek) jsou typu L+V; plynná fáze v nich zaujímá 5–40 obj. %. Velikost sekundárních inkluzí je do 10 μm .



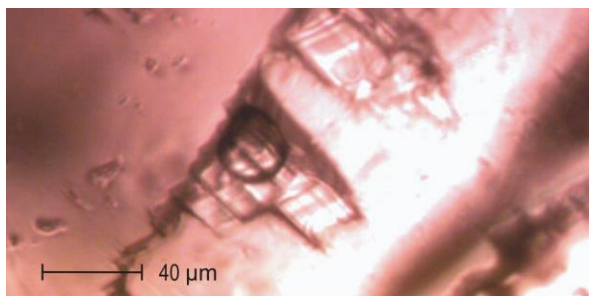
Obr. 29: Fluidní inkluze ve vzorku BH 2, granát v procházejícím světle. Nalevo řádky sekundárních FI, vpravo vícefázová V+L+S primární FI. Měřítka je platné pro oba snímky.

Ve vzorku BH 3a probíhalo studium FI v granátu a křemenu (obr. 30), který jej obklopoval. V granátu byly vyčleněny dvě skupiny primárních inkluzí. První skupinu tvoří jednotlivé inkluze o velikosti až 100 μm , které měly nepravidelný tvar a vždy obsahovaly, krom plynné a kapalné, jednu i více pevných fází (BH 3a P+Sol.). Pevná fáze vykazující interferenční barvy vyššího řádu zaujímala 5–30 obj. % inkluze. Jiný typ pevné fáze (do 5 obj. % inkluze) je izotropní. Tyto inkluze obvykle tvořily shluky o počtech 3–8 kusů. Druhá skupina (BH 3a P) se skládá z inkluzí které mají pravidelný oválný tvar, velikost až 50 μm , je bez pevné fáze (složení L+V) a nachází se soliterně, nebo v málo početných shlucích. Oba typy obsahují plynnou fázi, zaujímající objem 10–45 %. Granát obsahuje i početné řádky sekundárních (L+V) fluidních inkluzí (BH 3a Sek) do velikosti 5 μm . Fluidní inkluze v karbonátu (BH 3a Křemen) mají složení L+V, geneticky jsou rozlišeny řádky sekundárních FI a primární FI o velikosti 2–15 μm .



Obr. 30: Fluidní inkluze v procházejícím světle reprezentující vzorek BH 3a. A – primární FI v granátu obsahující často i pevnou fázi; B – primární FI v granátu bez pevné fáze; C – primární FI v křemenu. Měřítka je platné pro všechny snímky.

U vzorku BH 3b jsou studované fluidní inkluze uzavřeny v granátu, u kterého jsou při zkřížených nikolech pozorovány chaoticky rozmístěné anizotropní lamely, které jsou porušeny trhlinami. Primární (BH 3b P) i pseudosekundární (BH 3b PS) inkluze obsahují přibližně v 50 % pevnou fázi, tvořenou pravděpodobně karbonátem (interferenční barva vyššího řádu při zkřížených nikolech). Obecně platí, že pevná fáze se nevyskytuje u inkluzí, které mají nejvyšší hodnoty homogenizace (nad 350 °C). Průměrná velikost obou typů fluidních inkluzí je 40 μm a plynná složka v nich zaujímá 15-35 obj. %. Pseudosekundární inkluze se vyskytují na vyhojených trhlinách. Obvykle mají pravidelnější oválný tvar, ale jak je vidno z obr. 31, není to pravidlem. Granát obsahuje také řádky drobných (L+V) okolo 5 μm sekundárních FI, pravidelného oválného tvaru (BH 3b Sek).



Obr. 31: Pseudosekundární inkluze na trhlíně v granátu ze vzorku BH 3b, plynná fáze zaujímá okolo 35 % objemu inkluze.

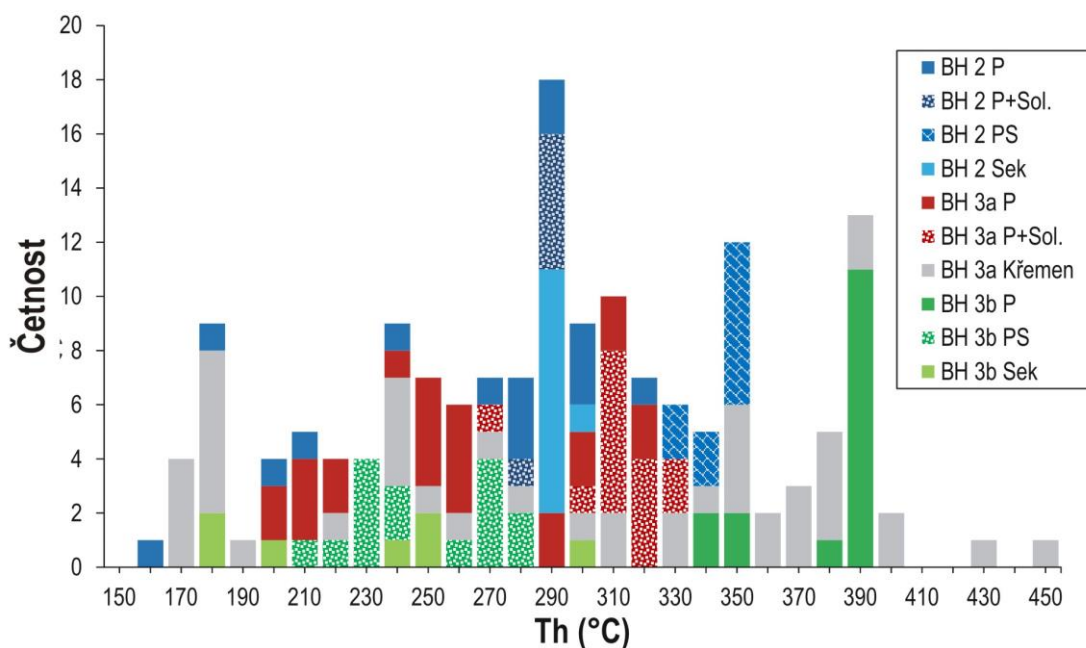
6.2.2 Mikrotermometrie

Mikrotermometrickému měření vzorku BH 2 bylo podrobena 42 inkluzí; 22 primárních (z toho 6 obsahovalo pevnou fázi), 10 pseudosekundárních a 10 sekundárních. Všechny byly měřeny v granátu. Inkluze homogenizovaly na kapalinu. Primární inkluze homogenizují za teplot 155–312 °C (viz obr. 32), pseudosekundární při 327 až 345 °C. Teplota zamrznutí se pohybovala okolo -35 °C. Eutektická teplota kolísá mezi -15 až -23 °C. Histogram teplot tání ledu ($T_{m\text{ ice}}$) zobrazuje obr. 33. U primárních inkluzí se pohybují hodnoty $T_{m\text{ ice}}$ mezi -2,0 až -0,9 °C, u pseudosekundárních -1,3 až -1,0 °C. Sekundární inkluze mají hodnoty T_h 284–294 °C a $T_{m\text{ ice}}$ -1,3 až -1,0 °C (obr. 32 a 33).

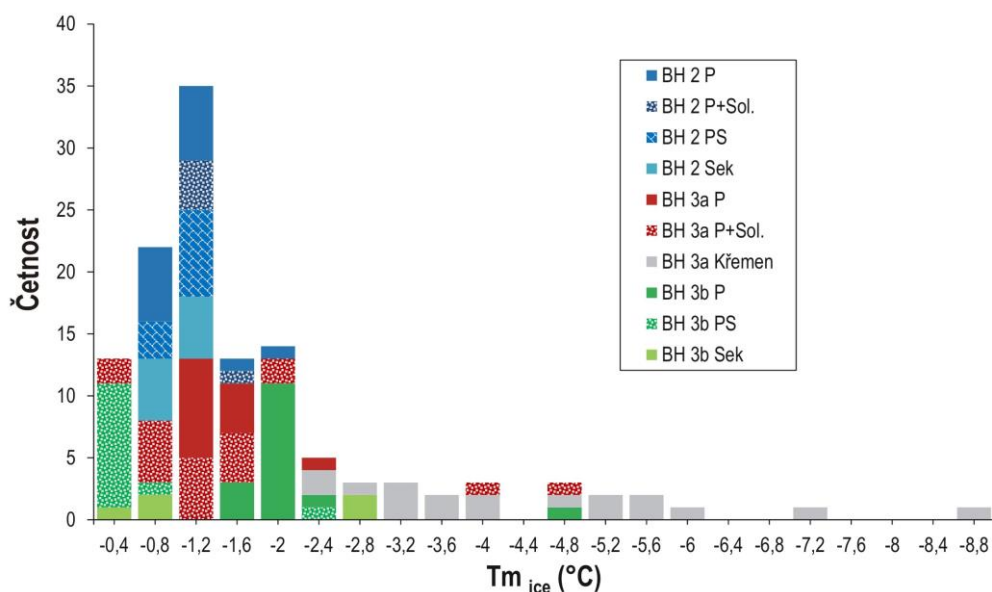
40 primárních inkluzí uzavřených v granátu bylo studováno ve vzorku BH 3a, z toho 25 obsahovalo pevnou fázi. Ve FI s pevnou fázi během zahřívání zmizela plynná fáze při teplotách 200–306 °C (pevná fáze v inkluzích se během zahřívání nijak

nemění), tání ledu probíhalo za teplot $-5,0$ až $-0,3$ °C. FI bez pevné fáze charakterizuje homogenizace při teplotě 270 – 322 °C a tání ledu ($T_{m\text{ ice}}$) mezi $-2,4$ až $-1,2$ °C. Teplota zamrznutí primárních inkluzí je viditelná přibližně v rozmezí -50 až -35 °C, při postupném zahřívání identifikujeme u některých FI eutektickou teplotu nejčastěji v hodnotě -33 °C, méně hojně v rozmezí -25 až -21 °C. Dále bylo vyhodnoceno 28 primárních inkluzí v křemenu. Vymrznutí vodného obsahu FI probíhalo mezi teplotami -52 až -43 °C, objevení první kapalná fáze (T_e) se podařilo pozorovat ve dvou případech za teplot -33 °C. Homogenizace FI nastávala v širokém rozpětí od 169 do 447 °C (obr. 32). Tání ledu probíhalo v intervalu hodnot $-8,8$ až $-2,4$ °C (obr. 33).

Ve vzorku BH 3b (granát) bylo změřeno celkem 16 primárních FI. Hodnoty $T_{m\text{ ice}}$ jsou $-2,4$ až $-2,2$ °C a rozmezí teplot homogenizací je 340 – 389 °C. Pseudosekundární FI (15 inkluzí) dosahují hodnot T_h 210 – 278 °C a tání ledu probíhá mezi $-2,7$ až $-0,2$ °C. Zamrznutí vodného obsahu inkluze probíhalo v intervalu -37 až -31 °C. Eutektická teplota má hodnoty -23 až -21 °C. Při dosažení teplot okolo 330 – 360 °C dochází u pseudosekundárních inkluzí k dekrepitaci. Zároveň platí, že inkluze, u nichž jsou naměřeny teploty homogenizace blízké 390 °C, neobsahují pevnou fázi. 7 sekundárních FI má hodnoty $T_{m\text{ ice}}$ $-3,0$ až $-0,3$ °C (obr. 33) a rozmezí teplot homogenizací je 178 – 294 °C (obr. 32).



Obr. 32: Histogram teplot homogenizací fluidních inkluzí v granátech a křemenu ze skarnů z lokality Boží hora. Zkratky: Sol. – pevná fáze. N=162.



Obr. 33: Histogram teplot tání ledu fluidních inkluzí uzavřených především v granátech a křemenu z lokality Boží hora. N=123.

6.3 Borový vrch

Z Boží hory se po modré turistické značce (směr Plavný potok) přibližně po 1 km dostaneme k místu, kde je tabule naučné stezky Borový vrch. Po této stezce se vydáme přibližně 50 m sv. směrem. V místě, kde se stezka stáčí doleva po vrstevnici, musíme pokračovat pěšinkou ještě asi 80 m přímo k vrcholu Borového vrchu (487 m n. m.). Poté nelze minout řadu výkopů v lese, tvořící pás přibližně 25 m dlouhý a 5 m široký (obr. 26 a 34). Vzorek BV 2 byl odebrán na haldě vykopaného materiálu.

Středně zrnitý taktit (BV 2) použitý ke studiu FI obsahuje pistáciově zelený krátce sloupcovitý epidot do velikosti 4 mm, hnědozelené sloupečky vesuvianu se skelným leskem (velikost 0,2–0,6 mm), hnědočervené až 10 mm velké zrna granátu a bezbarvý až našedlý křemen o velikosti zrn 2 mm. Vzorek je rozpraskaný a významný podíl mají kaverny o velikosti do 2 mm. Ve výbruse byly identifikovány hypautomorfní epidot, vesuvian a automorfní granát. Některá zrna granátu jsou při zkřížených nikolech růstově a opticky zonální, to se projevuje střídáním izotropních a anizotropních zón v rámci jednoho krystalu.



Obr. 34: Kontaktní zóna na Borovém vrchu; stav z 19. 9. 2015.

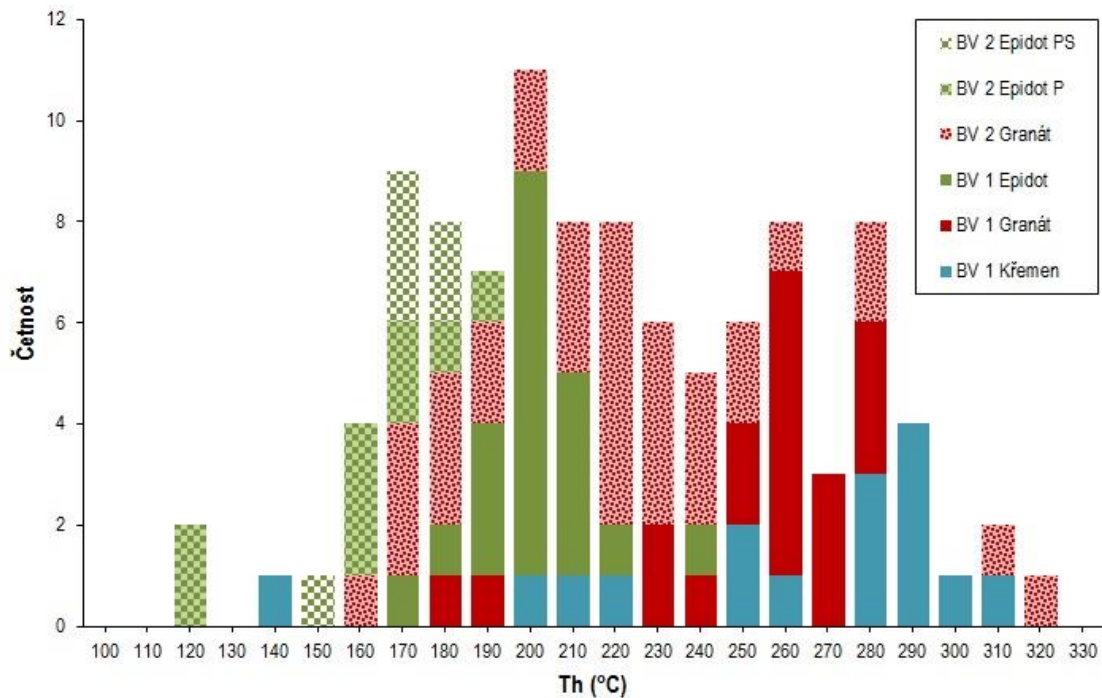
6.3.1 Výskyt fluidních inkluzí

V granátu vzorku BV 2 bylo studováno 36 inkluzí. Geneticky se jednalo o primární inkluze (BV 2 Granát). Primární FI měly komplikované tvary a velikost až 100 μm . Přibližně v 90 % obsahovaly pevnou fázi o velikosti 1–10 μm s optickými vlastnosti karbonátu a 4 inkluze ještě navíc pevnou fázi kulovitěho tvaru, v procházejícím světle bezbarvou, která při zkřížených nikolech nezhasí. Plynná fáze vyplňuje 10–30 obj. % inkluze. Dále bylo měřeno 18 uzavřenin v epidotu, jež zahrnují inkuze primární (BV 2 Epidot P) a pseudosekundární (BV 2 Epidot PS). Fázové složení primárních i pseudosekundárních inkluzí je L+V a velikost primárních FI je do 20 μm , v případě pseudosekundárních je velikost až 45 μm . Primární i pseudosekundární FI se vyznačují pravidelným oválným tvarem. Plynná fáze zaujímá 5–15 obj. % u primárních FI, u pseudosekundárních až 25 obj. %.

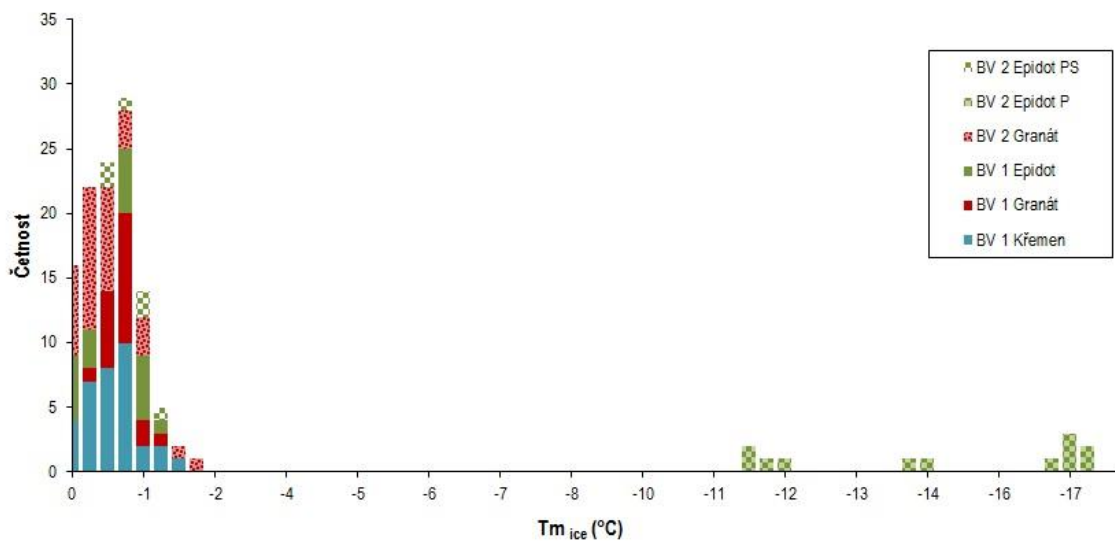
6.3.2 Mikrotermometrie

Fluidní inkluze v granátu BV 2 měly teploty homogenizací mezi 158 a 311 $^{\circ}\text{C}$ (obr. 35) a $T_{m\text{ ice}}$ -2,3 až -0,1 $^{\circ}\text{C}$ (obr. 36). Teploty zamrznutí inkluze byly přibližně -35 až -30 $^{\circ}\text{C}$. Eutektická teplota, změřená jen výjimečně, má hodnoty -33 až -13 $^{\circ}\text{C}$, nejčastěji ovšem -33 $^{\circ}\text{C}$. Uzavřeniny v epidotu mají teploty homogenizace 115–187 $^{\circ}\text{C}$

u primárních FI a 148–176 °C u pseudosekundárních FI (obr. 35). Vodný roztok zamrzal při -55 až -35 °C. Eutektická teplota byla měřena při -22 °C a úplné tání ledu ($T_{m\ ice}$) probíhalo u primárních FI za teplot od -17,3 do -11,5 a u pseudosekundárních FI pak od -1,5 do -0,3 °C (obr. 36). Tání klatrátu ani rozpouštění pevné fáze pozorováno nebylo.



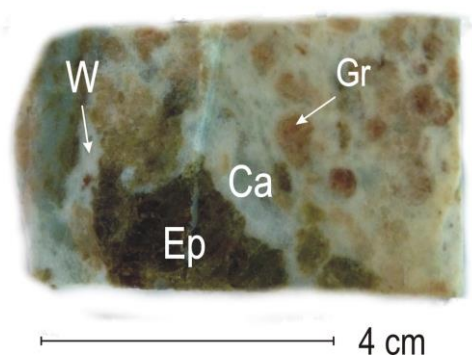
Obr. 35: Histogram teplot homogenizací fluidních inkluzí v granátu a epidotu. Data vzorku BV 1 jsou převzata od Schreiera (2013). N=125.



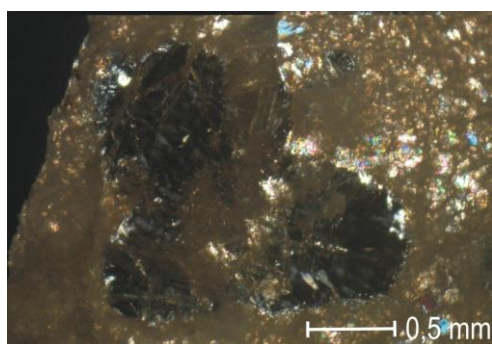
Obr. 36: Histogram teplot tání ledu v granátu a epidotu z Borového vrchu. BV 1 reprezentují data od Schreiera (2013). N=103.

6.4 Bludov

V příležitostně těžném lomu s označením “Nový lom“ se nalézá kontaktní skarn, z něhož byly odebrány dva vzorky ke studiu fluidních inkluzí. První s označením Bl 1 charakterizuje kusový částečně zvětralý epidot o velikosti 4 cm, s drobnou (2 mm mocnou) kalcitovou žilkou. Ve druhém případě se jedná o úlomek “bludovitu“, kdy v jemnozrnné bílé wollastonitové (méně kalcitové) základní tkáni jsou uzavřena izometrická zrna granátu, vesuvianu a epidotu. Tato horninová matrice je navíc zatlačována hypautomorfně omezeným epidotem a xenomorfním kalcitem (obr. 37).



Obr. 37: „Bludovit“ použitý ke studiu fluidních inkluzí (vzorek Bl 2). Granát (Gr) tvoří červené až narůžovělé izometrické porfyroblasty uzavřené v bílé wollastonitové (W) až bezbarvé karbonátové (Ca) základní tkáni, kterou zatlačují tmavě zelené porfyroblasty epidotu (Ep).

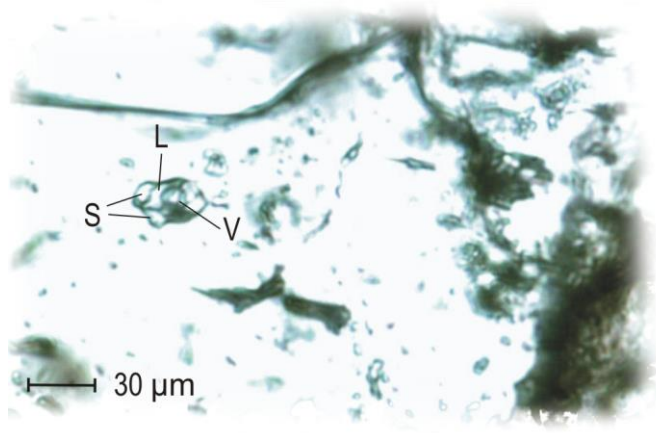


Obr. 38: Xenomorfně omezený porfyroblast granátu (vzorek Bl 2) ve výbruse v XPL. Jádru granátu obsahuje inkluze wollastonitu a kalcitu, okraj porfyroblastu je prorůstán wollastonitem.

Porfyroblasty granátů jsou v některých případech růstově zonální. Jádra granátů i vesuvianu obsahují inkluze kalcitu, wollastonitu a epidotu (obr. 38). Okraj granátu je protkán jehlicemi wollastonitu. Porfyroblasty i základní tkáň jsou zatlačovány růstově zonálním hypautomorfně omezeným epidotem, xenomorfním kalcitem a jehličkami wollastonitu (obr. 37 a 38).

6.4.1 Výskyt fluidních inkluzí

Epidot ze vzorku Bl 1 obsahuje dva genetické typy fluidních inkluzí, primární (Bl 1 Epidot P) a pseudosekundární (Bl 1 Epidot PS). Celkem bylo změřeno 19 primárních a 14 pseudosekundárních inkluzí. Primární inkluze mají velikost 10–30 μm a jejich složení je převážně L+V (plynná fáze zaujímá 10–40 obj. %); zřídka byla pozorována i pevná fáze (obr. 39). První typ pevné fáze při zkřížených nikolech nezhasí, druhý typ má interferenční barvy vyššího řádu. Oba typy pevné fáze se vyskytují společně ale i soliterně. Pevná fáze zaujímá přibližně 5% z objemu inkluze, FI s teplotami homogenizace nad 320 °C pevnou fází neobsahují. Tvar těchto inkluzí je velmi nepravidelný, bochníkovitý, často je vedle sebe jedna větší a jedna menší inkluze, což poukazuje na možné uplatnění procesu zaškrcování inkluzí. Pseudosekundární inkluze jsou menší velikosti (2–25 μm) a mají pravidelnější oválný tvar. Plynná fáze zaujímá 10–60 obj. %. Pevná fáze má stejné vlastnosti jako u primárních inkluzí.



Obr. 39: Primární fluidní v epidotu (Bl 1), která obsahuje dvě pevné fáze (S), plynnou (V) a kapalnou (L) složku.

Fluidní inkluze ve vzorku Bl 2 byly studovány v granátu, epidotu a karbonátu. Primární (Bl 2 Granát P) a pseudosekundární (Bl 2 Granát PS) fluidní inkluze byly studovány v růstově zonálních partiích granátů, i u jedinců bez zonality. Primární fluidní inkluze se vyskytují soliterně, dosahují velikosti 5–25 μm a jsou složené L+V+S. Plynná fáze zaujímá přibližně 15–35 obj. %. Pevná fáze má při zkřížených nikolech interferenční barvy vyššího řádu. Pseudosekundární FI tvoří shluky podél vyhojených trhlin a mají velikost přibližně 15 μm . Fázové složení je L+V nebo L+V+S. Plynná fáze zaujímá menší objem než u primárních FI a to do 20 obj. %. Pevná fáze vyskytující se

přibližně u 70 % FI má stejné charakteristiky jako u primárních FI, ale často (přibližně u 30 % inkluzí) je spolu přítomná kulovitá pevná fáze, která nezháší.

V epidotu se vyskytovaly dva typy FI: primární (Bl 2 Epidot P) a pseudosekundární (Bl 2 Epidot PS). Primární inkluze měly složení L+V nebo L+V+S, plynná fáze v nich zabírá 5–30 obj. %. Největší primární FI dosahovaly velikosti 35 μm a měly poměrně pravidelný oválný tvar. Pevnou fázi obsahovaly přibližně v 50 % případů. Pevná fáze v nich zaujímá od 1 do 20 % objemu inkluze a při zkřížených nikolech má interferenční barvy vyššího řádu a tvar blízký klenci. Plynná fáze zaujímá 5–30 obj. %. Pseudosekundární jednofázové nebo L+V fluidní inkluze se vyskytovaly na vyhojených trhlinách. Tvar pseudosekundárních inkluzí je komplikovaný, obvykle obsahují několik ostrých výběžků. Největší FI měří až 140 μm .

Poslední skupinou jsou FI v karbonátu. Zde byly měřeny primární fluidní inkluze, které měly velikost 5–20 μm . Obsahovaly pouze kapalnou a plynnou složku. Plynná fáze zaujímala maximálně 10 obj. %.

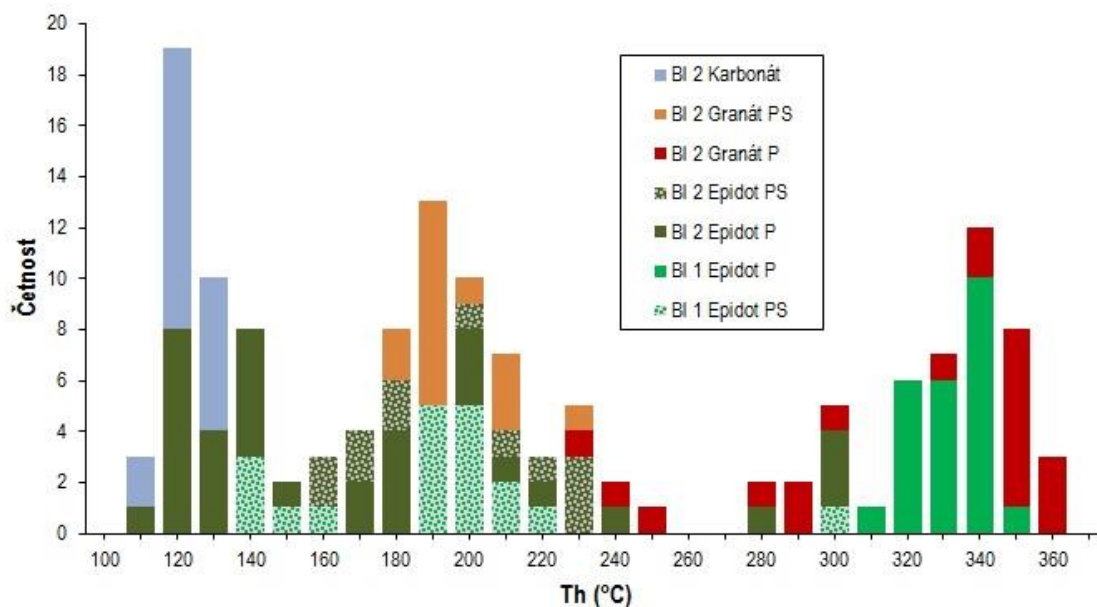
6.4.2 Mikrotermometrie

Fluidní inkluze v epidotu (Bl 1) zamrzaly okolo $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$. Eutektická teplota byla měřena mezi -26 až $-18\text{ }^{\circ}\text{C}$. $T_{m\text{ ice}}$ u primárních inkluzí se pohybuje v rozmezí $-1,2$ až $-0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$, u pseudosekundárních inkluzí od $-1,3$ do $-0,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ (obr. 41). Teploty homogenizace jsou u primárních inkluzí 304 – $341\text{ }^{\circ}\text{C}$, u pseudosekundárních pak 136 – $298\text{ }^{\circ}\text{C}$ (obr. 40).

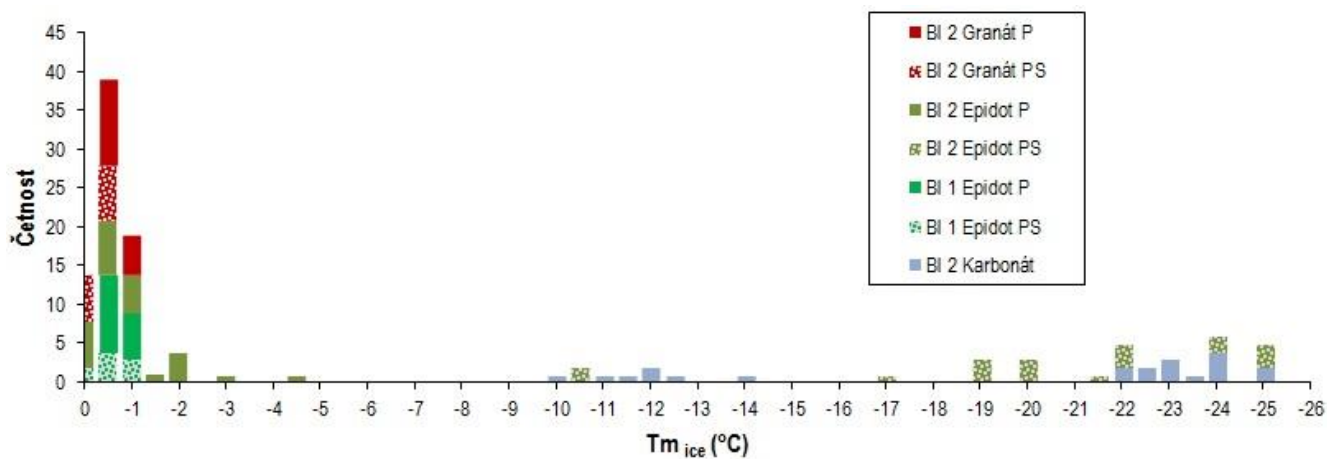
Primární uzavřeniny v granátu mají teploty homogenizace 230 – $356\text{ }^{\circ}\text{C}$, u pseudosekundárních FI pak 172 – $222\text{ }^{\circ}\text{C}$ (obr. 40). Vodný roztok zamrzal při -45 až $-35\text{ }^{\circ}\text{C}$. Eutektická teplota byla měřena při $-21\text{ }^{\circ}\text{C}$. Led roztál u primárních FI za teplot od $-1,2$ do $-0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ a u pseudosekundárních FI pak od $-0,9$ do $-0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ (obr. 41). Tání klatrátu ani rozpouštění pevné fáze zde pozorováno nebylo.

Pseudosekundární jednofázové inkluze u vzorku Bl 2 dekrepitovaly od teploty $160\text{ }^{\circ}\text{C}$. Teplota homogenizace vícefázových pseudosekundárních FI je 152 – $230\text{ }^{\circ}\text{C}$. Poslední led tál při $-25,0$ až $-10,5\text{ }^{\circ}\text{C}$. Teplota eutektika byla měřena při -39 až $-33\text{ }^{\circ}\text{C}$. Všechny inkluze dekrepitují při $440\text{ }^{\circ}\text{C}$, ani při této teplotě však není pozorována žádná změna u pevné fáze. Teploty homogenizací primárních FI leží v rozmezí 112 – $298\text{ }^{\circ}\text{C}$ (obr. 40). Hodnoty $T_{m\text{ ice}}$ jsou $-4,8$ až $-0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ (obr. 41). Eutektická teplota byla pozorována při -25 až $-21\text{ }^{\circ}\text{C}$. Vodný roztok mrzne při -51 až $-31\text{ }^{\circ}\text{C}$.

V kalcitu (Bl 2 Karbonát) bylo analyzováno 22 inkluzí. Teploty homogenizace primárních inkluzí jsou 105–125 °C. $T_{m\ ice}$ mají hodnoty -25,3 až -10,0 °C. Vodný roztok zamrzal v rozmezí teplot -86 až -63 °C. Eutektické teploty byly změřeny přibližně okolo -53 °C a -33 °C.



Obr. 40: Histogram teplot homogenizací u inkluzí uzavřených v epidotu, granátu a karbonátu na lokalitě Bludov. N =144.



Obr. 41: Histogram teplot tání ledu v inkluzích uzavřených v epidotu, granátu a karbonátu na lokalitě Bludov. N =118.

6.5 Izotopy vodíku

Stanovení hodnot δD proběhlo na vzorcích epidotu z Borového vrchu a Bludova. Epidot z Borového vrchu (BV 1) obsahoval 1,85 % vody a měl hodnotu δD -94,8 ‰ SMOW, zatímco vzorek z Bludova měl 2,29 % vody a hodnotu δD -30,0 ‰ SMOW.

7. Diskuze

7.1 Složení fluid

Na formování grosuláru ve Vycpálkově lomu se na základě zjištěných eutektických teplot (od -27 až -18 °C a -37 až -33 °C) podílely vodné systémy s obsahem chloridů Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Fe^{3+} , Fe^{2+} a jejich směsí (Huraiová et al. 2002). Fluida zachycená ve vesuvianu reprezentuje dvojsložkový systém $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ popřípadě vícesložkové systémy tvořené vodou a $\text{NaCl}-\text{KCl}$, $\text{CaCl}_2-\text{MgCl}_2$, $\text{KCl}-\text{MgCl}_2$, $\text{MgCl}_2-\text{NaCl}$ (Huraiová et al. 2002). Z obalových hornin byly podrobeny mikrotermometrii také mramory. V nich změřená eutektická teplota -33 °C odpovídá systému $\text{H}_2\text{O}-\text{MgCl}_2$, popřípadě $\text{H}_2\text{O}-\text{KCl}-\text{MgCl}_2$ (Huraiová et al. 2002). Salinita fluid uzavřených v granátu a vesuvianu (s absencí klatrátotvorného plynu) je 0,2–4,7 hmot. % NaCl ekv. Molární objem fluid v inkluzích se pohybuje v rozmezí 20,6–27,0 cm^3/mol . Inkluze v kalcitu z okolního mramoru uzavírají tři skupiny fluid o různých salinitách (obr. 47). První skupina, patrně nejstarší, má salinity 14,8–16,6 hmot. % NaCl ekv. Další skupina inkluzí (salinita 5,9–7,0 % NaCl ekv.) byla nejspíše zachycena při vzniku kontaktně-metamorfních asociací. Poslední skupina zahrnuje inkluze vyplněné téměř čistou vodou (salinita do 0,2 hmot. % NaCl ekv.) a s nejvyššími hodnotami teplot homogenizace.

Mikrotermometrické údaje z grosulárů a křemene odebraných v oblasti Boží hory odpovídají molárnímu objemu fluida v grosulárech 20,0–35,4 cm^3/mol . Salinita vodného roztoku v grosulárech se pohybuje mezi 0,5 až 7,8 hmot. % NaCl ekv. Údaje získané z inkluzí zachycených v křemenu ukazují salinitu 3,9–12,6 hmot. % NaCl ekv.

U některých primárních a pseudosekundárních inkluzích uzavřených v granátu (ve vzorcích VI 1 a VI 3) bylo pozorováno při kryometrii formování klatrátu. V plynné fázi těchto inkluzí byl Ramanovou spektrometrií zjištěn metan (92,7 mol. %) s příměsí etanu (4,7 mol. %) a sirovodíku (2,6 mol. %). Etan a sirovodík díky nízkým koncentracím nebyly zaznamenány vždy, proto je složení tohoto fluida modelováno systémem $\text{CH}_4-\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$. Mikrotermometrické údaje odpovídají následujícímu složení fluida: 91,1–95,2 mol. % vody, 1,5–7,0 mol. % metanu a 1,8–3,2 mol. % NaCl . Salinita vodného roztoku se pohybuje v rozmezí 3,3–5,2 hmot. % NaCl ekv. Molární objem fluida je 22,2–23,1 cm^3/mol .

Situace na Borovém vrchu je co se týče kvalitativního složení vodných roztoků v grosuláru shodná s grosuláry ve Vycpálkově lomu, obsah solí je zde 0,2–3,8 hmot. % NaCl ekv. a molární objem fluida 19,5–27,2 cm^3/mol . Fluida obsažená v primárních

inkluzích epidotu náleží systému H₂O-NaCl popřípadě systémům tvořených H₂O a NaCl-KCl, CaCl₂-MgCl₂, KCl-MgCl₂, MgCl₂-NaCl (Huraiová et al. 2002). Nízká hodnota teplot T_{m ice}, a tudíž vysoká salinita tohoto H₂O-NaCl roztoku (15,7 až 20,4 hmot. % NaCl ekv.) výrazně převyšuje údaje ostatních skupin.

Eutektická teplota (okolo -21 °C) ukazuje na fakt, že vodný roztok primárních inkluzí v epidotu a granátu na lokalitě Bludov reprezentují stejné systémy, které jsou obsaženy v epidotech na Borovém vrchu. Salinita roztoků je nízká (0,5 až 7,6 hmot. % NaCl ekv.). Fluida v těchto minerálech mají molární objemy 20,0–33,4 cm³/mol. Vodná fluida v pseudosekundárních inkluzích zachycených v epidotu na této lokalitě (Te -33 °C) patrně náleží systémům H₂O-MgCl₂ nebo H₂O-KCl-MgCl₂ (Huraiová et al. 2002). Teplota tání ledu odpovídá salinitě 16,8 až 18,4 hmot. % NaCl ekv. V nízkoteplotních karbonátech jsou zachycena vodná fluida o složení H₂O-CaCl₂, H₂O-MgCl₂, H₂O-CaCl₂-MgCl₂, H₂O-CaCl₂-NaCl, H₂O-CaCl₂-KCl nebo H₂O-KCl-MgCl₂. Salinita těchto roztoků je přibližně 14,0 až 19,8 hmot. % NaCl ekv.

Údaje o složení fluidních inkluzí, které neobsahovaly klatrátotvorný plyn, ukazuje tabulka 1.

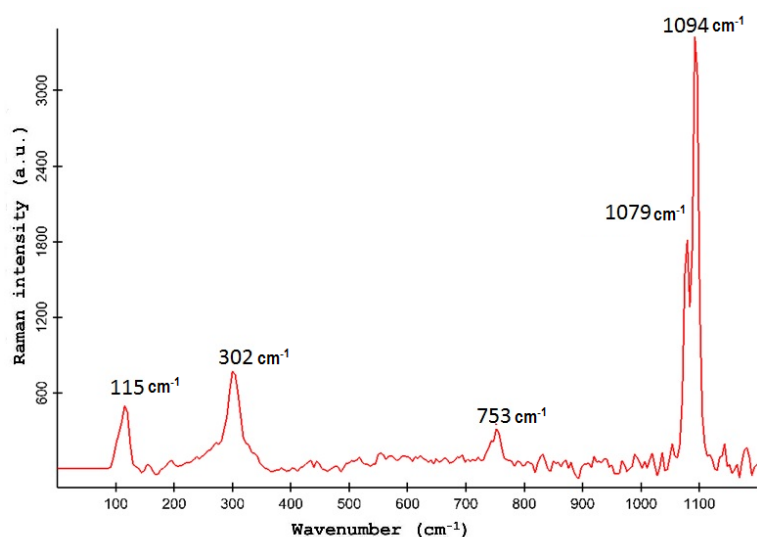
| | T _{m ice} (°C) | | T _h (°C) | | NaCl (hmot. % ekv.) | | Molární objem (cm ³ /mol) | | Tlak (MPa)/ 400 °C | | Tlak (MPa)/ 600 °C | |
|--------------------|-------------------------|-------|---------------------|-----|---------------------|------|--------------------------------------|------|--------------------|-----|--------------------|------|
| | od | do | od | do | od | do | od | do | od | do | od | do |
| VI 1 vesuvian P | -2,9 | -1,1 | 247 | 325 | 1,8 | 4,7 | 22,4 | 27,0 | 119 | 210 | 335 | 480 |
| VI 1 vesuvian PS | -2,1 | -0,9 | 200 | 235 | 1,5 | 3,4 | 20,6 | 21,8 | 239 | 344 | 525 | 676 |
| VI 1 grosulár P | -2,3 | -0,8 | 215 | 270 | 2,1 | 3,8 | 21,4 | 24,4 | 129 | 244 | 352 | 533 |
| VI 3 grosulár P | -2,7 | -0,9 | 188 | 399 | 1,5 | 4,4 | 26,0 | 39,2 | 21 | 88 | 119 | 281 |
| VI 3 grosulár PS | -3,2 | -0,7 | 178 | 330 | 0,2 | 3,4 | 21,8 | 27,3 | 75 | 248 | 254 | 537 |
| VI 3 karbonát P | -12,7 | -11,0 | 150 | 231 | 14,8 | 16,6 | 32,1 | 33,1 | 48 | 52 | 188 | 198 |
| VI 3 karbonát PS | -0,2 | 0,0 | 350 | 355 | 0,0 | 0,2 | 19,8 | 21,1 | 273 | 503 | 594 | 906 |
| VI 3 karbonát Sek. | -4,4 | -3,7 | 196 | 235 | 5,9 | 7,0 | 20,5 | 21,4 | 246 | 345 | 541 | 683 |
| BH 2 grosulár P | -2,0 | -0,9 | 155 | 312 | 1,8 | 3,3 | 20,0 | 26,4 | 95 | 414 | 290 | 775 |
| BH 2 grosulár PS | -1,3 | -1,0 | 327 | 345 | 2,0 | 2,1 | 27,7 | 29,8 | 58 | 77 | 216 | 255 |
| BH 3a grosulár P | -5,0 | -0,3 | 200 | 322 | 0,5 | 3,9 | 20,9 | 26,3 | 85 | 311 | 275 | 630 |
| BH 3a karbonát | -8,8 | -2,4 | 169 | 447 | 3,9 | 12,6 | 19,9 | 28,8 | 37 | 427 | 183 | 795 |
| BH 3b grosulár P | -2,4 | -2,2 | 340 | 389 | 3,1 | 7,8 | 27,7 | 35,4 | 32 | 68 | 162 | 240 |
| BH 3b grosulár PS | -2,7 | -0,2 | 210 | 278 | 0,6 | 4,4 | 21,3 | 24,2 | 147 | 285 | 380 | 591 |
| BV 2 epidot P | -17,3 | -11,5 | 115 | 187 | 15,7 | 20,4 | 20,0 | 27,2 | 95 | 415 | 286 | 775 |
| BV 2 epidot PS | -1,5 | -0,3 | 148 | 176 | 0,5 | 2,6 | 19,2 | 20,5 | 399 | 631 | 772 | 1074 |
| BV 2 grosulár P | -2,3 | -0,1 | 158 | 311 | 1,2 | 2,5 | 19,5 | 20,1 | 399 | 490 | 755 | 878 |
| BL 1 epidot P | -1,2 | -0,6 | 304 | 341 | 1,3 | 2,0 | 26,0 | 28,7 | 67 | 106 | 235 | 309 |
| BL 1 epidot PS | -1,3 | -0,2 | 136 | 298 | 0,4 | 2,2 | 19,3 | 25,4 | 115 | 532 | 326 | 934 |
| BL 2 grosulár P | -1,2 | -0,6 | 230 | 356 | 1,1 | 2,0 | 21,8 | 31,3 | 48 | 248 | 193 | 537 |
| BL 2 grosulár PS | -0,9 | -0,3 | 172 | 222 | 0,5 | 1,6 | 20,0 | 21,4 | 268 | 409 | 568 | 767 |
| BL 2 epidot P | -4,8 | -0,3 | 102 | 298 | 0,7 | 7,5 | 19,2 | 25,8 | 114 | 629 | 322 | 1065 |
| BL 2 epidot PS | -25,0 | -19,0 | 152 | 230 | 16,8 | 18,4 | / | / | / | / | / | / |
| BL 2 karbonát | -25,3 | -10,0 | 105 | 125 | 14,0 | 19,8 | / | / | / | / | / | / |

Tab. 1: Vybrané údaje z fluidních inkluzí, ve kterých nebyl detekován klatrátotvorný plyn. Chemické složení, hustoty a izochory byly vypočteny pomocí programu FLINCOR s kalibrací izochory podle Zhanga a Frantze (1987).

7.1.1 Složení pevné fáze v inkluzích

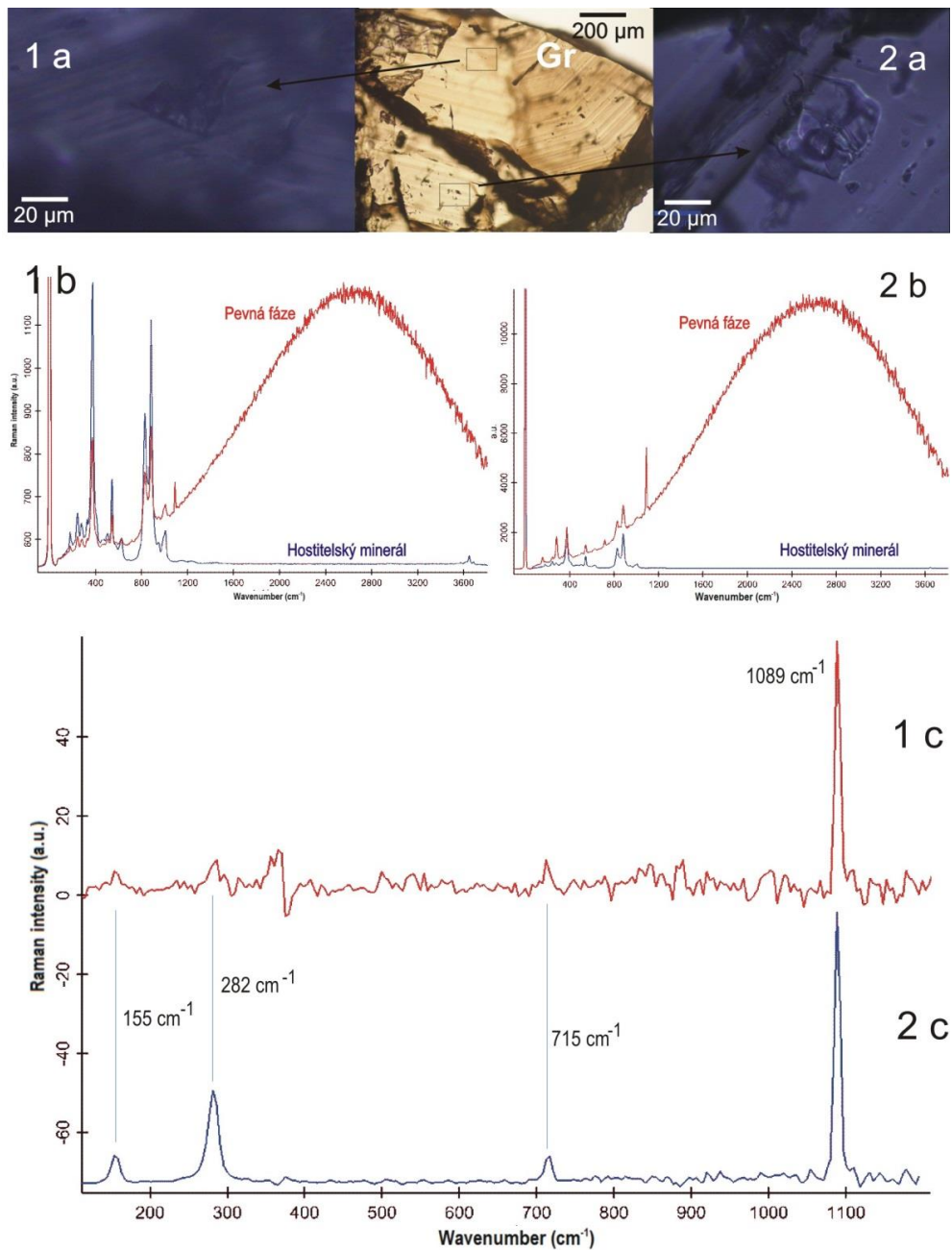
Ramanovské spektrum pevné fáze S_1 z fluidní inkluze uzavřené ve vesuvianu VI 1 vykazuje výrazný fluorescenční jev (obr. 22), což je typické zejména pro karbonáty. Po korekci minerálního pozadí a nežádoucího fluorescenčního jevu zůstaly výrazné píky o vlnočtu 115, 302, 753, 1079 a 1094 cm^{-1} (obr. 42). V daném případě se k identifikaci nabízí zejména vaterit (píky 188, 301, 750, 1074 a 1090 cm^{-1}). Píky jsou identifikovány podle Frezzottiho et al. (2012).

Druhou menší pevnou fází S_2 (obr. 21 a 22), která je v optickém mikroskopu izotropní, tvarem izometrická nebo kulovitá a má velikost přibližně 2 μm , nelze touto metodou identifikovat, jelikož není aktivní v Ramanově spektroskopu.



Obr. 42: Diferenční Ramanovské spektrum pevné fáze S_1 z primární fluidní inkluze uzavřené ve vesuvianu (VI 1) po korekci minerálního pozadí a oříznutí do 1200 cm^{-1} .

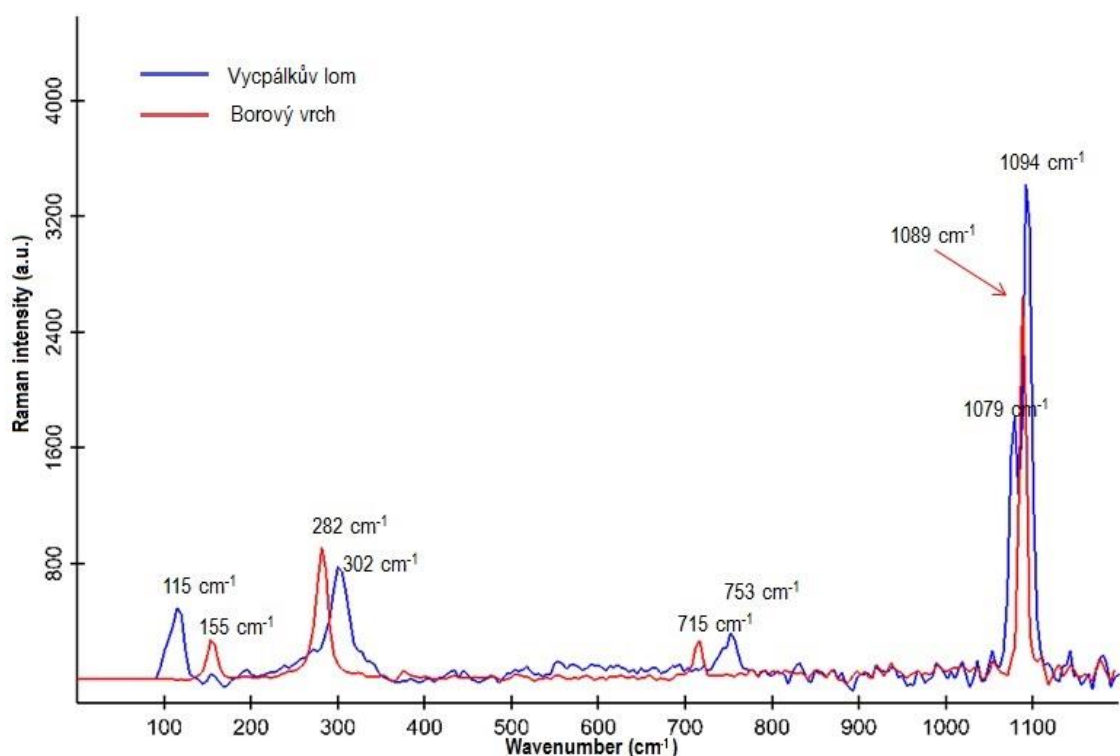
Fluidní uzavřeniny v grosuláru z Borového vrchu také hojně obsahují pevnou fází. Pomocí Ramanovy spektroskopie byly analyzovány dvě pevné fáze, které se nalézaly ve dvou inkluzích v různých růstových zónách grosuláru. Vzájemné srovnání ukazuje obr. 43. Pevnou fází v obou případech tvoří Mg-bohatý kalcit.



Obr. 43: Porovnání diferenčních Ramanovských spekter pevných fází ze dvou inkluzí v grosuláru po korekci a normalizaci na pík 1089 cm^{-1} . Získané píky (obr. 1c a 2c) odpovídají podle Frezottiho et al. (2012) Mg-bohatému kalcitu. Pásky 155 , 282 a 715 cm^{-1} jsou na hranici rozlišitelnosti Ramanovy spektroskopie. Nepoměr intenzit píků 282 cm^{-1} v obou spektrech je způsoben slabou intenzitou signálu z inkluze 1. **Gr** – zonální grosulár s vyznačenými oblastmi, v nichž se nalézají inkluze **1** a **2**; **a** – foto zkoumané inkluze; **b** – Ramanovo spektrum pevné fáze v inkluzi a hostitelského minerálu; **c** – diferenční spektrum.

Porovnání diferenčních spekter pevných fází z obou lokalit je na obr. 44. Pevná fáze z inkluze v grosuláru z Borového vrchu odpovídající Mg-bohatému kalcitu je

porovnána s pevnou fází, která je zachycena v inkluzi ve vesuvianu (s klatrátotvorným plynem) z Vycpálkova lomu.



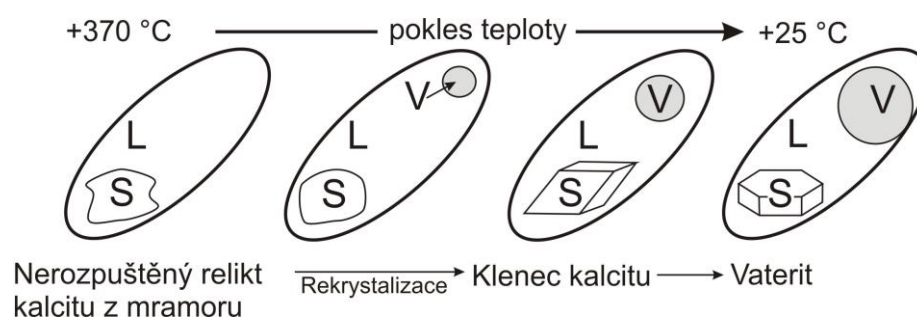
Obr. 44: Porovnání diferenčních Ramanových spekter pevných fází z inkluzí ve vesuvianu z Vycpálkova lomu (viz obr. 42) a v grosuláru z Borového vrchu (viz obr. 43). Chyba měření je $\pm 5 \text{ cm}^{-1}$. Pevnou fází na Borovém vrchu tvoří Mg-bohatý kalcit, ve Vycpálkově lomu je to zřejmě vaterit.

7.1.2 Vznik pevné fáze v inkluzích

Zachariáš (2000) dělí pevné fáze v inkluzích na dceřinné minerály a zachycené minerály. Dceřinné minerály vznikají krystalizací solí rozpuštěných ve fluidní fázi při poklesu teploty. Vyskytují se ve všech inkluzích téže generace, jejich relativní velikost je stejná ve všech inkluzích, při zahřívání by se měly postupně rozpouštět a od každého typu sole (např. NaCl, KCl aj.) je za normálních podmínek v inkluzi přítomen vždy pouze jeden krystal. Zachycené minerály představují pevnou fází, která v roztoku existovala již v době před vznikem samotné inkluze (nejčastěji ve formě suspenze pevných částic). Zachycené minerály představují proto pouze mechanicky zachycené pevné částice (nekrystalizují z roztoku uzavřeného v inkluzi). K jejich rysům patří, že se nevyskytují ve všech inkluzích, mají proměnlivou relativní velikost a během zahřívání se nerozpouštějí.

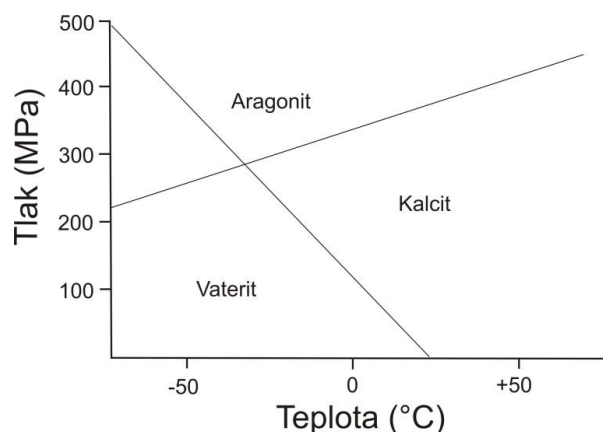
Z petrografického studia a chování při mikrotermometrii lze usuzovat, že pevné fáze studované v této práci jsou zachycené minerály. Zachycení pevné fáze s vysokým dvojlomem a tvarem blízkým klenci probíhalo ve Vycpálkově lomu v inkluzích s Th 230–370°C. Absenci pevných fází v inkluzích s vyššími Th lze vysvětlit rychlejší kinetikou rozpouštění původních zrn karbonátu při vyšších teplotách. Ve výše zmíněném teplotním intervalu se v rostoucím minerálu zachytila inkluze s nerozpuštěným xenomorfně omezeným zbytkem karbonátu, pocházejícím z okolních mramorů. Po uzavření inkluze poklesla teplota a postupně mohlo docházet k rekrystalizaci karbonátu do klencového tvaru (obr. 45).

Ramanovou spektroskopií byl zjištěn vaterit a Mg-bohatý kalcit. Vaterit je hexagonální polymorfní modifikace uhličitanu vápenatého. Tento minerál je metastabilní za většiny podmínek panujících na zemském povrchu, a obvykle vzniká vysrážením z vodného roztoku nebo spontánní rekrystalizací z kalcitu nebo aragonitu (Albright 1971). Některé nečistoty (ionty kovů nebo organické látky) mohou stabilizovat vaterit a zabránit jeho rekrystalizaci na kalcit či aragonit (Albright 1971).



Obr. 45: Možné schéma rekrystalizace relikvu kalcitu pocházejícího z plášťových mramorů na kalcit s klencovým tvarem a následně na vaterit.

Vaterit mohl vzniknout metastabilním srážením z vodných roztoků v podmínkách stability kalcitu (obr. 46). Nelze vyloučit, že nízká teplota potřebná pro tento proces může být vysvětlena čtvrtohorním zaledněním oblasti. Následně po vzniku zůstal vaterit vystaven dostatečně nízké teplotě, která brání překonání kinetické bariéry a transformaci zpět na kalcit (Albright 1971).



Obr. 46: Fázový diagram systému aragonit-kalcit-vaterit. Souřadnice trojného bodu zůstávají neurčité. Upraveno podle Albrighta (1971).

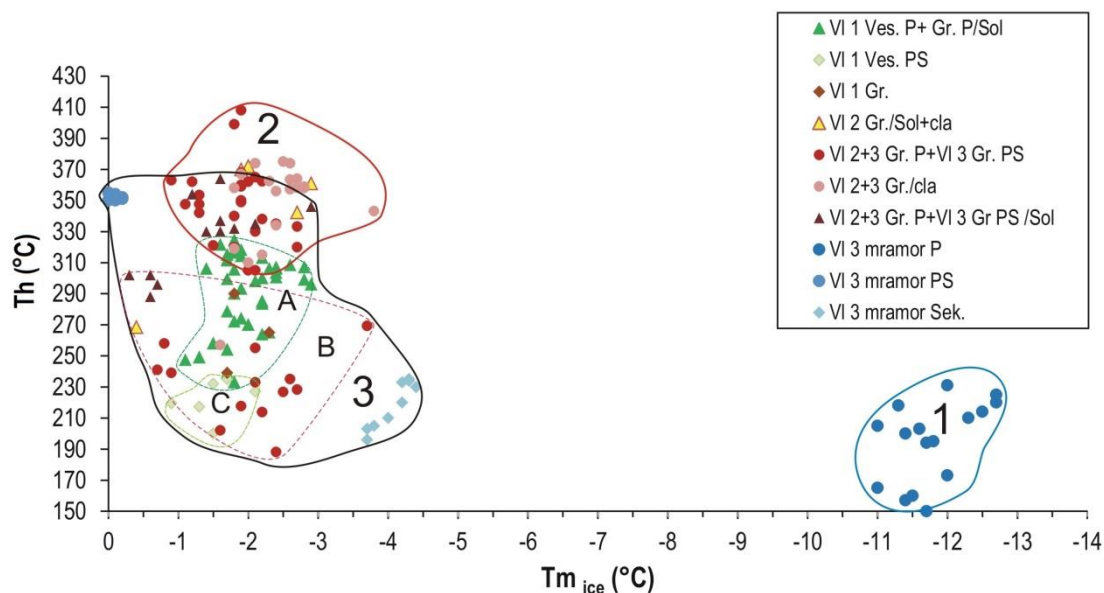
Podobný proces vzniku jako u vateritu se dá předpokládat i u Mg-bohatého kalcitu. V práci Bertramové et al. (1991) se uvádí, že kalcit s 1,9–15,1 mol. % MgCO_3 je stabilní mezi 25 a 64 °C a při tlaku CO_2 $10^{-2,5}$ atm. Hořečnatý kalcit je tedy rozpustnější s rostoucí teplotou a při zvýšené fugacitě CO_2 . V plášti žulovského masivu se nalézají kalcitické mramory (např. Losos a Brož 2002), původ hořčíku pro tvorbu Mg-bohatého kalcitu lze pravděpodobně hledat, na základě zjištěných eutektických teplot, ve skarnizačních fluidech.

7.2 Vývoj fluid

7.2.1 Vycpálkův lom

Vývoj fluid lze ilustrovat pomocí Th-Tm_{ice} diagramů. Na obrázku 47 je vývoj fluid ve Vycpálkově lomu rozdělen do tří eventů. Skupina inkluzí označená jedničkou je patrně starší než fluida v kontaktních minerálech (grosulár, vesuvian). Tato fluida zachycená v mramorech mají vysokou salinitu a relativně nízké teploty homogenizace. Druhou velkou skupinu představují fluida zachycená v primárních inkluzích v “plovoucích” hesonitech, jejich původcem je nejspíše píková fáze kontaktní metamorfózy. Tyto roztoky mají nejvyšší teploty homogenizace a typická je také přítomnost klatrátotvorného plynu a nepřítomnost pevné karbonátové fáze v inkluzích. Při zachycení poslední třetí skupiny je zřetelné postupné snižování hodnot Th a naředění fluid. Pro tuto fázi vývoje je typické zachycení pevné fáze v inkluzích. Fluida v inkluzích z karbonátu, označená VI 3 mramor P, reprezentující téměř čistou meteorickou vodou. Tato voda mohla naředit kontaktně metamorfní fluida. Z obr. 19 jsou v “plovoucích” hesonitech (VI 3) zřetelné dvě dílčí vývojové fáze lišící se teplotou homogenizace, což popisuje i Schreier (2013). Tyto fáze jsou označeny na obr. 47

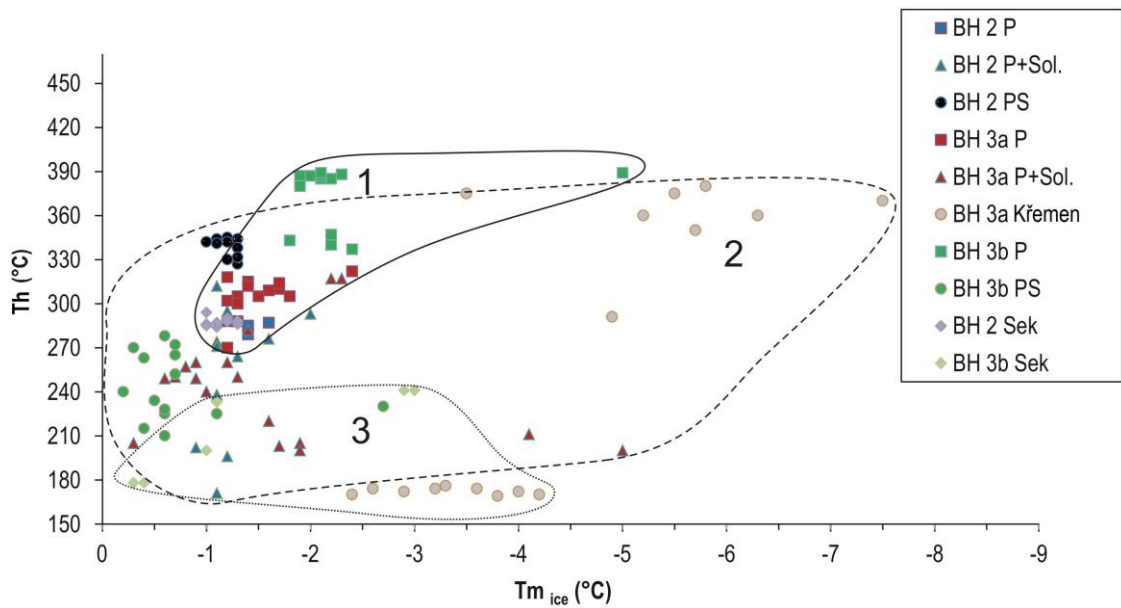
polygonem 2 a polygonem B. Fluida zachycená ve vesuvianu a granátu ze vzorku VI 1 mají poměrně malý rozptyl salinity, lze pozorovat postupný pokles Th (na obr. 47 znázorněny jako polygon A a C).



Obr. 47: Th-Tm_{ice} diagram pro fluidní inkluze z kontaktních minerálů a mramoru ve Vycpálkově lomu. Ves.–vesuvian; Gr.–grosulár; Sol–inkluze s pevnou fází; cla–inkluze v nichž při kryometrii vzniká klatrát. VI-2 reprezentuje data získané Schreierem (2013). Popis polí viz text. N=190.

7.2.2 Boží hora

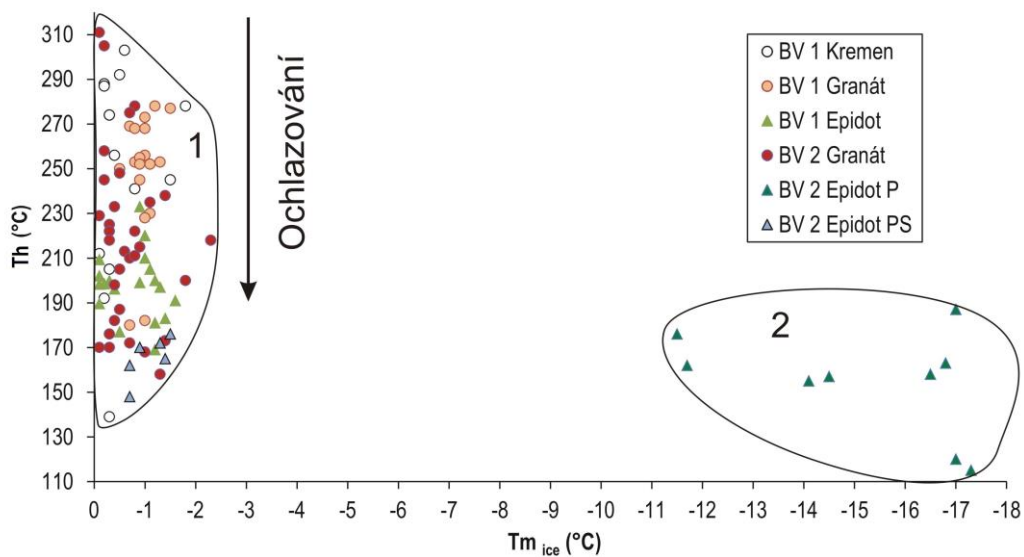
Mikrotermometrické údaje z inkluzí v grosulárech odebraných v oblasti Boží hory a údaje získané z inkluzí zachycených v křemenu jsou zobrazeny na obr. 48. Vývoj fluid v grosulárech lze rozdělit na 3 fáze. První reprezentují primární fluidní inkluze bez pevné fáze, s nejvyšší teplotou homogenizace. V tomto kroku je zřetelné postupné ochlazování a postupný pokles salinity. Pokles teploty podporuje zachycení pevné fáze ve fluidních inkluzích, což zobrazuje pole 2. I pro tento krok je typické postupné ochlazování a snižování salinity. Ve třetím kroku byly zachyceny sekundární inkluze. Tuto epizodu vývoje reprezentují nejnižší teploty homogenizace a postupné zvýšení salinity v inkluzích.



Obr. 48: Th-Tm_{ice} diagram pro fluidní inkluze z Boží hory. Inkluze jsou zachyceny v grosuláru a křemenu. Sol.–inkluze s pevnou fází. Pole 1, 2 a 3 jsou popsány v textu. N=122.

7.2.3 Borový vrch

Th-Tm_{ice} diagram (obr. 49) i histogram teplot homogenizací (obr. 35), poukazují na jednu hlavní fázi zachycení fluid na Borovém vrchu. Tato hlavní fáze, při které vznikaly kontaktní minerály, je typická nízkou salinitou a postupně klesající teplotou. Fluidní inkluze v epidotit dosahují nižších teplot homogenizací než inkluze v granátu. Druhá skupina fluid znázorněná na obr. 49 je typická vysokou salinitou.

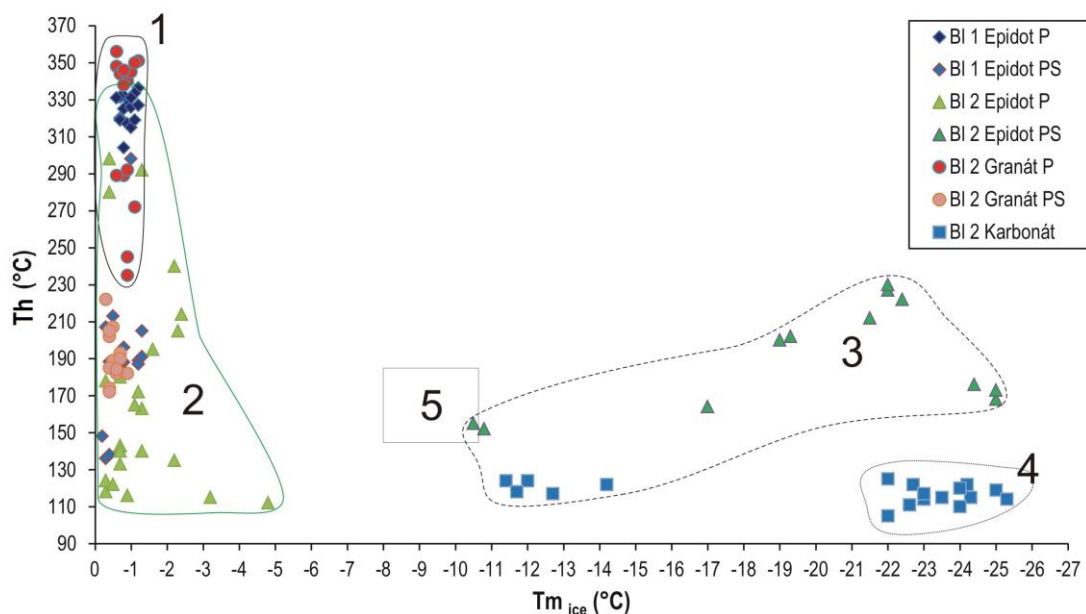


Obr. 49: Th-Tm_{ice} diagram fluidních inkluzí zachycených v epidotu, granátu a křemenu z Borového vrchu. Data vzorku BV 1 jsou převzata od Schreiera (2013). Pole 1 a 2 jsou okomentována v textu. N=101.

7.2.4 Bludov

Gálová (1996) i Talla (2007) popisují na lokalitě Bludov poměrně komplikovaný genetický vývoj granátů. Původní porfyroblasty granátů dnes tvoří pouze jádra krystalů. Jádra granátu obklopuje zóna s minerálními inkluzemi kopírující vnější tvar krystalů. Následuje zóna bez minerálních inkluzí s vyvinutou růstovou zonálností. Tento vývoj granátů odpovídá granátové skalini ve smyslu citovaných autorů. Jiná zrna patří granát-wollastonitové skalini, což se projevuje opětovným zatlačením vnějších, částečně i vnitřních partií původně automorfních porfyroblastů granátu, které tak získávají xenomorfní až hypautomorfní tvar a jsou protkány jehličkami wollastonitu. Růstová zonálnost je často přítomná i v porfyroblastech, které prošly přeměnou z granátové na granát-wollastonitovou skalinu.

Na histogramu teplot homogenizací (obr. 40) jsou zřetelně rozeznatelné tři různé teplotní fáze. Na obr. 50 je vyčleněno pět polí. Vznik nejstarších jader granátů zmínění autoři s obezřetností přisuzují regionální metamorfóze. Mikrotermometrické měření neprobíhalo přímo v korodovaných jádrech granátů, ale v růstových zónách, z toho lze usuzovat, že naměřené data primárních inkluzí znázorněné polem 1 (uzavírající také pevné fáze, jako na lokalitách ze žulovska) spíše reprezentují vrchol kontaktní metamorfózy. Při zatlačování zrn granát-wollastonitovou skalinou (Talla 2007, Gálová 1996) se také mohla zachytit fluida vymezená polem 2. Knecht a Losos (2011) předpokládají, že zde muselo dojít k vícefázovému přínosu fluid při vzniku žilné hydrotermální mineralizace v „bludovitu“, v níž nejstarší minerální fázi tvoří epidot - tuto fázi vývoje mohou reprezentovat fluida zachycená v poli 3. Fluidní inkluze v karbonátech (pole 4) s nejvyšší salinitou a nejnižšími teplotami homogenizace patrně reprezentují mladší stádium hydrotermální mineralizace. Poslední pole 5 zobrazuje fluidní inkluze zachycené v křemenné žile v okolí lokality (Moravcová 2012). Zdá se, že vznik křemenné žíly přímo nesouvisí s formováním kontaktních minerálů v Bludově.



Obr. 50: Th-Tm_{ice} diagram fluidních inkluzí zachycených v epidotu, granátu a karbonátu v Bludově. Jednotlivá pole jsou okomentována v textu. N=115.

7.3 P–T podmínky vzniku kontaktních minerálů

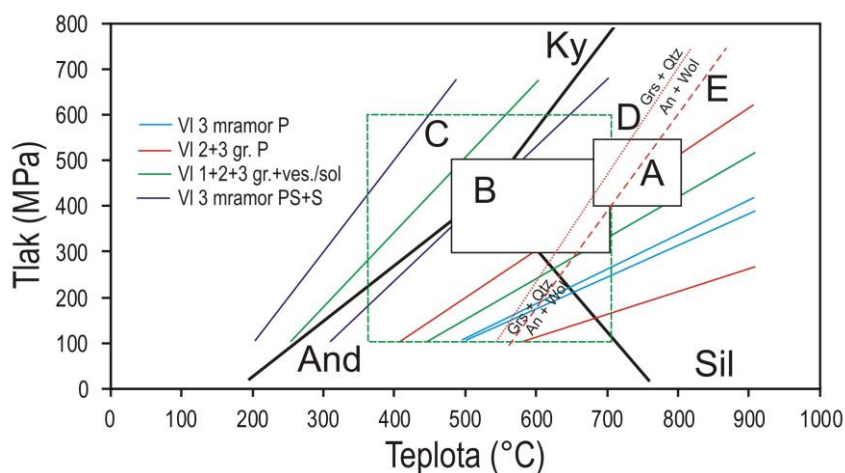
Izochory, sestavené na základě údajů z fluidních inkluzí, jsou konfrontovány s P–T podmínkami vypočtenými z migmatitů pláště žulovského plutonu (obr. 51, 52 a 53) publikovanými Žáčkem (2003), které na obrázcích představují pole A. Dále jsou také srovnávány s teplotními podmínkami kontaktní metamorfózy podle Losose a Hladíkové (1988) a tlakovými podmínkami periplutonické metamorfózy v práci Losose et al. (1986), které na obrázcích představují pole B. P–T podmínky stability vesuvianu experimentálně stanovili Hochela et al. (1982), ilustrované na obrázku 51 polem C. Linie D vymezuje P–T podmínky stability systému grosulár + křemen = anortit + wollastonit podle Patela (2007) při $X_{CO_2} < 0,15$. Linie s označením E vymezuje stabilitu stejného systému podle Zhu et al. 1994 (obr. 51, 52, 53 a 54). Stabilita klinozoisitu-epidotu z práce Houzara a Šreina (1995) je pod označením F na obr. 53 a 54. Na lokalitě Bludov odhadl P–T podmínky vzniku prehnitových žil Knecht (2010), na obr. 54 pole G.

7.3.1 Vycpálkův lom

Izochory z Vycpálkova lomu jsou konstruovány na základě údajů z primárních fluidních inkluzí zachycených v grosulárech (VI 2+3 gr. P), které neobsahovaly pevnou

fázi. Dále pak z inkluzí uzavřených ve vesuvianu a grosuláru, které obsahují pevnou fázi (VI 1+2+3 gr.+ves./sol). Inkluze z mramoru reprezentují izochory označené VI 3 mramor P a VI 3 mramor PS+S.

Skupina inkluzí označená jako VI 2+3 gr. P (obr. 51) reprezentuje fluida, která dosahují nejvyšších teplot homogenizací (viz obr. 47). Zkonstruované izochory příliš nekorespondují s publikovanými PT údaji (pole A, B), ale nacházejí se v oblasti stability systému grosulár + křemen = anortit + wollastonit (linie D a E). Mladší fluida (VI 1+2+3 gr.+ves./sol) s publikovanými údaji (pole A, B) souhlasí. Vesuvian představuje ve Vycpálkově lomu dle Houzara et al. (1997) relativně pozdní minerál vznikající ve spíše retrográdní fázi kontaktní metamorfózy za teplot kolem 400 °C a nižších. Obecně lze konstatovat, že vesuvian slouží jako spolehlivý indikátor vysoké aktivity H₂O během metamorfních pochodů, a většinou indikuje přínos fluid bohatých H₂O a chudých na CO₂ (Houzar et al. 1997), což je v souladu s údaji zjištěnými v této práci. Téměř čistá voda uzavíraná ve fluidních inkluzích v mramoru (VI 3 PS, obr. 47), poukazuje také na migraci H₂O bohatých fluid, s poměrně vysokou teplotou homogenizace. Zachycení primárních inkluzí v mramoru (VI 3 mramor P) s vyšší salinitou nejspíše nesouvisí s kontaktní metamorfózou.

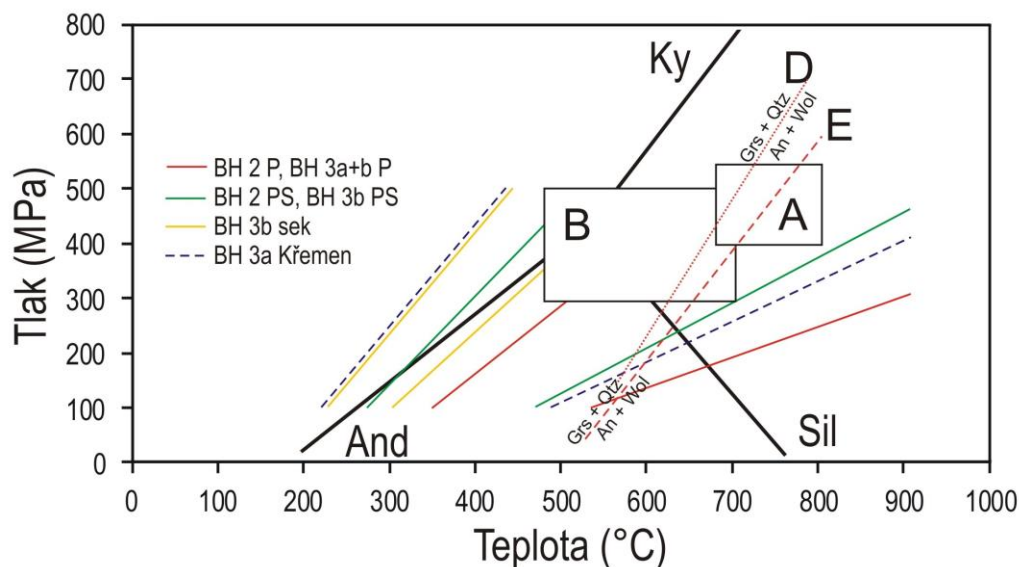


Obr. 51: P-T diagram s vnesenými izochorami fluidních inkluzí z Vycpálkova lomu. Trojný bod And-Sil-Ky je podle Hollanda a Powella (1998). Popis polí v textu.

7.3.2 Boží hora

Primární inkluze bez pevné fáze reprezentují izochory s označením „BH 2 P, BH 3a+b P“. Tato fluida byla zachycena nejspíše za nejvyšších (píkových) podmínek

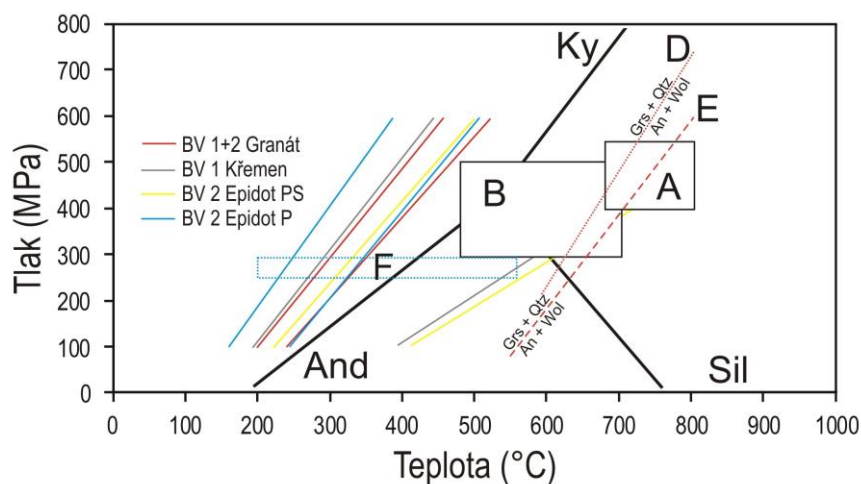
kontaktní metamorfózy na Boží hoře (obr. 52). P–T podmínky v polích A i B jsou v souladu s průběhem konstruovaných izochor inkluzí ve vzorcích BH 2 PS, BH 3b PS. Fluidní inkluze v křemenu (BH 3a Křemen) a jejich izochory přibližně kopírují obě skupiny inkluzí. Poslední skupinou jsou sekundární fluidní inkluze BH 3b sek a jejich izochory představující závěr krystalizace grosuláru, tyto inkluze mají nejnižší hodnoty Th. Isochory z inkluzí v grosuláru a křemenu protínají linie D i E, tudíž jsou v poli stability grosuláru i křemenu.



Obr. 52: P-T diagram s vyneseními izochorami fluidních inkluzí z Boží hory. Trojný bod And-Sil-Ky je podle Hollanda a Powella (1998). Popis polí v textu.

7.3.3 Borový vrch

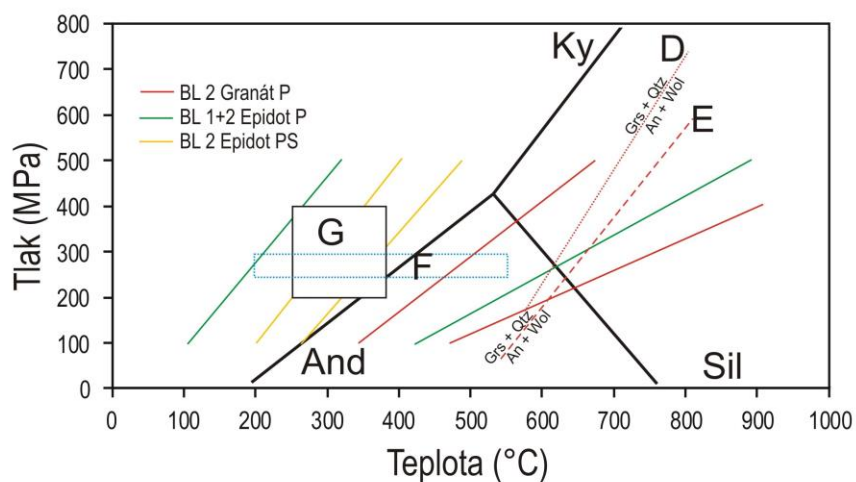
Isochory sestavené z údajů pro fluidní inkluze v granátech (BV 1+2 Granát) neprotínají pole A, B ani linie D a E (obr. 53). Podobný průběh jako izochory z inkluzí v granátech mají i izochory s inkluzí v epidotu (BV 2 Epidot P). Tyto inkluze mají vyšší salinity (obr. 49), což může být způsobeno vniknutím salinních fluid z hloubky podél hlubšího zlomu. Isochory fluid zachycených v křemenu (BV 1 Křemen) a epidotu (BV 2 epidot PS) z větší části korespondují s dříve zjištěnými P–T podmínkami (A, B). Do pole F znázorňující podmínky stability klinozoisitu-epidotu zasahují obě skupiny izochor inkluzí v epidotu (obr. 53).



Obr. 53: P-T diagram s vnesenými izochorami fluidních inkluzí z Borového vrchu. Trojný bod And-Sil-Ky je podle Hollanda a Powella (1998). Popis polí v textu.

7.3.4 Bludov

Izochory sestavené na základě studia inkluzí v granátech (BL 2 granát P) v Bludově protínají linie D a E, které reprezentují stabilitu systém grosulár + křemen = anortit + wollastonit. Zajímavá je shoda průběhu izochor v P–T prostoru, sestavených z inkluzí uzavřených v epidotu (BL 2 Epidot PS) s P–T podmínkami v práci Knechta (2010), jež reprezentují na obr. 54 pole G. Tyto fluidní inkluze také mají vyšší salinity než ostatní inkluze v granátu a epidotu (obr. 50). Existuje tedy možnost, že zachycení těchto fluid souvisí se vznikem prehnitových žil. Průběh izochor inkluzí v epidotu (BL 1+2 P) rámcově koresponduje s pozicí pole F.



Obr. 54: P-T diagram s vnesenými izochorami fluidních inkluzí z Bludova. Trojný bod And-Sil-Ky je podle Hollanda a Powella (1998). Popis polí v textu.

7.4 Interpretace původu fluid

Původ metanu, zjištěného ve Vycpálkově lomu, lze v zásadě hledat buďto v kontaktní metamorfóze okolních hornin, nebo ve fluidech z postupně se ochlazujícího plutonu. Třetí možností je spoluúčast obou procesů. Představu metamorfogenního původu daných fluid podporuje zejména chemické složení fluid (absence CO₂, srov. Losos et al. 1986) a hustoty fluid. Za vznikem metanu může stát reakce grafitu, který je relativně běžně obsažen v krystalických vápencích (Rybák 1972, Losos a Hladíková 1988), a vodných roztoků v redukčních podmínkách podle rovnice $2C + 2H_2O = CH_4 + CO_2$ (např. Crespo et al. 2004). Metan však nebyl zjištěn v inkluzích uzavřených v okolních krystalických vápencích. O tom, že metan může pocházet z magmatogenních zdrojů, vypovídají izotopy vodíku (viz níže).

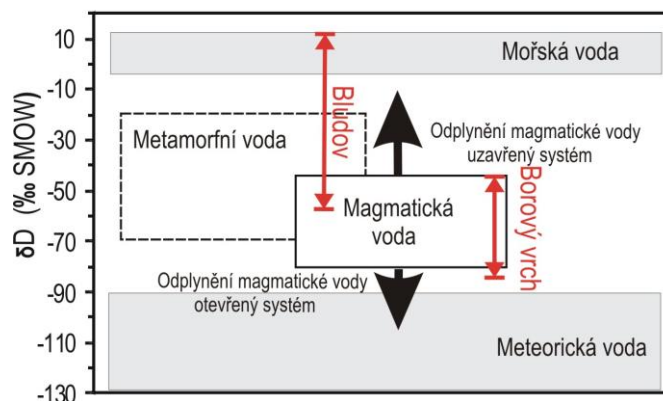
Na základě minerálních asociací byly teploty vzniku epidotu z Borového vrchu odhadnuty na 200 °C až 500 °C, což odpovídá hodnotám δD fluid -85,6 až -48,5 ‰ SMOW (tab. 2, obr. 55), tyto hodnoty rámcově odpovídají magmatogenní, metamorfní či meteorické vodě. V případě Bludova pak byly teploty odhadnuty na 150 °C až 350 °C (tab. 2, obr. 55), hodnoty δD fluid v epidotu pak vycházejí -54 až +8 ‰ SMOW, což odpovídá mořské, magmatogenní nebo metamorfní vodě.

| Teplota (°C) | Bludov | Borový vrch |
|----------------------|--------------|--------------|
| 150-300 ¹ | δD fluid (‰) | δD fluid (‰) |
| 150 | -54,3 | -119,1 |
| 200 | -21,6 | -86,4 |
| 250 | 2,1 | -62,7 |
| 300 | 19,9 | -44,9 |
| 300-600 ² | | |
| 300 | 3,6 | -61,2 |
| 350 | 8,0 | -56,8 |
| 400 | 11,4 | -53,4 |
| 450 | 14,1 | -50,7 |
| 500 | 16,3 | -48,5 |

Tab. 2: Změny hodnot δD fluid v závislosti na teplotě. ¹epidot \rightleftharpoons H₂O; platnost rovnice T = 150–300 °C, Graham et al. (1980); ²epidot \rightleftharpoons H₂O; platnost rovnice T = 300–600 °C, Chacko et al. (1999).

Hodnoty δD metamorfních fluid se se změnou intenzity metamorfózy pravděpodobně výrazně nemění (např. Pope 2011). Při varu magmatogenní vody se sice hodnoty δD mění (dochází ke zvýšení hodnoty δD reziduální kapalné fáze, zatímco odcházející pára má nižší hodnoty δD), ale zároveň při těchto procesech výrazně roste

salinita reziduální kapalné fáze (Hoefs 2004). Výrazný nárůst salinity fluid údaje z mikrotermometrie v této práci vylučují. Tudíž jako nejpravděpodobnější vysvětlení zůstává míchání fluid magmatogenního/metamorfního původu s vodami cirkulujícími v okolním horninovém prostředí. Magmatogenní a metamorfoenní fluida od sebe nelze na základě izotopového složení vodíku jednoznačně odlišit (srov. obr. 55). Nízké hodnoty δD (-137 až -116 ‰ SMOW) vody meteorického původu uvádějí z evropských variscid např. Crespo et al. (2002).



Obr. 55: Variace hodnot δD vybraných rezervoárů vod (upraveno podle Deményho et al. 1997 a Kysera et al. 1991) s vyznačením hodnot δD fluid z Bludova a Borového vrchu.

Izotopy vodíku z Borového vrchu dokreslují představu o původu fluid z magmatického prostředí a postupném nahrazování/ředění magmatické vody fluidy meteorického původu.

Původ kladných hodnot δD fluid z Bludova by patrně mohl být v mořské vodě. Tato mořská fluida mohla naředit metamorfní nebo magmatogenní vodu.

7.5 Srovnání s dalšími skarny

Práce Koděry et al. (1998) na ložisku Vyhne-Klokoč v Západních Karpatech, se váže ke skarnové mineralizaci, která je vyvinuta v místech, kde apofýzy granodioritu pronikly karbonátové horniny. Věk skarnové mineralizace odpovídá svrchnokřídovému stáří granodioritů. Koděra et al. (1998) studovali inkluze v granátech grossular-andraditové řady, epidotu, sfaleritu, křemenu a kalcitu. Fluidní inkluze zachycené v granátech homogenizovaly za teplot 218–371 °C a mají salinitu 3,8–22,8 hmot. % NaCl ekv. Pozdní inkluze v epidotu z epidot-kalcitové žíly homogenizovaly při 353–364 °C a

měly salinitu >26 hmot. % NaCl ekv. Retrográdní fázi reprezentují FI v křemenu, kalcitu a sfaleritu se salinitou 0,0 až 4,1 hmot. % NaCl ekv. a teplotami homogenizací 216–383 °C. Poměrně velký rozptyl salinity u granátů může být způsoben vzájemným působením původně vysoce salinních magmatických fluid s málo salinními, ale horkými meteorickými vodami. Zvýšený obsah solí v inkluzích uzavřených v epidotu zmínění autoři vysvětlují penetrací poměrně vysoce salinních fluid z hloubky podél relativně hlouběji zasahujícího zlomu, který souvisí s chladnutím intruze v retrográdní fázi.

Markowský et al. (2006) studovali skarn v oblasti Nambija v jižním Ekvádoru. Proběhla zde K-Na metasomatóza vulkanických a vulkanosedimentárních triasových hornin, ve které hrály podstatnou roli karbonáty. Markowski et al. (2006) popsali zachycení fluid s vysokou teplotou (400–460 °C) a středním až vysokým obsahem solí (13–54 hmot. % NaCl ekv.) v pyroxenu během varu středně salinních magmatogenních fluid. Následně ochlazená, středně až nízkosalinní fluida byla zachycena v granátu (Th 335–405 °C a salinita 1,1–10,1 hmot. % NaCl ekv.), epidotu (345–425 °C a salinita 5,1–19,5 hmot. % NaCl ekv.) a křemenu (180–345 °C a salinita 2,1–9,7 hmot. % NaCl ekv.). Tato fluida představují podle autorů začátek retrográdní fáze metamorfózy skarnu.

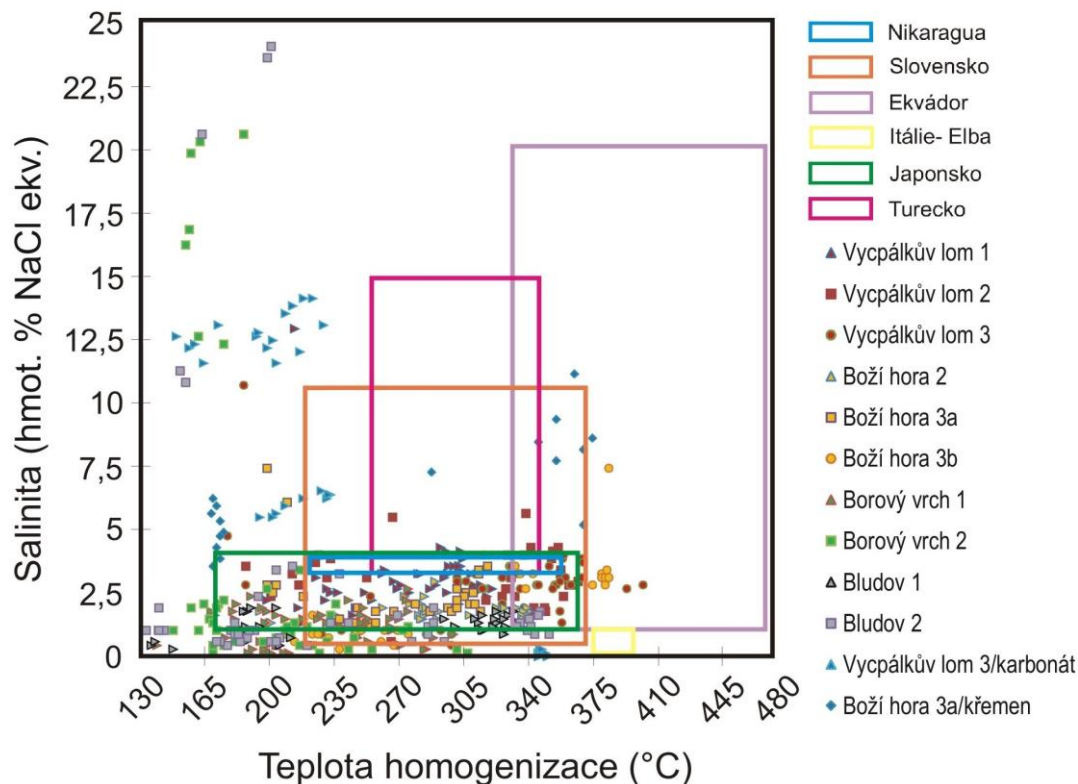
Buriánek a Dolníček (2011) zkoumali kontaktní aureoly kolem batolitu křídového stáří v Nikaragui (Střední Amerika). Primární vodné fluidní inkluze ve vesuvianu měly Th 225–355 °C a salinitu 0,5–5,4 hmot. % NaCl. Zachycení fluid ve vesuvianu probíhalo během ochlazování a exhumace kontaktní zóny při retrográdní metamorfóze. V inkluzích byl v malém množství přítomen i metan, generovaný vzájemným působením vodou bohatých fluid s okolními grafitickými metapelitey.

V severovýchodním Japonsku se nachází oblast Hanazono. Při metamorfóze rul vlivem intruze komplexu Tabito (stáří křída) vznikly porfyroblasty granátu (grosuláru), ve kterých mikrotermometrické měření a mikroskopické pozorování Ohyamy a Tsunogaa (2007) odhalilo přítomnost primárních vodných inkluzí zachycených v granátu (Th 168–360 °C a salinita 0,5–4,1 hmot. % NaCl ekv.) a primárních nebo pseudosekundárních CO₂ fluid v křemenu (Th -49 až 27 °C). Přítomnost CO₂ autoři vysvětlují přechodem P–T podmínek z amfibolitové facie (s fluidy bohatými na H₂O), do granulitové facie (s fluidy bohatými na CO₂). Vodná fluida byla dominantní při prográdní fázi metamorfózy zatímco fluida s CO₂ dominovala během píkové fáze stejně jako při retrográdní fázi metamorfózy.

V blízkosti plutonu Biga Peninsula v Turecku byly při výstupu oligo-miocenních granitoidů kontaktně metamorfovány mezozoické karbonáty a klastika. Fluidní systémy zachycené při kontaktní metamorfóze studovali Kasapçı et al. (2013). Rozlišují progradní fázi a retrogradní fázi metamorfózy. Fluidní inkluze zachycené v pyroxenu, granátu a křemenu při progradní fázi obsahující pevnou fázi, která často nehomogenizuje ani nad 600 °C, pokud pevná fáze (halit) taje (287–443 °C), koresponduje salinita s 37–52 hmot. % NaCl ekv. Teplota homogenizace v L+V inkluzích z granátu a křemenu z progradní fáze je v intervalu 340–482 °C a salinity 8–37 hmot. % NaCl ekv. Z produktů retrogradní fáze studovali autoři inkluze v křemenu (Th 252–340 °C, salinita 3–21 hmot. % NaCl ekv.), granátu (Th 318–340 °C, salinita 3–5 hmot. % NaCl ekv.) a epidotu (Th 252–342 °C, salinita 3–15 hmot. % NaCl ekv.). Na základě získaných dat autoři došli k závěru, že zatímco raná fluida progradní fáze skarnizace byla vysoce salinní, v dalších fázích došlo k poklesu salinity z důvodu míchání s nízkosalinními fluidy (např. meteorická voda).

Z uvedených prací vyplývá, že fluida zachycená ve fluidních inkluzích při progradní fázi charakterizují poměrně vysoké salinity (10–50 hmot. % NaCl ekv.), někdy i přítomnost pevné fáze (halitu), a vyšší teploty homogenizace. Přítomnost CO₂ je obvyklá jen za podmínek granulitové facie. Tyto ukazatele progradní fáze kontaktní metamorfózy v této práci zjištěny nebyly.

Parametry, které uvedli výše zmínění autoři pro pikové fáze kontaktní metamorfózy nebo pro retrogradní fázi metamorfózy se shodují s údaji v této práci. Zejména nízká salinita a absence CO₂ je ve shodě s údaji pro fluida zachycená v granátech, vesuvianu a křemenu, o nichž pojednává tato práce (obr. 56). Zvýšený obsah solí v inkluzích v epidotech (BV 1 P a BL 2 PS) může být vysvětlen, ve shodě s názorem Koděry et al. (1998), penetrací výšesalinních fluid z vnějšího zdroje patrně podél zlomů otevíraných při chladnutí intruze. Přítomnost metanu v inkluzích vesuvianu zaznamenali např. i Buriánek a Dolníček (2011), jejich vysvětlení původu nevylučuje ani tato práce.



Obr. 56: Srovnání salinity a teploty homogenizací vodných fluidních inkluzí ze skarnů studovaných v této práci a z dalších vybraných lokalit kontaktně metamorfovaných hornin. Nikaragua – Buriánek a Dolníček (2011); Slovensko – Koděra et al. (1998); Ekvádor – Markowský et al. (2006); Itálie (Elba) – Rossetti et al. (2007); Japonsko – Ohyama a Tsunogae (2007); Turecko – Kasapçı et al. (2013).

8. Závěr

Ve Vycpálkově lomu byly studovány fluidní inkluze v tzv. „plovoucích hesonitech“, ve vesuvianu a v krystalických vápencích. V kontaktních minerálech byla zachycena fluida o salinitě 0,2–4,7 hmot. % NaCl ekv. V některých inkluzích byl v plynné fázi analyzován Ramanovou spektroskopií metan, etan a sirovodík. Vývoj kontaktních minerálů probíhal nejméně ve dvou etapách lišících se teplotou/tlakem. V první se zachytila fluida s teplotou homogenizace 310–399 °C v L+V inkluzích. Ve druhé etapě byla zachycena fluida s Th 190–360 °C. Lze zde předpokládat míchání patrně magmatogenních fluid s téměř čistou meteorickou vodou a postupné ochlazování fluid. Hojně je v těchto inkluzích přítomna pevná fáze, která byla Ramanovou spektrometrií určena jako vaterit, který v inkluzích pravděpodobně vznikl pozdní rekrystalizací nerozpuštěných reliktnů kalcitu.

Mikrotermometrické údaje z grosulárů odebraných v oblasti Boží hory ukazují salinitu vodného roztoku 0,5 až 7,8 hmot. % NaCl ekv. Údaje v inkluzích zachycených v křemenech ukazují salinitu 3,9–12,6 hmot. % NaCl ekv. Pro vývoj fluid je typické postupné ochlazování (od Th 390 °C) a snižování salinity v prvním kroku. Ve druhém, při nižších teplotách homogenizace (do 350 °C), dochází k zachycení pevné fáze do inkluzí (tvořena karbonátem), poslední krok indikuje zachycení nízkoteplotních fluid s postupně narůstající salinitou (7,8 hmot. % NaCl ekv.).

Teploty homogenizací a tání ledu v grosuláru, epidotu a křemenu poukazují na jednu hlavní fázi zachycení fluid na Borovém vrchu. Tato fáze, při které vznikaly kontaktní minerály, je typická nízkou salinitou (0,2–3,8 hmot. % NaCl ekv.) a postupně klesající teplotou/tlakem fluid. V epidotu byla také zjištěna fluida s vysokou salinitou (15,7–20,4 hmot. % NaCl ekv.), které patrně představují poměrně nízkoteplotní roztoky zachycené v závěru hydrotermální aktivity. Ramanovou spektroskopií nebyl v plynné fázi inkluzí zjištěn žádný plyn, diferenční Ramanovská spektra pevné fáze zachycené v některých inkluzích odpovídají Mg-bohatému kalcitu, který vznikl patrně rekrystalizací nerozpuštěných reliktnů kalcitu. Hodnoty δD fluid, z nichž vznikl epidot, jsou -85,6 až -48,5 ‰ SMOW. Tyto hodnoty rámcově odpovídají míchání magmatogenních nebo metamorfogenních fluid s fluidy meteorického původu.

Vodné inkluze v epidotu a granátu zachycené při kontaktní metamorfóze na lokalitě Bludov mají teploty homogenizace 115–360 °C a salinitu 0,5–7,6 hmot. % NaCl ekv. Pro tato fluida je typické postupné chladnutí. Vodná fluida

v pseudosekundárních inkluzích zachycených v epidotu (Th 150–230 °C a salinita 16,8–18,4 hmot. % NaCl ekv.) náleží patrně pozdější hydrotermální aktivitě. V některé z pozdějších fází hydrotermální aktivity vznikly také karbonáty (Th 110–130 °C, salinita 14,0 až 19,8 hmot. % NaCl ekv.). Hodnoty δD fluid, z nichž vznikal epidot, jsou -54 až +8 ‰ SMOW, což odpovídá patrně míchání mořské vody s fluidy magmatogenního nebo metamorfního původu.

Z uvedených výsledků lze usuzovat, že na formování kontaktních minerálů se v hlavních fázích krystalizace podílela nízkosalinní fluida, která postupně ztrácela na teplotě/a nebo tlaku. Pro pozdní fluida jsou typické vyšší salinity a nižší teploty homogenizace. Pozice izochor primárních inkluzí v P-T prostoru se na jednotlivých lokalitách diametrálně neliší. Složení, hustoty fluid a průběh izochor jsou rámcově v souladu s dříve publikovanými odhady P-T podmínek pro periplutonickou metamorfózu žulovského masivu. Ze srovnání s dalšími lokalitami skarnů vyplývá, že parametry inkluzí zjištěné v této práci se rámcově shodují s údaji uváděnými pro píkovou či retrogradní fázi kontaktní metamorfózy.

9. Literatura

- Albright, J. N. (1971): Vaterite stability. – *American Mineralogist*, 56, 620–624.
- Bakker, R. J. (2003): Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modelling bulk fluid properties. – *Chemical Geology*, 194, 3–23.
- Bernard, J. H. – Čech, F. – Dávidová, Š. – Dudek, A. – Fediuk, F. – Hovorka, D. – Kettner, R. – Koděra, M. – Kopecký, L. – Němec, D. – Paděra, K. – Petránek, J. – Sekanina, J. – Staněk, J. – Šímová, M. (1981): *Mineralogie Československa*. – Academia Praha.
- Bertram, M. A. – Mackenzie, F. T. – Bishop, F. C. – Bischoff, W. D. (1991): Influence of temperature on the stability of magnesian calcite. – *American Mineralogist*, 76, 1889–1896.
- Blažková, I. (2002): Kontaktní minerály na Borovém vrchu a Boží hoře u Žulové. – MS, diplomová práce, UP Olomouc.
- Buriánek, D. – Dolníček, Z. (2011): Metamorphic evolution of the contact aureole of the Dipilto Batholith, Eastern Chortis Terrane, Nicaragua. – *Journal of Geosciences*, 56, 9–26.
- Burkart, E. (1953): *Moravské nerosty a jejich literatura*. – Nakladatelství ČSAV, Praha.
- Burke, E. A. J. (2001): Raman microspectrometry of fluid inclusions. – *Lithos*, 55, 139–158.
- Crespo, T. M. – Delgado, A. – Catena, E. V. – López-García, J. A. – Fabre, C. (2002): The latest Post-Variscan fluids in the Spanish Central System: evidence from fluid inclusion and stable isotope data. – *Marine and Petroleum Geology*, 19, 3, 323–337.
- Crespo, E. – Luque, J. – Fernandez-Rodriguez, C. – Rodas, M. – Diaz-Azpiroz, M. – Fernandez-Caliani, J. C. – Barrenechea, J. F. (2004): Significance of graphite occurrences in the Aracena Metamorphic Belt, Iberian Massif. – *Geological Magazine*, 7, 141, 687–697.
- Demény, A. – Gatter, I. – Kázmér, M. (1997): The genesis of mesozoic red calcite dikes of the transdanubian range (Hungary): Fluid inclusion thermometry and stable isotope compositions. – *Geologica Carpathica*, 48, 5, 315–323.

- Duan, Z. – Moller, R. N. – Weare, J. H. (1996): A general equation of state for supercritical fluid mixtures and molecular dynamics simulation of mixture PVTX properties. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, 7, 1209–1216.
- Einaudi, M. T. – Burt, D. M. (1982): Introduction – terminology, classification, and composition of skarn deposits. – *Economic Geology*, 77, 4, 745–753.
- Fediuková, E. – Fišera, M. – Cháb, J. – Kopečný, V. – Rybka, R. (1985): Garnets of the Predevonian rocks in the eastern part of the Hrubý Jeseník Mts. North Moravia, (Czechoslovakia). – *Acta Universitatis Carolinae, Geologica* 3, 197–234.
- Frezzotti, M. L. – Tecca, F. – Casagli, A. (2012): Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis. – *Journal of Geochemical Exploration*, 112, 1–20.
- Gálová, M. (1996): Mineralogické a petrografické studium vápenato-silikátových hornin z Bludova. – MS, diplomová práce, ÚGV PřF MU Brno.
- Graham, C. M. – Sheppard, S.M.F. – Heaton, T.H.E. (1980): Experimental hydrogen isotope studies: I. Systematics of hydrogen isotope fractionation in the systems epidote-H₂O, zoisite-H₂O and AlO(OH)-H₂O. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44, 353–364.
- Gramblička, R. (2005): Alpské žíly se zeolity z vápenato-silikátových hornin u Bludova. – MS, bakalářská práce, ÚGV PřF MU Brno.
- Hanžl, P. – Janoušek, V. – Žáček, V. – Wilimský, D. – Aichler, J. – Erban, V. – Pudilová, M. – Chlupáčová, M. – Buriánková, K. – Mixa, P. – Pecina, V. (2007): Magmatic history of granite-derived mylonites from the southern Desná Unit (Silesicum, Czech Republic). – *Mineralogy and Petrology*, 89, 45–75.
- Hegner, E. – Kröner, A. (2000): Review of Nd isotopic data and xenocrystic and detrital zircon ages from the pre-Variscan basement in the eastern Bohemian Massif: speculations on palinspatic reconstruction. – *Journal of the Geological society, London*, 179, 113–129.
- Hoefs, J. (2004): *Stable isotope geochemistry*. – Springer, Berlin.
- Hochella, M. F. – Liou, J. G. – Keskinen, M. J. – Kim, H. S. (1982): Synthesis and Stability Relations of Magnesium Idocrase. – *Economic Geology*, 77, 798–807.
- Holland, T. – Powell, R. (1998): An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. – *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 309–343.
- Houzar, S. – Novák, M. – Šrein, V. (1997): Minerální asociace vesuvianu z karbonátových a vápenato-silikátových hornin na Moravě a ve Slezsku. – *Acta Musei Moraviae, Scientiae Geologica*, 82, 21–32.

- Houzar, S. – Šrein, V. (1995): Klinozoisit-Epidot z trhlin mramorů, skarnů a amfibolitů jihozápadní Moravy. – *Acta Musei Moraviae, Scientiae Naturales*, 79, 9–23.
- Hrouda, F. – Aichler, J. – Chlupáčová, M. – Chadima, M. (2001): The magnetic fabric in the Žulová Pluton and its tectonic implications. – *Geolines*, 13, 62–63. Praha.
- Huraiová, M. – Hurai, V. – Slobodník, M. (2002): Základy štúdia fluidných inklúzií v mineráloch. – Vydavateľství MU Brno a UK Bratislava.
- Cháb, J. – Breitr, K. – Fatka, O. – Hladil, J. – Kalvoda, J. – Šimůnek, Z. – Štorch, P. – Vašíček, Z. – Zajíc, J. – Zapletal, J. (2008): Stručná geologie základu Českého masivu a jeho karbonského a permského pokryvu. – Vydavatelství České geologické služby Praha.
- Cháb, J. – Fediuková, E. – Fišera, M. – Novotný, P. – Opletal, M. (1990): Variscan orogeny in the Silesicum (ČSFR). – *Sborník Geologických věd, Ložisková geologie – mineralogie*, 29, 9–39.
- Cháb, J. – Fišera, M. – Fediuková, E. – Novotný, P. – Opletal, M. – Skácelová, D. (1984): Problémy tektonického a metamorfního vývoje východní části Hrubého Jeseníku. – *Sborník Geologických věd, Geologie*, 39, 27–72.
- Cháb, J. – Žáček, V. (1994): Geology of the Žulová pluton mantle (Bohemian Massif, Central Europe). – *Věstník Českého geologického ústavu*, 69, 1–12. Praha.
- Chacko, T. – Riciputi, L. R. – Cole, D. R. – Horita, J. (1999): A new technique for determining equilibrium hydrogen isotope fractionation factors using the ion microprobe: Application to the epidote-water system. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63, 1–10.
- Chlupáč, I. – Brzobohatý, R. – Kovanda, J. – Stráník, Z. (2002): Geologická minulost České republiky. – Nakladatelství Academia. Praha.
- Chlupáč, I. – Štorch, P. (1992): Regionálně geologické dělení Českého masivu na území České republiky. – *Časopis pro mineralogii a geologii*, 37, 4, 258–275, Praha.
- Jedlička, J. (1995): Přehled mineralogie žulovského masivu ve Slezsku. – *Severní Morava*, 70, 35–50. Šumperk.
- Jedlička, J. (1997): Žulovský masiv ve Slezsku – přehled dosavadních znalostí. – *Zprávy o geologických výzkumech v roce 1996*, 121–123. Brno.
- Jurák, J. (1962): Zpráva o výsledcích zásekových vzorků v erlanech na lokalitách Bludov a Rejchartice. – MS, Geofond, Praha.
- Kasapçı, C. – Aysal, N. – Haniççi, N. – Öngen S. (2013): Mineralogical and fluid inclusion characteristics of Kurtlar Hidirlar skarn deposit, NW Turkey. –

- European Current Research On Fluid Inclusions, Antalya-Turkey, Abstract Book, 74–75.
- Klomínský, J. – Jarchovský, T. – Rajpoot, G. S. (2010): Atlas of plutonic rocks and orthogneisses in the Bohemian Massif. Brunovistulicum, Moravosilesicum. – Czech Geological Survey, Prague.
- Knecht, R. (2010): Mineralogie prehnitových žil ze skarnů u Bludova. – MS, bakalářská práce, ÚGV PřF MU Brno.
- Knecht, R. – Losos, Z. (2011): Mineralogie apofylit-prehnitových žil ze skarnů u Bludova. – Geologický výzkum na Moravě a ve Slezsku v r. 2011, 134–137. Brno.
- Koděra, P. – Rankin, A. H. – Lexa, J. (1998): Evolution of fluids responsible for iron skarn mineralisation: an example from the Vyhne-Klokoč deposit, Western Carpathians, Slovakia. – Mineralogy and Petrology 64, 119–147.
- Košuličová, M. – Štípská, P. (2007): Variations in the transient prograde geothermal gradient from chloritoid-staurolite equilibria: a case study from the Barrovian and Buchan-type domains in the Bohemian Massif. – Journal of Metamorphic Geology, 25, 1, 19–36.
- Krausová, D. – Zimák, J. (1998): Krystalová struktura a chemismus wollastonitu z vybraných moravských a slezských lokalit. – Geologický výzkum na Moravě a ve Slezsku v r. 1997, 82–84. Brno.
- Kröner, A. – O'Brien, P. J. – Nemchin, A. A. – Pidgeon, R. T. (2000): Zircon ages for high pressure granulites from South Bohemia, Czech Republic, and their connection to Carboniferous high temperature processes. - Contributions to Mineralogy and Petrology, 138, 127–142.
- Kruťa, T. (1973): Slezské minerály a jejich literatura. – MZM Brno.
- Kyser, T. K. – Kerrich, R. (1991): Retrograde exchange of hydrogen isotopes between hydrous minerals and water at low temperatures. – Geochemical Society Special Publication 3, 409–422.
- Leichman, J. – Švancara, J. – Zachovalová, K. (2003): Silesian batholit – an important subsurface phenomenon in the eastern silesicum. – Polskie Towarzystwo Mineralogiczne, Prace Specjalne, 23, 113–193.
- Losos, Z. (1989): Nové poznatky o rudní mineralizaci žulovského masivu. – Scripta Facultatis Scientiarum Naturalium University J. E. Purkyne, 19, 3, 125–138. Brno.

- Losos, Z. – Brož, M. (2002): Parageneze a chemismus bimetasomatických kontaktních zón žulovského masivu. – Sborník Mineralogie Českého masivu a Západních Karpat 2002, 59–62. UP Olomouc.
- Losos, Z. – Fojt, B. – Hladíková, J. (1986): Mineralogická charakteristika sulfidického zrudnění u České Vsi u Jeseníku. – Scripta UJEP, Geology, 16, 3, 143–70, Brno.
- Losos, Z. – Hladíková, J. (1988): Izotopické složení grafitů a karbonátů z pláště žulovského masivu a jeho využití pro výpočet teplot metamorfózy. – Scripta UJEP, Geology, 18, 7, 261–272. Brno.
- Maluski, H. – Rajlich, P. – Souček, J. (1995): Pre-Variscan, Variscan and Early Alpine thermo-tectonics history of north eastern Bohemian massif: An⁴⁰Ar/³⁹Ar study. – Geologische Rundschau, 84, 345–358.
- Markowski, A. – Vallance, J. – Chiaradia, M. – Fontboté, L. (2006): Mineral zoning and gold occurrence in the Fortuna skarn mine, Nambija district, Ecuador. Mineralium Deposita, 41, 301–321.
- Milický, V. – Kabát, F. – Křelina, B. (1985): Kaolín z Vidnavy a jeho netradiční využití. – Sborník geologických věd, Technologie, Geochemie, 20, 203–232. Praha.
- Mísař, Z. (1958a): Stratigrafie, tektonika a metamorfóza krystalinických sérií jižní části keprnické klenby. – Rozpravy ČSAV, 68, 13, 1–79. Praha.
- Mísař, Z. (1959): Geologicko-petrografická studie šumperského granodioritového tělesa. – Sborník Ústředního ústavu geologického, geologie, 25, 335–376.
- Mísař, Z. – Dudek, A. – Havlena, V. – Weiss, J. (1983): Geologie ČSSR I Český masív. – SPN, Praha.
- Moravcová, I. (2012): Mineralogie křemenných žil s hematitem z Bludova u Šumperka. – MS, diplomová práce, ÚGV PřF MU Brno.
- Nepejchal, M. (1995): Ametyst z Bludova u Šumperka. – Minerál, 1. Brno.
- Novák, M. (2005): Granitické pegmatity Českého masivu (Česká republika); mineralogická, geochemická a regionální klasifikace a geologický význam. – Acta Musei Moraviae, Scientiae geologica, 90, 3–74. Brno.
- Novák, M. – Kimbrough, D. L. – Taylor, M. C. – Černý, P. – Ercit, S. T. (1998): Radiometric U/Pb age of monazite from granitic pegmatite at Velká Kraš, Žulová granite pluton, Silesia, Czech republic. – Geologica Carpathica, 42, 309–310.

- Ohyama, H. – Tsunogae, T. (2007): Fluid inclusions study of Abukuma metamorphic rock from the Hanazono district, northeast Japan. – *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, 102, 325–336.
- Patel, S. C. (2006): Vesuvianite–wollastonite–grossular-bearing calc-silicate rock near Tatapani, Surguja district, Chhattisgarh. - Department of Earth Sciences, Indian Institute of Technology.
- Pauliš, P. (2001): Nejzajímavější mineralogická naleziště Moravy a Slezska. – Kuttna, Kutná Hora.
- Pope, E. C. (2011): Hydrogen and oxygen isotope fractionation in hydrous minerals as indicators of fluid source in modern and fossil metasomatic. – *Disertační práce*, Stanford University.
- Rossetti, F. – Tecce, F. – Billi, A. – Brilli, M (2007): Patterns of fluid flow in the contact aureole of the Late Miocene Monte Capanne pluton (Elba Island, Italy): the role of structures and rheology. – *Contributions Mineralogy and Petrology*, 153, 743–760.
- Řehoř, F. (1998): Přehled historické a regionální geologie České republiky. – Ostravská univerzita.
- Rozkošný, I. – Souček, J. (1989): Contribution to the petrology of the Žulová massif mantle. – *Acta Universitatis Carolinae, Geologica*, 15, 2, 165–197. Praha.
- Rybák, J. (1972): Asociace minerálů z kontaktních výskytů v okolí Žulové. – MS, dipl. práce, PřF UJEP Brno.
- Rychtář, J. – Rybák, V. – Mrlina, J. – (1991): Závěrečné zpracování podkladů detailního tíhového mapování v oblasti Hrubého Jeseníku a okolí. – MS, Geofyzika, a.s., Brno.
- Schreier, M. (2013): Fluidní inkluze v kontaktně-metamorfických skarnech žulovského masivu. – MS, bakalářská práce, UP Olomouc.
- Schreier, M. – Dolníček, Z. – Mašek, V. (2013): Fluidní inkluze v grosuláru „plovoucích granátů“ z mramoru z Vápenné v plášti žulovského plutonu. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v r. 2013*, 148–151. Brno.
- Schulmann, K. – Gayer, R. (2000): A model for continental accretionary wedge developed by oblique collision: the NE Bohemian Massif. – *Journal of geological society, London*, 157, 401–416.

- Souček, J. (1978): Metamorphic zones of the Vrbno and Rejvíz Series, the Hrubý Jeseník Mts., Czechoslovakia. – *Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen*, 25, 3, 195–217.
- Svoboda, J. – Beneš, K. – Dudek, A. – Holubec, J. – Chaloupský, J. – Kodým, O. ml. – Malkovský, M. – Odehnal, L. – Polák, A. – Pouba, Z. – Sattran, V. – Škvor, V. – Weiss, J. (1964): Regionální geologie ČSSR. – Československá akademie věd. Praha.
- Talla, D. (2007): Mineralogie granátů z kontaktních skarnů žulovského, šumperského a brněnského masivu se zaměřením na anomální optické jevy. – MS, diplomová práce, PřF MU Brno.
- Váňa, J. (1992): Wollastonit – Český masív. – MS, Závěrečná zpráva GMS a.s., Geofond, Praha.
- Vylíčil, J. (2013): Vesuvian a minerály skupiny epidotu v bimetasomatických zónách u Žulové, Vápenné a Starého Podhradí. – MS, diplomová práce, UP Olomouc.
- Zachariáš, J. (2000): Úvod do studia plynokapalných inkluzí. – PřF UK. Praha.
- Zachovalová, K. – Leichmann, J. – Švancara, J. (2002): Žulová Batholith: a post-orogenic, fractionated ilmenite-allanite I-type granite. – *Journal of the Czech Geological Society*, 47, 35–44. Praha.
- 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. – *Chemical Geology*, 64, 335–350.
- Zimák, J. – Novotný, P. – Fojt, B. – Večeřa, J. – Losos, Z. – Vávra, V. – Večeřová, V. – Skácel, J. – Kopa, D. (2003): Exkurzní průvodce po mineralogických lokalitách v okolí Javorníku, Jeseníku a Zlatých Hor. – Vydavatelství UP Olomouc.
- Zhu, H. – Newton, R. C. – Kleppa, O. J. (1994): Enthalpy of formation of wollastonite (CaSiO₃) and anorthite (CaAl₂Si₂O₈) by experimental phase equilibrium measurements and high-temperature solution calorimetry. – *American Mineralogist*, 79, 134–144.
- Žáček, V. (1996): Retrograded eclogite from the Staré Město Belt, NE margin of the Bohemian Massif. – *Journal of the Czech Geological Society*, 41, 167–175.
- Žáček, V. (2003): Thermal effects of the Žulová Granite Pluton, Silesicum, eastern Variscan front. – *Polskie Towarzystwo Mineralogiczne, Prace Specjalne*, 23, 1, 185–188.

Žáček, V. – Nývlt, D. – Mixa, P. (2005): Základní geologická mapa České republiky 1:25 000, list 14-223 Lipová Lázně. – Archiv České geologické služby, Praha.

Internetové zdroje:

Lafuente, B. – Downs, R. T. – Yang, H. – Stone, N. (2015): The power of databases: the RRUFF project. – Dostupné z: www.rruff.info/. (citováno k 3. 4. 2016).

Meinert, L. (1992): Skarns and skarn deposits. – Skarn Web Page, dostupné z: www.wsu.edu:8080/~meinert/skarnHP.html. (citováno k 8. 10. 2015).