

Univerzita Palackého v Olomouci

Přírodovědecká fakulta

Katedra geologie



**Mineralogie a podmínky vzniku vybraných typů
hydrotermální mineralizace boskovické brázdy**

Diplomová práce

Bc. Kateřina Průchová

Environmentální geologie (N1201)
prezenční studium

vedoucí práce: RNDr. Zdeněk Dolníček Ph.D.

Olomouc 2016

Prohlašuji, že jsem diplomovou práci vypracovala samostatně za použití citované literatury.

V Olomouci dne

.....

Podpis

Ráda bych na tomto místě poděkovala všem, kteří se jakkoliv podíleli na tvorbě této diplomové práce, především pak vedoucímu práce RNDr. Zdeňku Dolníčkovi Ph.D., a to za veškeré cenné rady, odborné vedení a především pak za maximálně vstřícný a trpělivý přístup. Poděkování patří i Mgr. Michaele Kotlánové, rodině a blízkým přátelům za veškerou podporu při studiu.

Bibliografická identifikace

Jméno a příjmení autora: Kateřina Průchová

Název práce: Mineralogie a podmínky vzniku vybraných typů hydrotermální mineralizace boskovické brázdy

Typ práce: diplomová práce

Pracoviště: Katedra geologie, Přírodovědecká fakulta, Univerzita Palackého v Olomouci

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

Rok obhajoby: 2016

Abstrakt: Práce se zabývá mineralogií a podmínkami vzniku hydrotermálních žil na vybraných lokalitách v severní části boskovické brázdy. Dostupnými metodami (polarizační mikroskopie, EDX analýzy, mikrotermometrie fluidních inkluzí, katodová luminiscence karbonátů, UV mikroskopie karbonátů a matečných hornin) byly studovány vzorky žiloviny. Minerální asociaci tvoří kalcit, baryt, dolomit, TiO_2 minerální fáze (anatas?), hematit a hollandit. Studium karbonátů v katodové lumiscenci poukazuje na střídání podmínek v průběhu krystalizace minerálů. Kalcit z Letovic a dolomit z Bačova vykazují koncentrickou zonálnost, která je způsobená změnami chemismu fluid jednotlivých přínosových period, dokládajících polyfázový vývoj mineralizace. Studium karbonátů a barytů v UV světle poukazuje na přítomnost lehkých ropných uhlovodíků, které svojí zralostí odpovídají ropnému oknu. Studovaná hydrotermální mineralizace má epitermální až katatermální charakter ($T_h = 49\text{-}343\text{ }^\circ\text{C}$). Nejčastěji uzavíraným systémem ve fluidních inkluzích je systém $\text{H}_2\text{O-NaCl-(FeCl}_2\text{)-(MgCl}_2\text{)}$. Fluida jsou nízkosalinní (0,0-7,2 h. % NaCl ekv.) a byla identifikována prakticky v každém vzorku. Vysokosalinní (20,2-26,3 hm. % NaCl ekv.) a epitermální charakter mají fluida systému $\text{H}_2\text{O-NaCl-CaCl}_2\text{-(MgCl}_2\text{)}$, která jsou uzavírána pouze v PS-S a S inkluzích ve vzorku z Klevetova a Bačova. Široká variabilita homogenizačních teplot fluidních inkluzí a fázových poměrů v rámci jednotlivých genetických typů naznačuje, že mohlo dojít k zachycení inkluzí z heterogenního fluida.

Klíčová slova: limnický permokarbon, boskovická brázda, hydrotermální mineralizace, fluidní inkluze, katodová luminiscence

Počet stran: 73

Počet příloh: 0

Jazyk: Český jazyk

Bibliographical identification

Author's first name and surname: Kateřina Průchová

Title: Mineralogy and formation conditions of selected types of hydrothermal mineralization in the Boskovice Furrow

Type of thesis: master's thesis

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

Supervisor: RNDr. Zdeněk Dolníček, Ph.D

The year of presentation: 2016

Abstract: Thesis deals with mineralogy and formation conditions of the hydrothermal mineralization in selected localities in the Boskovice Furrow. Mineralizations were studied by available methods (polarizing microscopy, EDX analyses, microthermometry of fluid inclusions, cathodoluminescence of carbonates, ultraviolet microscopy of carbonates and host rock). Mineral association is composed of calcite, barite, dolomite, TiO₂ mineral phase (anatase?), hematite and hollandite. Study of carbonates in cathodoluminescence points on changing conditions during crystallization of minerals. Calcite from Letovice and dolomite from Bacov shows concentric zoning which is caused by the changing chemistry of fluid of individual periods that demonstrate the polyphase evolution of mineralization. Study of carbonates and barites in UV light indicates the presence of hydrocarbon which maturity corresponds to oil window. Studied mineralization has epithermal and partly catathermal character (Th = 49-343 °C). The most often enclosed system in fluid inclusions is H₂O-NaCl-(FeCl₂)-(MgCl₂). These fluids had low salinity (0,0-7,2 h. % NaCl eq.) They have been identified in most of the samples. Fluids of H₂O-NaCl-CaCl₂ system have high salinity (20,2-26,3 hm. % NaCl eq.) and epithermal character and were enclosed in pseudosecondary-secondary inclusions from Klevetov and secondary inclusions from Bacov. Wide variability of homogenization temperatures of fluid inclusions and phase ratios in individual genetic types suggests that inclusions were captured from a heterogeneous fluid.

Key words: limnic Permo-Carboniferous, Boskovice Furrow, hydrothermal mineralization, fluid inclusions, cathodoluminescence

Number of pages: 73

Number of appendices: 0

Language: Czech

Obsah

1. Úvod.....	7
2. Geologická charakteristika zájmové oblasti	8
2. 1. Postavení boskovické brázdy v rámci Českého masivu	8
2. 2. Formování sedimentační pánve a litostratigrafické jednotky	10
2. 3. Poperský vývoj	14
2. 4. Magmatické horniny v boskovické brázdě	16
3. Přehled dosavadních mineralogických výzkumů v zájmové oblasti	19
3. 1. Výskyt hydrotermálních minerálů v boskovické brázdě	19
3. 2. Podmínky vzniku kalcitů boskovické brázdy	21
4. Metodika	22
5. Výsledky	23
5. 1. Terénní situace a makroskopický popis vzorků.....	23
5. 1. 1. Letovice	23
5. 1. 2. Klevetov	24
5. 1. 3. Bačov	26
5. 1. 4. Přední Arnoštov	27
6. 1. Mineralogická charakteristika	28
6. 1. 1. Letovice – vzorek LET1	28
6. 1. 2. Klevetov – vzorek KLV1	29
6. 1. 3. Bačov – vzorek BAC1	33
6. 1. 4. Přední Arnoštov – vzorek PAV1	36
7. 1. Katodoluminiscence	38
7. 1. 1. Letovice – vzorek LET1	38
7. 1. 2. Klevetov – vzorek KLV1	39
7. 1. 3. Bačov – vzorek BAC1	40
7. 1. 4. Přední Arnoštov – vzorek PAV1	42
8. 1. UV mikroskopie	43
9. 1. Fluidní inkluze.....	44
9. 1. 1. Petrografický popis a mikrotermometrie fluidních inkluzí.....	44
9. 1. 2. Fluidní inkluze v karbonátech	45
9. 1. 3. Fluidní inkluze v barytech	49
10. Diskuse.....	52
10. 1. Strukturně-geologická pozice studované mineralizace.....	52

10. 2. Parageneze studované mineralizace	53
10. 3. Katodoluminiscence	55
10. 4. UV mikroskopie	56
10. 5. Složení fluid.....	57
10. 6. P-T podmínky vzniku	62
10. 7. Srovnání výsledků	63
11. Závěr	66
12. Použitá literatura	67

1. Úvod

Tato práce je zaměřena na výzkum hydrotermální mineralizace v severní části boskovické brázdy. Zájmové lokality se nacházejí na katastrech obcí Letovice a Boskovice v okrese Blansko a v katastru obce Přední Arnoštov v okrese Svitavy. V permu se na daných lokalitách nachází hydrotermální mineralizace obsahující kalcit, dolomit a baryt. Výzkumů o procesech vzniku a mineralogické charakterizaci hydrotermálních mineralů v permokarbonu boskovické brázdy je velmi pomálu. Fluidní inkluze byly podrobeny mikrotermometrickému studiu prozatím na lokalitách Budkovice a Přední Arnoštov. V Budkovicích byly zkoumány fluidní inkluze v kalcitu z žilné vulkanické horniny, jež protíná rokytenské slepence (Kratinová 2007). Na lokalitě Přední Arnoštov byly studovány fluidní inkluze rovněž v kalcitu, jež tvořil výplň žil ve slepencích a pískovcích (Průchová 2014).

Tato diplomová práce navazuje na bakalářskou práci (Průchová 2014), která měla za cíl podrobněji mineralogicky a geneticky charakterizovat hydrotermální mineralizaci na vybraných lokalitách boskovické brázdy. Cílem diplomové práce je rozšíření vědomostí týkající se mineralogie a podmínek vzniku o hydrotermálních minerálech (epigenetické žíly, mineralizace septáriových trhlin, výplň mandlí ve vulkanitech) na vybraných lokalitách boskovické brázdy. Vlastnímu výzkumu předchází rešeršní část, jež obsahuje stručnou geologickou charakterizaci permokarbonské molasy boskovické brázdy a přehled dosavadních petrografických a mineralogických výzkumů v oblasti. Vlastní výzkum spočívá v mineralogické charakterizaci, petrografickém a mikrotermometrickém studiu fluidních inkluzí, katodové luminiscenci a UV spektroskopii vybraných vzorků.

2. Geologická charakteristika zájmové oblasti

2. 1. Postavení boskovické brázdy v rámci Českého masivu

Z regionálně geologického hlediska se boskovická brázda řadí k oblasti tzv. limnických brázd (*Obr. 1*). Limnické brázdy jsou vyplněny relikty permokarbonských uloženin, jež představují kontinentální hercynskou molasu. V Českém masivu rozlišujeme čtyři limnické brázdy a to blanickou, jihlavskou, boskovickou a na ni navazující orlickou pánev (*Obr. 1*). Brázdy lze charakterizovat jako dlouhé a úzké, jednostranné až oboustranné příkopové struktury se souvislou nebo nesouvislou limnickou výplní, jež svým založením odpovídají jednostranným tektonickým příkopům se synklinálním uložením vrstev. Východní okraj příkopu je vždy omezen zlomem založeným presedimentárně, který byl aktivní v období synsedimentárním až postsedimentárním. Omezení při západním okraji může být zlomové či transgresní. Synklinální uložení sedimentární výplně brázd je charakteristické výraznou příčnou asymetrií (Mísař a kol. 1983).

Vůdčí strukturou boskovické brázdy je východní zlom, který podle Mísaře a kol. (1983) vznikl zřejmě v závěru příkrovových přesunů okolo hranice devonu až spodního karbonu a je často považován za součást hlubinného zlomového pásma. V této době mohly probíhat významné horizontální posuny. V době popříkrovového formování svratecké klenby byly na hlavním zlomu boskovické brázdy pohyby pravděpodobně již pouze vertikální (Jaroš, Malý 2001). Boskovická brázda vznikla tahovými a stříhovými pohyby v závěrečných fázích variské orogeneze (Müller a kol. 2000).

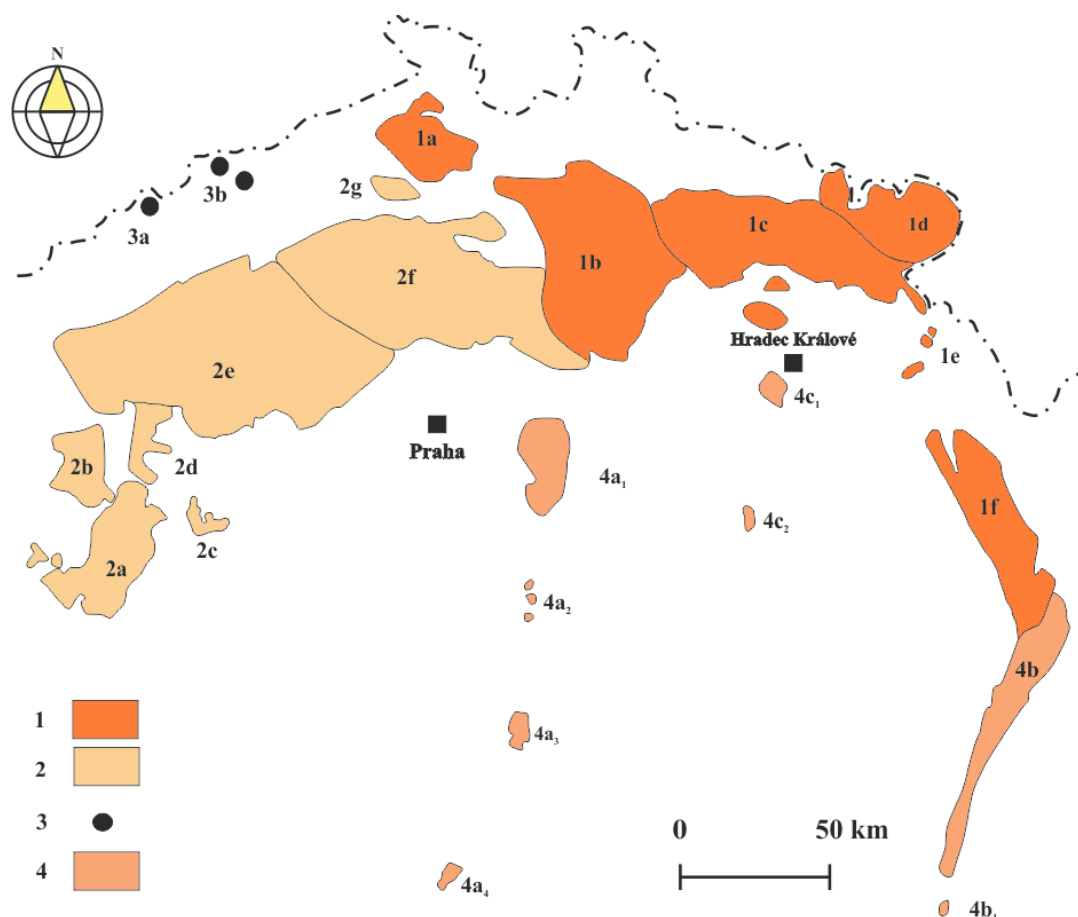
Melichar (1995) uvádí, že se v podloží brázdy stýkají geologické jednotky moldanubika a moravika, na kterém mohou být tektonicky nasunuty horniny moldanubika a letovického, případně zábřežského krystalinika a brněnského plutonu s pláštěm z kulmských drob.

Současná šířka pánve, jak uvádí Jelínek a kol. (2003b) je 5 až 12 km a délka je přibližně 90 km, avšak původní rozsah byl větší. Brázda byla formována podél hlavního SSV-JJZ orientovaného zlomu, který je pokračováním diendorfského zlomu v Rakousku. Celá délka zlomu dosahuje přibližně 200 km. Důležitým faktorem ovlivňujícím depoziční a sedimentační procesy v pánvi byl tektonický pokles podél hlavního zlomu boskovické brázdy.

První etapou, během které se pánev formovala, bylo období extenze, během něhož se ukládaly permokarbonské sedimenty. Období extenze bylo doprovázeno vulkanismem. Po tomto období následovala kompresní fáze, během které se sedimentární výplň deformovala. Mocnost permokarbonských sedimentů se odhaduje na 5000 až 6000 m (Jaroš, Malý 2001). Boskovická brázda má tedy pravděpodobně největší mocnost sedimentů ze všech brázd na našem území. Boskovická

brázda je tektonicky rozčleněna na dílčí kotliny a prahy.

Okrajové části boskovické brázdy jsou lemovány především hrubými až velmi hrubými klastiky, jejichž přítomnost dokládá jednak významnou synsedimentární erozi relativně zdviháných území v jejím bezprostředním okolí, a jednak dynamiku prostředí, v němž byla tato klastika transportována (Jaroš, Malý 2001).



Obr. 1 - Výskyt limnického permokarbonu na území České republiky (upraveno podle Peška a kol. 2001).

1 – sudetské svrchní paleozoikum, pánev: a – českokamenická, b – mnichovohradištská, c – podkrkonošská, d – vnitrosudetská, e – výskyt permu v Orlických horách, f – orlická; 2 – západočeské a středočeské svrchní paleozoikum, pánev: a – plzeňská, manětínská, c – radnická, d – žihelská, e – kladensko-rakovnická, f – mšensko-roudnická, g – výskyt u Kravař; 3 – krušnohorské svrchní paleozoikum, a – výskyt u Brandova, b – výskyty mezi Moldavou a Teplicemi; 4 – svrchní paleozoikum brázd, a – blanická brázda, a₁ – Českobrodsko, a₂ – Vlašimsko, a₃ – Tábořsko, a₄ – Českobudějovicko, b – boskovická brázda, b₁ – výskyt u Miroslavi, c₁ – jihlavská brázda, severní část – výskyt u Hradce Králové, c₂ – jihlavská brázda, jižní část – výskyt v Železných horách.

2. 2. Formování sedimentační pánve a litostratigrafické jednotky

Dle Malého (1993) je počátek sedimentace v boskovické brázdě doprovázen vývojem proluviálních sedimentů v podobě fanglomerátů, tvořených neopracovanými úlomky hornin z podložních jednotek nejbližšího okolí. Po vyrovnání nerovností sedimentační báze pokračuje vývoj facie proluviálních kuželů a přechází do facie jezerní. Ta se vyvíjela při svazích pohoří, jež byly prořezávány četnými toky, přinášejícími rozličné petrografické druhy klastického materiálu. K zániku toků postupně docházelo v jezerní nížině, kde byla povrchová voda infiltrována do lakustrinních sedimentů. V západní části boskovické brázdy dosáhla eroze dnešní úrovně pravděpodobně již v karbonu nebo začátkem permu, zatímco východní část brázdy byla silně erodována až v pozdním autunu (Jelínek a kol. 2003a).

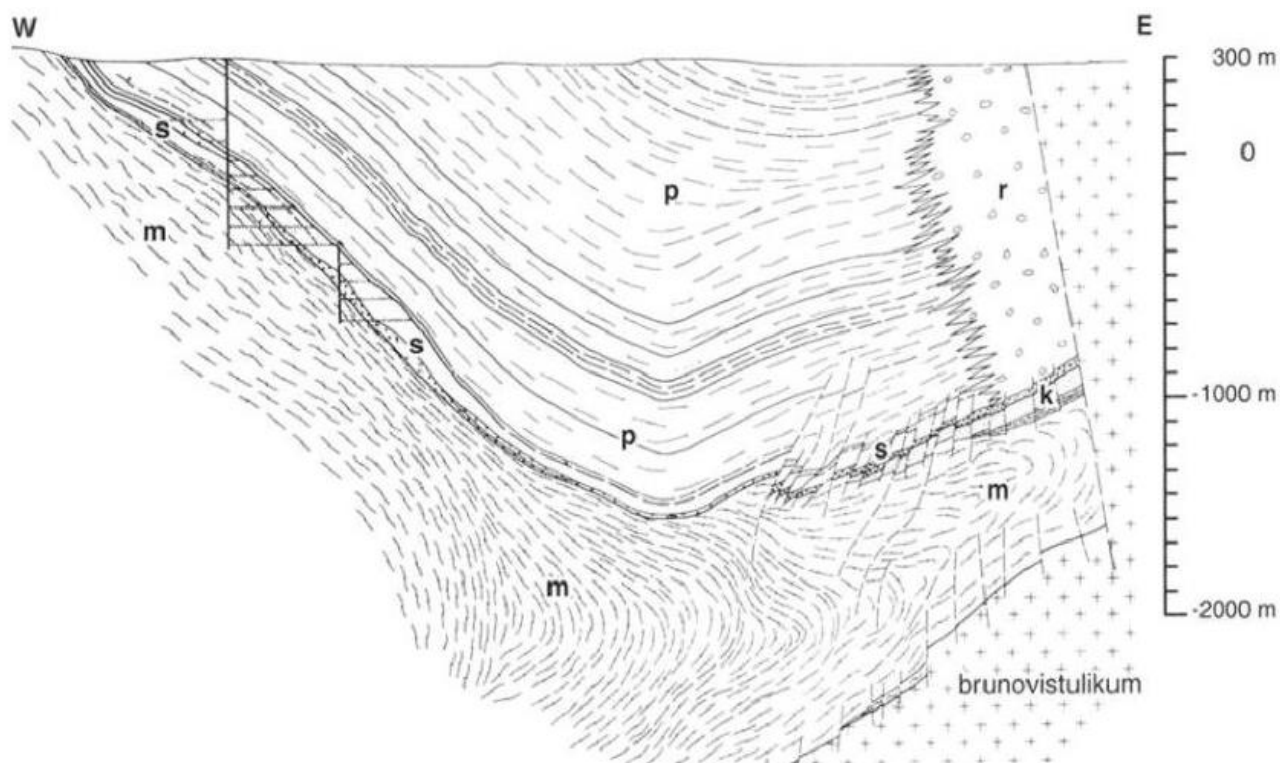
Pánev představovala v počáteční fázi sedimentárního vývoje úzkou a relativně velkou depresi. Bazální sedimenty západní části boskovické brázdy jsou vyvinuty ve formě aluviálních kuželů. Sedimentace na východním okraji brázdy byla řízena aktivitou východního okrajového zlomu. K sedimentaci docházelo v této oblasti na svazích aluviálních kuželů, podobně jako v západní části boskovické brázdy (Jelínek a kol. 2003a).

Podle Nehyby a Dostála (2007) nezapočala sedimentace v oblasti celé pánve současně. K depozici docházelo nejprve v jižní, rosicko-oslavanské části pánve během stefanu a poté postupovala směrem k severu a severovýchodu. Ukončení sedimentace bylo v různých částech pánve odlišné. Sedimentace v jižní části pánve byla zakončena ve spodním autunu. V hlavní části pánve došlo k ukončení sedimentace v nižším až středním autunu a v severovýchodní oblasti sedimentace trvala až do svrchního autunu.

Jižní část brázdy je charakteristická monotónními uloženinami rokytenských slepenců, jež tvoří dominantní výplň této části pánve. Na západě stefan transgreduje na krystalinikum svratecké klenby, na bítešské ruly, v menší míře i na vranovsko-olešnickou skupinu. V nadloží je uloženo rosicko-oslavanské souslojí, tvořené nepravidelně se střídajícími cykly slepenec-pískovec-prachovec a pískovec-prachovec. Ve svrchní části komplexu jsou uloženy jílovce, uhelné jílovce a uhelné sloje.

Homola a kol. (1975) uvádí, že rokytenské slepence uložené při východním okraji směrem k západu přecházejí do facií arkóz, pískovců a prachovců. Dle Jelínka a kol. (2003c) lze usuzovat, že ve stratigraficky vyšších stupních dochází vedle přínosu materiálu ze západních proveniencí, také k přínosu materiálu z východní provenienční oblasti.

Střední část brázdy je tvořena permokarbonskými sedimenty, jež jsou na západním okraji ukončeny výchozy moravika, na východním okraji pak výchozy moravika a brunovistulika (Obr. 2); (Melichar 1995).



Obr. 2 - Příčný profil boskovickou brázdou v rosicko - oslavanské části (Malý 1993)

Vysvětlivky: *m* - krystalinikum moravika, *k* - devonské a kulmské horniny, *s* - svrchnokarbonské balinské slepence a nadložní uhlonosné vrstvy (stefan), *p* - spodnopermské uloženiny, převážně prachovce a pískovce, *r* - rokytenské slepence.

Boskovická brázda má dvě okrajové facie slepenců - rokytenské (V) a balinské (Z) a relativně pestrý vnitropánevní komplex sedimentů (viz Obr. 2). Vnitropánevní komplex, členěný do dílčích jednotek, reprezentujících převážně cyklicky uspořádané fluvialní až fluvioakustinní uloženiny (arkózy, pískovce, prachovce, jílovce a pelokarbonáty), převážně červeně zbarvené s výjimkou šedých vrstev. Podle odlišného charakteru sedimentů a jejich cyklické stavby se dělí na rosicko-oslavanské, padochovské, veverskobítyšské a letovické souvrství (Obr. 3). Celková kumulativní mocnost sedimentární výplně brázdy je řádově 5000 – 6000 m (Pešek a kol. 2001, Malý a kol. 2004)

Litostratigrafie		Stáří
Západní část	Východní část	
Letovické souvrství	Rokytenské slepence	Autun
Veversko-bítýšské souvrství		
Padochovské souvrství		
Rosicko-oslavanské souvrství	Balinské slepence	Stefan
Krystalinický komplex		Prekambrium

Obr. 3 – Litostratigrafie boskovické brázdy (upraveno podle Nehyby 2001).

Balinské slepence

Reprezentují především žlutohnědé až červenohnědé, střednězrnité, petromiktní slepence a představují bazální stefansko – autunské sedimenty boskovické brázdy (viz Obr. 3). Tyto uloženiny vyrovnávaly nerovnosti reliéfu podložních jednotek před nástupem uhlonosné sedimentace ve svrchním stefanu (Malý in Přichystal a kol. 1993, Jelínek 2001). Ve valounovém materiálu převládají horniny podložních krystalinických jednotek, tj. moldanubika, moravika a letovického krystalinika. Zajímavostí je přítomnost devonských vápenců v okolí Tišnova a poměrně vysoký obsah kulmských drob v j. části brázdy. Horninové složení ukazuje na zdrojové území na západ a jihozápad od boskovické brázdy (Misař a kol. 1983).

Rosicko-oslavanské souvrství

S výjimkou tzv. Helmhackerova obzoru, definovaného jako horizont smíšené květeny, který je již autunský (Pešek a kol. 2001), je rosicko-oslavanské souvrství tvořeno sedimenty stefanu (viz Obr. 3). Mocnost souvrství je v centru rosicko-oslavanské deprese odhadována na 300 m. Dělí se do

dvou oddílů. Ve starším oddíle převládají červenohnědé, cyklicky uspořádané psamity a aleuropelity, v bazální části jsou místy uloženy vložky balinských slepenců (Malý 1993). Ve svrchní části se nachází především šedé klastické sedimenty se třemi uhelnými slojemi tzv. rosicko-oslavanského souslojí (Jaroš, Malý 2001). V jejich meziloží se setkáváme s čočkami až vrstevními vložkami červeně zbarvených depozit. Sloje jsou 0,6-2,4 m mocné. Nejstálejší I. sloj dosahovala mocnosti až 6,5 m (Pešek a kol. 2001, Malý a kol. 2004).

Dle Štamberka a kol. (2008) jsou sedimenty karbonu vyvinuty pouze v jižní části brázdy, kde jsou zastoupeny převážně v rosicko-oslavanských uhelných slojích. Spodní a střední uhelné sloje jsou stefanského stáří, zatímco horní uhelná sloj obsahuje *Autunia conferta*, kterou řadíme do spodního autunu.

Padochovské souvrství

Je autunského stáří (viz Obr. 3) a má dva oddíly. Spodní oddíl o mocnosti přibližně 200 m, tvoří v centru pánve komplex ve spodní části červených, ve svrchní části šedých klastik. Uvnitř šedých sedimentů leží 3-4 m mocný obzor bitumenních pelokarbonátů, označovaný jako zbýšovský pelokarbonátový obzor. Ve svrchním asi 1000 m mocném oddílu převládají červenohnědé a žlutohnědé cyklicky uspořádané pískovce, prachovce až jílovce s vložkami žlutohnědých hrubozrnných arkóz a arkózových pískovců až slepenců (Jaroš, Malý 2001). V relativně málo mocném šedém komplexu při stropu tohoto oddílu je vyvinut tzv. „říčanský pelokarbonátový obzor“. Arkózové sedimenty reprezentují jezerně-deltová klastika. Obzory pelokarbonátů nasvědčují opakovanému zklidnění sedimentace a převaze jezerních uloženin (Pešek a kol. 2001).

Veversko-bítýšské souvrství

Jedná se o přibližně 1 500 m mocný, cyklicky uspořádaný komplex převážně červených, místy šedých sedimentů (Pešek a kol. 2001). V šedých aleuropelitech se nacházejí vložky slínovců, místy i pelokarbonátů s fuzitizovanou rostlinnou drtí. Při stropu souvrství leží tzv. „chudčický pelokarbonátový obzor“.

Letovické souvrství

Letovické souvrství je svrchnoautunského stáří a je tvořeno přibližně 3000 m mocnými, cyklicky uspořádanými šedými a červenými klastickými sedimenty (viz Obr. 3). Na JZ a SZ jsou sedimenty reprezentovány poměrně mocnými balinskými slepenci. Na východě jsou vnitropánevní klastické sedimenty zčásti zastoupeny slepenci rokytenskými. V severním závěru boskovické brázdy

se propojují obě okrajové facie slepenců s tím, že rokytenské slepence vyplňují celou severní část brázdy a přecházejí i do její západní části (Pešek a kol. 2001).

Rokytenské slepence

Představují především červenohnědé, místy rezavé až žlutohnědé hrubozrnné petromiktní slepence až brekcie s bloky hornin o velikosti až kolem 0,5 m³ (Petránek, Pouba 1953). Klastický materiál je tvořen z 90–95 % kulmskými horninami, převážně drobami, zbytek představují devonské horniny pláště brněnského masívu (Mísař a kol. 1983).

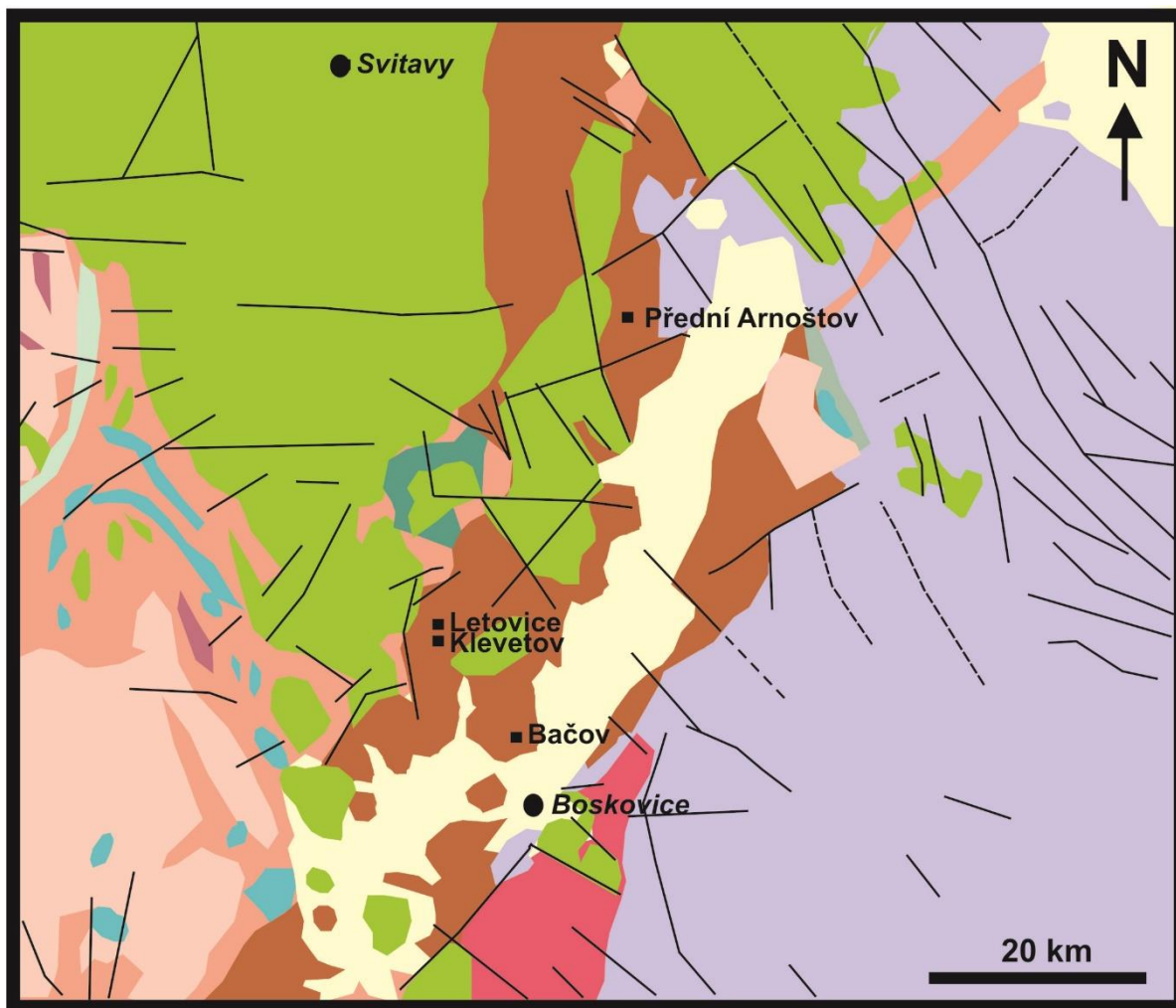
2. 3. Popermský vývoj

Horniny popermského stáří jsou v zájmovém území boskovické brázdy reprezentovány uloženinami křídového stáří, neogenním a kvartérním pokryvem (*Obr. 4*).


V okolí blanenského prolomu vycházejí na povrch uloženiny perucko-korycanského souvrství. Spodní část souvrství je tvořena prachovitými pískovci až rozpadavými slepenci. Střední a svrchní část je tvořena komplexem písků a pískovců s vložkami jílovců. Následuje usazování sedimentů bělohorského souvrství, které je tvořeno písčitymi slínovci a vápnitými pískovci. Souvrství má transgresivní charakter a směrem do nadloží rychle přechází do spikulitových slínovců až vápnitých prachovců. Sedimenty jizerského souvrství jsou reprezentovány střípkovitě rozpadavými slínovci až vápnitými jílovcí, glaukonitickými, prachovitými a kaliasovými pískovci. Teplické a březenské souvrství vystupují jen v plošně nevelkých denudačních reliktech. Teplické souvrství je vyvinuto v podobě slínovců a vápnitých jílovců. Březenské souvrství je zastoupeno různě zrnitými pískovci (Čurda a kol. 2000).

Po ukončení svrchnokřídové sedimentace následuje hiát a další sedimentace tu nastává až v miocénu. Na mnoha místech (okolí Skalice nad Svitavou, Boskovic aj.) vystupují na povrch spodnobadenské tégly z doby nejrozsáhlejší mořské transgrese v karpatské předhlubni (Mísař a kol. 1997).

Dle Čurdy a kol. (1994) jsou tégly reprezentovány šedými, zelenošedými a žlutošedými, nedokonale vrstevnatými až nevrstevnatými jíly, obsahujícími bohatou mikrofaunu. Poté následovala depozice fluviálních písčitých štěrků pliocenního stáří, jež se zachovaly pouze v izolovaném výskytu jihovýchodně od Drnovin (Mísař a kol. 1997).



Neogén

 písky, štěrky, pískovce, slepence, vápnité jíly, vápence

Křída

 jílovce, slínovce, prachovce

Permokarbon

 slepence, brekcie, pískovce, jílovce

Spodní karbon

 jílové břidlice, droby, slepence

 zlom ověřený

 zlom předpokládaný

Paleozoikum až proterozoikum

 mramory

 kvarcity

 retrográdně metamorfované ruly a migmatity

 fylity

Neoproterozoikum

 granodiorit

 ortoruly

 svory, ruly

 gabra

Obr. 4 – Zjednodušená geologická mapa severní části boskovické brázdy s vyznačením zájmových lokalit. Podklad mapy převzat z www.geology.cz, cit. 1, upraveno.

V pleistocénu, v období würmského glaciálu, zde probíhala rozsáhlá eolická sedimentace, jejímž výsledkem jsou sprašová depozita, pokrývající značnou část jižní poloviny zájmového území (Nekovařík a kol. 1991).

Čurda a kol. (1994) uvádějí, že sprašové pokryvy dosahují největších mocností v boskovické brázdě západně od hradu Veveří.

Z kvartérních sedimentů zde byly ukládány fluviální písčité štěrky, deluviální hlinitokamenité sedimenty s bloky hornin, deluviální hlinitopísčité příp. hlinité sedimenty až sedimenty hlinitokamenité. Deluviální písčitohlinité uloženiny vyplňují dna periodicky protékaných údolí. Při vyústění do údolí aktivních toků se hojně vytvářejí dejekční kužele. V údolních nivách řek a potoků jsou uloženy fluviální písčitohlinité sedimenty (Čurda a kol. 2000).

2. 4. Magmatické horniny v boskovické brázdě

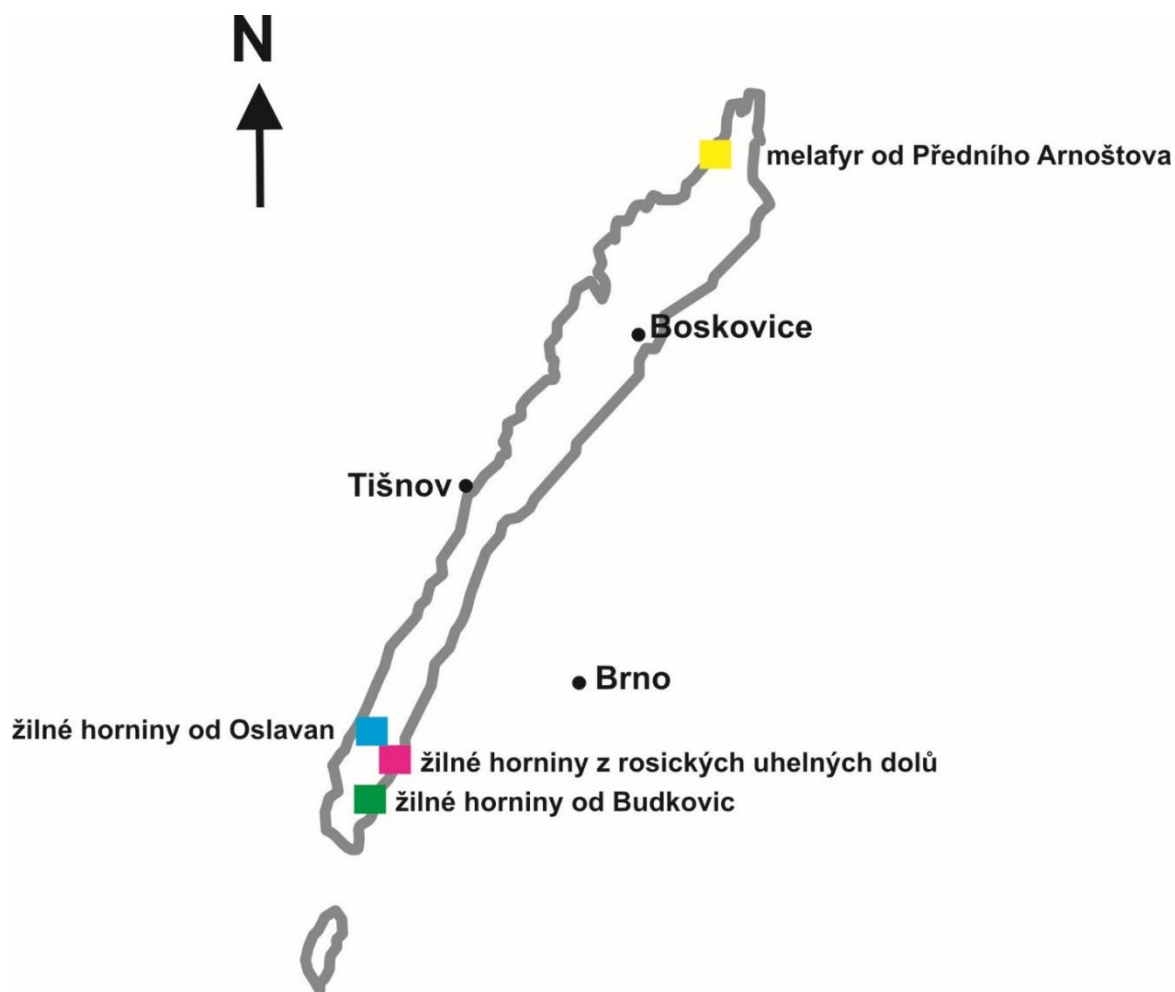
Prvně se o magmatických horninách v permokarbonu boskovické brázdě zmiňuje Gartner (1924). Magmatit z oblasti Oslavan (*Obr. 5*) popisuje jako žilný mandlovcový afanit, jež byl do té doby v boskovické brázdě neznámý. Žíla vychází asi 550 m od jámy Kukla a je orientována SSZ směrem se sklonem k JJV. Žíla má mocnost 1,5 m a diskordantně proráží spodnopermské souvrství červených pískovců, které se střídají s křemitými arkózy a jílovými břidlicemi. Na kontaktu se spodnopermskými sedimenty je zřetelně pozorovatelná tepelná metamorfóza. Přesnější petrografický popis byl zpracován Zapletalem (1925). Uvádí, že hornina má jemnozrnnou až celistvou strukturu, nazelenalou a šedou barvu s nápadnými bílými a růžovými mandlemi. Mandle jsou tvořeny karbonátem. Na základě mikroskopického studia zjistil, že je hornina tvořena lištami živců a základní hmota je složena z chloritu, kalcitu, biotitu a opakních minerálů. Strukturu horniny označil jako ortho fyrickou až trachytickou, texturu jako všesměrně zrnitou, která je na okrajích žíly zřetelně fluidální. Zapletal (1925) tuto horninu klasifikoval jako keratofyr.

O dalším nálezu keratofyru se zmiňuje Zapletal (1931). Výskyt byl popsán v dole Kukla na 8. horizontu. Hornina je světle zelená s fluidální texturou definovanou vyrostlicemi živců. Základní hmota je tvořena kalcitem, sádrovcem a opakními minerály. Ze 7. horizontu je popsán šedý keratofyr s mandlemi vyplněnými polysynteticky lamelovaným kalcitem, ve kterých bývá uzavřen křemen. Keratofyr obsahuje i biotit, chlorit a opakní minerály. Na 5. horizontu byl objeven růžový keratofyr, který je prostoupen kalcitovými žilami. Mladší generace kalcitu je hrubozrnná s vějířovitou stavbou, starší.

Dále se o horninách keratofyrového typu zmiňuje Malý (1968). Autor uvádí přítomnost tří ložních žil, které byly zachyceny v rosických uhelných dolech. Tyto žíly jsou uloženy v rosicko-oslavanském souvrství mezi spodním šedým a středním červenohnědým pásmem, v šedých jílovcích a prachovcích, které se střídají s prachovci červenými. Žíly byly zjištěny v nadloží 1. sloje a jedna povrchová žíla na levém břehu Neslovického potoka. Malý (1968) uvádí výskyt magmatitů keratofyrového typu v podobě ložních žil z 11. patra dolu Nosek, Antonín a z dolů Julius a Ferdinand. Petrografický popis vzorku z dolu Nosek provedla J. Staňková (in Malý 1968), která jej popsala jako jemnozrnnou narůžovělou horninu s velikosti zrn 0,02 mm a klasifikovala ji jako oligoklasit, přesto byla v celém článku hornina označována jako keratofyr.

Další zmínka o magmatických horninách v boskovické brázdě pochází od Přichystala (1994) z okolí Budkovic. Jedná se o dvě žíly prorážející rokytenské slepence. První žíla je situována přibližně 350 m ZSZ od vlakového nádraží v Budkovicích. Žíla má mocnost asi 0,5 m a je orientována rovnoběžně se směrem boskovické brázdy. Další žíla má mocnosti 3 m a byla zachycena 910 m jihozápadně od nádraží v Budkovicích. Průběh žíly magmatické horniny je rovněž shodný se směrem boskovické brázdy. Obě výše uvedené žíly prorážejí rokytenské slepence. Horniny jsou si navzájem makroskopicky velmi podobné. Mají nahnědle zelenou barvu s bílými nebo narůžovělými mandlemi. Mandle mají průměrnou velikosti 1,5 mm a jsou vyplněny kalcitem. Základní hmotu tvoří subparalelně uspořádané lišty živců s trachytickou strukturou. Dle optických vlastností odpovídají živce albitu. Prostor mezi lištami živců vyplňuje jemně zrnitý magnetit, chlorit a oxidy – hydroxidy Fe. Chemické složení odpovídá subalkalickému dacitu (Přichystal 1994).

Další nález vulkanitu pochází z rozhraní boskovické brázdy a orlické pánve (Mrázek, Rejl 1979). Lokalita Přední Arnoštov (*Obr. 5*) leží jižně od Moravské Třebové a nachází se asi 250 m od severního okraje obce. Naleziště bylo objeveno v souvislosti s výskytem achátů, které se vyskytují v eluviu permských petromiktních červenohnědých arkózových slepenců. Spolu s acháty byly nalezeny úlomky rudohnědého mandlovcového melafyru o velikosti 5 až 20 cm. Autoři uvádějí, že se s největší pravděpodobností jedná o intruzivní těleso. Toto tvrzení bylo zpochybněno Krmíčkem a kol. (2010), kteří předpokládají, že melafyr z Předního Arnoštova netvoří intruzivní těleso, ale valounový materiál, který je součástí písčitého slepence až brekcie. V mikroskopu má tento melafyr trachytickou mikrostrukturu a mineralogicky odpovídá olivinickému alkalicko-živcovému trachytu. Vyrostlice draselného živce a olivínu jsou automorfně omezeny a jsou obklopeny subparalelně uspořádanými lištami draselných živců tvořících základní hmotu.



Obr. 5 – Výskyt vulkanických hornin v boskovické brázdě (upraveno podle Dvořáka 1999).

Vyrostlice živce odpovídají sekundárnímu K-živci/aduláru, který nahradil původní živec. Olivínové vyrostlice jsou na okraji pseudomorfované iddingsitem a ve středu sekundárním K-živcem/adulárem, který je v různé míře nahrazen kaolinitem. Kaolinit také v některých vyrostlicích zatlačuje živce a společně s magnetitem tvoří výplň intersticiálních prostor mezi živcovými lamelami v devitifikované základní hmotě. Kaolinit se zde významně podílí na výplni mandlí. Xenolity jsou tvořeny úlomky arkózových pískovců a kvarcitů. Hornina je intermediální ($\text{SiO}_2 = 58,9$ hm. %), peraluminická a náleží do vysokodraselné série. V TAS diagramu se hornina nachází v poli trachytu. Extrémně vysoké obohacení draslíkem ($\text{K}_2\text{O} = 11,2$ hm. %) odráží vysoký obsah sekundárního K-živce.

3. Přehled dosavadních mineralogických výzkumů v zájmové oblasti

3. 1. Výskyt hydrotermálních minerálů v boskovické brázdě

Kruťa (1966) popisuje na lokalitě Bačov u Svitávky výskyt azuritu, který zde tvoří bradavičnaté shluky a modré povlaky na puklinách permských břidlic. Zmiňuje se o výskytu barytu. Dále se zmiňuje o nálezech kalcitu v šedých jílovcích svrchnokarbonského až spodnopermského stáří. Krystalický rezavě hnědý kalcit zde tvoří výplň žilek na puklinách, ojediněle se zde objevují i povlaky malachitu.

Ve Svitávce u Letovic „Pod hradiskem“ je popsán výskyt covellínu, který zde tvoří 0,2 mm velké krystaly narůstající na permském pískovci. V červených jílovcích byly nalezeny pelosideritové konkrce o velikosti 10 x 5 x 5 cm. Na puklinách jílovců se vyskytují drúzy kalcitu s krystaly skalenoedrů a drobné asi 1 mm velké krychličky pyritu. Většinou zde pyrit tvoří jemné povlaky na krystalech kalcitu (Kruťa 1966).

Další nálezy minerálů jsou popsány z lokality Trávník v obci Kladoruby. Kruťa (1966) zde uvádí výskyt azuritu, který spolu s malachitem vytváří modré povlaky na hnědočerveném permském jílovcí a pískovci. Místy tvoří kulovité a bradavičnaté nárůstky, impregnace a paprscité stébelnaté agregáty se sádrovcem, který tvoří štěpné lamely a radiálně paprscité až růžicovité agregáty na jílovcích a břidlicích. Dále jsou zde popsány žíly rezavě hnědého až šedobílého kalcitu dosahující mocnosti až 3 cm, v nichž byla nalezena drobná zrnka chalkopyritu, který je na okrajích přeměněn v malachit. Ten se zde vyskytuje v podobě povlaků, impregnací, vzácně tvoří stébelnaté agregáty s chalkopyritem a azuritem v břidlici a pískovci.

Z lokality Zastávka v dole Julius jsou doloženy výskyty bílého a čirého barytu a anhydritu. Anhydrit byl nalezen v podobě bílých krystalů společně s fluoritem. Generačně starší anhydrit je bílý s perleťovým leskem. Nalezen byl i v arkózových pískovcích. Z karbonátů jsou na lokalitě zastoupeny kalcit, ankerit a dolomit. Dále byl na této lokalitě popsán sádrovec z arkózových pískovců a pelosideritů. Sulfidy jsou na lokalitě hojně zastoupeny, většinou se vyskytují společně s karbonáty. V pelosideritech byl nalezen pyrit a markazit. V arkózových pískovcích byl popsán galenit a sfalerit. Dále byl na lokalitě doložen výskyt chalkopyritu, pyrhotinu i záhnědy a tzv. marmarošských diamantů. V pelosideritech byly nalezeny limonit a goethit. Z dutin pelosideritů byly popsány organolity válaít a hatchetin (Burkart 1953).

Na lokalitě Zboněk u Letovic jsou popsány pelosideritové konkrce z písčito-jílovitého souvrství. Konkrce dosahují rozměrů až 20 x 20 x 25 cm, na puklinách jsou místy vyhojené žilným,

šedobílým až rezavým kalcitem (Kruťa 1966).

Z okolí Oslavan, konkrétně pak z dolu Kukla, jsou známy nálezy šedobílého, zrnitého anhydritu a drúzy záhněd vyplňující pukliny v karbonském pískovci a jednotlivé krystaly na puklinách pelosideritů. Z této lokality pochází i nálezy křišťálů (Kruťa 1966).

Burkart (1953) se zmiňuje o nálezů azuritu a malachitu v nadloží třetí sloje. Z karbonátů zde byly popsány bezbarvé až několik cm velké krystalky kalcitu, který byl nalezen společně s pyritem na puklinách arkóz a pískovců a dolomit v dutinách pelosideritů. Z hydrotermálních síranů zde byl doložen výskyt anhydritu a bílý baryt narůstající na arkóze. Z rudních nerostů Burkart (1953) zmiňuje nálezy pyritu a galenitu na arkózových pískovcích, markazitu a „limonitu“ z pelosideritů a destičkovité krystaly hematitu tvořící růžice.

Na lokalitě Zbýšov v dole Antonín popisuje Kruťa (1966) výskyt drúz ankeritu s klencovými krystaly narůstajícími na puklinách karbonských pískovců. Dále zde popisuje zrnité, oloveně šedé, kovově lesklé agregáty galenitu na karbonském pískovci. Také uvádí přítomnost šedobílého, perleťově lesklého sádrovce ve formě desek vyplňujících pukliny v karbonátových sedimentech. Sádrovec se zde vyskytuje i čirý (tzv. mariánské sklo). Podle Burkarta (1953) se na této lokalitě nacházejí malé žlutošedé krystaly barytu. Popisuje zde také společný výskyt kalcitu a pyritu, který tvoří až 4 mm velké krychle a oktaedry, místy s náběhovými barvami. Dále jsou z této lokality zaznamenány nálezy až 2 cm velkých krystalů křišťálu.

Z okolí Předního Arnoštova jsou popsány kryptomelan a pyroluzit. Tyto rudy jsou uloženy v permských železitojílovitých drobových pískovcích a drobových slepencích se železitou jílovitopísčitou základní hmotou. V souvrstvích se nacházejí konkordantní polohy s hrubozrnným kalcitovým tmel, na který jsou oxidy manganu vázány. Kryptomelan tvoří jemnozrnný až celistvý tmel a kolomorfní textury s koncentrickou stavbou. Pyroluzit utváří radiálně paprscité agregáty, stébla a sloupečky. Podle Černého (1961) vznikla manganová mineralizace v konečných etapách diagenetických procesů a je prokazatelně mladší, než polohy kalcitu, na které jsou prostorově vázány (Černý 1961). Nově se manganovými rudami z okolí Předního Arnoštova zabývala Průchová (2014). Předmětem výzkumu byl Mn bohatý tmel v pískovci až písčitém slepenci. Autorka na základě mikroskopického studia a studia chemismu zjistila, že je tmel tamějších permských sedimentů tvořen hollanditem a kryptomelanem.

3. 2. Podmínky vzniku kalcitů boskovické brázdy

Studiem hydrotermální mineralizace permu boskovické brázdy se zabývala Kratinová (2007). Zkoumala hydrotermální mineralizaci ve vulkanických horninách z jižní části boskovické brázdy, z okolí Oslavan, Ivančic a Budkovic. Předmětem autorčina studia byly především kalcity, které se ve vulkanitech vyskytovaly ve formě žilek, mandlí a zrn roztroušených v základní hmotě. Studiem v katodoluminiscenčním mikroskopu autorka zjistila homogenní složení kalcitu.

Autorka dále využila i mikrotermometrie fluidních inkluzí. Provedla 23 měření a zjistila, že hlavní interval teplot homogenizace byl v rozpětí 105 až 125 °C. Teplota vymrazení inkluzí byla naměřena v intervalu -43 až -50 °C a teplota eutektika se pohybovala v rozmezí -21 až -35 °C. Teplota tání posledního krystalu ledu indikovala salinitu v rozmezí 4,2-5,7 (hmot. % NaCl ekv.).

Podle Kratinové (2007) jde o relativně výseteplotní hydrotermální systém obsahující fluida typu H₂O-NaCl-(MgCl₂) bez kapalných uhlovodíků s mírně slanou vodou, která je slanější než voda mořská. S ohledem na zjištěnou salinitu autorka vylučuje, že se jedná o vody čistě dešťové. Chemická homogenita fluid indikuje lokální hydrotermální systém. Výše zmíněná autorka uvažuje o pozdně variském stáří mineralizace.

Dále se kalcity hydrotermálního původu ve své bakalářské práci zabývala Průchová (2014). Výzkum byl zaměřen na kalcitové žíly v permských slepencích a ve vápencových konkracích v severní části boskovické brázdy z lokalit Přední Arnoštov a Malíkov. Pozorováním v UV světle zde byla zjištěna přítomnost ropných uhlovodíků. Kalcity byly podrobeny mikrotermometrickému měření. Fluidní inkluze homogenizovaly v poměrně širokém rozmezí teplot od 39 do 292 °C. Zjištěné teploty eutektika indikovaly přítomnost roztoků s Na, Fe, Mg chloridy. Salinita fluid byla variabilní, pohybovala se v rozpětí od 0,2 do 9,6 (hm. % NaCl ekv.). Rozdílná salinita roztoků i teploty homogenizací a pozorování v katodové luminiscenci naznačily polyfázový vznik mineralizace.

4. Metodika

Výzkum zahrnoval terénní a laboratorní část. V terénní části byly nalezeny nové lokality a odebrány reprezentativní vzorky. Dále byla provedena fotodokumentace lokalit a kompasové měření.

V rámci laboratorní etapy byly vzorky žiloviny nejprve mechanicky očištěny, omyty a osušeny. Dále byly vzorky makroskopicky prohlédnuty a popsány. Z vybraných vzorků byly zhotoveny leštěné výbrusy a oboustranně leštěné destičky. Vzorky byly řezány diamantovou pilou na požadovaný rozměr, poté byly ručně broušeny a dolešťovány na leštičce Struers RotoPol-35 s unášecí hlavou Struers Pdm-Force20 za použití leštících diamantových suspenzí o zrnitosti 3 a 0,25 μm . Následně byly výbrusy podrobeny studiu v polarizačním mikroskopu Olympus BX-50. Výbrusy byly studovány v procházejícím i odraženém světle. Mikrofotografie výbrusů a nábrusů byly zhotoveny digitálním fotoaparátem Olympus C-7070.

U vybraných minerálních fází byla provedena analýza chemického složení na elektronovém mikroskopu JEOL JXA-8600 s EDX analyzátozem na Katedře geologie PřF UP. Před analýzou byly vzorky potaženy tenkou vrstvou uhlíku. Analýzy jednotlivých fází zhotovil Mgr. J. Kapusta. Při analýze bylo použito urychlovací napětí 15 kV a proud svazku 10 nA. Bylo využito těchto standardů: Al_2O_3 (Al), pyrop (Al), baryt (Ba), fluorapatit (Ca), diopsid (Ca, Mg), almandin (Fe), magnetit (Fe), mikroklin (K, Si), elementární mangan (Mn), albit (Na), SrO_4 (S), elementární titan (Ti).

Leštěné výbrusy byly dále zkoumány pro zjištění přítomnosti uhlovodíků ve fluorescenčním mikroskopu Olympus BX 41-RFA s episkopickým fluorescenčním iluminátorem Olympus U-RFL T se zdrojem UV záření s filtrem s excitačním rozsahem 330-385 nm.

Pro rozpoznání generací karbonátů byly vzorky zkoumány v katodové luminiscenci. Studium bylo provedeno na přístroji se „studou katodou“ CITL Mk5-1 s mikroskopem Leica DM2500 P za podmínek: vakuum 0,003 mbar, napětí 15 kV, proudová hustota kolem 450 $\mu\text{A}/\text{mm}^2$. Při studiu byly zhotoveny dokumentační fotografie digitálním fotoaparátem Olympus C 70-70.

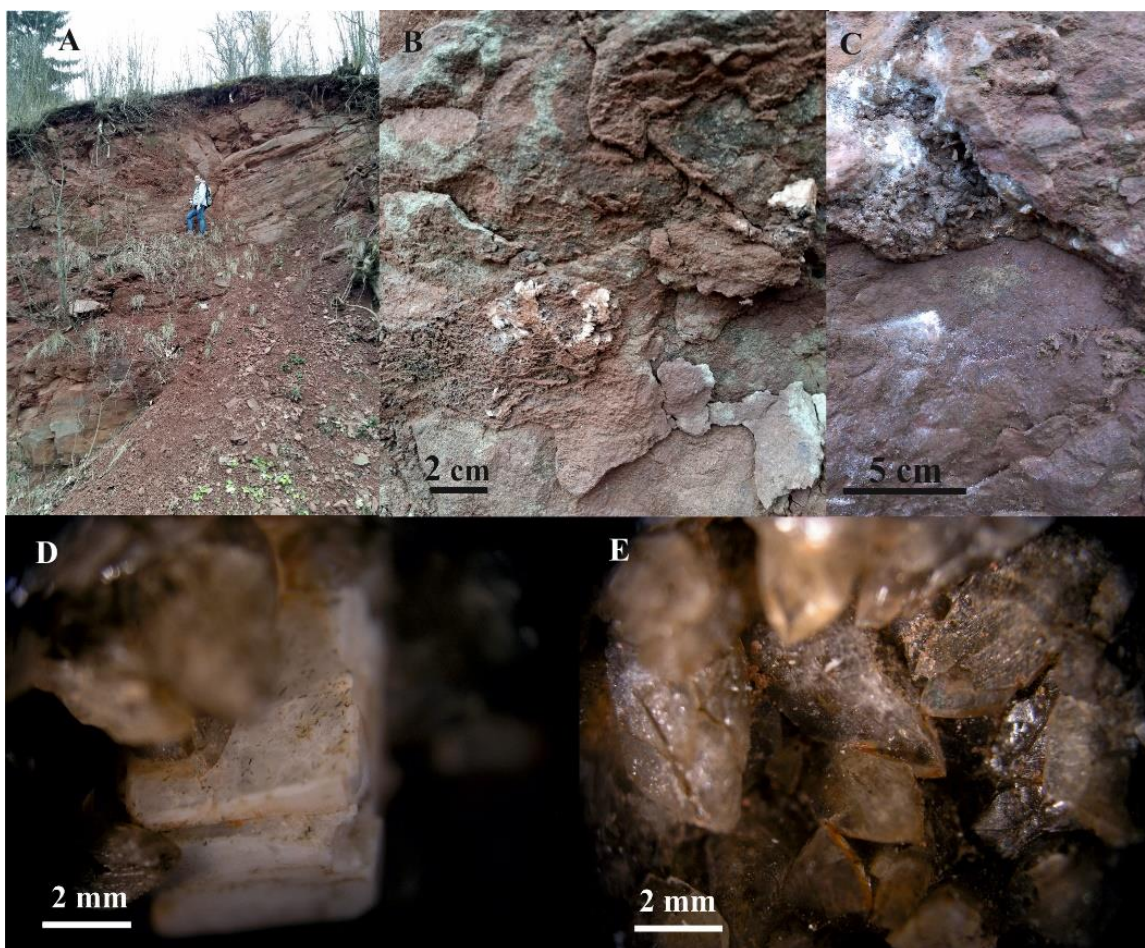
Pro studium fluidních inkluzí v kalcitu byly zhotoveny oboustranně leštěné destičky. Inkluze byly studovány i ze štěpných úlomků. Fluidní inkluze byly studovány na pracovišti Katedry geologie PřF UP v Olomouci pomocí mikroskopu Olympus BX-51 s nainstalovanou mikrotermometrickou komorou LINKAM THMSG 600. Byly měřeny tyto parametry: teplota zamrznutí (T_f), teplota homogenizace (T_h), teplota tání posledního krystalu ledu ($T_{m_{ice}}$) a teplota eutektika (T_e). Dále byly dle teplot eutektika určeny systémy fluid uzavíraných v inkluzích podle Borisenka (1977). Salinita u vodných roztoků systému $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ byla vypočtena podle Bodnara (1993), dle následující rovnice: Salinita (hm. % NaCl ekv.) = $0,000 + 1,78 \cdot |T_m| - 000442 \cdot |T_m|^2 + 0,000557 \cdot |T_m|$

5. Výsledky

5. 1. Terénní situace a makroskopický popis vzorků

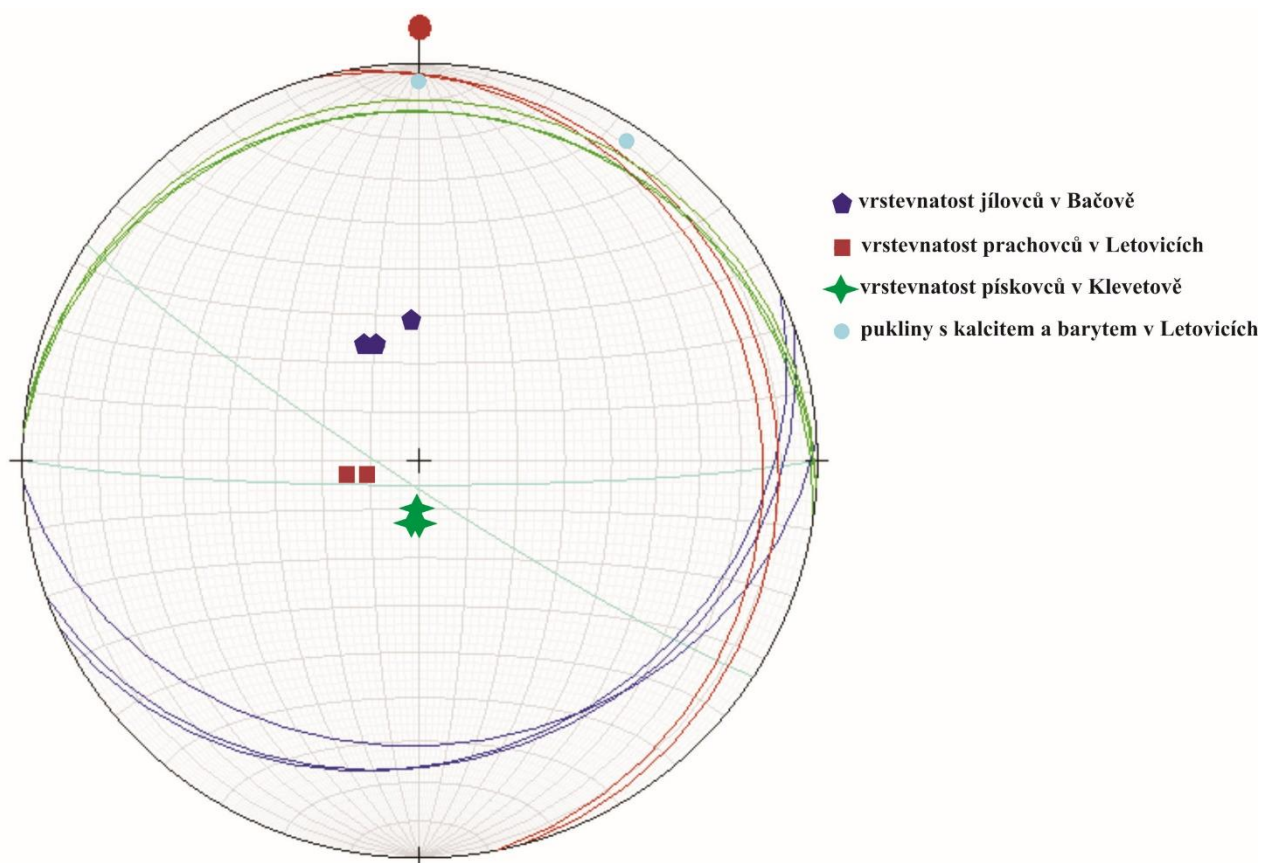
5. 1. 1. Letovice

Tato lokalita se nachází v Letovicích v ulici Na Plese, přibližně 250 m jiv. směrem od kruhového objezdu (GPS souřadnice: 49. 5442119 °N, 16. 5754442°E); (viz Obr. 4). Na tomto místě je situován navětralý výchoz o délce 30 m a výšce 15 m, který je tvořen vrstvami středně zrnité rezavě hnědé až červenohnědé brekcie, pískovcem a prachovcem (Obr. 6). Vrstvy sedimentů jsou orientovány směrem SSZ-JJV s úklonem 10-15° k VSV (Obr. 7). Ve vyšších partiích výchozu byly na červenohnědém celistvém prachovci nalezeny pukliny (Obr. 6b, 6c) vyplněné krystalky kalcitu, a na něj narůstající baryt (Obr. 6b). Pukliny s mineralizací jsou orientovány ve směru SZ-JV a Z-V se strmým úklonem 85° k JZ a 95° k J (Obr. 7).



Obr. 6 – Výchoz permských sedimentů na lokalitě Letovice (a), kalcit a na něj narůstající nepravidelné agregáty barytu (b), dutina, v níž krystalují individua kalcitu (c), tabulka mléčně bílého barytu (d), sklenoedrické krystaly kalcitu narůstající na prachovci (e), stav k 25. 11. 2015.

Kalcit se zde nachází krystalovaný, tvoří drobná individua skalenoedrického habitu (viz Obr. 6e), nejčastěji o velikosti 2 až 3 mm. Bezbarvý kalcit má skelný lesk, avšak většina krystalků je na povrchu potažena rezavým až černým povlakem s matným leskem, jedná se pravděpodobně o oxidohydroxidy Fe. Baryt zde tvoří dokonale štěpné tabulky a agregáty složené z tabulek, které pronikají starším kalcitem. Tabulky barytu dosahují velikosti až 5 mm a mají mléčně bílou barvu a skelný lesk (viz Obr. 6d). U barytu nebyla makroskopicky pozorována deformace.

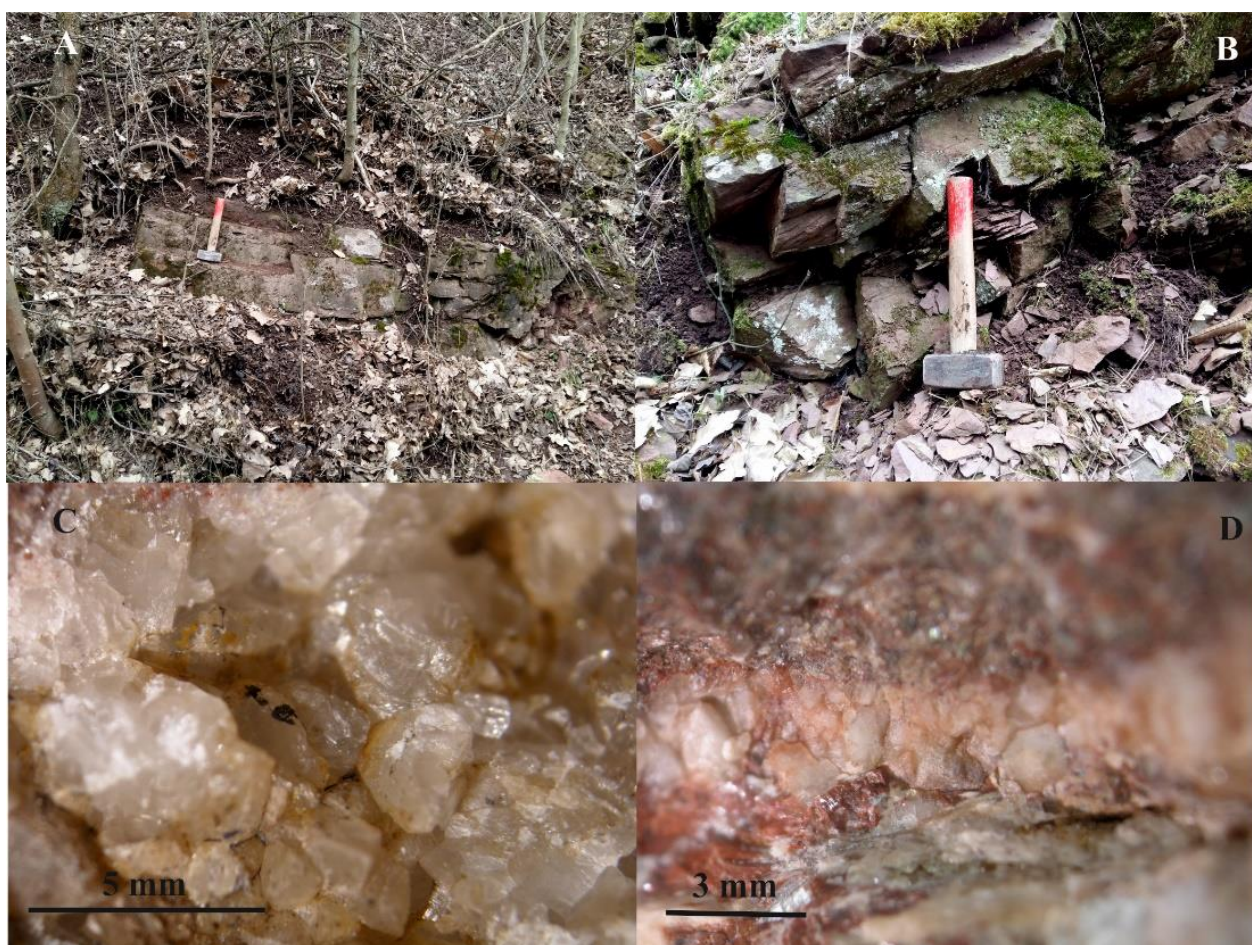


Obr. 7 – Obloukový diagram s vynesnými měřeními orientace vrstevnatosti sedimentárních hornin a orientace puklin s hydrotermálními žilami zobrazené na spodní hemisféru Lambertovy projekce.

5. 1. 2. Klevetov

Lokalita se nachází přibližně 500 m zsz. směrem od železničního přejezdu v Klevetově (GPS souřadnice: 49. 5215578°N, 16. 5818097°E); (viz Obr. 4) a je přístupná po štěrkové cestě, podél které jsou situované velmi navětralé a rozpukané výchozy červenohnědého pískovce (Obr. 8a, 8b). Vrstvy pískovce jsou orientovány ve směru Z-V s úklonem 10-13° k S (viz Obr. 7). Veškeré odebrané vzorky

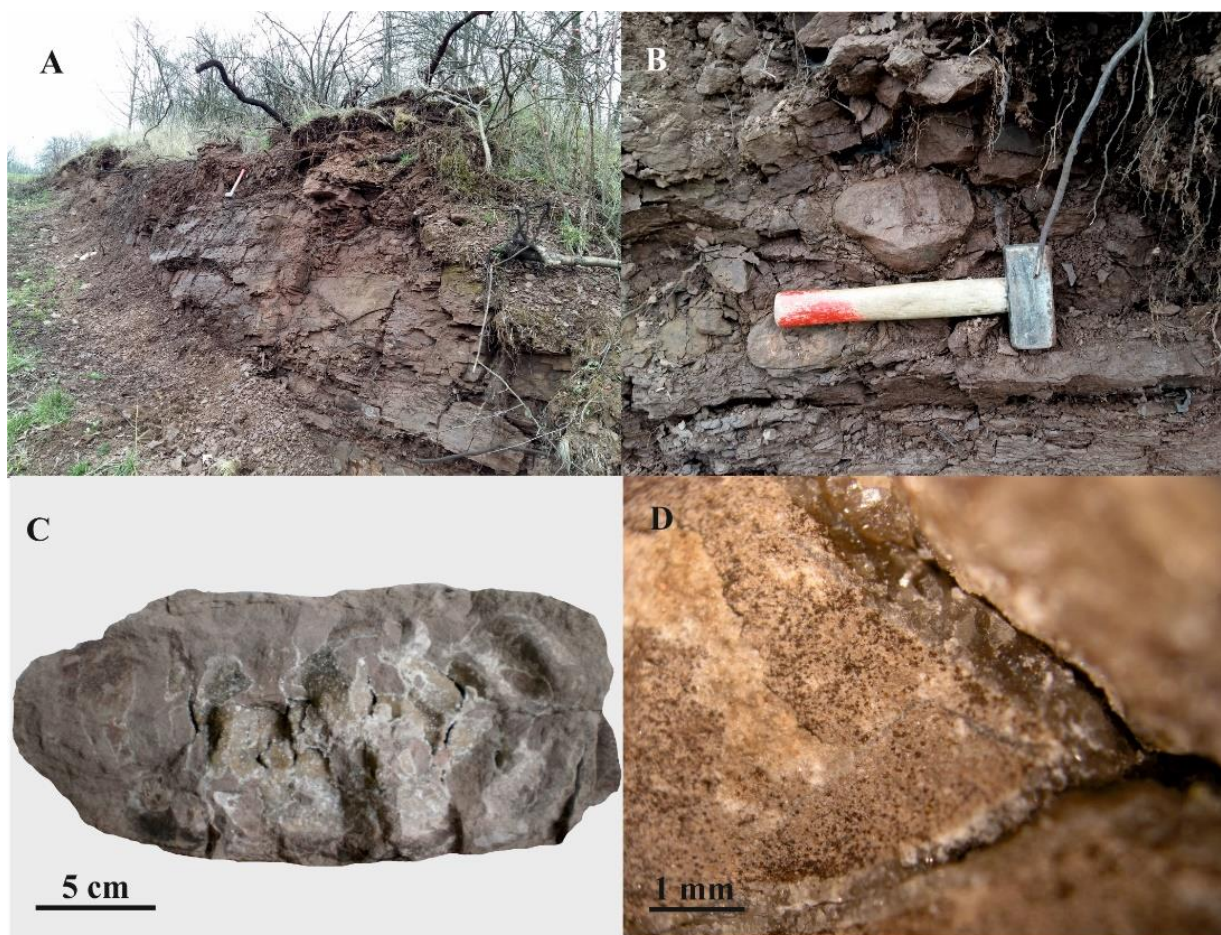
pocházejí ze sutí pod výchozy. Zde jsem našla úlomky sedimentů, ve kterých se nacházejí drobné žilky vyplněné kalcitem a barytem. Na výchozu jsem nenalezla žádnou žilovinu, pouze v části výchozu rozvolněné kořenovým systémem stromů se nacházela uvolněná vrstva, kterou subvertikálně protínaly žilky vyplněné kalcitem o mocnosti 1 mm. Žilky z pískovce odebrané v sutí mají mocnost 1 až 5 mm, jsou vyplněny především kalcitem, místy se vyskytuje baryt a rezavě hnědé až červené oxihydroxidy Fe (Obr. 8d). Kalcit z této lokality tvoří bezbarvé, místy nažloutlé, velmi jemnozrnné agregáty a skalenodrické krystalky o velikosti 1 až 3 mm se skelným, místy matným leskem (Obr. 8c). Baryt je bílý, ojediněle lze pozorovat přechod do světle růžové barvy a tvoří velmi jemnozrnné agregáty (Obr. 8d). Nejčastěji má baryt skelný a matný lesk. Makroskopicky nebyla pozorována deformace barytu.



Obr. 8 – vrstevnatost pískovce (a) a rozpukání výchozu pískovce (b) v Klevetově, krystalky a nepravidelné agregáty kalcitu (c), žilka v pískovci vyplněná růžovým a bílým barytem (d), stav k 25. 11. 2015.

5. 1. 3. Bačov

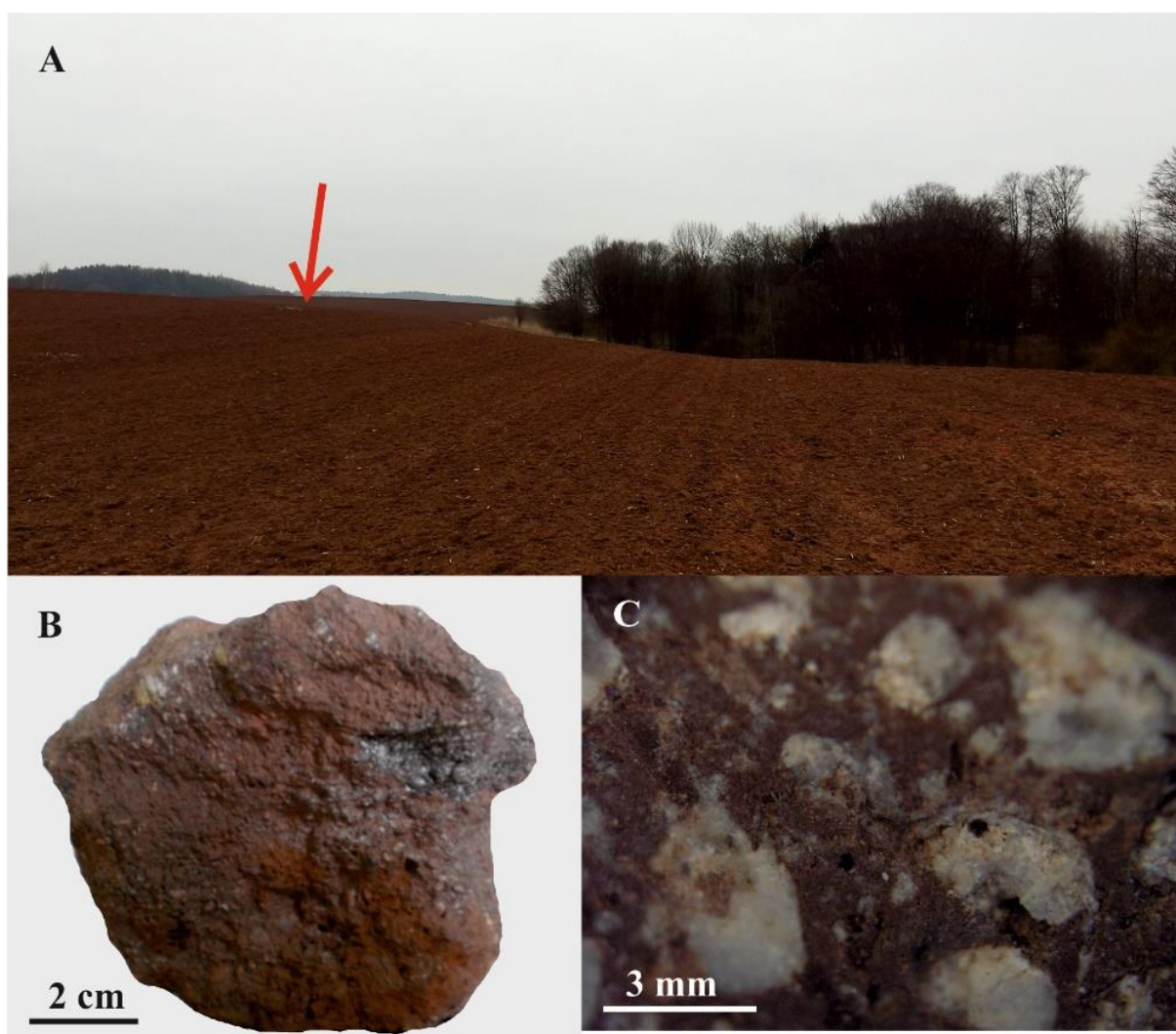
Další odběr vzorků jsem provedla na ssv. okraji obce Bačov (GPS souřadnice: 49. 5278397°N, 16. 6440236°E); (viz Obr. 4). Zde se nachází přibližně 10 m dlouhý a 1,8 m vysoký navětralý výchoz růžovohnědého jílovce (Obr. 9a). Vrstvy jílovce jsou orientovány ve směru ZJZ-VSV s úklonem 20° k JV a ve směru Z-V se sklonem 29° k J (viz Obr. 7). In situ jsem objevila několik světle růžovohnědých vápencových konkrecí oválného až bochníkovitého tvaru (Obr. 9b). Konkrece nabývají rozličných rozměrů, nejmenší mají 10 cm, největší dosahují velikosti až 30 cm. Uvnitř konkrecí se nacházejí vlasové žilky a dutiny, v nichž krystalují velmi jemnozrnné agregáty karbonátu (Obr. 9c), který je bezbarvý, nažloutlý a místy nahnědlý se skelným leskem (Obr. 9d). Mocnost žilek se zvětšuje směrem do středu konkrece. Dutiny jsou situovány v centru konkrecí (Obr. 9c). Dále se na povrchu i uvnitř základní hmoty konkrecí vyskytují dendritické a nepravidelné agregáty oxidu-hydroxidů Fe.



Obr. 9 – Výchoz navětralého jílovce v Bačově (a) s výskytem vápencových konkrecí (b), konkrece s dutinami a žilkami vyplněnými karbonátem (c), žilka v konkreci vyplněná nahnědlým karbonátem, stav k 25. 11. 2015.

5. 1. 4. Přední Arnoštov

Vzorky jsem odebrala na mírném návrší v poli (*Obr. 10a*), přibližně 400-500 m v. až sv. od okraje obce Přední Arnoštov (GPS souřadnice: 49. 6862094°N, 16. 6747497°E); (*viz Obr. 4*). Zdejší podloží je tvořeno permskými sedimenty zastoupenými slepenci, brekciemi a arkózami. Jedná se o červenohnědou až tmavě růžovohnědou vulkanickou horninu, v níž se nacházejí mandle vyplněné kalcitem (*Obr. 10b, 10c*). Nalezený vzorek vulkanitu je velmi křehký a navětralý, má subangulární tvar a velikost přibližně 10 cm. Kalcit vyplňující mandle je nejčastěji bílý, místy je i bezbarvý a je zakalen rezavým či nahnědlým pigmentem (*viz Obr. 10c*). Mandle dosahují velikosti až 1,5 cm. Nejčastěji se jejich velikost pohybuje v rozmezí 1 až 3 mm (*viz Obr. 10c*). Na lokalitě se ojediněle nacházejí i úlomky písčitéch slepenců s Mn-bohatým tmelem.



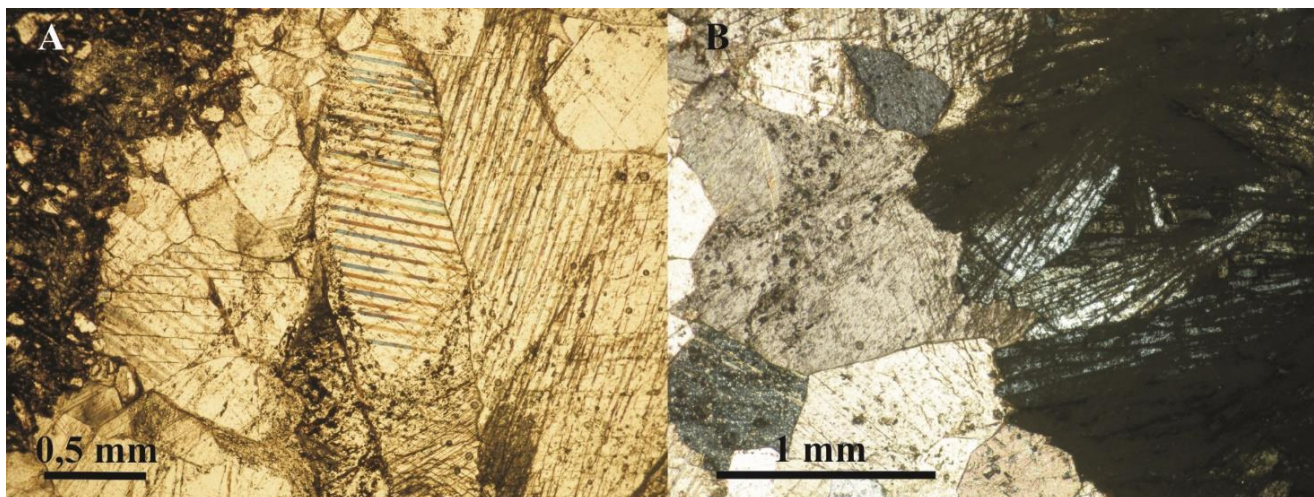
Obr. 10 – Červená šipka označující místo nálezu vulkanické horniny z Předního Arnoštova (a), odebraný vzorek vulkanitu (b), mandle vyplněné bílým kalcitem (c), stav k 25. 11. 2015.

6. 1. Mineralogická charakteristika

6. 1. 1. Letovice – vzorek LET1

Mineralizace z této lokality je tvořena hlavně kalcitem, jež tvoří především izometrická zrna nejčastěji o velikosti 0,5 až 1,75 mm (*Obr. 11a*). Ve výbruse je kalcit bezbarvý nebo různou měrou zakalen. Nejvíce jsou zrna zakalena podél štěpných trhlin. Na některých zrnech je pozorováno polysyntetické lamelování, přičemž lamely jsou různě široké, ostré, nejčastěji průběžné, ale i neprůběžné a nejsou deformované. (*Obr. 11a*). Individua kalcitu jsou hypautomorfně až xenomorfně omezena a obsahují řádky velmi malých PS-S fluidních inkluzí. Patrná je i dokonalá štěpnost. Kalcit je zejména při kontaktu žíly s horninou rezavě hnědě zbarven oxi-hydroxidy Fe.

Baryt je v PPL bezbarvý, našedlý a velmi silně zakalený produkty přeměn, pravděpodobně oxi-hydroxidy Fe (*Obr. 11b*).



Obr. 11 – Izometrická zrna kalcitu s polysyntetickým lamelováním, procházející světlo, PPL (a); silně zakalené vějířovitě uspořádané a tlakově postižené tabulky barytu a izometrická zrna kalcitu, procházející světlo, XPL (b), lokalita Letovice, vzorek LET1.

Baryt tvoří vějířovitě uspořádané tabulky (*viz Obr. 11b*) a lupenité agregáty, nejčastěji o velikosti do 2,5 mm. Zrna jsou omezena xenomorfně až hypautomorfně. Zřetelně je patrná štěpnost. Agregáty barytu jsou tlakově postiženy, což se projevuje undulózním zhášením (*viz Obr. 11b*). V méně zakalených partiích lze pozorovat veškeré genetické typy fluidních inkluzí

Hlavní minerály jsou v prachovci zastoupeny křemenem, K-živcem a plagioklasem. Křemen tvoří poloostrohranné až polozaoblené klasty. Je převážně monokrystalický, ale i polykrystalický a

undulózně zháší. Můžeme zde pozorovat i fluidní inkluze všech genetických typů (P, PS, S). Některé klasty jsou prostoupeny trhlinami, podél nichž pronikají oxi-hydroxidy Fe. Klasty K-živce jsou poloostrohranné až polozaoblené a jsou velmi postiženy sericitizací a kaolinizací. Ojediněle se v K-živci nacházejí pertity žilkovitého tvaru. Nebylo pozorováno mikroklinové mřížkování ani karlovarské dvojčatění. Plagioklas v tomto vzorku vytváří poloostrohranné až polozaoblené klasty, některé jsou polysynteticky zdvojčatělé. Lamely jsou tenké a průběžné. Klasty plagioklasu bývají silně sericitizovány a kaolinizovány. Plagioklas není růstově zonální. Myrmekity nebyly pozorovány. Dále se v prachovci nachází muskovit, který zde nejčastěji vytváří lištovité a nepravidelné agregáty. Lišty jsou místy slabě zprohýbané a bez přeměn. Dále se zde nacházejí lupínky biotitu hypautomorfního vývinu, které bývají místy velmi silně chloritizovány. Ve výbruse je biotit pleochroický od béžové do rezavě hnědé barvy. Z akcesorických minerálů lze ve výbruse pozorovat nepravidelné agregáty opakních minerálů, které jsou ve vzorku distribuovány rovnoměrně, stejně jako rezavě hnědé nepravidelné agregáty oxi-hydroxidů Fe. V pojivu se nacházejí drobná zrna apatitu nepravidelného tvaru. Ve vzorku lze pozorovat i horninové klasty drob a rul. Valouny drob a rul jsou polozaoblené a zaoblené. Droba je tvořena klasty křemene, biotitu, muskovitu a plagioklasu. Klasty křemene jsou polozaoblené, lze v nich sledovat PS a S fluidní inkluze. Lupínky biotitu jsou hojně postiženy chloritizací. Lišty muskovitu jsou ojediněle deformovány. V rule je obsažen křemen, plagioklas, muskovit a biotit. Zrna křemene jsou xenomorfně omezena a undulózně zháší. Plagioklas vytváří xenomorfně až hypautomorfně omezená zrna. Občas lze pozorovat polysyntetické lamelování.

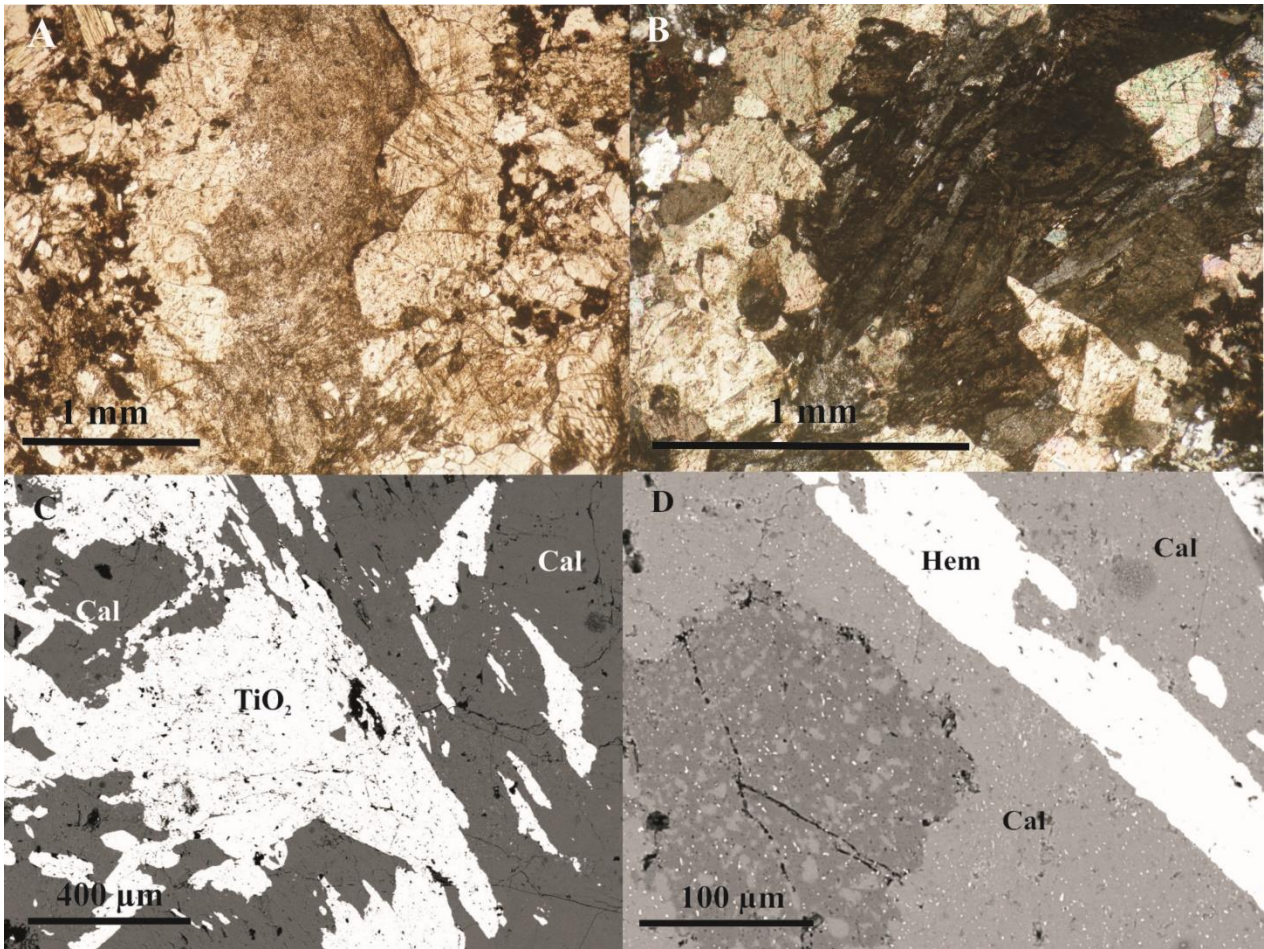
6. 1. 2. Klevetov – vzorek KLVI

Mineralizace je zde tvořena především kalcitem, který vyplňuje žilky dosahující velikosti 1 až 3 mm (*Obr. 12a*). Ve výbruse je kalcit bezbarvý, místy poměrně dost šedě až rezavě hnědě zakalený. Zrna jsou izometrická a xenomorfně omezená a nejčastěji dosahují velikosti od 0,5 mm do 3 mm (*Obr. 12a*). V některých zrnech jsou pozorovány řádky a shluky fluidních inkluzí. Ojediněle jsou pozorována zrna s polysyntetickými lamelami, které jsou neprůběžné a deformované. Patrné je i undulózní zhášení jednotlivých zrn. Při studiu leštěného výbrusu na mikrosondě byla v kalcitu zjištěna přítomnost agregátů minerálu ze skupiny TiO_2 a Fe-bohatých oxidů. V obraze BSE lze pozorovat, že TiO_2 fáze vytváří nepravidelná a xenomorfně omezená zrna (*Obr. 12c*). Chemismus TiO_2 fáze je následující: v podstatném zastoupení je přítomno 88,6-89,0 hm. % TiO_2 , z příměsí fáze obsahuje 4,8-5,1 hm. % Fe_2O_3 , 1,3-1,9 hm. % CaO, 0,4-1,0 hm. % SiO_2 a 0,04-0,2 hm. % Al_2O_3 (*Tab. 1*). Mohlo by se jednat o rutil, ale i o anatas, případně brookit, což by však muselo být ověřeno

další analýzou, např. pomocí Ramanovo spektroskopie. V obraze BSE byly pozorovány žilky a nepravidelné xenomorfně omezené agregáty Fe_2O_3 minerální fáze (*Obr. 12d*). V podstatném zastoupení je tato minerální fáze složena ze 79,5 hm. % Fe_2O_3 , z příměsí je přítomno 4,0 hm. % SiO_2 , 3,2 hm. % TiO_2 , 3,0 hm. % FeO a 0,4 hm. % Al_2O_3 (*Tab. 2*). Pravděpodobně se jedná o hematit.

Růžový až bílý baryt bývá situován ve středu kalcitových žil a ve výbruse je velmi silně zakalen oxihydroxidy Fe (*Obr. 12a, 12b*). Vytváří nepravidelné, lupenité a vějířovité agregáty, jež jsou složeny z lišt o velikosti až 1 mm (*Obr. 12b*). Stejně jako kalcit z této lokality i baryt undulózně zháší. Vzhledem k silnému zakalení zrn nebylo možné pozorovat fluidní inkluze. Chemicky se jedná o čistý baryt, který neobsahuje žádné příměsí (*Tab. 3*).

Pískovec je tvořen převážně klasty křemene, které jsou polozaoblené až poloostrohranné. Klasty jsou velmi často polykrystalické a vykazují undulózní zhášení. Viditelné jsou i fluidní inkluze všech genetických typů (P, PS, S). Na některých klastech jsou patrné trhliny, podél nichž prostupují oxihydroxidy Fe. Z dalších hlavních minerálů se v tomto vzorku nachází plagioklas, který tvoří krátce lištovité, polozaoblenné až poloostrohranné klasty. Sporadicky lze pozorovat polysyntetické lamelování. Lemely jsou průběžné i neprůběžné a tenké. Velké množství klastů je postiženo sericitizací a kaolinizací. Draselný živec v tomto vzorku tvoří polozaoblené až poloostrohranné klasty. Občasně lze pozorovat charakteristické mikroklinové mřížkování. Klasty jsou slabě sericitizovány a kaolinizovány. Nebylo pozorováno karlovarské dvojčatění ani pertity. Karbonát tvoří polozaoblené a poloostrohranné klasty. V PPL bývá velmi silně zakalen, pravděpodobně oxihydroxidy Fe. Lamelování nebylo pozorováno. Z tmavých minerálů jsou přítomny muskovit a biotit. Muskovit tvoří izometrické a lištovité agregáty, které jsou velmi hojně zprohýbány a deformovány. U muskovitu nebyly pozorovány žádné přeměny. Biotit tvoří nejčastěji lupínky, jež jsou hypautomorfně omezeny. Některé lupínky jsou chloritizovány. Pleochroismus biotitu je od okrové do světle zelené barvy. Z akcesorických minerálů byla pozorována zrna apatitu nepravidelného tvaru, xenomorfně omezené oxihydroxidy Fe a opakní minerály. Z horninových valounů jsou přítomny polozaoblené klasty drob, svorů a rul. Droba je tvořena klasty křemene, plagioklasu, muskovitu a biotitu. Klasty křemene jsou xenomorfně omezené a některé undulózně zháší. Plagioklas bývá polysynteticky lamelovaný. Zrna muskovitu nejsou deformována. Biotit je bez přeměn. Svor je tvořen křemenem, biotitem a muskovitem. Veškerá minerální zrna jsou usměrněná. Zrna muskovitu jsou silně zprohýbána. Valouny ruly jsou tvořeny křemenem, plagioklasem, biotitem a muskovitem. Křemen tvoří xenomorfně omezená zrna, která často vykazují undulózní zhášení. U plagioklasu lze ojediněle sledovat nepravidelné polysyntetické lamelování. Zrna biotitu bývají při okrajích přeměněny oxihydroxidy Fe.



Obr. 12 – Žíla při okrajích vyplněná kalcitem a ve středu barytem, procházející světlo, PPL (a); vějířovitě uspořádané tabulky barytu nacházející se ve středu kalcitové žíly a silně zakalené oxyhydroxidy Fe, procházející světlo, XPL (b), agregát minerálu ze skupiny TiO_2 v kalcitu, BSE obraz (foto J. Kapusta) (c), žilka hematitu v kalcitu, BSE obraz (foto J. Kapusta) (d). Cal – kalcit, Hem – hematit. Lokalita Klevetov, vzorek KLV1.

Tab. 1 – EDX analýzy TiO₂ fáze,
obsahy oxidů v hm. %, přepočteno na 1 kation.

Vzorek-KLV1		
č. analýzy	5	6
SiO₂	1,04	0,44
TiO₂	88,59	88,95
Al₂O₃	0,15	0,04
Fe₂O₃ calc	5,09	4,79
CaO	1,80	1,27
TOTAL	96,67	95,49
FeO tot	96,16	95,01
Si⁴⁺	0,015	0,006
Ti⁴⁺	0,930	0,945
Al³⁺	0,002	0,001
Fe³⁺	0,053	0,051
Ca²⁺	0,027	0,019
CATSUM	1,027	1,022

Tab. 2 – EDX analýza hematitu,
obsahy oxidů v hm. %, přepočteno na 2 kationy.

Vzorek-KLV1	
č. analýzy	7
SiO₂	4,02
TiO₂	3,17
Al₂O₃	0,40
Fe₂O₃ calc	79,50
CaO	2,99
FeO calc	2,10
TOTAL	92,20
FeO tot	86,33
Si⁴⁺	0,111
Ti⁴⁺	0,071
Al³⁺	0,014
Fe³⁺	1,659
Ca²⁺	0,096
Fe²⁺	0,049
CATSUM	2,000

Tab. 3 – EDX analýza barytu,
Obsahy oxidů v hm. %, přepočteno
na 2 kationy.

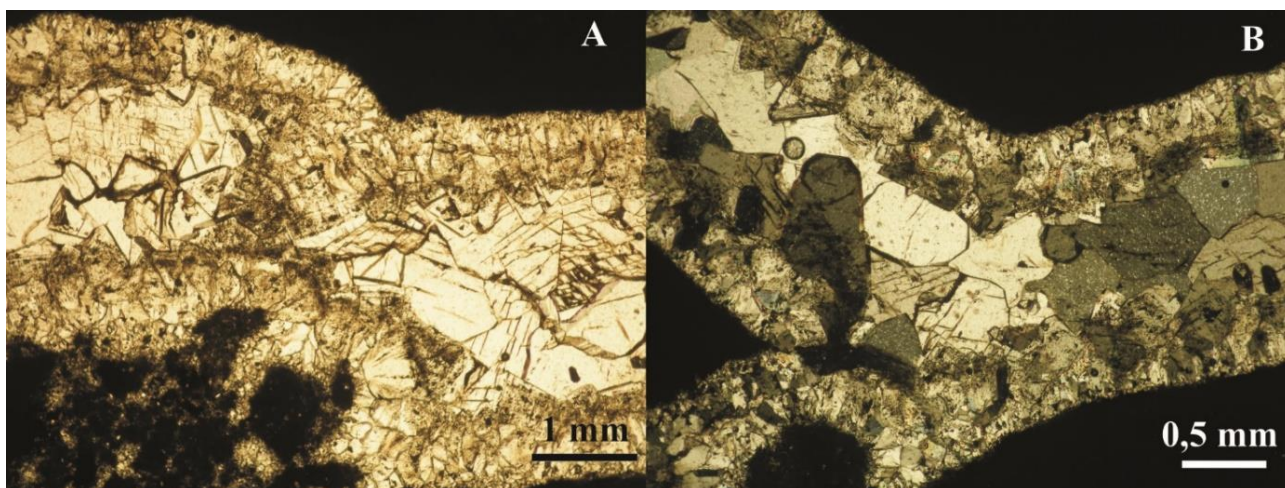
Vzorek - KLV1	
č. analýzy	8
SO₃	33,09
BaO	62,94
TOTAL	96,03
S⁶⁺	1,002
Ba²⁺	0,995
CATSUM	1,997

MnO a FeO tot.: výsledek EDX analýz před rozpočítáním na Mn⁴⁺ a Mn²⁺ a na Fe³⁺ a Fe²⁺

6. 1. 3. Bačov – vzorek BAC1

Na této lokalitě se z hydrotermálních minerálů nacházejí kalcit a dolomit. Vypĺňují zde velmi tenké až vlasové žilky o velikosti 0,13 mm až 2,5 mm (*Obr. 13*).

Nejstarší kalcit tvoří výplň okrajových partií žil. Ve srovnání s mladším kalcitem je starší kalcit hojně zakalený a vytváří menší izometrická xenomorfně omezená zrna. Sukcesně mladší kalcit vyplňuje středové partie žil.

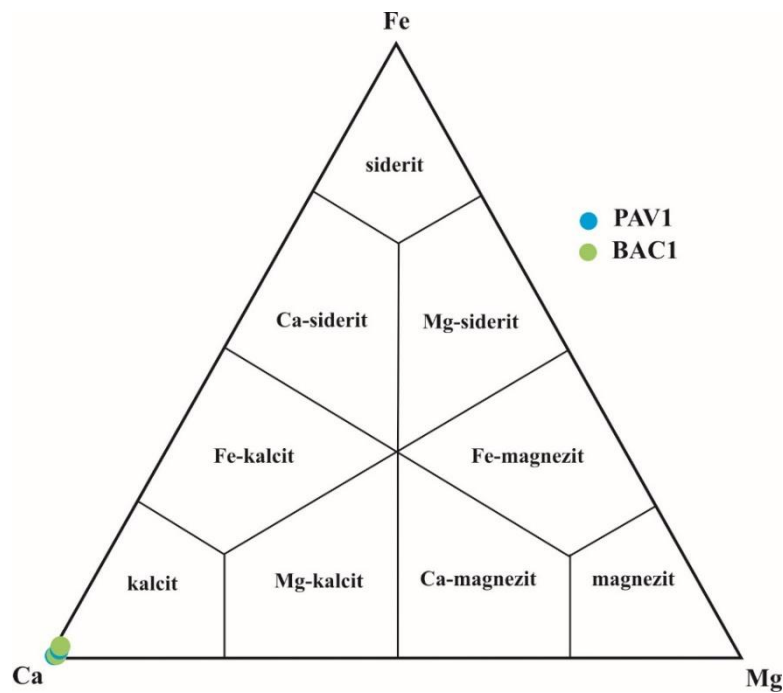


Obr. 13 – Žilka v karbonátové konkreci, která je při okrajích tvořena kalcitem a dolomitem, ve středu kalcitem s izometrickými zrny a se zrny tvaru klence, procházející světlo, PPL (a); okraj žilky vyplněný izometrickými a xenomorfně omezenými individui kalcitu, na ně narůstají hypautomorfně až xenomorfně omezená individua dolomitu, střed žilky je vyplněn izometrickými zrny kalcitu, procházející světlo, XPL (b). Lokalita Bačov, vzorek BAC1.

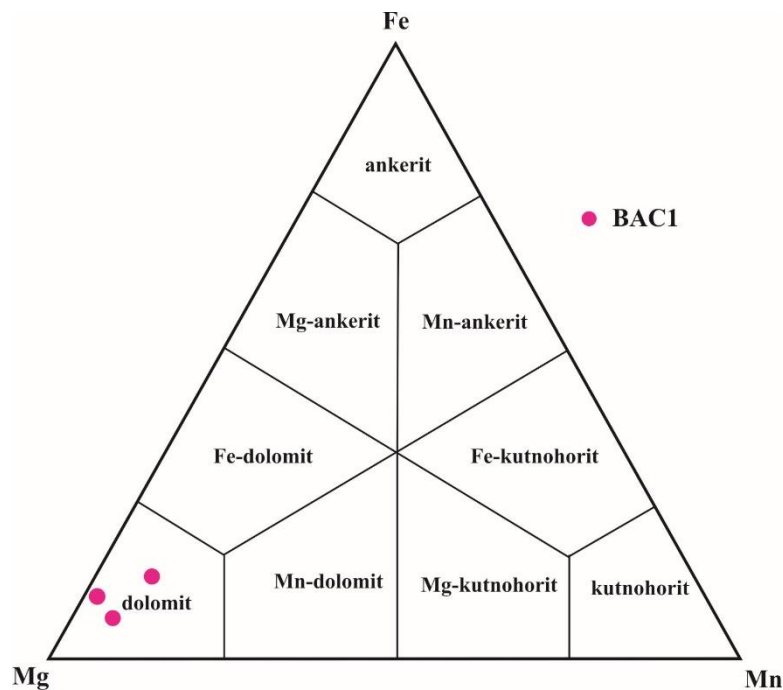
Kalcit tvoří izometrická zrna s xenomorfním omezením, ale i automorfně až hypautomorfně omezené klence, jež mají nejčastěji velikost od 0,05 mm do 0,63 mm (*viz Obr. 13a*). Ve většině kalcitových zrn se nacházejí skupinky či řádky fluidních inkluzí, nejčastěji jsou velmi tmavé, téměř neprůhledné. Místy lze na zrnech pozorovat dokonalou štěpnost a polysyntetické lamely, které jsou ojedinělé a jsou neprůběžné, různě vzdáleny od sebe a velmi tenké a nedeformované. Dle klasifikačního diagramu Trdličky a Hoffmana (1976) spadá analyzovaný karbonát do pole kalcitu (*Obr. 14*). Z příměsí kalcit obsahuje 1,2-1,4 hm. % MnO a 0,3 hm. % MgO (*Tab. 4*).

Dolomit byl v tomto vzorku určen analýzou na mikrosondě (*Tab. 4*). Dolomit zde narůstá na starší kalcit a vytváří převážně izometrická zrna s hypautomorfním omezením, ale i zrna xenomorfně omezená (*viz Obr. 13b*). Velikost zrn se pohybuje v rozmezí 0,05-0,65 mm. U dolomitu lze pozorovat fluidní inkluze, které jsou stejně jako u kalcitu z tatáž vzorku nejčastěji velmi tmavé, neprůhledné.

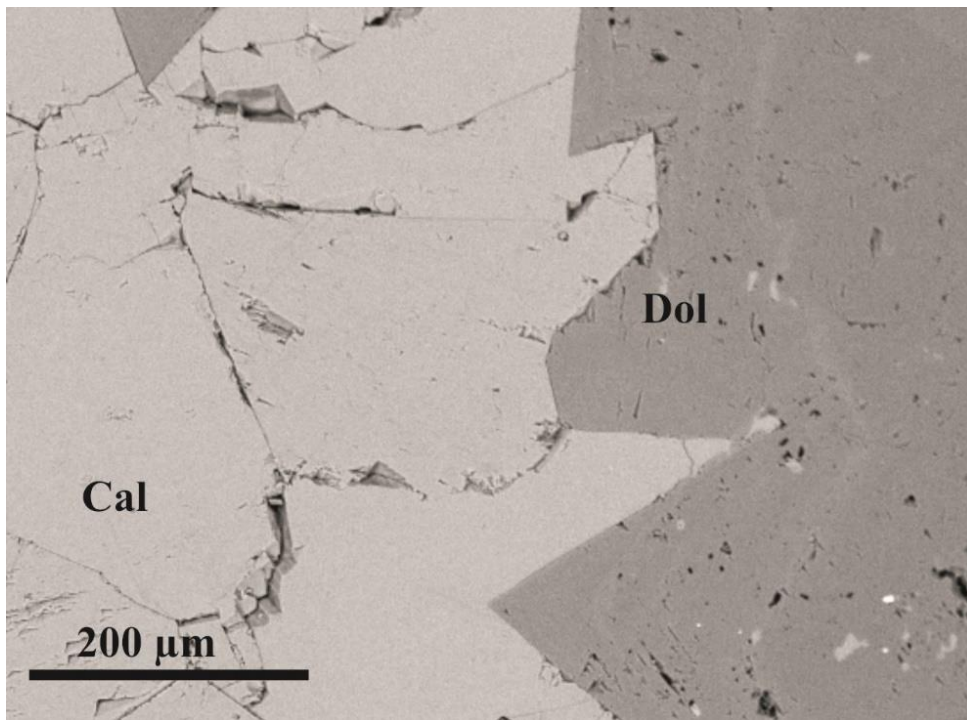
Polysyntetické lamelování nebylo pozorováno. Karbonáty řady dolomit-ankerit náleží podle klasifikačního diagramu Trdličky a Hoffmanna (1976) dolomitu (*Obr. 15*). V dolomitu je v obraze BSE pozorována růstová zonálnost (*Obr. 16*), kde se střídají zóny s vyšším a nižším obsahem Fe (0,9-2,7 hm. % FeO) a Mn (1,0-2,6 hm. % MnO); (*Tab. 4*).



Obr. 14 – Studované karbonáty skupiny kalcitu v klasifikačním diagramu podle Trdličky a Hoffmanna (1976).



Obr. 15 – Studované karbonáty skupiny dolomitu v klasifikačním diagramu podle Trdličky a Hoffmanna (1976).



Obr. 16 – Kalcit a zonální dolomit, BSE obraz (foto J. Kapusta).

Cal – kalcit, Dol – dolomit, lokalita Bačov, vzorek BAC1.

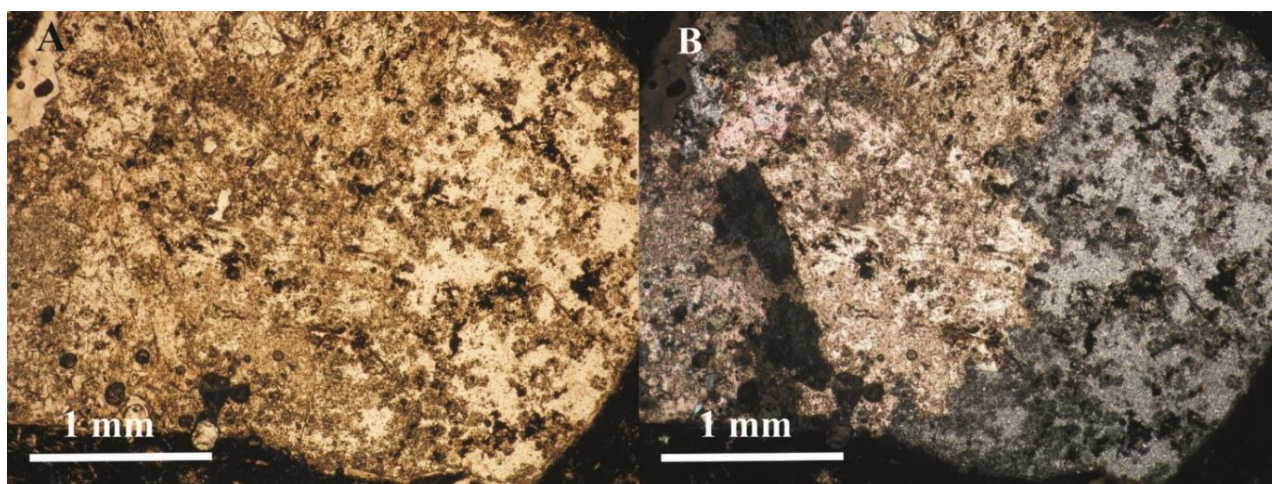
Tab. 4 – EDX analýzy karbonátů, obsahy oxidů v hm. %, přepočteno na 2 kationy.

Vzorek - PAV1			Vzorek - BAC1				
kalcit			dolomit			kalcit	
č. analýzy	1	3	9	10	11	12	14
MgO	-	0,20	18,73	20,84	19,65	0,28	-
CaO	59,60	59,76	31,97	31,96	31,20	58,16	56,97
MnO	-	3,39	1,02	2,43	2,58	1,40	1,18
FeO	-	-	1,81	0,87	2,69	-	-
Na₂O	-	-	-	0,94	-	-	-
TOTAL	59,6	63,47	53,53	58,04	56,12	59,84	58,15
Mg²⁺	-	0,007	0,859	0,893	0,864	0,007	-
Ca²⁺	1,000	0,950	1,055	0,986	0,987	0,975	0,984
Mn²⁺	-	0,043	0,027	0,059	0,064	0,019	0,016
Fe²⁺	-	-	0,060	0,027	0,085	-	-
Na⁺	-	-	-	0,035	-	-	-
CATSUM	1,000	1,000	2,000	2,000	2,000	1,000	1,000

Karbonátová konkrece je tvořena jemnozrnným mikritem, který je zakalen rozptýlenými rezavě hnědými oxi-hydroxidy Fe. Oxi-hydroxidy Fe vytvářejí také v základní hmotě nepravidelné a dendritické agregáty. Dále se zde nacházejí zrna karbonátu, která mají nepravidelný tvar a jsou xenomorfně omezená. Polysyntetické lamelování nebylo pozorováno. V tomto vzorku lze pozorovat i poloostrohanné až polozaoblené klasty křemene. Křemen je monokrystalický a undulózně zháší. V křemeni jsou pozorovány fluidní inkluze primární, pseudosekundární a sekundární geneze. Sporadicky se zde nacházejí i hypautomorfně omezené lišty muskovitu, které jsou nedeformované. Z akcesorií zde lze pozorovat nepravidelné a xenomorfně omezené opakní minerály. Horninové klasty nejsou v tomto vzorku obsaženy.

6. 1. 4. Přední Arnoštov – vzorek PAV1

Kalcit z této lokality tvoří výplň mandlí ve vulkanické hornině. Kalcit je ve výbruse velmi silně zakalený rezavě hnědými oxi-hydroxidy Fe a opakními minerály (*Obr. 17*). Zrna jsou izometrická a xenomorfně omezená (*Obr. 17*) a jejich velikost se pohybuje v širokém rozpětí od 0,03 mm do 3 mm. V nezakalených zrnech jsou pozorovatelné všechny genetické typy fluidních inkluzí. Většina zrn má dokonalou štěpnost a jen občasné jsou přítomny i polysyntetické lamely, které jsou neprůběžné, velmi tenké a široce vzdáleny od sebe. Téměř veškerá zrna kalcitu jsou tlakově postižena, což se projevuje undulózním zhášením (*Obr. 17b*). Tento kalcit je chemicky čistý, případně obsahuje příměs Mn (max. 3,4 hm. % MnO) a Mg (0,2 hm. % MgO); (*viz Tab. 4*). Dle klasifikačního diagramu Trdličky a Hoffmana (1976) spadá analyzovaný karbonát do pole kalcitu (*viz. Obr. 14*). V kalcitových zrnech se nacházejí nepravidelné agregáty opakního minerálu. Leštěné výbrusy byly podrobeny studiu na elektronové mikrosondě, díky čemuž byla v kalcitech identifikována přítomnost oxidů Mn a jejich chemismus je následující: v podstatném zastoupení je obsaženo 55,3-64,2 hm. % MnO₂, 10,7-13,3 hm. % BaO a 3,7-5,3 hm. % MnO. Z příměsí je zde zastoupeno 2,7-2,9 hm. % CaO, 0,5-0,7 hm. % SiO₂, 0,2 hm. % Na₂O a 0,1 hm. % K₂O (*Tab. 5*). Pravděpodobně se jedná o hollandit.



Obr. 17 – Mandle ve vulkanitu vyplněná silně zakaleným kalcitem, procházející světlo, PPL (a); stejný pohled, procházející světlo, XPL (b). Lokalita Přední Arnoštov, vzorek – PAV1.

Tab. 5 – EDX analýzy hollanditu, obsahy oxidů v hm. %, přepočteno na 9 kationů.

Vzorek – PAV1		
č. analýzy	2	4
SiO₂	0,72	0,51
MnO₂ calc	55,26	64,18
CaO	2,74	2,89
MnO calc	3,65	5,31
BaO	10,74	13,33
Na₂O	0,19	-
K₂O	0,13	-
TOTAL	73,43	86,22
MnO tot	63,26	74,41
Si⁴⁺	0,130	0,080
Mn⁴⁺	6,918	6,920
Ca²⁺	0,532	0,483
Mn²⁺	0,561	0,702
Ba²⁺	0,762	0,815
Na⁺	0,067	-
K⁺	0,030	-
CATSUM	9,000	9,000

MnO tot.: výsledek EDX analýz před rozpočítáním na Mn⁴⁺ a Mn²⁺

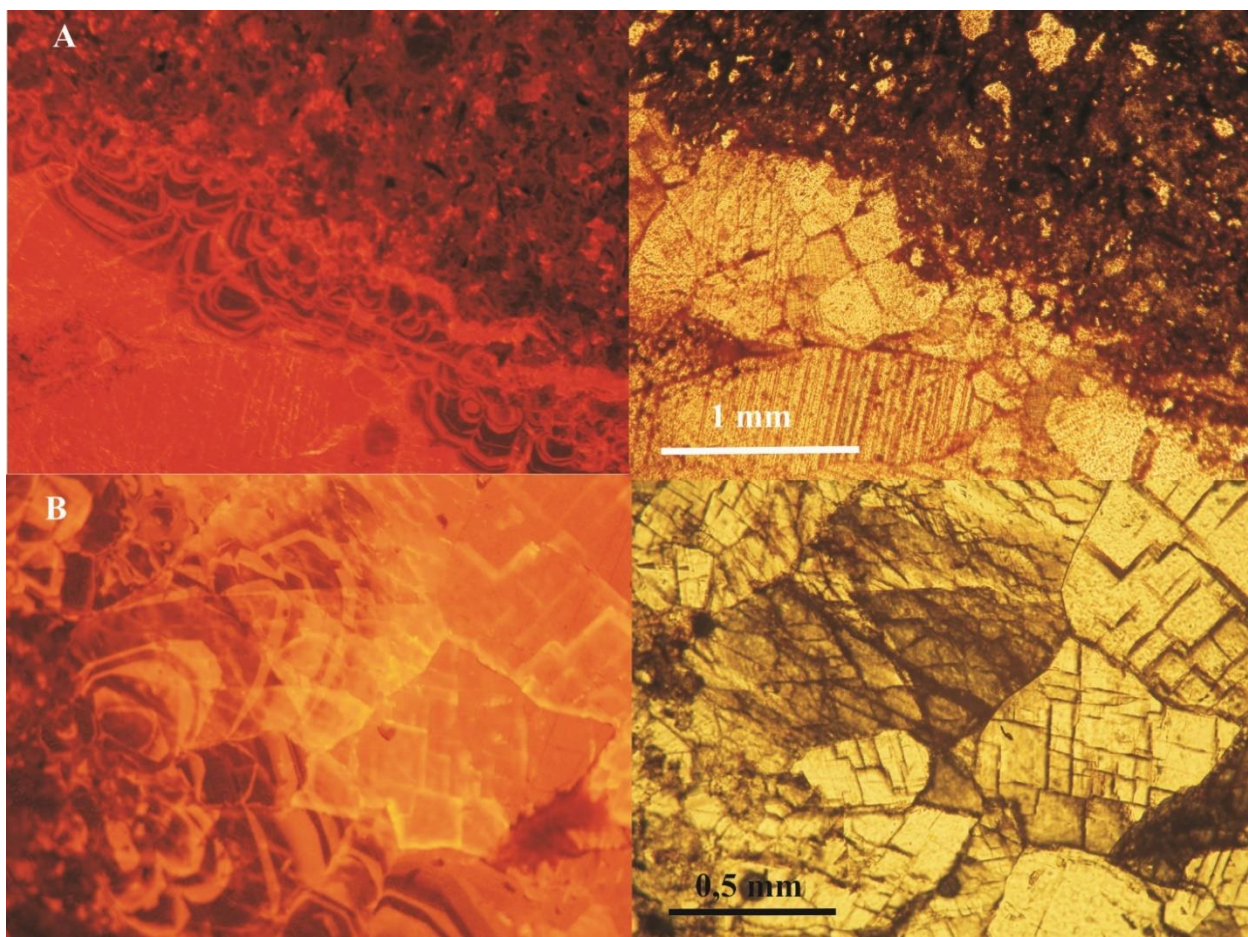
Vulkanická hornina má mandlovcovou texturu a trachytickou strukturu. V základní hmotě se objevují subparalelně uspořádané lišty draselných živců, které obklopují automorfně omezené vyrostlice draselného živce/aduláru. Vyrostlice aduláru jsou automorfně až hypautomorfně omezené a velmi silně postižené kaolinizací, stejně jako živce v základní hmotě. Živcové vyrostlice jsou prosté taveninových inkluzí. Sporadicky lze sledovat dvojčatění. Zonálnost vyrostlic draselného živce nebyla pozorována. V základní hmotě se nacházejí automorfně až hypautomorfně omezená individua magnetitu s čtvercovým průřezem, ale i individua s xenomorfním omezením. Opakní minerály mají především izometrický tvar, jsou xenomorfně omezené a nepravidelně distribuované ve vzorku. U opakních minerálů není patrná magmatická koroze. Dále jsou v základní hmotě hojně rozptýleny oxidy Fe.

7. 1. Katodoluminiscence

Veškeré vzorky byly zkoumány v katodové luminiscenci (někdy užíváno zkratky CL). Pro lepší přehlednost byly v rámci daného vzorku rozlišeny karbonáty s různou luminiscencí na kalcit I, II atp.

7. 1. 1. Letovice – vzorek LET1

Při pozorování v katodové luminiscenci byly rozpoznány kalcity s odlišnou luminiscencí. Při kontaktu s horninou je kalcit koncentricky zonální. Střídají se zde cykly s tmavě červenou a oranžovou luminiscencí (kalcit I); (*obr. 18*). Tento zonální kalcit je pravděpodobně nejstarší. Střed žilek je vyplněn kalcitem s oranžovou luminiscencí (kalcit II), který je v tomto vzorku zastoupen nejhojněji (*Obr. 18*). Nejmladší kalcit jeví v CL žlutou luminiscenci (kalcit III) a často zatlačuje, zejména podél intergranulár a štěpných trhlin kalcit I i kalcit II (*Obr. 18b*). V procházejícím světle lze koncentricky zonální kalcit I rozeznat od kalcitu II i III. Kalcit I tvoří ve srovnání s kalcitem II malá zrnka a nachází se vždy na kontaktu s horninovou matricí (*Obr. 18a*). Jednotlivé přírůstky kalcitu I nelze v procházejícím světle rozeznat. Kalcit III je ve srovnání s kalcitem I a II hojně rezavě až hnědě zakalen (*Obr. 18b*). Karbonát v základní hmotě horniny vykazuje nejčastěji oranžovou luminiscenci (*Obr. 18a*), občas se zde nacházejí i zrna bez luminiscence, která jsou nepravidelně distribuovaná. V procházejícím světle od sebe nelze tato různě luminskující zrna rozeznat. V CL byla pozorována i zeleně luminskující zrna apatitu a draselného živce.



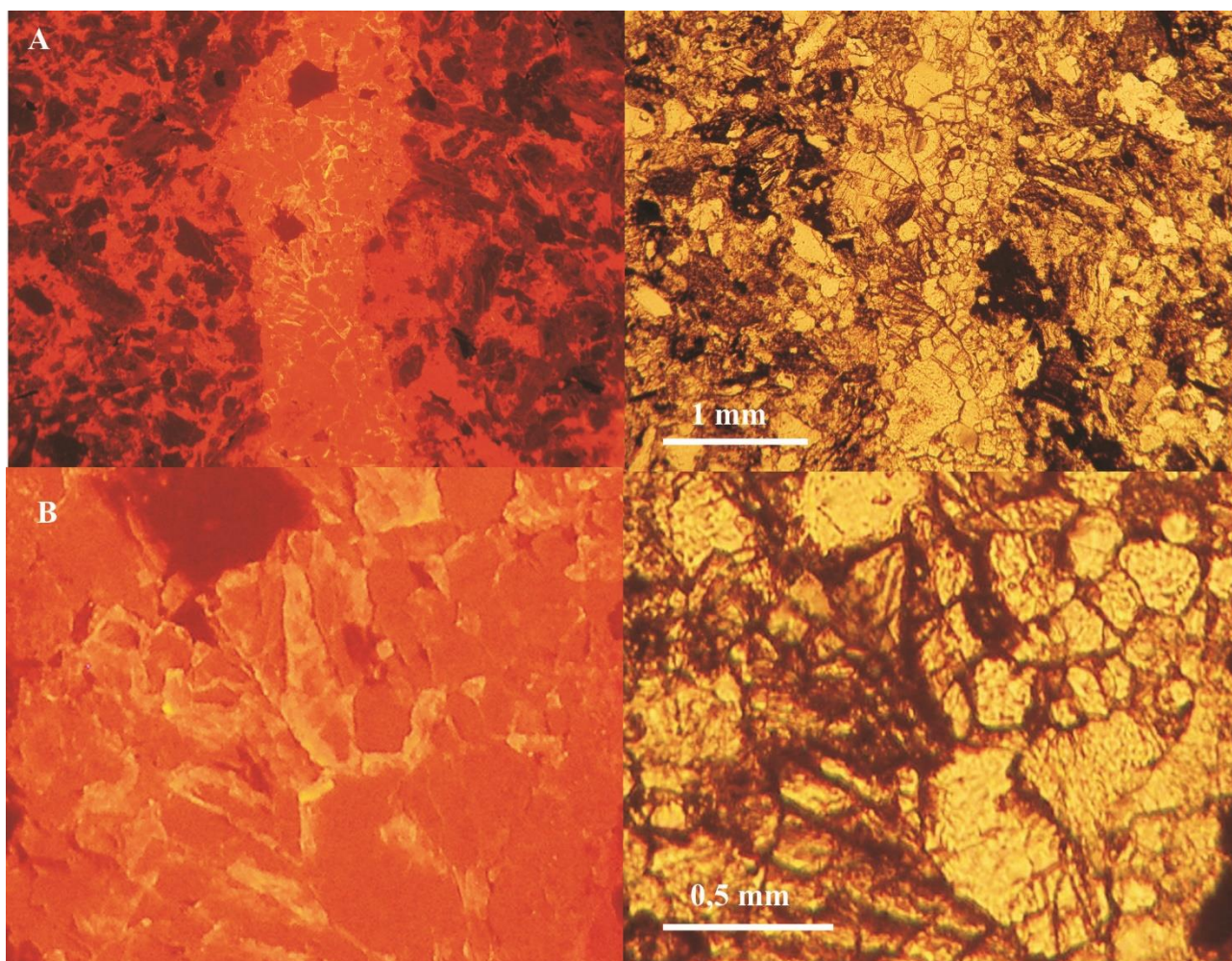
Obr. 18 – Koncentrická zonálnost kalcitu při kontaktu s horninou, směrem do středu žíly převažuje kalcit s oranžovou luminiscencí (a); koncentricky zonální kalcit a oranžově luminiskující kalcit zatlačovaný podél trhlin nejmladším žlutě luminiskujícím kalcitem (b). Fotografie vpravo jsou tytéž záběry při pozorování v PPL. Lokalita Letovice, vzorek LET1.

7. 1. 2. Kleveland – vzorek KLVI

V karbonátové žilce tohoto vzorku byl rozpoznán kalcit s tmavě červenou luminiscencí (kalcit I), kalcit s oranžovou luminiscencí (kalcit II) a kalcit se žlutou luminiscencí (kalcit III).

Kalcit I se v tomto vzorku nachází v podobě zrn či jejich reliktnů a představuje nejstarší korodovaný kalcit (Obr. 19). Tento kalcit je v žilkách situován zcela nepravidelně. Nejhojněji je v tomto vzorku zastoupen mladší kalcit II, který vyplňuje veškeré pozorované žilky (Obr. 19). Nejmladší kalcit III se nachází podél intergranulár a štěpných trhlin kalcitu II, který mnohde zatlačuje (Obr. 19). V procházejícím světle je nejstarší kalcit I nejméně zakalen, kdežto mladší kalcit II je zakalen podstatně více (Obr. 19). Nejmladší kalcit III je zakalen nejvíce, stejně jako ve vzorku LET1. Základní hmota horniny má v CL nejčastěji oranžovočervenou a tmavě červenou luminiscenci

(Obr. 19). Oranžovočerveně luminiskující základní hmota horniny je v PPL většinou velmi tmavě, místy až černě zakalena (Obr. 19a).

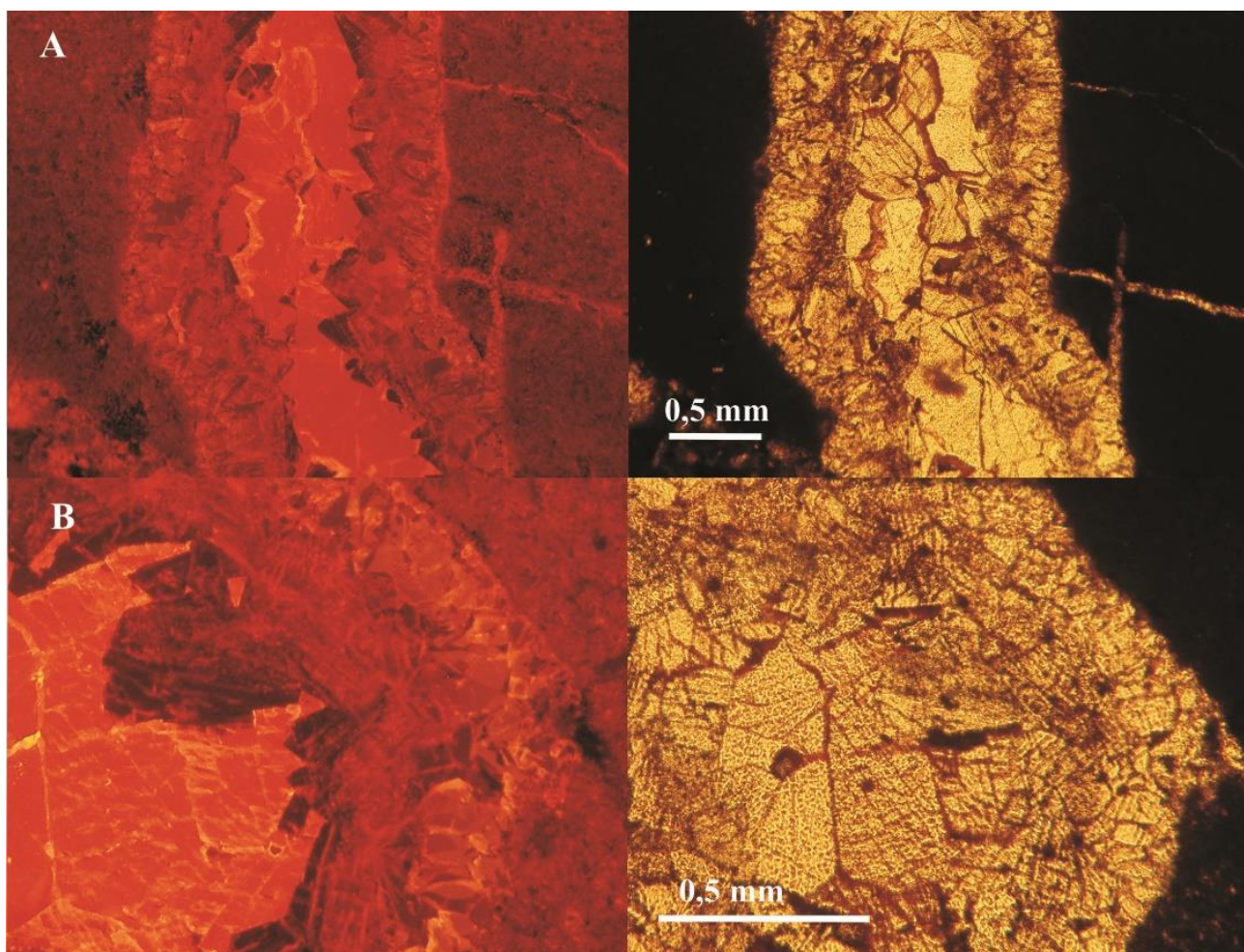


Obr. 19 – Žilka vyplněná kalcitem (a), tmavě červeně luminiskující reliktů nejstaršího kalcitu, mladší kalcit s oranžovou luminiscencí a nejmladší, žlutě luminiskující kalcit. Fotografie vpravo jsou tytéž záběry při pozorování v PPL (b). Lokalita Klevetov, vzorek KLVI.

7. 1. 3. Bačov – vzorek BAC1

Karbonátové žilky z Bačova jsou tvořeny kalcitem a dolomitem. Okraje žilek tvoří difúzně zonální kalcit s oranžovou a tmavě červenou luminiscencí (kalcit I). Podél intergranulár je zatlačován nejmladším žlutě luminiskujícím kalcitem (kalcit III); (Obr. 20b). Na kalcit I narůstá dolomit bez luminiscence, avšak některá zrna jsou koncentricky zonální (dolomit I); (Obr. 20b). Objevují se zde tenké subzóny červenooranžově luminiskujícího dolomitu (dolomit II). Dolomit je hojně, zejména podél štěpných trhlin nebo zcela nepravidelně zatlačován oranžově luminiskujícím kalcitem II (Obr. 20b). Střed žíly je vyplněn relativně většími zrny kalcitu s oranžovou luminiscencí (kalcit II), jež jsou

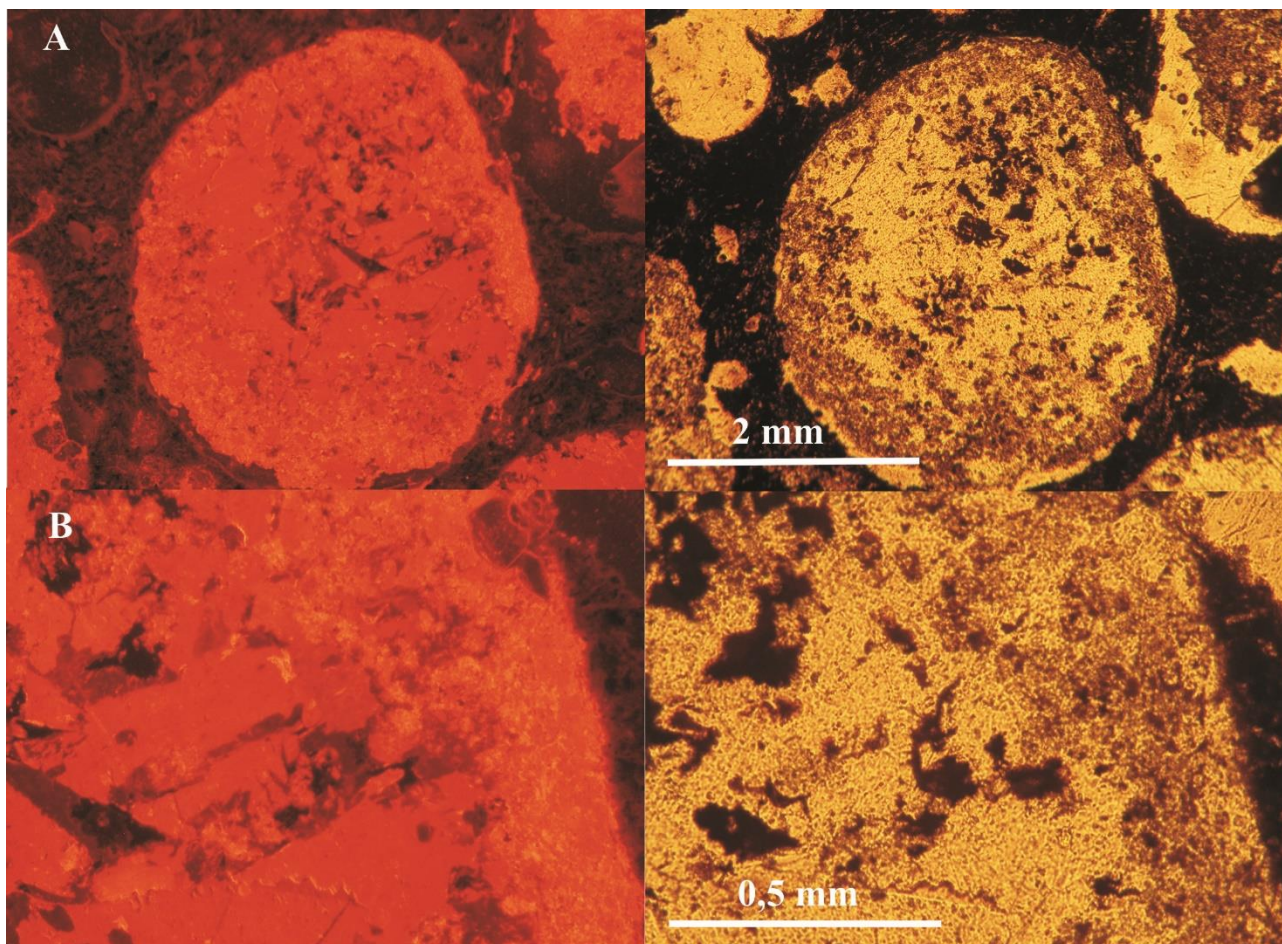
podél intergranulár a trhlin zatlačovány nejmladším kalcitem III (*Obr. 20*). V procházejícím světle je nejstarší difúzně zonální kalcit z žiloviny zakalený poněkud méně než na něj narůstající dolomit (*Obr. 20*). Mladší oranžově luminiskující kalcit je většinou čirý, bez zakalení, případně je zakalen nejmladším kalcitem podél intergranulár či trhlin (*Obr. 20*). Hornina je protkána drobnými žilkami vyplněnými červenooranžově luminiskujícím karbonátem. Tyto žilky jsou pravděpodobně starší než žíla s dolomitem a kalcitem, která jimi proráží. Horninová matrice má červenooranžovou luminiscenci.



Obr. 20 – Žilka vyplněná kalcitem a dolomitem (a), při okraji je žilka tvořena nejstarším difúzně zonálním kalcitem, následuje dolomit, střed žilky je vyplněn oranžově luminiskujícím kalcitem jež je podél zrn a štěpných trhlin zatlačován nejmladším kalcitem se žlutou luminiscencí (b). Fotografie vpravo jsou tytéž záběry při pozorování v PPL. Lokalita Bačov, vzorek BAC1.

7. 1. 4. Přední Arnoštov – vzorek PAVI

V CL je možné pozorovat kalcit s tmavě červenou luminiscencí (kalcit I), kalcit s oranžovou luminiscencí (kalcit II) a kalcit jevící žlutou luminiscencí (kalcit III). V tomto vzorku je nejstarším karbonátem kalcit I, jež tvoří nepravidelně distribuované reliktu, které jsou zatlačovány kalcitem II. Nejhojněji je zastoupen kalcit II, který vyplňuje téměř celé mandle ve vulkanitu (*Obr. 21*).



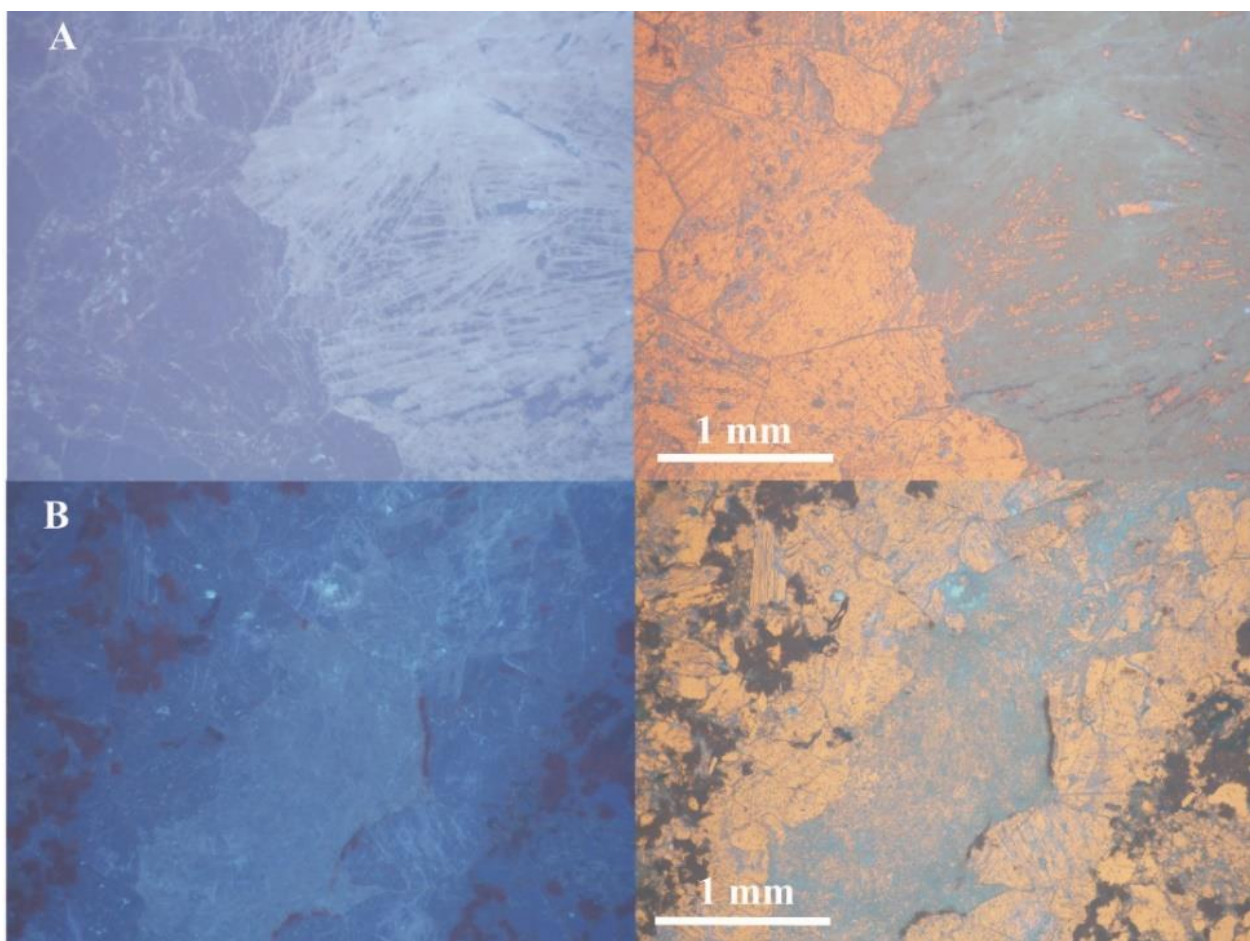
Obr. 21 – Mandle vyplněná kalcitem s oranžovou luminiscencí, při okrajích mandlí se žlutou luminiscencí a s nahodile distribuovanými reliktu nejstaršího červeně luminiskujícího kalcitu (a), detailní pohled na reliktu nejstaršího kalcitu (b). Fotografie vpravo jsou tytéž záběry při pozorování v PPL. Lokalita Přední Arnoštov, vzorek PAVI.

Kalcit II bývá zejména při okrajích mandlí, případně nahodile v mandlích zatlačován nejmladším kalcitem III (*Obr. 21*). V procházejícím světle je nejstarší kalcit I prakticky nemožné odlišit od kalcitu II a III. Některé jeho reliktu jsou zakaleny stejně jako kalcit III, jinde je zakalení stejné jako u kalcitu II. Nejlépe lze v procházejícím světle rozlišit nejmladší kalcit III, který je silně rezavě až hnědě zakalený. Drobné pukliny v hornině jsou vyplněny oranžově luminiskujícím kalcitem II. V tomto

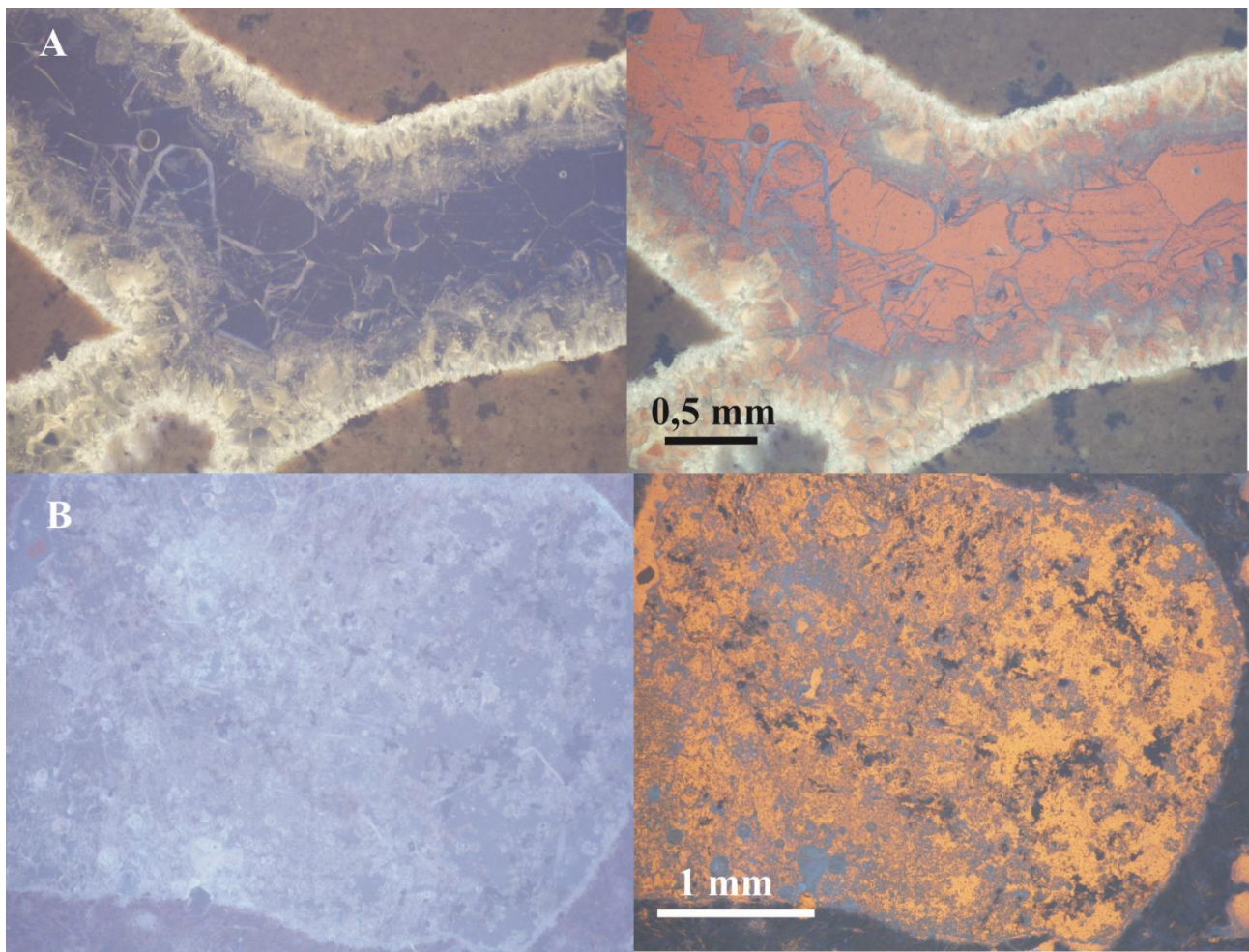
vzorku není pozorována cyklická ani koncentrická zonálnost.

8. 1. UV mikroskopie

Veškeré vzorky kalcitu a barytu byly studovány v UV světle (*Obr. 22 a 23*). Ve všech případech byla potvrzena přítomnost lehkých ropných uhlovodíků. Kalcity i baryty vykazují zářivě modrou fluorescenci, která je nejvíce patrná podél štěpných trhlin či puklin minerálů (*Obr. 25*). Bíle fluoreskuje nejstarší generace kalcitu z vápencových kongrecí z Bačova, u kterého lze pozorovat difúzní fluorescenci (*Obr. 23a*). Dále je možné u veškerých vzorků občasně pozorovat fluorescenci velmi tmavých fluidních inkluzí, které jsou situovány nejčastěji podél štěpných trhlin. Modrou fluorescenci vykazuje i základní hmota hornin ve vzorcích LET1, KLV1 a BAC1.



Obr. 22 – Fluorescence barytu a kalcitu, která je nejvýraznější při okrajích zrn, podél intergranulár a štěpných trhlin (a). Lokalita Letovice, vzorek LET1. Fluorescence kalcitu a barytu (b). Lokalita Klevetov, vzorek KLV1. Fotografie vpravo jsou tytéž záběry při pozorování v kombinovaném světle.



Obr. 23 – Bílá difúzní fluorescence kalcitu, ve středu žilky modrá fluorescence podél intergranulár a štěpných trhlin dolomitu a kalcitu (a). Lokalita Bačov, vzorek BAC1. Modrá fluorescence kalcitových mandlí, která je nejvýraznější podél štěpných trhlin (d). Fotografie vpravo jsou tytéž záběry při pozorování v kombinovaném světle.

9. 1. Fluidní inkluze

9. 1. 1. Petrografický popis a mikrotermometrie fluidních inkluzí

Fluidní inkluze byly studovány v kalcitech, jež tvořily výplň žil, mandlí a také v barytech. Byly odlišeny inkluze P – primární, PS – pseudosekundární a S – sekundární, někdy s jistými pochybnostmi v jejich genetickém zařazení (použity zkratky P-PS a PS-S). U některých vzorků bylo změřeno jen omezené množství mikrotermometrických dat z důvodu velmi špatné průhlednosti nebo zakalení vzorku (např. mléčně bílý a narůžovělý baryt ze vzorků LET1 a KLV1 a dolomit ze vzorku

BAC1). Dle fázového složení byly rozlišeny dva typy fluidních inkluzí. Prvním typem jsou inkluze jednofázové, které byly vyplněné pouze kapalinou. Ty byly nejzastoupenějším typem fluidních inkluzí a vyskytovaly se ve všech zkoumaných vzorcích. Druhým typem byly dvoufázové plynokapalné fluidní inkluze, jež se ve vzorcích vyskytují sporadicky, přičemž zastoupení plynné fáze je v rámci jednotlivých genetických typů velmi variabilní (5 až 50 obj. %). Primární jednofázové i dvoufázové fluidní inkluze se vyskytovaly společně v rámci jednotlivých růstových zón. Co se týče sekundárních, případně pseudosekundárních inkluzí, zde koexistují jednofázové i dvoufázové inkluze v rámci skupinky či řádků. Ve většině případů na řádcích i ve skupinkách převažují jednofázové inkluze a občasně se zde nachází jedna či několik málo dvoufázových inkluzí, obvykle s různým stupněm zaplnění. Homogenizace inkluzí byla ve všech vzorcích na kapalinu. Plynná bublina se v jednofázových kapalných inkluzích objevila až po předchozím přehřátí vzorku. U některých fluidních inkluzí se objevila plynná bublina po úplném vymražení a následném zahřátí. Ve všech vzorcích bylo přítomno velké množství zejména sekundárních velmi tmavých až černých fluidních inkluzí. Tyto inkluze nereagovaly na změny teploty či vlivem tmavého zbarvení inkluzí nebylo možné pozorovat žádné fázové změny. V žádných fluidních inkluzích nebyla při kryometrii zjištěna přítomnost klatrátu.

9. 1. 2. Fluidní inkluze v karbonátech

Petrografie fluidních inkluzí

Inkluze v karbonátech byly studovány ve vzorcích z Letovic (LET1), Klevetova (KLV1), Bačova (BAC1) a Předního Arnoštova (PAV1); (Tab. 8).

Měřené primární inkluze dosahují rozměrů 8 až 20 μm , občas lze nalézt i primární inkluze o velikosti až 50 μm , jež se nacházejí zejména ve vzorku PAV1. Primární fluidní inkluze mají rozličné tvary, nejčastěji jsou nepravidelné s výběžky, měňavkovité, ploché, ale i oválné (Obr. 25a, 25e). Hojně se vyskytují v centrálních nezakalených partiích zrn, a to buďto zcela soliterně nebo v menších skupinkách. Z hlediska fázového složení se jedná o inkluze jednofázové (kapalné) i dvoufázové (plynokapalné), přičemž převažují dvoufázové s výjimkou vzorku BAC1, kde jsou primární inkluze jednofázové. Plyn ve dvoufázových inkluzích zabírá 5 až 50 obj. %, nejčastěji je ale stupeň zaplnění 0,90 (Tab. 8).

Pseudosekundární fluidní inkluze příp. PS-S inkluze se v karbonátech vyskytují na krátkých průběžných i neprůběžných řádcích, ale i samostatně (Obr. 25b). Velikost těchto inkluzí se nejčastěji pohybuje řádově od 5 do 10 μm . Pseudosekundární a PS-S inkluze bývají tyčinkovité, úzké, ploché,

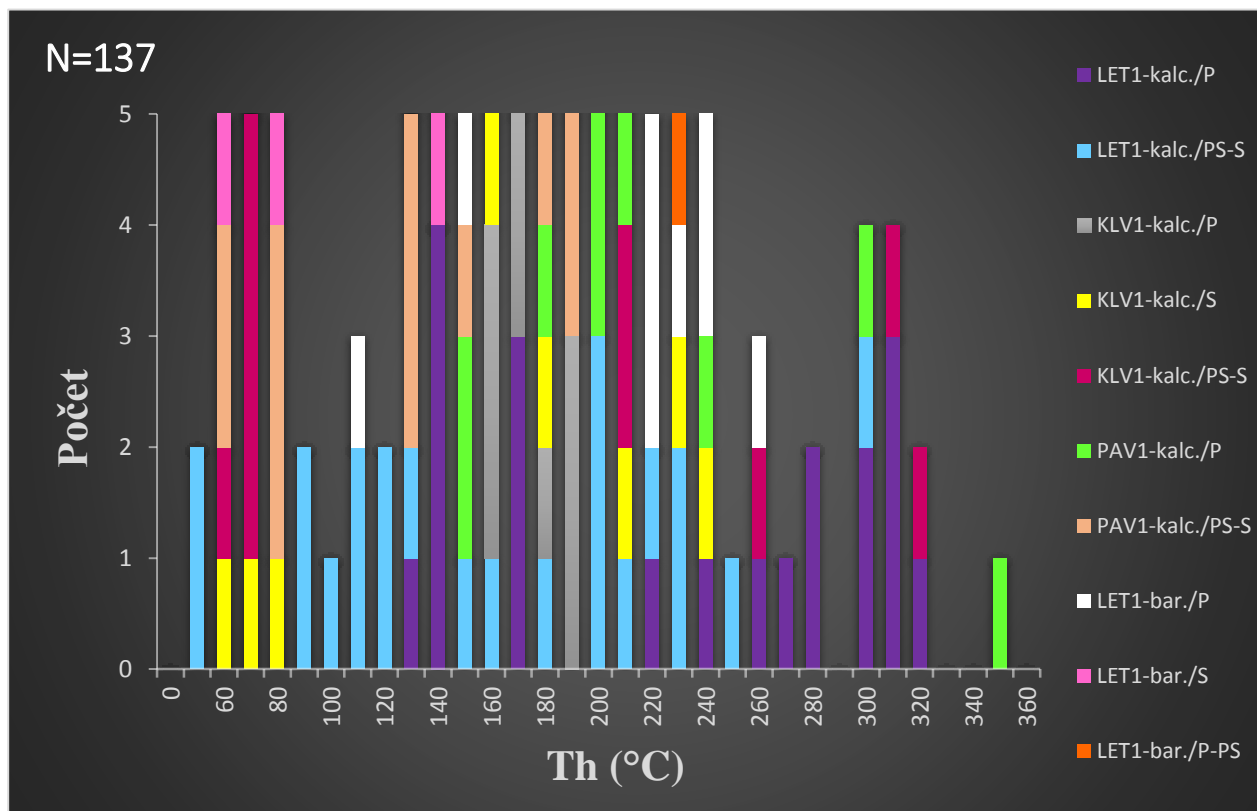
občas vytvářejí kónické tvary či tvary negativního krystalu. Většinou bývají jednofázové, méně jsou dvoufázové se stupněm zaplnění 0,65 až 0,90 (*Tab. 8*).

Studovány byly i fluidní inkluze sekundární, jež se hojně vyskytují na řádcích, protínajících celá zrna, dále vytvářejí drobné shluky podél mikrotrhlin a velmi často mají planární uspořádání (*Obr. 25c, 25f*). Nejčastěji jsou oválné, okrouhlé či mírně protažené ve směru trhliny a dosahují rozměrů 2 až 10 μm . Tyto inkluze bývají nejčastěji kapalně, méně pak plynokapalně, kde plyn zaujímá 5 až 40 obj. % (*Tab. 8*). Často lze u tohoto typu fluidních inkluzí pozorovat proces zaškrcování „necking down“; (*Obr. 25f*).

Mikrotermometrie fluidních inkluzí

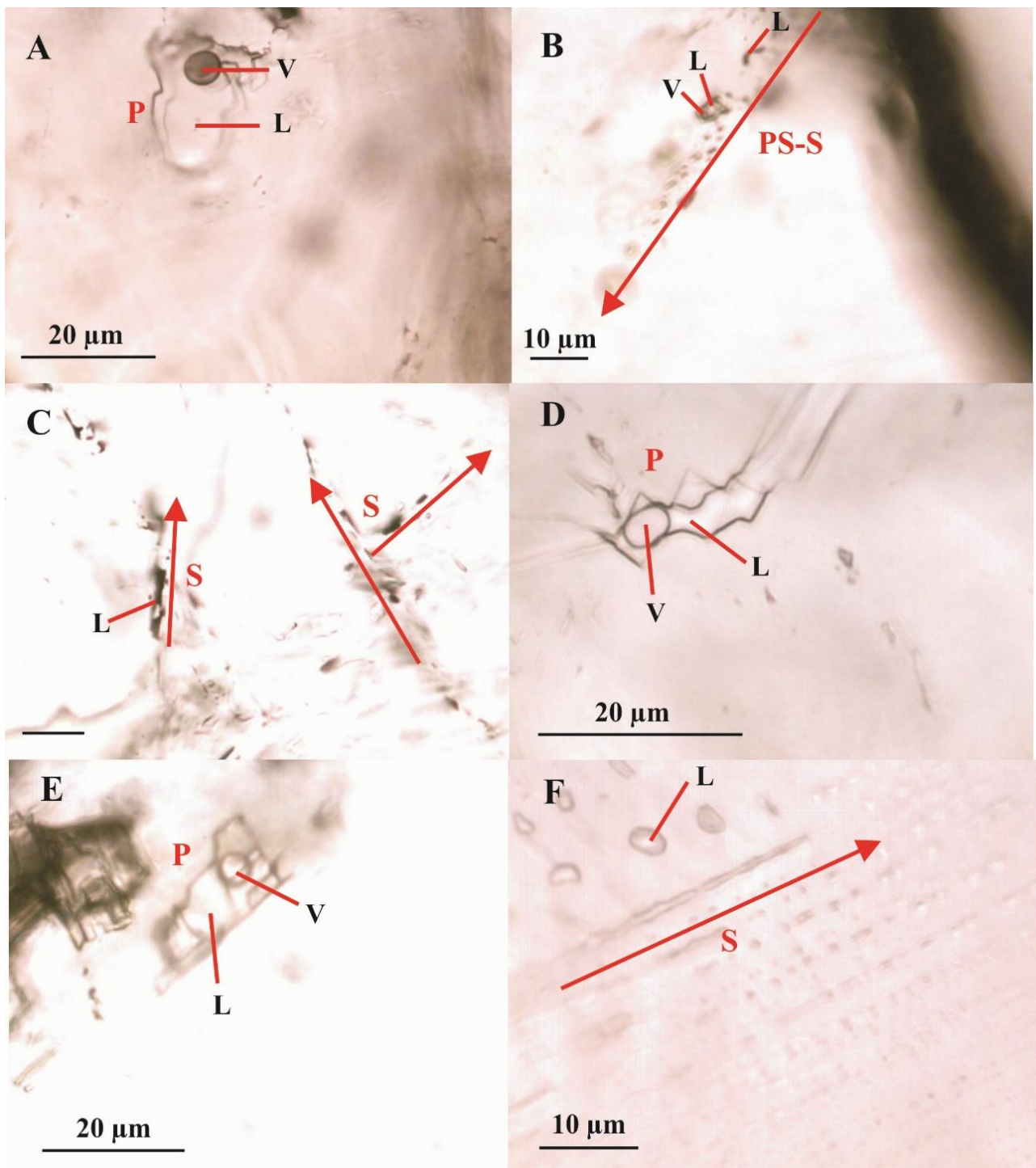
K zamrznutí primárních inkluzí dochází v rozmezí teplot od $-32,5$ do $-44,1$ $^{\circ}\text{C}$ (*Tab. 8*). Při úplném vymražení inkluzí se většinou objeví granulární textura, inkluze ztmavne nebo se zmenší či zdeformuje plynná bublina. Při následném zahřívání vzorku byla zjišťována teplota iniciálního tání (T_e), jež se pohybovala v rozpětí -38 až -24 $^{\circ}\text{C}$ (*Tab. 8*). Jako poslední pevná fáze taje led ($T_{m_{ice}}$) za teplot blízkých se 0 $^{\circ}\text{C}$ (*Obr. 27*); (*Tab. 8*). Plynokapalně inkluze byly dále zahřívány a byly sledovány teploty homogenizace (T_h), které se u primárních inkluzí pohybovaly v širokém rozpětí 130 až 343 $^{\circ}\text{C}$, přičemž nejčastější interval byl od 140 do 200 $^{\circ}\text{C}$ (*Obr. 24*).

Obsah pseudosekundárních příp. PS-S inkluzí zamrzal za teplot -39 až -50 $^{\circ}\text{C}$. Eutektická teplota byla zaznamenána v širokém rozpětí od -50 do -18 $^{\circ}\text{C}$ (*Tab. 8*), přičemž nejnižší teplota iniciálního tání (T_e) byla změřena u PS-S inkluzí z Bačova, nejvyšší eutektická teplota (-18 $^{\circ}\text{C}$) byla naměřena u PS-S inkluzí ze vzorku PAV1 (*Tab. 8*). Tání posledního krystalu ledu bylo pozorováno nejčastěji za teplot $-2,5$ až $0,0$ $^{\circ}\text{C}$ (*Obr. 27*). Pouze u PS-S inkluzí ve vzorku BAC1 bylo zaznamenáno tání posledního krystalu ledu za teplot $-26,0$ až -21 $^{\circ}\text{C}$ (*Tab. 8*); (*Obr. 27*), u těchto inkluzí nebyla bohužel zaznamenána teplota tání hydrohalitu. Plynokapalně fluidní inkluze homogenizovaly v rozmezí 54-320 $^{\circ}\text{C}$, přičemž nejčastější interval byl 140 až 240 $^{\circ}\text{C}$ (*Obr. 24*).



Obr. 24 – Histogram četnosti teplot homogenizace (T_h) ve fluidních inkluzích v kalcitech a barytech ze zájmových lokalit.

Sekundární inkluze zamrzají v širokém rozpětí teplot od -29 do -92 °C. Teplota eutektika byla pozorována v intervalu od -55 do -24 °C. Nejnižší teplota iniciálního tání (-55 °C) byla zjištěna u kapalných sekundárních inkluzích ve vzorku KLV1 (Tab. 8). Teplota tání posledního krystalku ledu byla změřena v rozmezí $-26,0$ až $0,0$ °C (Obr. 27). Nejnižší hodnoty tání poslední pevné fáze ($-26,0$ až $-17,0$ °C) byly zjištěny u kapalných inkluzí ve vzorku KLV1, tání hydrohalitu nebylo zaznamenáno. Plynokapalné fluidní inkluze homogenizovaly za teplot 51 až 234 °C (Tab. 8) přičemž nejčastěji homogenizovaly v rozpětí 160 až 240 °C (viz Obr. 24).



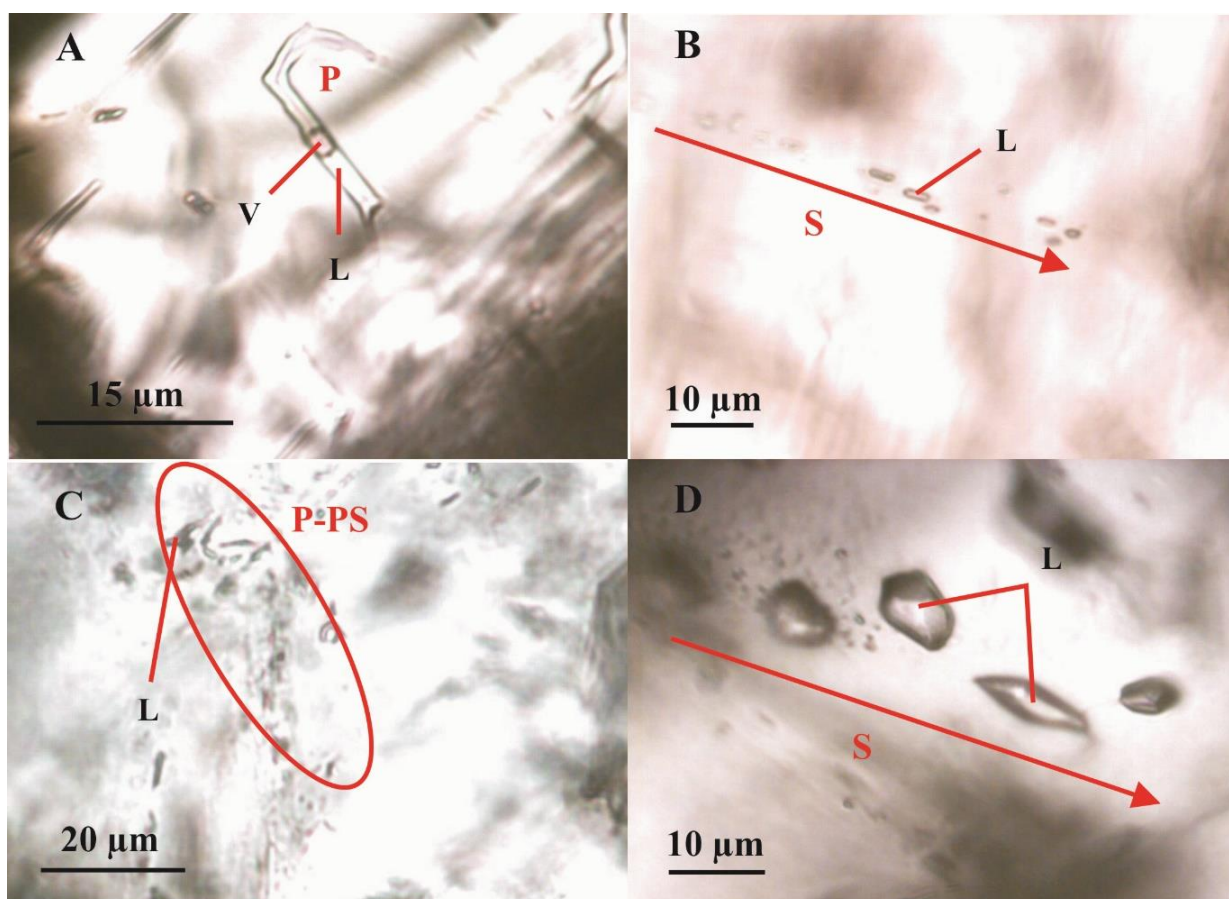
Obr. 25 – Solitérní primární dvoufázová (L+V) fluidní inkluze (a), řádek PS-S (L, L+V) fluidních inkluzí (b), vzorek LET1 – kalcit; řádky tmavých sekundárních jednofázových (L) inkluzí (c), plochá primární (L+V) inkluze (d), vzorek KLV1 – kalcit; solitérní primární (L+V) fluidní inkluze (e), řádky jednofázových (L) inkluzí a proces zaškrcování „necking down“ (f), vzorek PAV1 – kalcit.

9. 1. 3. Fluidní inkluze v barytech

Petrografie fluidních inkluzí

Fluidní inkluze v barytu byly studovány ve vzorcích z Letovic (LET1) a Klevetova (KLV1), (Tab. 8).

Primární příp. P-PS fluidní inkluze dosahují nejčastěji velikostí v rozsahu 10-40 μm . Nejčastěji jsou ploché (Obr. 26a) a nepravidelné. Ve srovnání s dalšími typy fluidních inkluzí ve vzorku jsou relativně velké. Převážně jsou situovány ve středových partiích zrn, soliterně nebo ve skupinkách o několika málo inkluzích (Obr. 26c). Z hlediska fázového složení se jedná o inkluze jednak plynokapalné (dvoufázové), kdy plynná bublina zaujímá 10 až 30 obj. % inkluze, a také o inkluze kapalné (jednofázové). Nejčastěji je stupeň zaplnění 0,9 (Tab. 8). Studovány byly i fluidní inkluze sekundární (Obr. 26b, 26d), vyskytují se na řádcích, jež protínají celá zrna.

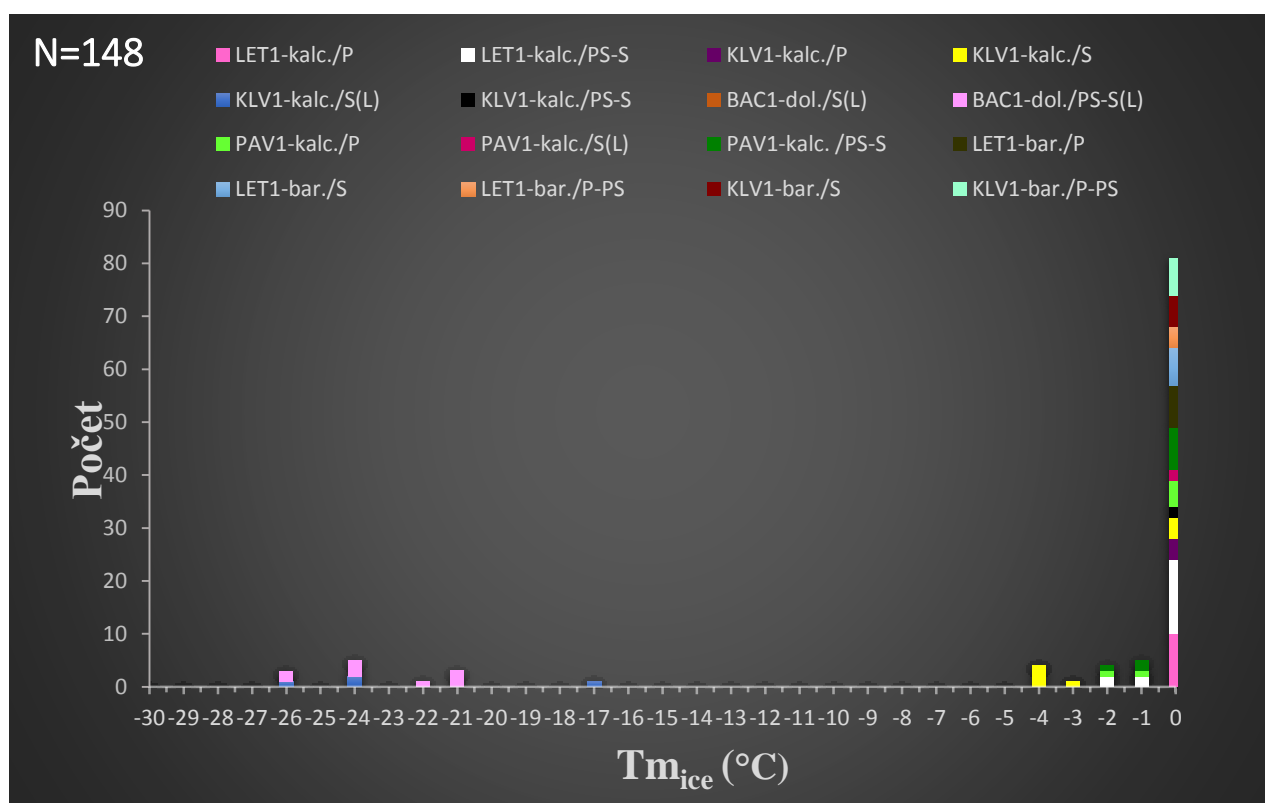


Obr. 26 – Primární dvoufázová (L+V) fluidní inkluze (a), řádek jednofázových (L) inkluzí (b), skupinka P-PS jednofázových (L) inkluzí (c), vzorek LET1 – baryt; řádek sekundárních jednofázových (L) inkluzí (d), vzorek KLV1 – baryt.

Tvoří planární uspořádání nebo drobné skupinky. Inkluze jsou nejčastěji oválné, okrouhlé nebo nepravidelné. Nabývají rozměrů od 4 do 14 μm . Sekundární fluidní inkluze jsou kapalně, ale i plynokapalně. Stupeň zaplnění dvoufázových plynokapalných inkluzí je 0,60 až 0,95 (*Tab. 8*).

Mikrotermometrie fluidních inkluzí

K zamrznutí primárních, příp. P-PS inkluzí dochází v rozpětí teplot od -36 do -43 $^{\circ}\text{C}$. Při úplném vymražení inkluze ztmavla, případně se zmenšila či zdeformovala plynná bublina. Při postupném zahřívání byla v některých případech zjištěna teplota iniciálního tání (T_e), která se pohybovala v širokém intervalu hodnot od -38 do -18 $^{\circ}\text{C}$ (*Tab. 8*). Jako poslední pevná fáze tál led ($T_{m_{ice}}$) za teplot blížících se 0 $^{\circ}\text{C}$ (*Obr. 27*). Plynokapalně primární inkluze homogenizovaly za teplot 106-256 $^{\circ}\text{C}$, přičemž nejčastější interval homogenizací byl 220 až 260 $^{\circ}\text{C}$ (*viz Obr. 24*).



Obr. 27 – Histogram četnosti tání posledního krystalu ledu ($T_{m_{ice}}$) ve fluidních inkluzích v kalcitech ze zájmových lokalit.

Sekundární inkluze zamrzaly za teplot -40 až -47 $^{\circ}\text{C}$. Změřené teploty eutektika (T_e) se pohybovaly v intervalu od -33 do -26 $^{\circ}\text{C}$ (*Tab. 8*). Následně byla zjišťována teplota tání posledního

krystalu ledu ($T_{m_{ice}}$), tyto hodnoty se blíží 0 °C (viz Obr. 27).

Homogenizační teploty dvoufázových plynokapalných inkluzí jsou 60-153 °C, přičemž inkluze nejčastěji homogenizují v intervalu 60 až 80 °C (viz Obr. 24).

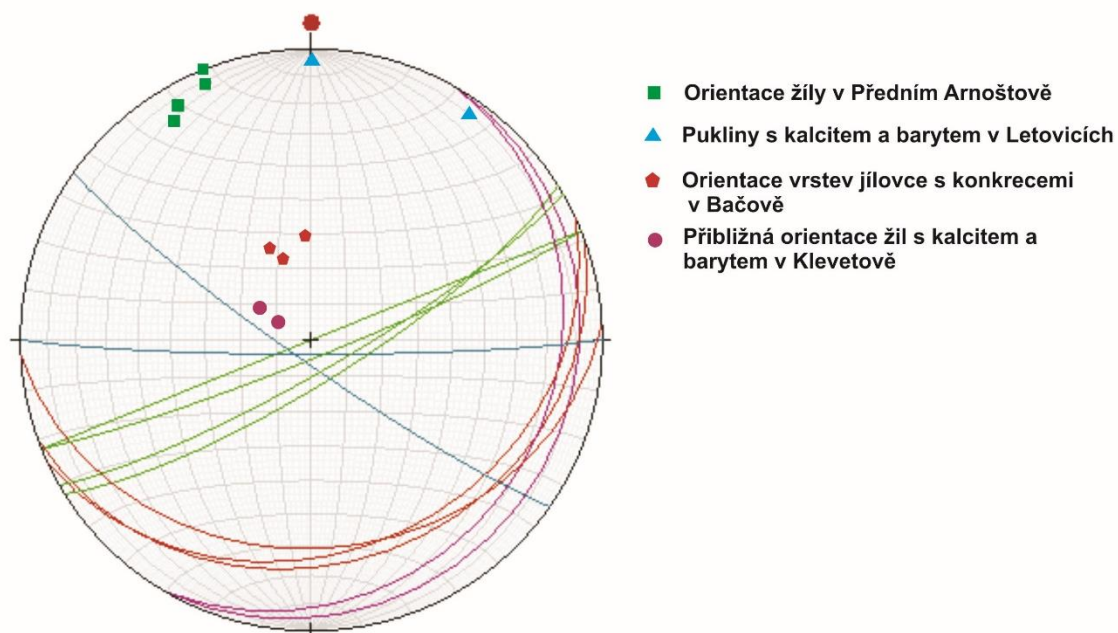
Tab. 8 – Výsledky mikrotermometrického měření fluidních inkluzí v karbonátech a barytech z vybraných lokalit.

vzorek	minerál	geneze	Fázové složení	F	Th (L) (°C)	Te (°C)	$T_{m_{ice}}$ (°C)	Salinita (hm. % NaCl ekv.)	chloridy
LET1	kalcit	P	L, L+V	0,5-0,95	130-312	-38 až -31	0,0 až 0,1	0,0	Na-Mg/ Fe
LET1	kalcit	PS-S	L, L+V	0,7-0,95	49-300	-38 až -28	-2,5 až 0,1	0,0-4,2	Na-Mg/ Fe
LET1	baryt	P	L, L+V	0,7-0,9	106-256	-38 až -26	-0,1 až 0,1	0,0-0,2	Na-Mg/ Fe
LET1	baryt	P-PS	L, L+V	0,7-0,95	139-205	-36 až -24	-0,5 až 0,1	0,0-0,9	Na-Mg/ Fe
LET1	baryt	S	L, L+V	0,6-0,95	60-153	-32 až -26	-0,4 až 0,0	0,0-0,7	Na-Mg/ Fe
KLV1	kalcit	P	L, L+V	0,7-0,9	155-185	-28 až -26	-0,2 až 0,1	0,0-0,4	Na
KLV1	kalcit	S	L, L+V	0,6-0,9	51-234	-36 až -26	-4,5 až 0,0	0,0-7,2	Na-Mg/ Fe
KLV1	kalcit	S	L	1	n. a.	-55 až -50	-26,0 až -17,0	20,2-26,3	Na-Ca
KLV1	kalcit	PS-S	L, L+V	0,6-0,95	54-320	-36 až -33	0,0 až 0,1	0,0	Na-Mg/ Fe
KLV1	baryt	P-PS	L	1	n. a.	-31 až -18	0,1	0,0	Na-Mg
KLV1	baryt	S	L	1	n. a.	-33 až -32	0,1	0,0	Na-Mg
BAC1	dolomit	PS-S	L	1	n. a.	-50 až -32	-26,0 až -21,0	23,1-26,3	Na-Mg±Ca
BAC1	dolomit	S	L	1	n. a.	n. d.	0,0	0,0	n. d.
PAV1	kalcit	P	L, L+V	0,6-0,95	146-343	-38 až -24	-2,3 až 0,0	0,0-3,9	Na-Mg/ Fe
PAV1	kalcit	PS-S	L, L+V	0,6-0,95	54-198	-20 až -18	-2,1 až 0,0	0,0-3,4	Na
PAV1	kalcit	S	L	1	n. a.	-26 až -24	-0,6 až 0,0	0,0-1,1	Na

10. Diskuse

10. 1. Strukturně-geologická pozice studované mineralizace

Strmý sklon hydrotermálních žil na lokalitě Letovice a Klevetov poukazuje na extenzní tektonický režim území, během kterého docházelo k minerotvorným procesům. Orientačně vynesená stereografická projekce mineralizace v Klevetově poukazuje na vazbu k okrajovému zlomu boskovické brázdy, který je orientován SSV-JJZ směrem (Obr. 28). Ze strukturně geologického hlediska studované hydrotermální žíly z Letovic a Klevetova budují výplň subvertikálně orientovaných extenzních struktur, které jsou situované kolmo na vrstevnatost matečných hornin. Co se týče mineralizace z lokality Bačov, zde jsou karbonátové konkrce s dolomitem a kalcitem uloženy souhlasně s vrstevnatostí jílovců ve směru ZJZ-VSV a Z-V (Obr. 28). Otázkou zůstává, zda je vulkanit z lokality Přední Arnoštov součástí valounového materiálu v tamějších slepencích a pískovcích, nebo tvoří intruzivní těleso. Existenci intruzivního tělesa vyvrátil Krmíček a kol. (2010). Dolníček (ústní sdělení) se přiklání k názoru Mrázka a Rejla (1979), tedy že vulkanit tvoří intruzivní těleso. Vrstevnatost slepenců v Předním Arnoštově je orientována ZJZ-VSV směrem. Z této lokality jsou popisovány kalcitové žíly, které jsou prostorově vázané na výše zmíněné slepence. Tyto žíly jsou orientovány souhlasně s průběhem vrstev (Obr. 28); (Průchová 2014).

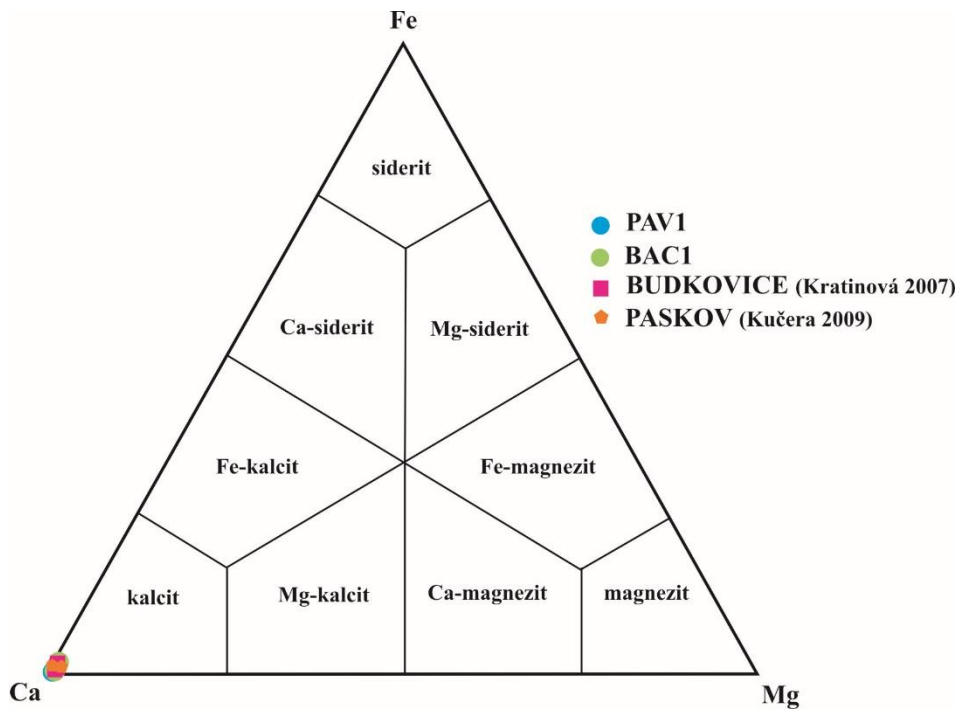


Obr. 28 – Obloukový diagram s vynesnými měřeními orientace hydrotermálních žil a vrstevnatostí jílovců s mineralizovanými konkrkami zobrazené na spodní hemisféře Lambertovy projekce. Pro srovnání byla vyznačena orientace kalcitových žil z Předního Arnoštova, převzato z práce Průchové (2014).

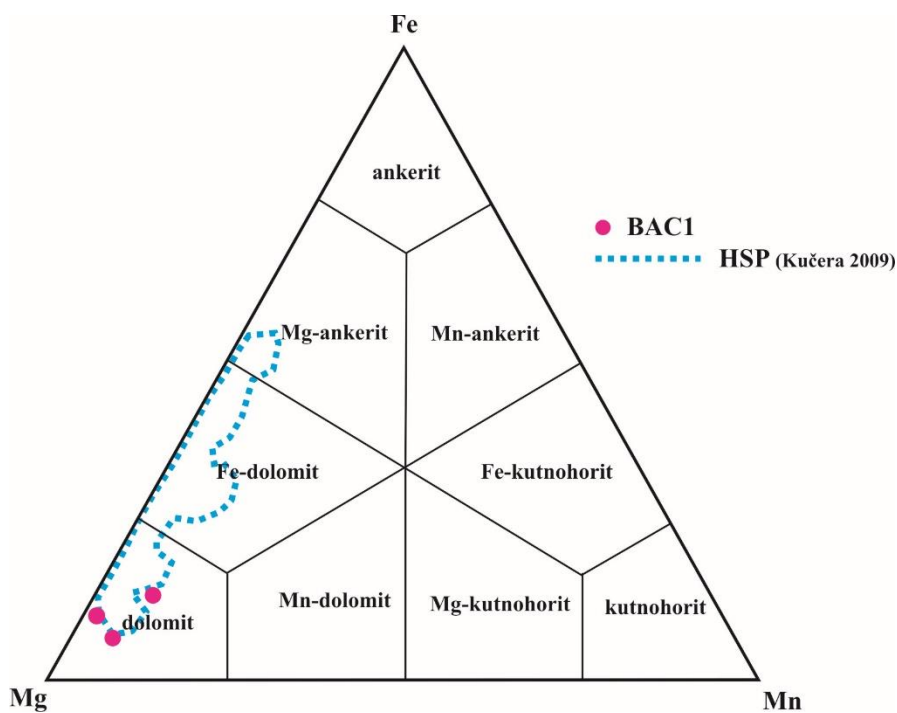
10. 2. Parageneze studované mineralizace

Parageneze studované mineralizace je na zájmových lokalitách v severní části boskovické brázdy s menšími rozdíly obdobná. Na všech lokalitách je hlavním hydrotermálním minerálem kalcit. Veškeré kalcity jsou chemicky čisté, případně obsahují příměs Mn (max. 3,4 hm. % MnO) a Mg (0,3 hm. % MgO). Chemicky čistý kalcit uvádí i Kratinová (2007) z lokality Budkovice v boskovické brázdě uvádí a Kučera (2009) z lokality Paskov v hornoslezské pánvi (Obr. 29). Jedním z rozdílů v rámci zájmových lokalit je výskyt dolomitu v karbonátových konkrecích z lokality Bačov. Na žádné jiné lokalitě nebyl dolomit popsán. Z hornoslezské pánve analyzoval Kučera (2009) karbonáty dolomit-ankeritové řady, které obsahovaly 8,0 až 18,1 hm. % MgO, 3,8 až 17,8 hm. % FeO a 0,5 až 3,1 hm. % MnO (Obr. 30). Dalším rozdílem je přítomnost barytu na lokalitách Bačov a Klevetov, přičemž v obou případech jsou baryty sukcesně mladší než kalcit z týchž lokalit a fluida uzavřená ve fluidních inkluzích z těchto barytů mají epitermání, max. mezotermální charakter (viz Tab. 8). Na lokalitě Klevetov byla v kalcitu popsána hydrotermální TiO₂ minerální fáze. Může se jednat o rutil, případně o jinou modifikaci TiO₂ (anatas, brookit). Anatas je často popisován z hydrotermálních žil, kde vzniká za epitermálních podmínek, většinou do 200 °C (Bowles a kol. 2011). Uvádí jej například Zimák (1984) z hydrotermální křemenné žíly z lokality Zlatý důl u Hluboček. Hydrotermální žíla zde protíná kulmské sedimenty (jílové břidlice, droby). Anatas popisuje i Ulmanová (2015) z výplně mandlí v neovulkanitech (trychyandezitech) bělokarpatké jednotky magurského flyše na lokalitě Komňa. Minerální asociaci zde tvoří dolomit, křemen a siderit. Ze stejného vzorku je popsán hematit. Obsahuje příměs Ti (3,2 hm. % TiO₂). Hematit je běžnou součástí hydrotermálních žil a jeho přítomnost dokládá zvýšené Eh (např. lokality Dřínová a Květnice; Dolníček 2004). Lokalita Přední Arnoštov se od ostatních lokalit odlišuje výskytem hydrotermálního hollanditu (viz Tab. 6). O přítomnosti oxidů manganu se z této lokality zmiňuje Černý (1961) a nově Průchová (2014). Černý uvádí přítomnost kryptomelanu a pyroluzitu, Průchová (2014) na této lokalitě popsala kryptomelan, hollandit a hydratované oxi-hydroxidy Mn. Černý (1961) uvažuje, že tyto manganové rudy vznikly během diagenetických procesů, kdy došlo k redeponování materiálu spodními vodami v tektonických poruchách, které jsou pokřídového stáří. Stopové prvky v Mn rudách (Ti, V, As, Pb) odpovídají stopovým prvkům, které jsou obsaženy v železitojílovité základní hmotě tamějších permských slepenců (Černý 1961). Chemickým složením je hollandit z této práce rámcově srovnatelný s hollanditem z práce Průchové (2014) i s Mn rudami z práce Černého (1961).

Zastoupení jednotlivých hydrotermálních minerálů na studovaných lokalitách je patrně dáno odlišnými podmínkami vzniku, které jsou způsobeny zejména změnou pH, Eh, rozdílnou teplotou a dalšími faktory (Robb 2005).



Obr. 29 – Studované karbonáty skupiny kalcitu v klasifikačním diagramu podle Trdličky a Hoffmana (1976). Srovnávací data pro lokalitu Budkovice v boskovické brázdě byla převzata od Kratinové (2007) a pro lokalitu Paskov v hornoslezské pánvi byla data převzata od Kučery (2009).



Obr. 30 – Studované karbonáty řady dolomit-ankerit v klasifikačním diagramu podle Trdličky a Hoffmana (1976). Srovnávací data z hornoslezské pánve byla převzata od Kučery (2009).

10. 3. Katodoluminiscence

U kalcitů byly v katodové luminiscenci rozlišeny až 4 odstíny luminiscence, v případě dolomitu 2 odstíny. Ve veškerých vzorcích kalcitu kvantitativně převažuje kalcit jevící oranžovou luminiscenci, který bývá v procházejícím světle místy zakalen tmavými uzavřeninami. Mohlo by se jednat o produkty rozpadu nejstaršího kalcitu. Ve vzorku BAC1 dolomit nejeví luminiscenci, avšak občasně lze pozorovat tenké tmavě červené koncentrické zóny (viz Obr. 20). Dále byla koncentrická zonálnost pozorována u kalcitu z Letovic (viz Obr. 18). Existuje mnoho faktorů způsobujících tuto zonálnost, jedná se např. o změny ve složení roztoků, v rychlosti růstu krystalu či změny teploty fluid (Machel 2000). Koncentrická zonálnost se vytváří v systému daleko od rovnovážného stavu jako výsledek difúzního srážení v průběhu růstu krystalu a značí periodický přínos hydrotermálních fluid, který může způsobovat změny v adsorpci různých kationů v jednotlivých zónách (Pagel 2000). Přejechy luminiscence v koncentricky zonálním kalcitu ve vzorku LET1 a v dolomitu z Bačova byly v rámci jednotlivých subzón relativně ostré, lze tedy uvažovat o náhlých změnách v chemismu, Eh či teplotě přinášených fluid. Ve všech vzorcích je s výjimkou vzorku BAC1 pozorována sektorová zonálnost, jedná se o relikty nejstaršího korodovaného kalcitu (viz Obr. 19). Mezi zónami nejstaršího a mladšího kalcitu jsou v CL patrné více méně ostré přechody, což značí rapidní změny v chemismu fluid, teplotě, případně docházelo k náhlému přínosu fluid (Pagel 2000). Krystalizace jednotlivých generací zde zřejmě nebyla pozvolná a docházelo k nepravidelnému pronikání do trhlin či podél krystalových ploch a nahrazování staršího kalcitu mladším. U kalcitu ve vzorku BAC1 byla rozpoznána difúzní zonálnost, která je patrná při kontaktu žíly s matečnou horninou (viz Obr. 20). V tomto případě dochází ke vzniku nové zonálnosti u původně homogenního nebo zonálního krystalu v důsledku difúze. Při difúzi dochází k výměně materiálu mezi krystalem minerálu a okolními minerálními zrnými nejčastěji pomocí defektů v krystalové mřížce v důsledku gradientu v chemickém potenciálu (Brady 1975). Genetické sepětí s některými diagenetickými procesy v hornině vykazuje kalcit ze vzorku LET1 (viz Obr. 18) a kalcit ze vzorku BAC1 (viz Obr. 20).

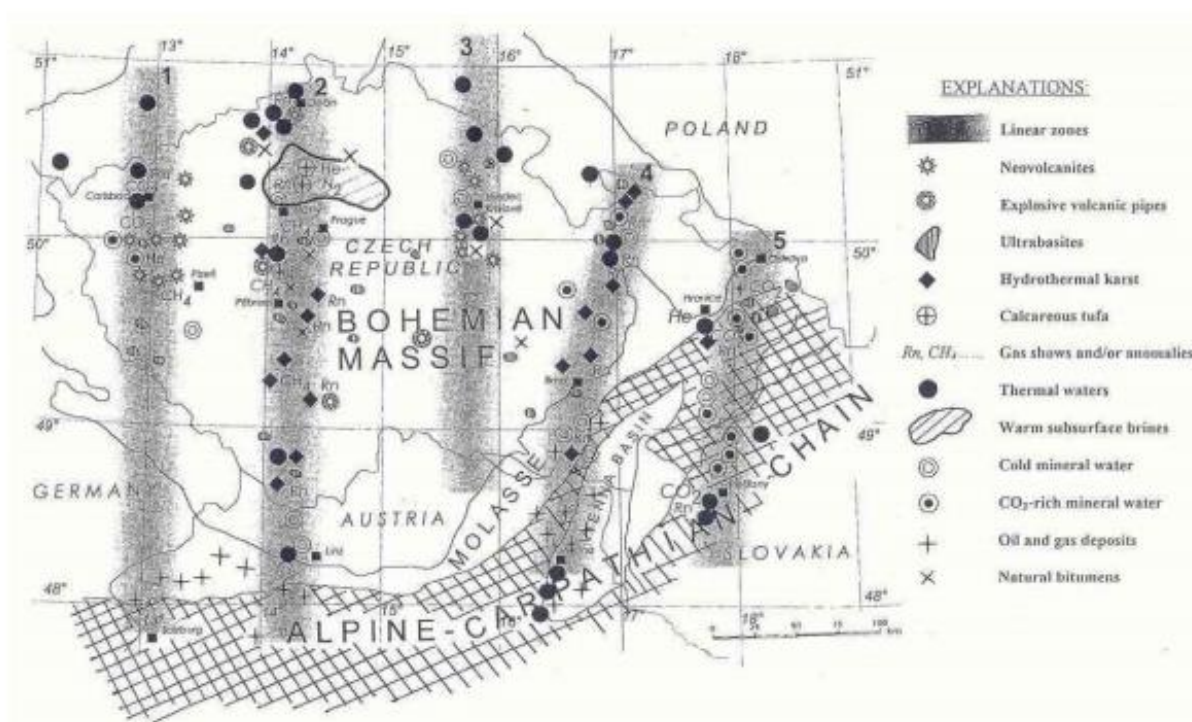
Luminiscence v karbonátech může být způsobena mnoha faktory, přičemž nejdůležitějším faktorem je přítomnost „nečistot“. Tyto „nečistoty“ se pak podle toho, zda zvyšují nebo snižují intenzitu luminiscence, nazývají aktivátory, případně zhášecí (Marshall 1988). Nejdůležitějším a také nejčastějším aktivátorem v karbonátech je Mn^{2+} (Neuser a kol. 1996). Luminiscence aktivovaná manganem v kalcitu a dolomitu (jako substituce Mn^{2+} za Ca^{2+}) vyzařuje v luminiscenci, která vizuálně odpovídá žluté až oranžovo-červené barvě, což koreluje se mnou zkoumanými vzorky karbonátů. Dalšími aktivátory způsobujícími luminiscenci v karbonátech mohou být prvky vzácných zemin, konkrétně Sm^{3+} , Eu^{2+} , Eu^{3+} , Tb^{3+} a Dy^{3+} . Luminiscence aktivovaná Sm^{3+} je vizuálně téměř

nerozlišitelná od CL aktivované Mn^{2+} , v případě Eu aktivovaného kalcitu může být podobná luminiscenci aktivované Mn^{2+} (Machel 2000). Hlavními zřáseči v karbonátech jsou Fe^{2+} , Co^{2+} , Ni^{2+} a Fe^{3+} , z nichž nejdůležitější je Fe^{2+} . Při určitém poměru Mn^{2+} k sumě Fe se může Mn^{2+} i při relativně velké koncentraci stát samozřásečem.

10. 4. UV mikroskopie

Vzorky karbonátů a barytů byly podrobeny studiu v UV světle (*viz Obr. 22 a 23*). Ve všech vzorcích byla potvrzena přítomnost lehkých ropných uhlovodíků projevující se modrou fluorescencí, případně bílou fluorescencí (*viz Obr. 23*); (Stasiuk, Snowdon 1997). Tyto uhlovodíky odpovídají svou zralostí tzv. ropnému oknu, tedy místu, kde dochází ke vzniku ropy v teplotnímu rozhraní 65-150 °C a hloubkám 3 až 5,5 km pod povrchem (George a kol. 2001). Fluorescenci vykazují některé tmavé PS a S fluidní inkluze vyhojující mikrotrhliny v minerálu. S výjimkou vzorku PAV1 fluoreskuje i základní hmota hornin. Ropa tedy v daném systému mohla cirkulovat i po ukončení růstu hydrotermálních minerálů, případně mohlo dojít k alteraci horniny během vzniku hydrotermálních žil. Přítomnost ropných uhlovodíků na zájmových lokalitách koreluje s geologickou pozicí výskytu lineárních geografických zón s výskytem uhlovodíků (*Obr. 31*); (Zeman a kol. 2000). Mnou zkoumané lokality náleží k tzv. brněnské lineární zóně, která má přibližně S-J průběh (*Obr. 31*). Na této zóně leží termální prameny, krasové jeskyně, některá hydrotermální ložiska, nálezy přírodních bitumenů v horninách a ekonomicky významná plynová a ropná pole (Suchý a kol. 2007). Podle Suchého a kol. (2007) je stáří těchto zón odhadováno na více než 15 mil. let. Autor dále uvádí, že se jedná o dlouhodobě či opakovaně reaktivovanou hlubinnou strukturu, která prochází mladšími sedimentárními komplexy, ale i variskými a prekambričnými strukturami. Některé úseky této zóny mohou korelovat s průběhem zlomu, kterým je boskovická brázda omezena, avšak tato korelace není vždy ideální. Geologické jevy vázané na tuto oblast dokládají, že zde v minulosti probíhala a místy nadále probíhá aktivní migrace hlubinných fluid. Je možné, že lineární zóny ve skutečnosti nepředstavují tektonické zlomy, ale pásma horizontálních napětí v zemské kůře se zvýšenou horninovou propustností. Podle Suchého a kol. (2007) proběhla v oblasti Českého masivu v nedávné geologické minulosti rozsáhlá migrace uhlovodíků spojená s mobilizací značných objemů salinních roztoků. Výše zmíněný autor uvažuje, že tento proces souvisel se závěrem alpské orogeneze, kdy se Český masiv začal mohutně vyklenovat a stoupat v důsledku alpských deformačních tlaků. Při tom se možná reaktivovaly starší systémy S-J směru, po nichž mohla migrovat hlubinná fluida s uhlovodíky. Suchý a kol. (2007) dále uvádí, že nejpravděpodobnějším zdrojem uhlovodíků jsou

podpovrchové produktivní horizonty nebo skrytá ložiska, což vysvětluje některé fluidní projevy v oblasti brněnské zóny, kde převládají relativně málo tepelně přeměněné a organickou hmotou bohaté sedimentární formace.



Obr. 31 – Mapa znázorňující polohu jednotlivých lineárních pásem s výskytem přírodních uhlovodíků a dalšími geologickými fenomény, převzato ze Zemana a kol. (2000).

10. 5. Složení fluid

Na základě naměřených mikrotermometrických charakteristik bylo zjištěno, že veškeré fluidní inkluze jsou vyplněny pouze vodnými roztoky. Nebyla zjištěna přítomnost CO₂, lze však usuzovat, že fluidní inkluze jeví v UV světle modrou fluorescenci, obsahují methan či jiný plyn doprovázející ropu. Pro potvrzení by bylo nutné využít dalších analytických metod. Dle naměřených teplot iniciálního tání bylo odlišeno několik typů vodných roztoků (Zachariáš 2000). Nejčtenějším zaznamenaným fluidním systémem je systém H₂O-NaCl-(FeCl₂)-(MgCl₂), který byl nalezen téměř v každém zkoumaném vzorku, byla-li změřena teplota iniciálního tání (viz Tab. 8). Interval T_e pro tento systém je v rozmezí teplot okolo -36 až -24 °C (Zachariáš 2000). Systém H₂O-NaCl byl zjištěn u PS-S a S inkluzí v kalcitu ve vzorku PAV1 a u primárních inkluzí v kalcitu ve vzorku KLV1. Rozpětí T_e se u těchto roztoků pohybuje od -28 do -18 °C (viz Tab. 8). Dalším zjištěným vodným systémem je

systém s Na a Ca chloridy, který byl zjištěn pouze v sekundárních inkluzích přítomných v kalcitu ze vzorku KLV1 (viz Tab. 8). Teplota iniciálního tání tohoto roztoku je v intervalu -55 až -50 °C (viz Tab. 8). Systém H₂O-NaCl-MgCl₂ byl zjištěn v inkluzích v barytu ze vzorku KLV1. Rozsah Te pro tento systém je -33 až -18 °C (viz Tab. 8). Posledním zjištěným intervalem teplot Te je -50 až -32 °C, což může představovat vodný systém H₂O-NaCl-CaCl₂-(MgCl₂); (Zachariáš 2000).

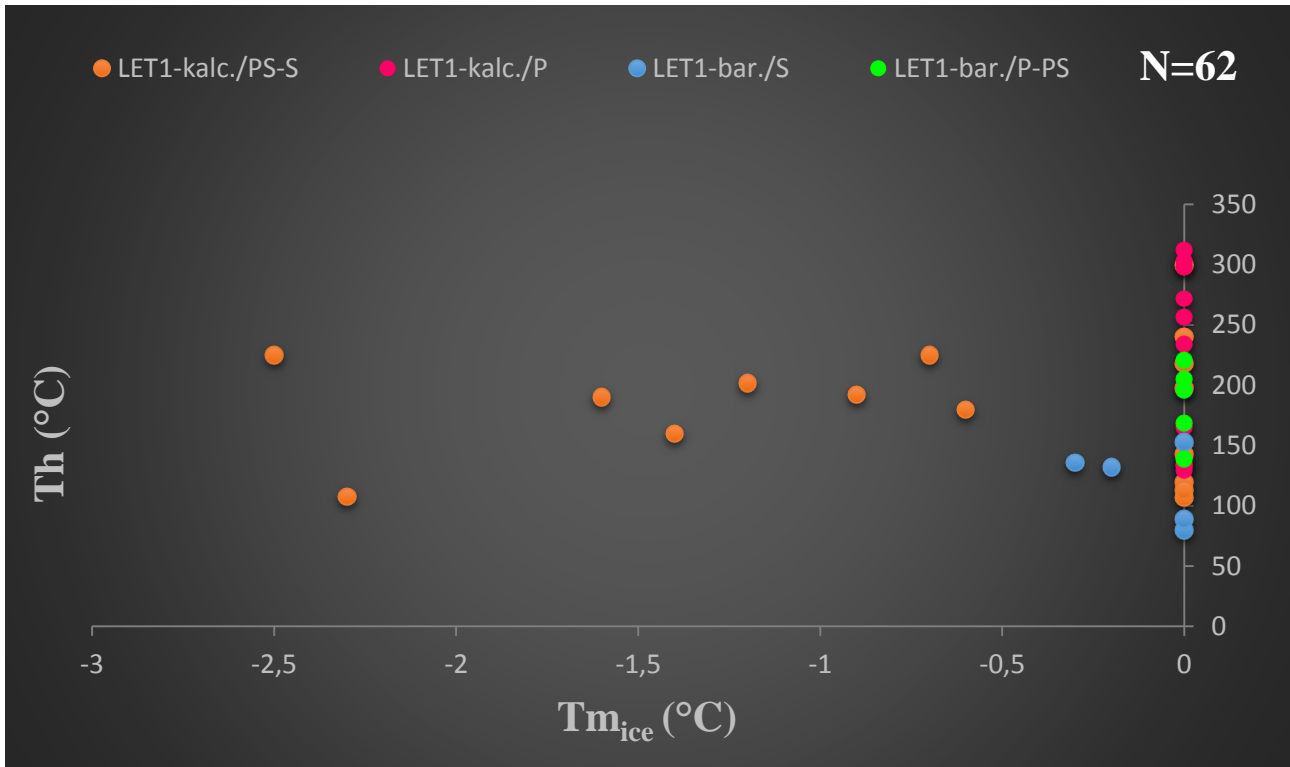
Na základě naměřených teplot tání ledu byly vypočteny celkové salinity roztoků dle rovnice Bodnara (1993). U systému H₂O-NaCl-(FeCl₂)-(MgCl₂), se pohybuje celková salinita roztoků od 0,0 do 7,2 hm. % NaCl ekv. (viz Tab. 8). Tato fluida jsou spíše nížesalinní, velmi často je jejich salinita téměř nulová (vzorky LET1, KLV1 a PAV1). V případě roztoků H₂O-NaCl jsou zjištěné salinity nízké, téměř až nulové (0,0-3,4 hm. % NaCl ekv.). Salinita roztoků H₂O-NaCl-CaCl₂ se pohybuje v rozpětí 20,2-26,3 hm. % NaCl ekv. Tyto roztoky jsou výšesalinní a jsou uzavírány pouze v sekundárních (L) inkluzích v kalcitu ve vzorku KLV1. U systému H₂O-NaCl-CaCl₂-(MgCl₂) se celková salinita roztoků pohybuje v intervalu od -23,1 do -26,3 hm. % NaCl ekv. Tyto roztoky jsou vysokosalinní, a jsou uzavírány pouze v PS-S (L) inkluzích v dolomitu ve vzorku BAC1. Salinita roztoků H₂O-NaCl-MgCl₂ je nulová (viz Tab. 8).

Teploty homogenizací jsou celkově v poměrně širokém intervalu hodnot (viz Obr. 24). Nejnížší změřené teploty homogenizace mají inkluze v kalcitu ve vzorku LET1, které však ve svých maximech dosahují k teplotě 300 °C. Nejvyšší homogenizační teploty byly naměřeny ve vzorku PAV1. Primární inkluze v kalcitu ze vzorku KLV1 jsou charakteristické níže až středně vysokými teplotami homogenizace při užších teplotních intervalech (155-185 °C); (viz Obr. 24). Naměřený širší rozptyl Th v jednotlivých genetických typech inkluzí může poukazovat na proces „necking-down“ inkluzí, na zachycení inkluzí za kolísajících tlaků, na změny teploty roztoků nebo na mechanické porušení inkluzí. Inkluze také mohly být zachyceny z heterogenního fluida (např. PS-S inkluze ve vzorku LET1 a PS-S a S inkluze ve vzorku KLV1); (Zachariáš 2000). Vysoké homogenizační teploty změřené u některých P, PS-S a S fluidních inkluzí mohou být způsobeny větším objemem plynné bubliny (např. dekrepitace fluidních inkluzí; Barker, Goldstein 1990). U některých fluidních inkluzí bylo možné pozorovat stoupající teplotu homogenizace se zvyšujícím se objemem plynné fáze. Dále by vyšší obsah plynné fáze mohl být vysvětlen deformací (stretching) fluidních inkluzí, kdy dochází k objemovým změnám v inkluzích (Van den Kerkhof Hein, 2001). Nutno poznamenat, že inkluze v měkkém a štěpném kalcitu a barytu jsou málo odolné vůči tlakovým deformacím (Žák et al. 1990).

Naměřené teploty homogenizací a tání posledního krystalu ledu byly použity pro sestavení grafů Th vs. T_{mice} (Obr. 32-34), díky čemuž mohou být identifikovány vývoje fluid (Zachariáš 2000).

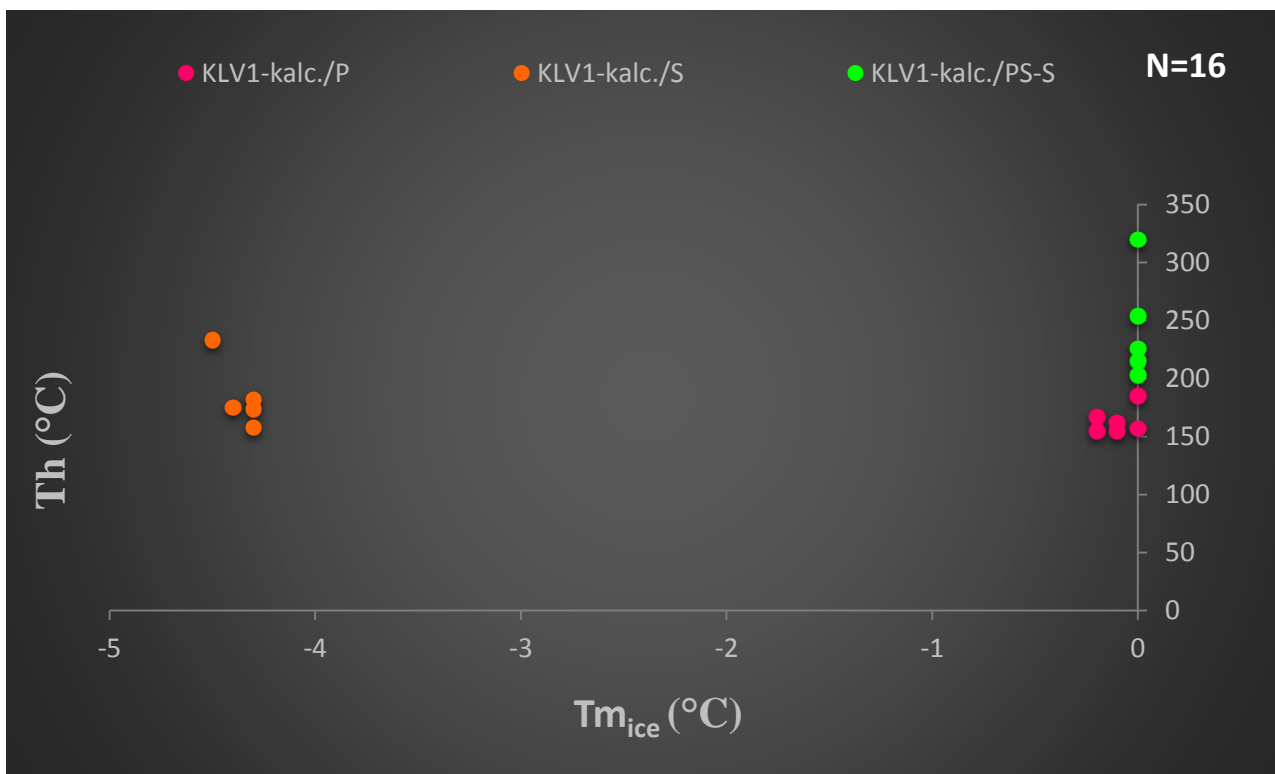
Ve vzorku LET1 dochází k mísení roztoků o širokém rozpětí homogenizačních teplot při

neměnných a prakticky nulových salinitách s nízkosalinními fluidy s úzkým rozptylem homogenizačních teplot (*Obr. 32*). Široký rozptyl teplot homogenizací, může být způsoben poklesem či nárůstem teploty, případně změnou tlaku v průběhu zachytávání inkluzí. Další příčinou by mohlo být zaškrcování inkluzí, které bylo ve vzorku pozorováno (Zachariáš 2000).



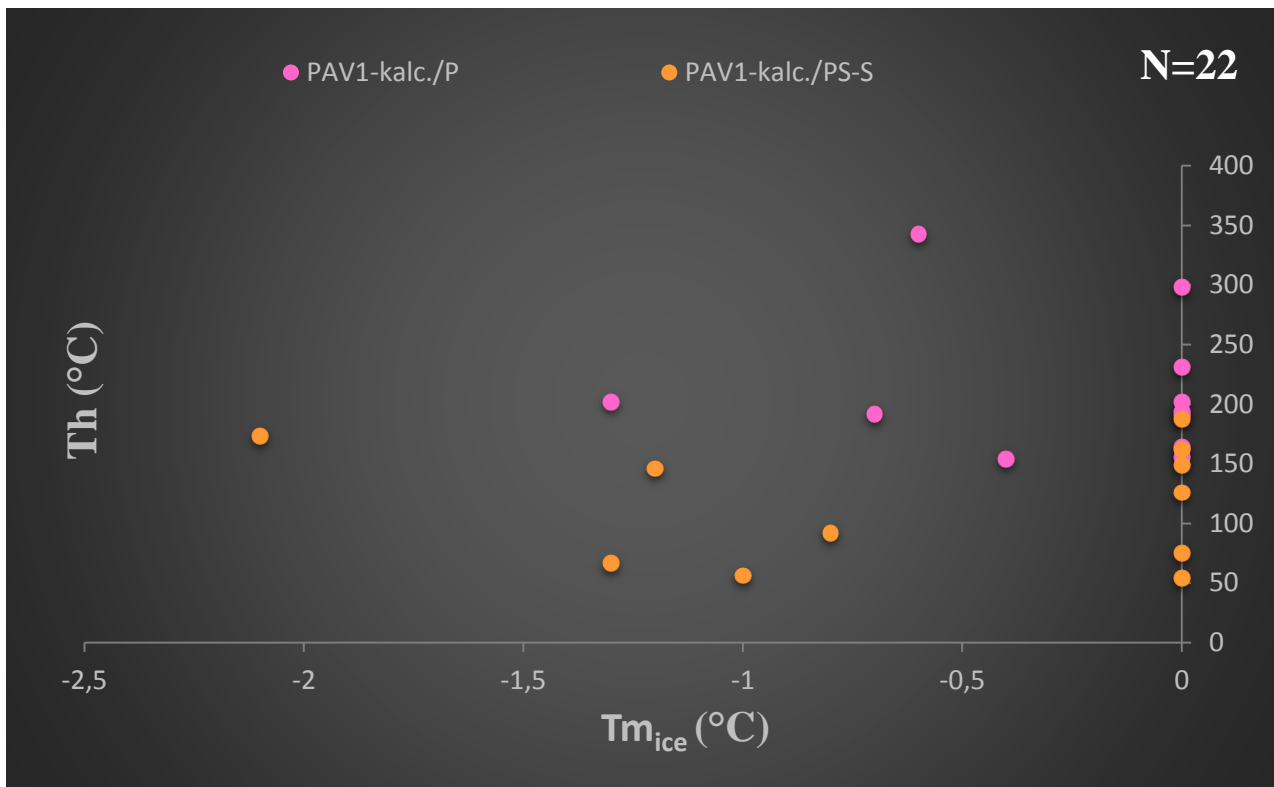
Obr. 32 – Graf závislosti teploty homogenizace (T_h) a teploty tání posledního krystalu ledu ($T_{m_{ice}}$) u inkluzí v kalcitu a barytu ze vzorku LET1.

Ve vzorku KLV1 bylo změřeno velmi malé množství dat z důvodu špatné průhlednosti vzorku. Fluidní inkluze v tomto vzorku obsahují středně až výšeteplotní fluida s nízkými až nulovými salinitami (*Obr. 33*).



Obr. 33 – Graf závislosti teploty homogenizace (T_h) a teploty tání posledního krystalu ledu ($T_{m_{ice}}$) u inkluzí v kalcitu ze vzorku KLV1.

Ve vzorku PAV1 je patrné mísení nízkosalinních fluid a fluid s nulovými salinitami s nízko až středně teplotními a středně až výšeteplotními fluidy (Obr. 34). Fluidní inkluze v tomto vzorku homogenizovaly v širším rozpětí, což může být zapříčiněno nárůstem teploty roztoků, postupným ochlazováním nebo kolísáním tlakových podmínek při zachytávání fluid (Zachariáš 2000).

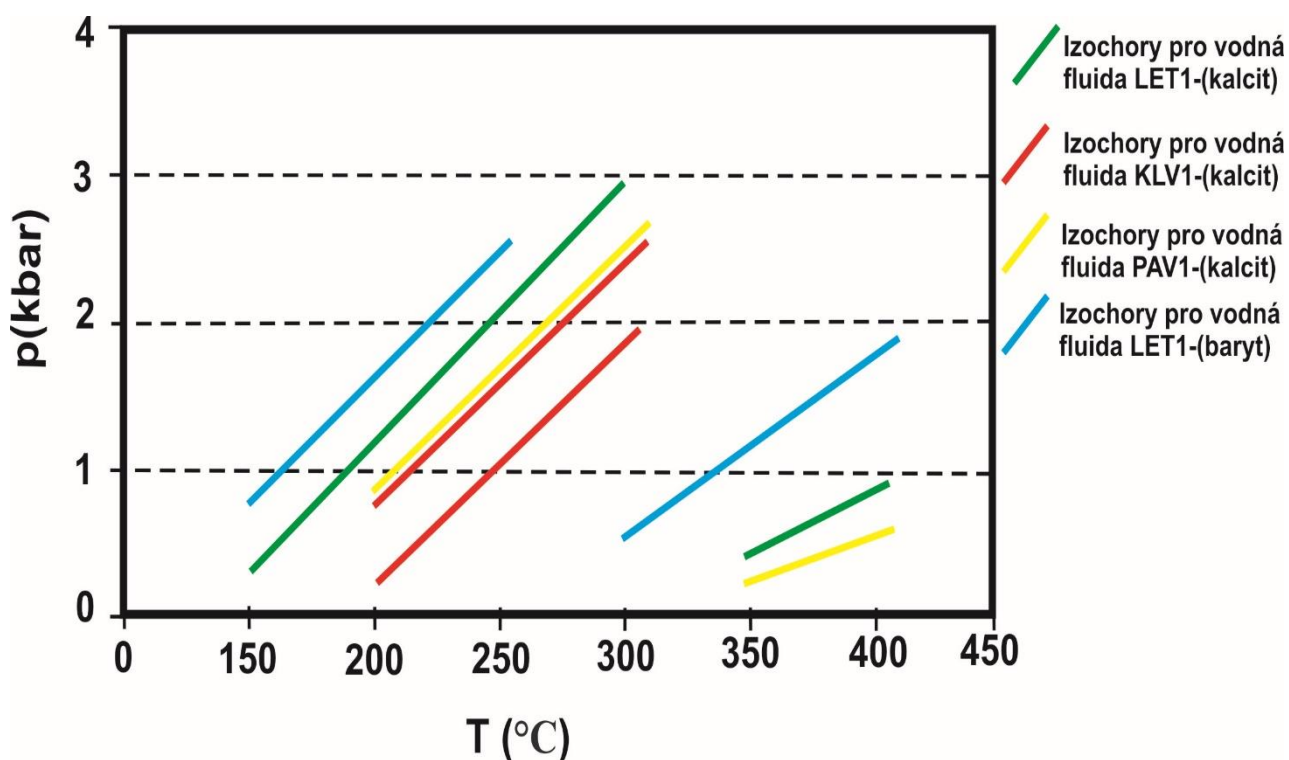


Obr. 34 – Graf závislosti teploty homogenizace (T_h) a teploty tání posledního krystalu ledu ($T_{m_{ice}}$) u inkluzí v kalcitu ze vzorku PAV1.

Ve všech vzorcích z této práce se salinity fluid zachycených ve fluidních inkluzích blíží nulovým hodnotám (s výjimkou sekundárních inkluzí v kalcitu z Klevetova a PS-S inkluzí z Bačova, kde jsou zachyceny výšesalinní (až 26 hm. % NaCl ekv.) roztoky) a teplotní charakter fluid je nízko až výše teplotní (viz Obr. 27). Jedná se patrně o důsledek míchání a ředění solanek s povrchovou vodou během dlouhodobého hydrotermálního vývoje. V kalcitu z Klevetova se PS-S inkluze vyznačují vyššími T_h než primární inkluze, což indikuje míchání hluboce cirkulujících vod s nízkosalinními fluidy (Suchý a kol. 2000). U jednofázových inkluzí v dolomitu z Bačova lze uvažovat o vývojovém trendu směrem od vysokosalinních nízkoteplotních fluid uzavřených v PS-S inkluzích k nízkoteplotním a nízkosalinním fluidům uzavřeným v sekundárních inkluzích. Studium fluidních inkluzí poukazuje na polyfázový vývoj mineralizace, což je podpořeno studiem veškerých vzorků v katodové luminiscenci.

10. 6. P-T podmínky vzniku

Primární fluidní inkluze jak v kalcitu, tak v barytu vykazují variabilní fázové poměry ($F=0,95-0,5$) v rámci jednotlivých genetických skupin inkluzí, tudíž by inkluze mohly být zachycené z heterogenního fluida (Zachariáš 2000). Mikrotermometricky zjištěné široké rozptyly T_h tento názor podporují (s výjimkou P inkluzí v kalcitu ve vzorku KLV1). O zachycení fluidních inkluzí z heterogenního fluida (var roztoku atp.) lze uvažovat pouze v případě, že ve vzorku koexistují inkluze s variabilním fázovým složením, které vykazují rozdílné způsoby homogenizace (na kapalinu, na plyn, kritickým způsobem; Shepherd a kol. 1985). V mnou zkoumaných vzorcích byla prokázána pouze homogenizace na kapalinu. Pro heterogenní fluida platí, že naměřené minimální teploty homogenizace inkluzí vodných roztoků odpovídají reálným podmínkám vzniku inkluzí resp. jejich zachycení (Zachariáš 2000). Isochory byly sestrojeny pro primární fluidní inkluze, které představují inkluze zachycené při vzniku daného minerálu.



Obr. 35 – Teplotní a tlakové podmínky vzniku minerálů ze zájmových lokalit. Isochory byly vypočteny pomocí programu FLINCOR dle rovnice Zhanga a Frantze (1987).

Na *Obr. 35* jsou sestrojeny izochory pro vodná fluida v hydrotermálních kalcitech a barytu (vzor. LET1, KLV1, PAV1). S výjimkou vzorku KLV1 jsou rozptýly izochor poměrně široké, z čehož lze usuzovat na polyfázový vývoj fluidního systému zachycený ve vzorcích kalcitu a barytu (zachycení fluid za různých P-T podmínek). Pakliže jsou fluidní inkluze ve vzorcích ze zájmových lokalit zachycené z heterogenního fluida, jejich teplotní a tlakové podmínky vzniku jsou následující: Kalcit z Letovic krystaloval v rozpětí teplot přibližně od 150 do 350 °C a za tlaků 0,36 až 0,46 kb. V tatáž vzorku krystaluje i baryt, a to v teplotním rozmezí od 150 do 300 °C a v rozpětí tlaků od 0,6 do 0,78 kb. Kalcit ze vzorku KLV1 krystaloval při teplotě 200 °C v rozpětí tlaků od 0,27 do 0,79 kb. V tomtéž vzorku následně krystalizuje nízkoteplotní baryt. Kalcit z lokality Přední Arnoštov krystaloval za teplot 200 až 350 °C a za tlaků 0,2 až 0,8 kb. Absence plynné bubliny ve fluidních inkluzích v barytu z Klevetova a dolomitu z Bačova indikuje nízkou teplotu zachycení fluid, přibližně kolem 50 °C (Huraiová a kol. 2002).

10. 7. Srovnání výsledků

Kalcitová mineralizace ve vulkanitech boskovické brázdy

V rámci boskovické brázdy byly fluidní inkluze v kalcitech vulkanických hornin studovány pouze Kratinovou (2007). Studované vzorky pocházejí z Budkovic v jižní části boskovické brázdy. Mnou zkoumaný vzorek vulkanické horniny s kalcitovými mandlemi (PAV1) nelze připodobnit ke kalcitům z Budkovic. Fluidní inkluze ve vzorku PAV1 vykazují nižší salinity a většinou i vyšší homogenizační teploty, než inkluze v kalcitu z Budkovic. Budkovické kalcity jsou chemicky jednotvárné (*viz Obr. 29*) a v katodové luminiscenci byla rozeznána pouze jedna generace, kdežto kalcity ze vzorku PAV1 jeví několik odstínů luminiscence. U kalcitů studovaných v této práci je prokázána přítomnost lehkých ropných uhlovodíků, v případě budkovických kalcitů nikoliv. Jediným společným znakem je přítomnost fluid s Na, Mg a Fe chloridy. Dalším rozdílem je, že vulkanit z Budkovic tvoří žilná tělesa protínající rokytenské slepence, kdežto vulkanit z Předního Arnoštova je podle Krmíčka a kol. (2010) pouze valounovým materiálem tamějšího písčitého slepence.

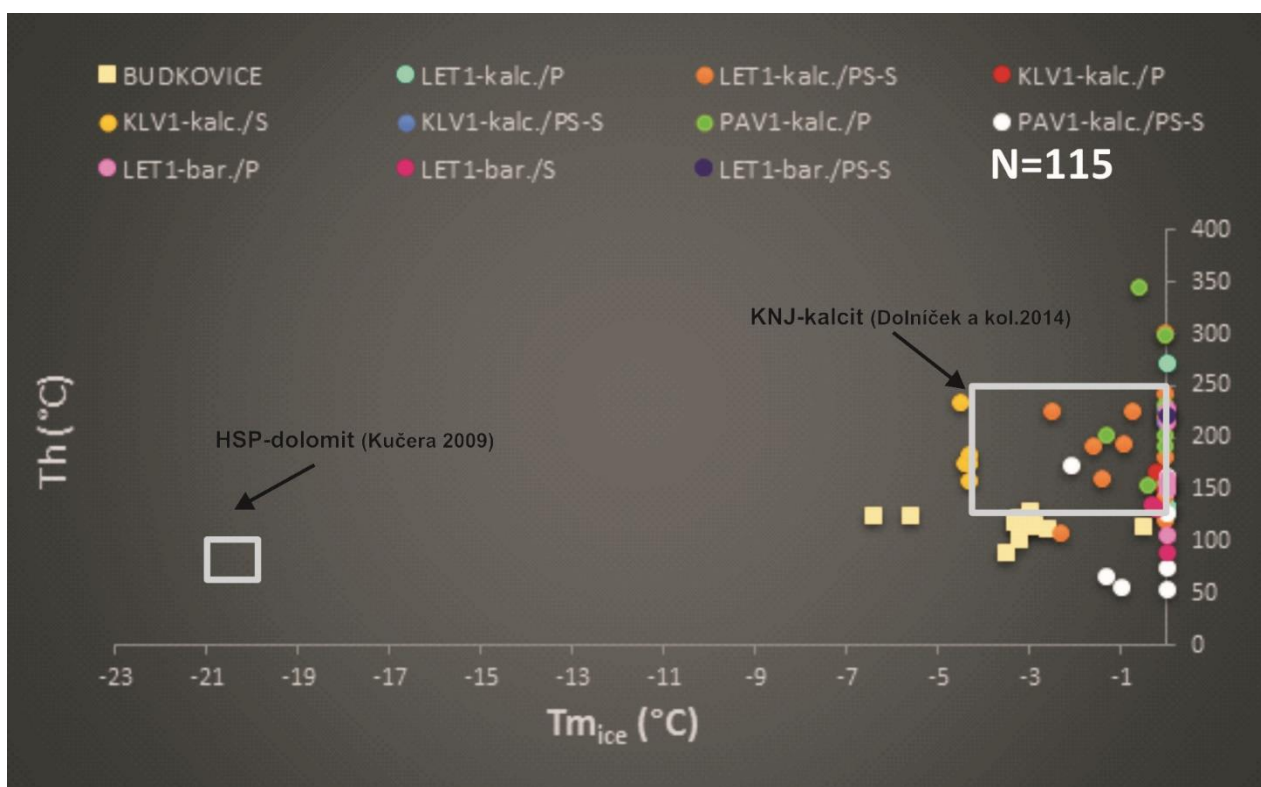
Kalcitová mineralizace v sedimentech boskovické brázdy

V mnoha ohledech jsou mnou studované kalcity srovnatelné s kalcitovou mineralizací z práce Průchové (2014). Ve všech případech homogenizační teploty naznačují epitermální a částečně až katatermální charakter mineralizace, salinity jsou rovněž ve všech případech (s výjimkou S inkluzí

ze vzorku KLV1 a PS-S inkluzí ze vzorku BAC1) nízké a obsahují především Na, Mg a Fe chloridy. Kalcity z práce Průchové (2014) vznikaly během několikrát se měnících podmínek, stejně jako kalcity z této práce. Průchová (2014) uvádí přítomnost ropných uhlovodíků, jejichž přítomnost byla prokázána i ve vzorcích z této práce.

Hydrotermální mineralizace svrchního karbonu hornoslezské pánve

Kučera (2009) zkoumal hydrotermální mineralizaci protínající svrchnokarbonské sedimenty v české části hornoslezské pánve. Mikrotermometricky měřil autor fluidní inkluze v dolomitech a kalcitech (Obr. 36). Homogenizační teploty u dolomitů se pohybují v rozmezí 67–112 °C. Autor identifikoval u dolomitů i kalcitů dva typy fluid. Ve starších fluidních inkluzích je uzavírán systém H₂O-NaCl-CaCl₂, v mladších pak systémy H₂O-NaCl-(KCl) nebo jen čistá H₂O. Výluhy fluidních inkluzí v dolomitech ukázaly vysoký obsah Na ve fluidech. Poměry Cl/Br 210-269 ve fluidech uzavřených v dolomitech ukazují na původ těchto fluid v evaporované mořské vodě. U kalcitů uvažuje autor o původu fluid v níže evaporované mořské vodě s příměsí nízkosalinních fluid, pravděpodobně meteorických vod.



Obr. 36 – Graf závislosti teploty homogenizace (T_h) a teploty tání posledního krystalu ledu ($T_{m_{ice}}$) u inkluzí v kalcitu a dolomitu. Srovnávací data z Budkovic v boskovické brázdě byla převzata od Kratinové (2007), data z hornoslezské pánve byla převzata od Kučery (2009) a data z Hrabůvky v kulmu Nízkého Jeseníku z Dolníčka a kol. (2014).

Heijlen a kol. (2003) se zabývali hydrotermálními žilami, které protínají permokarbonské sedimenty polské části hornoslezské pánve. Minerální asociaci na žilách tvoří kalcit, baryt a sulfidické minerály (galenit, pyrit, markazit). Fluida, která formují tuto mineralizaci, jsou nízkoteplotní (45-105 °C) a vysokosalinní (20 až 23 hm. % NaCl ekv.). V inkluzích je uzavírán systém H₂O-NaCl-CaCl₂. Stejně jako Kučera (2009), uvažují i Heijlen a kol. (2003) o původu fluid v evaporované mořské vodě.

Neoidní hydrotermální mineralizace v kulmu Nízkého Jeseníku

Jako velmi podobná se jeví hydrotermální mineralizace protínající spodnobadenské vápence na lokalitě Hrabůvka v kulmu Nízkého Jeseníku. Dolníček a kol. (2014) studovali fluidní inkluze v kalcitech z těchto žil. Autoři našli fluidní inkluze všech genetických typu – P, PS i S. Inkluze jsou převážně jednofázové. Salinity fluid jsou velmi nízké (0 až 6,7 hm. % NaCl ekv.) u všech typů inkluzí. Teploty tání posledního krystalu ledu jsou v intervalu od -4,2 do 0,0 °C. Homogenizační teploty fluidních inkluzí se pohybují v rozmezí od 123 do 250 °C (viz Obr. 36). Ve fluidech je nejčastěji uzavírán fluidní systém H₂O-NaCl s příměsí Mg a Fe chloridů či pouze čistá voda. Nalezeny byly také ropné inkluze. Plynné komponenty v inkluzích (např. metan či CO₂) nebyly identifikovány pomocí Ramanovo spektroskopie.

11. Závěr

V rámci této diplomové práce byla zkoumána hydrotermální mineralizace v permských sedimentech boskovické brázdy. Studium hydrotermálních minerálů ze zájmových lokalit bylo zjištěno množství nových mineralogických údajů. Hydrotermální žíly jsou tvořeny hlavně kalcitem, dále barytem a dolomitem. V této práci jsou také popsány hydrotermální TiO_2 minerální fáze (anatas?), hematit a hollandit. Na lokalitě Bačov byly prokázány 2 generace kalcitu.

Strmý sklon hydrotermálních žil v Letovicích a Klevetově ukazuje na extenzní tektonický režim oblasti, během něhož probíhaly minerotvorné procesy. Mineralizace z Klevetova ukazuje vazbu na okrajový zlom boskovické brázdy SSV-JJZ směru.

Studium karbonátů v katodové lumiscenci poukázalo na střídání podmínek v průběhu krystalizace minerálů. Kalcit z Letovic a dolomit z Bačova vykazují koncentrickou zonálnost, která je způsobená změnami chemismu fluid jednotlivých přínosových period, dokládajících polyfázový vývoj mineralizace. Kalcit z Letovic a Bačova vykazují sepětí s některými diagenetickými procesy v matečné hornině.

Veškeré vzorky karbonátů a barytů byly studovány v UV světle. Modrá fluorescence poukazuje na přítomnost lehkých ropných uhlovodíků indikující vysokou termální vyžralost matečných hornin. Tyto uhlovodíky odpovídají svojí zralostí podmínkám ropného okna. Rozsáhlá migrace uhlovodíků v S-J orientovaných zónách je spojená s mobilizací značných objemů salinních roztoků, která pravděpodobně souvisela se závěrem alpínské orogeneze.

Z hlediska geneze byla mineralizace studována pomocí mikrotermometrie fluidních inkluzí. Poměrně široká variabilita v teplotách homogenizace i eutektika a nižší salinity indikují, že se jedná o důsledek míchání a ředění solanek s povrchovou vodou během dlouhodobého hydrotermálního vývoje. Ve fluidních inkluzích minerálů hydrotermálních žil na zájmových lokalitách jsou uzavírána pouze fluida typu H_2O -soli. Dominantními kationty ve fluidech jsou Na, Mg a Fe, méně Ca. Z aniontů dominují chloridy. Starší fluida uzavíraná v primárních inkluzích jsou níže až výše teplotní (106-343 °C) a nízkosalinní (0-3,9 hm. % NaCl ekv.). Mladší fluida PS-S a S inkluzí jsou rovněž níže až výše teplotní a nízkosalinní. Pouze v případě S inkluzí z Klevetova a PS-S inkluzí z Bačova jsou tato mladší fluida nízkoteplotní (absence plynné bubliny indikuje zachycení fluida při nízkých teplotách kolem 50°C) a výšesalinní (20,2-26,3 hm. % NaCl ekv) a vždy obsahují chloridy Na a Ca. Zdrojem těchto vysokosalinních fluid by mohly být evaporované solanky. Výše zmíněná variabilita homogenizačních teplot fluidních inkluzí a fázové poměry v rámci jednotlivých genetických typů naznačují, že mohlo dojít k zachycení inkluzí z heterogenního fluida.

12. Použitá literatura

Barker C. E., Goldstein R. H. (1990): Fluid inclusion technique for determining maximum temperature and its comparison to the vitrinite reflectance geothermometer. - *Geology*, 18, 1003-1006.

Bodnar R. J. (1993): Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. - *Geochim. Cosmochim. - Acta*, 57, s. 683-684.

Borisenko A. C. (1977): Determination of salt composition of the solutions fluid inclusions in minerals using cryometry. - *Geol. Geoph.*, 8, s. 16-27.

Bowles J. F. W., Vaughan D. J., Howie R. A., Zussman J. (2011): *Rock-Forming Minerals Vol. 5A: Non-Silicates: Oxides, Hydroxides and Sulphides.* – Geological Society of London.

Brady J. B. 1975: Chemical components and diffusion. *Am. J. Sci.*, 275, 1073-1088.

Burkart E. (1953): *Moravské nerosty a jejich literatura. Mährens Minerale und ihre Literatur.* - Naklad. ČSAV. 1001 s. Praha.

Černý P. (1961): Kryptomelan a pyrolusit od Předního Arnoštova na Moravě. - *Čas. Mor. Muz., Vědy přír.*, 46, 33-38. Brno.

Čurda J., Majer V. Manová, M. Mísař, Z. Rudolský, J. Rýda, K. Šalanský K. (2000): Vysvětlivky k souboru geologických a ekologických účelových map přírodních zdrojů v měřítku 1:50 000, list 24-12 Letovice. Soubor geologických a ekologických účelových map. 99 s. Český geologický ústav. Praha.

Čurda J., Kašpárek M., Lysenko V., Müller V., Novák Z., Píše J., Sirotek Z., Stejskal V., Šamalíková M., Tomášek M. (1994): Vysvětlivky k souboru geologických a ekologických účelových map přírodních zdrojů v měřítku 1:50 000, list 24-32 Brno. Soubor geologických a ekologických účelových map. 71 s. Český geologický ústav. Praha

Dolníček Z. (2004): Mineralogie a podmínky vzniku fluoritových a barytových mineralizací brunovistulika. MS, disertační práce, PřF MU Brno, 100 s. Brno.

Dolníček Z., Lehotský T., Slobodník M., Hejtmánková E., Grígelová A., Zapletal J. (2014): Minerogenetic and diagenetic processes related to Tertiary hydrocarbon seepage at the Bohemian Massif/Outer Western Carpathians interface: evidence from the Hrabůvka quarry, Moravia, Czech republic. *Mar. Petrol. Geol.*, 52, s. 77-92.

Dvořák V. (1999): Magmatické horniny boskovické brázdy. - MS, Ročníková práce, Katedra geologie a paleontologie PřF MU. Brno.

Gartner O. (1924): Afanitická žíla z permu boskovické brázdy. – *Příroda* XVII, 10, 409- 411. Brno

George S. C., Ruble T. E., Dutkiewicz A., Eadington P. J. (2001): Assessing the maturity of oil in fluid inclusion using molecular geochemistry data and visually-determined fluorescence colours. – *Appl. Geoch.*, 16, 451-473.

Heijlen W., Muchez Ph., Banks D. A., Schneider J., Kucha H., Keppens E. (2003): Carbonate-Hosted Zn–Pb deposits in Upper Silesia, Poland: Origin and evolution of mineralizing fluids and constraints on genetic models. – *Econ. Geol.*, 98, 911-932.

Homola V., Klír S. (1975): Hydrogeologie ČSSR III. – Hydrogeologie ložisek nerostných surovin. – Academia, Praha

Huraiová M., Hurai V., Slobodník M. (2002): Základy štúdia fluidných inklúzií v mineráloch. – PřF MU. Brno.

Jaroš J., Malý L. (2001): Boskovická brázda. In Holub V., Pešek J.: Geologie a ložiska svrchnopaleozoických limnických pánví v České republice. - ČGÚ, Praha.

Jelínek F. (2001): Provenience pískovců boskovické brázdy v její jižní části. – MS, Diplomová práce, Katedra geologie a paleontologie, PřF MU. Brno

Jelínek J., Leichman J., Nehyba S. (2003a): Bazální sedimentace boskovické brázdybalinské vs. Rokytenské slepence. In: Moravskoslezské paleozoikum 2003. Olomouc: UP Olomouc, 2003. od. S 11-12, 2 s

Jelínek J., Leichman J., Nehyba S. (2003b): Conglomerates of the boskovice furrow – an indicator of the tectonic evolution of the eastern margin of the Bohemian Massif. Journal of the Czech Geological Society. 48/1-2.(2003), 74-75. Praha.

Jelínek J., Leichman J., Nehyba S. (2003c): Evolution of the permo-carboniferous Boskovice Furrow (Czech. Rep.). – Polskie towarzystwo mineralogiczne – prace specjalne mineralogical society of Poland – Special papers. Zeszyt 23, 2003; Volume 23, 2003.

Kratinová L. (2007): Alterace hornin boskovické brázdy - produkt fosilního hydrotermálního systému? - MS, diplomová práce, PřF MU. Brno.

Krmíček L., Přichystal A., Šešulka V. (2010): Geofyzikální sledování a petrologická charakteristika permského „melafyru“ na jižním okraji orlické pánve u Předního Arnoštova. – Zprávy o geologických výzkumech v roce 2009, 229-233. Praha.

Kučera J. (2009): Povariské paleofluidní systémy v karbonských sedimentech Moravskoslezského paleozoika. MS, disertační práce, PřF MU. Brno.

Kruťa T. (1966): Moravské nerosty a jejich literatura 1940–1965. – Moravské museum. Brno.

Machel H. G. (2000): Application of cathodoluminescence to carbonate diagenesis. – In: Pagel M., Barbin V., Blanc P., Ohnenstetter D. (eds.) Cathodoluminescence in Geosciences, 271-302. Springer Verlag. Berlin.

Malý L., Gross J., Plchová J. (2004): K historii těžby uhlí v rosicko-oslavanské pánvi (I., III. část). – Uhlí, rudy, geologický průzkum. 5, 30-35 ; 7, 11-19. Praha

Malý L. (1993): Formování sedimentační pánve permokarbonu boskovické brázdy a vývoj svrchnostefanské sedimentace v rosicko - oslavanské pánvi – Geologie Moravy a Slezska. Ed.: A. Přichystal, V. Obstová, M. Suk, 87 - 99. Brno

Malý L. (1968): Keratofyrové ťíly v permokarbonu boskovické brázdy. – Zpr. geol. Výzk. v r. 1966, 169-170. Praha.

Marshall D. J. (1988): Cathodoluminescence of geological materials. – Unwin Hyman. Boston.

Melichar R. (1995): Tektonický význam boskovické brázdy. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1994, 64 - 66. Brno

Mísař Z., Dudek A, Havlena K., Weiss J. (1983): Geologie ČSSR I - Český masiv. Stát. pedagog. nakl. Praha.

Mísař Z., Nekovařík Č., Zelenka P., Opletal M., Cicha I., Cihelka M., Rudolský J. (1997): Geologická mapa ČR 1:50 000, list 24-12 Letovice. – Ústřední ústav geologický, Praha

Mrázek I., Rejl L. (1979): Jaspisy a acháty z širšího okolí Moravské Třebové. - Geol. Průzk., 7, 218-220. Praha.

Müller V., Čurda J., Manová M., Otava J., Pačesová E., Rejchrt M., Rýda K., Šalanský K. (2000): Vysvětlivky k souboru geologických a ekologických účelových map přírodních zdrojů v měřítku 1 : 50 000, list 24-21 Jevíčko. Soubor geologických a ekologických účelových map. 62 s. - ČGÚ. Praha.

Nehyba S., Dostál O. (2007): Permian of the Boskovice Trough. In: J., Wojewoda, [ed.] – Review of Permiansedimentary successions of Boskovice Trough, Nachod Basin and Trutnov Basin. Sedimentologica, 1 (1): 61-68.

Nehyba S. (2001): Excursion guide to 9th coal geology conference. — MS. Praha.

Nekovařík Č., Jaroš J., Mitrenga P., Rejl L., Smolíková L., Zelenka P., Zeman A. (1991): Geologická mapa ČR, měřítko 1:50 000, list 24-14 Boskovice. – Ústřední ústav geologický, Praha

Neuser R. D., Bruhn F., Gotze J., Habermann D., Richter D. K. (1996): Kathodenlumineszenz: Methodik und Anwendung. - Zentralblatt Geologie und Paläontologie Teil I, 286-306.

Pagel M., Barbin V., Blanc P., Ohnenstetter D. (2000): Cathodoluminescence in Geosciences. Springer, Berlin - Heidelberg - New York.

Petránek J., Pouba Z. (1953): Zpráva o výzkumu slepenců v jižní části boskovické brázdy. - Věst. Ústř. úst. Geol., 28, 161 -164. Praha.

Pešek J., Holub V., Jaroš J., Malý L., Martínek K. (2001): Geologie a ložiska svrchnopalozoických limnických pánví České republiky. - ČGÚ. Praha.

Přichystal A. (1994): Nové výskyty magmatických hornin v permu boskovické brázdy. – Geol. Průzk. Mor. Slez. v r. 1993, 60-62. Brno.

Průchová K. (2014): Hydrotermální mineralizace v permských sedimentech v okolí Moravské Třebové. - MS, bakalářská práce. Přírodovědecká fakulta Univerzity Palackého v Olomouci, Olomouc.

Robb L. (2005): Introduction to ore-forming processes. Blackwell Publ., 373 str.

Shepherd T. J., Rankin A. H., Alderton D. H. M. (1985): A practical guide to fluid inclusion studies. – Blackie, Glasgow and London.

Stasiuk L. D., Snowdon L. R. (1997): Fluorescence microspectrometry of synthetic and natural hydrocarbon fluid inclusions: crude oil chemistry, density and application to petroleum migration. - Appl. Geochem., 12, 229-41.

Suchý V., Stejskal M., Zeman A., Sýkorová I., Krouže J., Šebor G., Janků J. (2007a): Nové poznatky o výskytu a možném původu přírodních uhlovodíků v Českém masivu. – geologická služba, Praha, str. 133-134

Suchý V., Heijlen, W. Sýkorová, I. Muchez Ph., Dobeš P., Hladíkova J., Jačková I., Šafanda J., Zeman A. (2000): Geochemical study of calcite veins in the Silurian and devonian of the Barrandian basin (Czech Republic: evidence for widespread postVariscan fluid flow in the central part of the Bohemian Massif. – Sediment. Geol., 131, 201-219.

Štamberk S., Zajíc S., Martínek K., Prouza V. (2008): Excursion guide - Krkonoše Piemont basin and Boskovice graben - Faunas and paleoenvironments of the Late Paleozoic, 7-11. Hradec Králové.

Trdlička Z., Hoffman V. (1976): Untersuchungen der chemischen Zusammensetzung der Gangkarbonate von Kutná Hora (ČSSR). Freib. Forschungshefte, C321, s. 29-81.

Ulmanová J. (2015): Podmínky vzniku vybraných mineralizací z lomu Bučník u Komni. - MS, bakalářská práce. Přírodovědecká fakulta Univerzity Palackého v Olomouci, Olomouc.

Van den Kerkhof A. M., Sosa G. M. (2012): Fluid inclusions – Petrography and genetic interpretation of fluid inclusions. Application of cathodoluminescence techniques. – Postgraduate course. 27-31. 8. 2012. Universidad de Buenos Aires

Zachariáš J. (2000): Úvod do studia plynokapalných inkluzí. – PřF UK. Praha

Zapletal K. (1925): Keratofyru blízká žíla z permokarbonu oslavanského. – Sbor. K1. přírod. v Brně za rok 1924, VII, 78-81. Brno.

Zapletal K. (1931): K mineralogii, petrografii, ložiskům a geologii západní Moravy. – Sbor. K1. přírod. v Brně za rok 1930, XIII, 82-90. Brno

Zeman A., Suchý V., Stejskal M., Janků J., Čermák J., Turek K.: J. Geochem. Explor. 69–70, 499 (2000).

Zimák J. (1984): Výskyt anatasu na polymetalických rudních žilách v Mariánském Údolí u Olomouce. Zpr. Kraj. Vlast. Muz. Olom., 227, s. 16-18. Olomouc.

Zhang Y. G., Frantz J. D. (1987): Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the systém NaCl-KCl-CaCl₂-H₂O using synthetic fluid inclusions. – Chem. Geol., 64: 335 – 350.

Žák K., Čadek J., Dobeš P., Šmejkal V., Reichmann F., Vokurka K., Sandstat J. S. (1990): Vein barite mineralization of the Bohemian Massif: Sulfur, oxygen and strontium isotopes and fluid inclusion characteristics and their genetic implications. – Proceedings of the symposium on barite deposits: 35 – 49. Praha.

Internetové zdroje:

cit.1:

http://www.geology.cz/app/ciselniky/lokalizace/show_map.php?mapa=g500&y=597542&x=1122589&s=1 (citováno k 15. 2. 2016)