

Univerzita Palackého v Olomouci

Přírodovědecká fakulta

Katedra geologie



**Hydrotermální mineralizace v permských sedimentech v okolí
Moravské Třebové**

Bakalářská práce

Kateřina Průchová

Environmentální geologie (B1201)

prezenční studium

vedoucí práce: RNDr. Zdeněk Dolníček Ph.D.

Olomouc 2014

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

V Olomouci dne

.....

Podpis

Ráda bych na tomto místě poděkovala vedoucímu této práce RNDr. Zdeňku Dolníčkovi Ph.D., a to za veškeré cenné rady, odborné vedení, pomoc v laboratorní a terénní etapě výzkumu a především pak za maximálně vstřícný a trpělivý přístup. Poděkování patří i Bc. Michaele Kotlánové, rodině a blízkým přátelům za veškerou podporu.

Bibliografická identifikace

Jméno a příjmení autora: Kateřina Průchová

Název práce: Hydrotermální mineralizace v permských sedimentech v okolí Moravské Třebové

Typ práce: bakalářská práce

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

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

Rok obhajoby: 2014

Abstrakt:

Bakalářská práce je zaměřena na studium kalcitové a manganové mineralizace v permských sedimentech v okolí Moravské Třebové. Jsou zde pomocí polarizační, katodoluminiscenční a fluorescenční mikroskopie popsány hydrotermální žíly a rozpoznány až čtyři generace kalcitu. Dále jsou zde popsány kalcity s hydratovanými Mn oxidy. Ve všech kalcitech byla potvrzena přítomnost lehkých ropných uhlovodíků. V pískovcích byla provedena chemická analýza Mn-bohatého tmelu, která potvrdila přítomnost kryptomelanu a hollanditu. V kalcitech byly identifikovány fluidní inkluze primární, pseudosekundární a sekundární. Teploty homogenizace byly naměřeny v širokém rozmezí 39-292 °C a salinita 0.2-9.6 hm. % NaCl ekv., která je v pseudosekundárních inkluzích ve vzorku kalcitu s hydratovanými Mn oxidy vyšší než průměrná salinita mořské vody. Fluidní inkluze uzavírají vodné roztoky s obsahem Na, Mg a Fe chloridů. Jde o epitermální a částečně až mezotermální hydrotermální mineralizaci.

Klíčová slova:

hydrotermální mineralizace, limnický permokarbon, Přední Arnoštov, kryptomelan, hollandit, fluidní inkluze

Počet stran: 59

Počet příloh: 0

Jazyk: Český jazyk

Bibliographical identification

Author's first name and surname: Kateřina Průchová

Title: Hydrothermal mineralization in Permian sedimentary rocks in the vicinity of Moravská Třebová

Type of thesis: bachelor's thesis

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

Supervisor: RNDr. Zdeněk Dolníček, Ph.D

The year of presentation: 2014

Abstract:

Thesis is focused on study of calcite and manganese mineralizations in Permian sedimentary rocks in the vicinity of Moravská Třebová. With using polarization, cathodoluminescence and fluorescence microscopy hydrothermal veins are described and there are identified up to four calcite generations. In addition there are described calcites with hydrated oxides of Mn. In calcites the presence of light hydrocarbons was confirmed. Sandstone was put on chemical analysis of cement rich in Mn, which confirmed the presence of cryptomelane and hollandite. Fluid inclusions in calcite belong to the primary, pseudosecondary and secondary type. Homogenization temperatures were measured in a wide range of 39-292 °C and salinity from 0.2 to 9.6 wt. % NaCl equiv. Pseudosecondary fluid inclusions in calcite rich in hydrated Mn oxides had higher salinity than sea water. So, when both minerals were growing, aqueous solutions containing Na, Mg and Fe chlorides were enclosed in fluid inclusions. It is an epithermal to mesothermal hydrothermal mineralization.

Key words:

hydrothermal mineralizations, limnic Permo-Carboniferous, Přední Arnoštov, cryptomelane, hollandite, fluid inclusions

Number of pages: 59

Number of appendices: 0

Language: Czech

Obsah

1. Úvod.....	6
2. Geologická charakteristika.....	7
2.1. Boskovická brázda	7
2.1.1. Regionálně-geologická charakteristika	7
2.1.2. Formování sedimentačního prostoru boskovické brázdy	9
2.1.3. Charakteristika sedimentární výplně boskovické brázdy	9
2.1.4. Litostratigrafické jednotky	11
2.2. Orlická pánev	13
2.2.1. Litologická charakteristika	14
2.2.2. Stratigrafie	14
3. Geologie zájmové oblasti.....	16
4. Přehled dosavadních mineralogických výzkumů v zájmové oblasti	19
4.1. Manganové rudy.....	19
4.2. Výskyt achátů u Předního Arnoštova	20
4.3. Hydrotermální mineralizace vulkanitů boskovické brázdy	21
4.4. Výskyt dalších minerálů v zájmových oblastech	21
5. Metodika	22
6. Terénní etapa.....	23
7. Laboratorní etapa	28
7. 1. Pískovce s manganovým tmelem z Předního Arnoštova	28
Makroskopický a mikroskopický popis	28
Chemické složení minerálů	30
7.2. Kalcity z Předního Arnoštova a Malíkova	32
Makroskopický a mikroskopický popis	32
Fluorescenční mikroskopie.....	38
Katodová luminiscence	40
Fluidní inkluze.....	45
8. Diskuse.....	48
9. Závěr	55
10. Použitá literatura	56

1. Úvod

Zájmová oblast se nachází na katastrech obcí Přední Arnoštov a Malíkov, nedaleko města Moravská Třebová v okrese Svitavy. Geologicky se nachází na hranici boskovické brázdy a orlické pánve. V permu se na daných lokalitách vyskytují četné hydrotermální mineralizace obsahující kalcit, kryptomelan a pyroluzit. O hydrotermální mineralizaci z těchto lokalit neexistují prakticky žádné moderní údaje, protože byly dlouhá léta opomíjeny ze strany odborníků. Cílem mé bakalářské práce je podrobněji charakterizovat hydrotermální mineralizace na již zmíněných lokalitách pomocí metod odrazové mikroskopie, polarizační mikroskopie, katodoluminiscence, fluorescenční mikroskopie, mikrotermometrie fluidních inkluzí a elektronové mikroanalýzy. Rešeršní část obsahuje geologii širšího území a dosavadní poznatky o hydrotermální mineralizaci a mineralogických výzkumech v zájmové oblasti. Následuje vlastní výzkum, jenž zahrnuje terénní a laboratorní část. Vzorky byly zpracovány v laboratorní etapě, kde probíhala příprava leštěných výbrusů, oboustranně leštěných destiček a nábrusů z vybraných vzorků. Poté následoval mikroskopický popis a mikrotermometrie fluidních inkluzí. Přínosem této práce by mělo být rozšíření vědomostí o hydrotermální mineralizaci na již zmíněných lokalitách.

2. Geologická charakteristika

2.1. Boskovická brázda

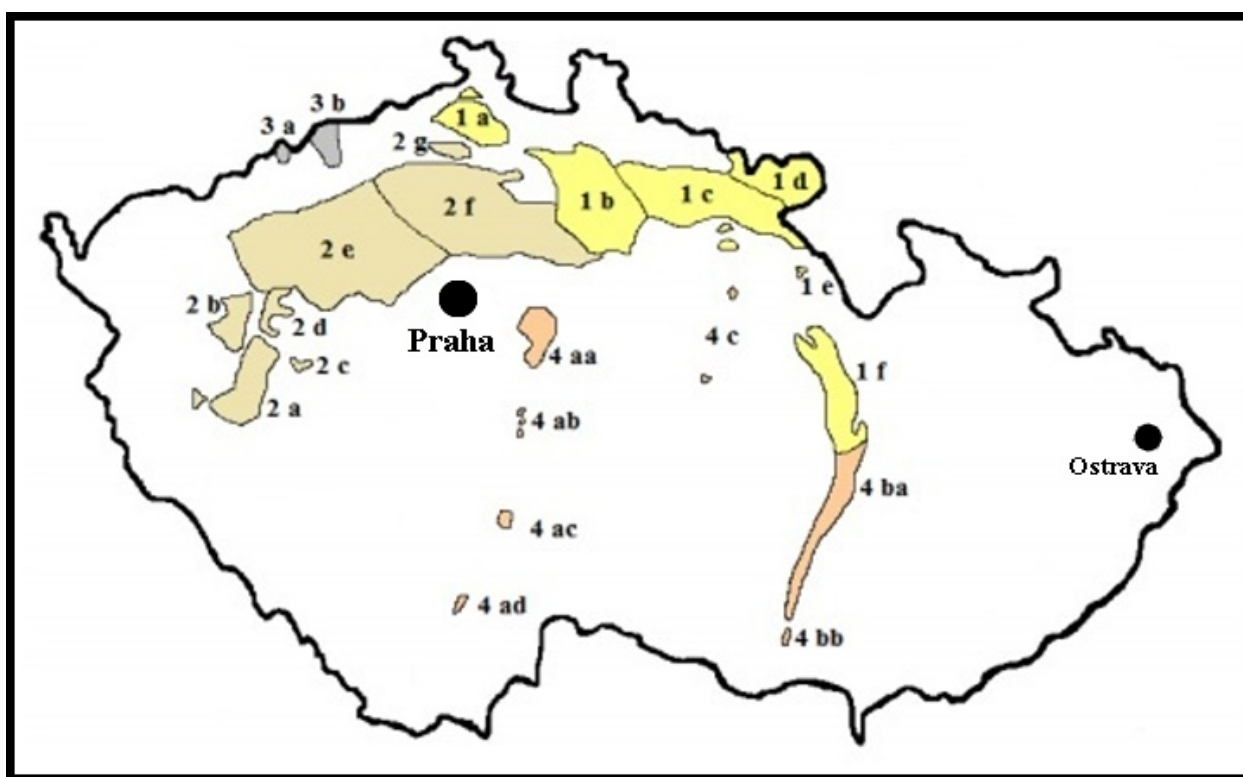
Boskovická brázda je struktura přibližně 100 km dlouhá, 3-10 km široká, o rozloze 500 km². Nachází se v jižní části moravskoslezské oblasti, kde zakrývá styk lugodanubika a moravosilezika, především pak moravosilezika a brunovistulika (Pešek a kol. 2001). Brázda má směr SSV-JJZ a táhne se od Moravského Krumlova k Městečku Trnávka, kde je oddělena tzv. malonínskou elevací od orlické pánve (Havlena 1964). Tišnovsko-kuřimský příčný práh ji rozděluje na dvě příčné deprese. Jižní rosicko-oslavanská deprese je vyplněna autunsko-stefanskými sedimenty. Severní letovická deprese byla založena až v autunu. V JV části brázdy leží izolované výskyty arkózových pískovců a slepenců u Miroslavi. Svrchnopaleozoická výplň boskovické brázdy je místy zakryta svrchnokřídovými sedimenty české křídové pánve, dále terciárními sedimenty karpatské předhlubně a kvartérními uloženinami (Pešek a kol. 2001).

2.1.1. Regionálně-geologická charakteristika

Boskovická brázda patří mezi pánve tzv. limnického permokarbonu (obr. č. 1). Tyto brázdy jsou vyplněny relikty permokarbonských uloženin, které představují kontinentální hercynskou molasu. V Českém masivu se nachází 4 limnické brázdy. Jedná se o brázdu jihlavskou, blanickou, boskovickou a na ni navazující orlickou pánev. Tyto brázdy lze popsat jako úzké a dlouhé, jednostranné až oboustranné příkopové struktury, se souvislou či nesouvislou limnickou výplní. Svým založením odpovídají jednostranným tektonickým příkopům se synklinálním uložením vrstev. Při východním okraji příkopu je vždy omezující zlom založený presedimentárně, který byl aktivní v období synsedimentárním až postsedimentárním. Omezení při západním okraji může být zlomové či transgresní.

Výplň brázdy je tvořena fluvioakustrinními a proluviálními sedimenty převážně červené barvy. Zdrojová oblast sedimentů tvořících výplň brázdy je vždy v jejich bezprostřední blízkosti. Vrstvy sedimentárních hornin uložených v brázdách mají monoklinální úklon či úklon směřující k ose z obou stran. Pro brázdy jsou charakteristické nejen východní okrajové zlomy, ale i zlomy příčné, vytvářející systémy zlomů a hrástí. Při okraji boskovické brázdy se nachází subhorizontální přesmyky a pouze v boskovické brázdě jsou prokázány i vrásové struktury (Havlena 1964). Zajímavostí je, že v limnických brázdách Českého masivu téměř zcela absentují vulkanity.

Jedinou výjimkou je právě boskovická brázda. Odtud jsou známy jak ložní žíly, tak i pravé žíly magmatických hornin. V jihlavské brázdě je prokázán jen ojedinělý výskyt hnědožlutého syenitového porfyru, který zde proráží kru polymiktních slepenců karbonského stáří, zaklíněných do vysoce metamorfovaných pararul moldanubika. Syenitový porfyr se zde nachází i v podobě valounů tvořících slepenec (Vomelová 1998). Všechny limnické brázdy v Českém masivu jsou orientovány ve směru SSV-JJZ, což je rýnský směr. Jihlavská a blanická brázda byly od svrchního permu silně denudovány. Boskovická brázda překrývá příčný kontakt brunovistulika s ostatními jednotkami Českého masivu (Dvořák 1999). Je velmi pravděpodobné, že boskovická brázda má největší mocnost sedimentů ze všech brázd na území České republiky. Probíhá SSV-JJZ směrem od obce Městečko Trnávka na severu až po Moravský Krumlov na jihu (Mísař a kol. 1983).



Obr. č. 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 – výskyty permu v Orlických horách, f – orlická; 2 – západočeské a středočeské svrchní paleozoikum, pánev: a – plzeňská, b – manětínská, c – radnická, d – žihelská, e – kladensko – rakovnická, f – mšensko – roudnická; g – výskyt Kravař, 3 – krušnohorské svrchní paleozoikum, a – výskyt u Brandova, b – výskyty mezi Moldavou a Teplicemi v Čechách; 4 – svrchní paleozoikum brázd, a – blanická brázda, aa – Českobrodsko, ab – Vlašimsko, ac – Tábořsko, ad – Českobudějovicko, ba – boskovická, bb – výskyt u Miroslavi, c – jihlavská, jižní část výskyty v Železných horách, severní část výskyty u Hradce Králové.

2.1.2. Formování sedimentačního prostoru boskovické brázdy

Dle Jaroše (1963) byl sedimentační prostor brázdy založen na starém zlomovém pásmu v krystalinickém podkladu SSV-JJZ směru jako nesymetrická příkopová propadlina, která je ohraničena hlavním poklesem na východě.

Zapletal (1947) definoval západní okraj boskovické brázdy jako flexuru přecházející ve zlom. Východní okraj pak označil jako smyk měnící se v násun. Havlena (1971) popsal tuto brázdu jako pánev mladší skupiny vzniku na rozhraní stefan/autun.

Dvořák (1962) ve své práci hovoří o existenci levostranného horizontálního posunu na linii hlavního zlomu boskovické brázdy, který odděluje původně souvislý brněnský a dyjský masiv.

V průběhu stefanu a autunu došlo vlivem vertikálních pohybů podél linie hlavního okrajového zlomu boskovické brázdy ke vzniku úzkých protáhlých depresí. Ve starším variském období došlo k poklesu brněnské kry a tlak vyvíjela kra západní. Naopak v mladším variském období relativně klesala kra západní a východní kra zapříčinila stlačení sedimentačního prostoru boskovické brázdy (Jaroš, Mísař 1967).

V rosicko-oslavanské oblasti byla osa sedimentační pánve během sedimentace ve stefanu podmíněna linií hlavního okrajového zlomu z východní strany a k ní přiléhajícím kontaktem moldanubika a moravika. S vývojem mladší sedimentace se dále stáčí západním směrem. Při opakovaném postupném zahlubování deprese dochází ke zpětnému navracení osy sedimentační pánve východním směrem, tedy blíže k východnímu okrajovému zlomu.

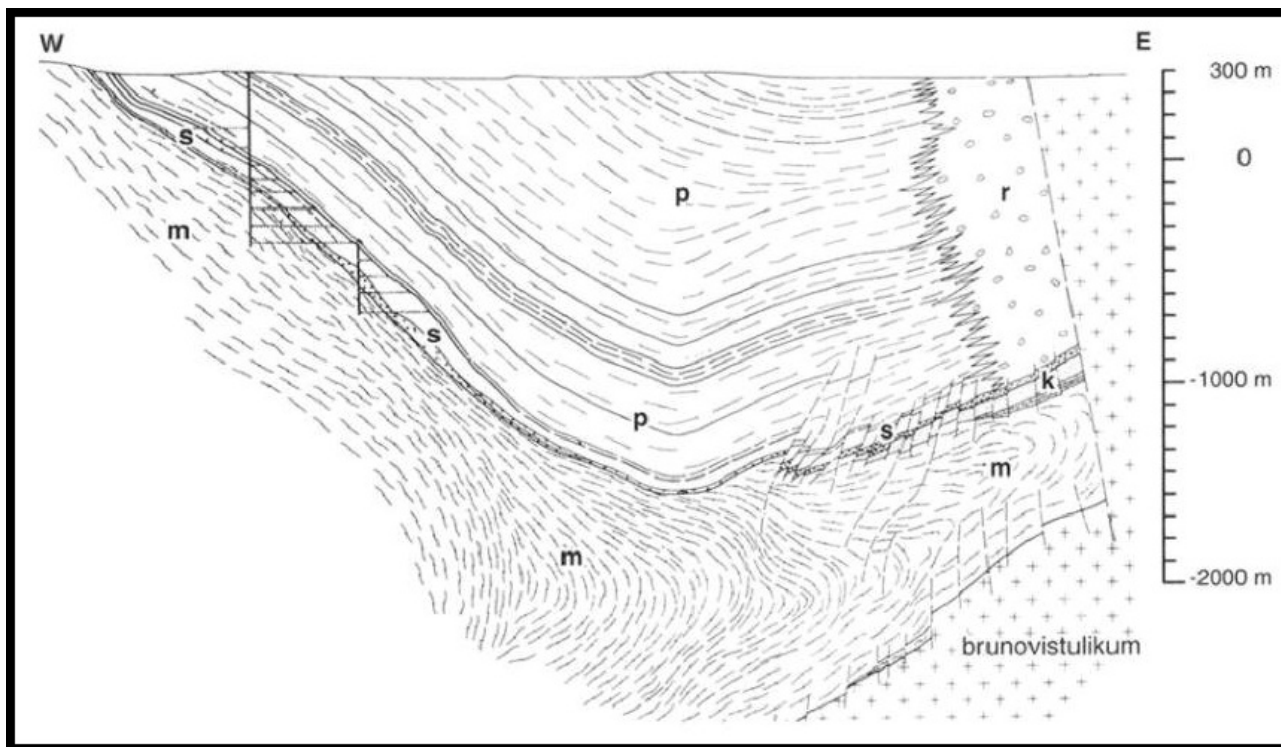
Na vývoji sedimentační osy pánve se podílelo střídavé ožívování starších strukturních linií moravika. Poklesy dna sedimentačního prostoru pánve byly vázány na zdvih odnosové oblasti na východě. Sedimentace se pozvolna přesouvala od J k S ve vztahu k opakujícím se poklesům podél hlavního okrajového zlomu (Malý 1993). Přesouvání sedimentace bylo potvrzeno studiem valounů permokarbonských hornin (Petránek, Pouba 1953).

2.1.3. Charakteristika sedimentární výplně boskovické brázdy

Permokarbon boskovické brázdy reprezentuje nejmladší paleozoikum v západomoravské oblasti (Malý, Uhrová 1980).

Nejlépe zachovalou částí boskovické brázdy je kontinuální deprese 3-10 km široká a 130 km dlouhá, vyplněná typickými červenohnědými sedimenty stefanského a autunského stáří (obr. č. 2). Vyskytují se zde uhlonosné sedimenty s tenkými vrstvami ryolitových tufů a tufitů stefanského stáří. Celková mocnost výplně je odhadována na 2-3 km.

Při západním okraji brázdy je výplň souvislá a litologicky pestrá, kdežto východní část je v celé mocnosti reprezentována tzv. rokytenskými slepenci (Pálenský a kol. 1994). Tyto slepence představují proluviální kužely s valouny hornin devonského a kulmského pláště brněnského masivu. Západní část brázdy vyplňují červené tzv. balinské slepence a brekcie s valouny z podloží krystalinika (obr. č. 2). Studium balinských slepenců z okolí Oslavan se nově zabýval Houzar a kol. (2013), popisuje zde mimo jiné přítomnost chromem bohaté slídy-fuchsitu v klastickém materiálu slepenců. Nad balinskými slepenci leží v jižní části brázdy komplex červených jezerně deltových cyklů společně s třemi slojemi černého uhlí. Pro uhlonosné souvrství je charakteristické nepravidelné střídání cyklů slepence - pískovce - prachovce a pískovce - prachovce (Malý 1993). Nejvýznamnější sloj odpovídá stáří přelomu karbon/perm. Nad uhlonosnými vrstvami se nachází mocné, červené, klastické sedimentární horniny s vložkami šedých aleuropelitů. Tyto červené sedimenty pak v severní části brázdy nasedají na balinské slepence. Ve vložkách aleuropelitů se vyskytují vrstvy bitumenních pelokarbonátů, které tvoří dva průběžné či více lokálních obzorů, od jihu k severu vyšších stratigrafických úrovní. K vyplnění brázdy sedimenty docházelo ve dvou příčných depresích a to v letovické depresi na severu a rosicko-oslavanské na jihu, které byly odděleny příčnou prahovou zónou v oblasti tišnovských zlomů (Mísař a kol. 1983).



Obr. č. 2: Příčný profil boskovičkou 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 - rokytnenské slepence.

2.1.4. Litostratigrafické jednotky

Rosicko-oslavanské souvrství

Rosicko-oslavanské souvrství je tvořeno sedimenty stefanu s výjimkou Helmhackerova obzoru definovaného jako horizont smíšené květeny, který je již autunský (Pešek a kol. 2001). Dělí se do dvou oddílů. Ve starším oddíle převládají červenohnědé, cyklicky uspořádané psamity a aleuropelity, v bazální části se místy nachází vložky balinských slepenců (Malý 1993). Ve svrchní části se nachází především šedá klastika, se třemi uhelnými slojemi tzv. rosicko-oslavanského souslojí (Jaroš a Malý 2001).

Dle Štamberka a kol. (2008) jsou sedimenty karbonu (stefan) 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.

Rosicko-oslavanské souvrství je charakteristické nálezy fosílií rodu *Edaphosaurus* a křídel hmyzu *Anthracoblattina*. V severní části rosicko-oslavanského revíru se nachází i pravé kalipteridy, které dokazují, podobně jako walchie, postupnou aridizaci. Toto nám dokládá, že přechod z karbonu do permu je postupný a projevuje se pozvolným nahrazováním stefanských prvků permskými (Šimůnek 2003a).

Coufalová (2010) se ve své bakalářské práci zabývá petrografickou charakteristikou vybraných sedimentárních hornin rosicko-oslavanského souvrství. Zkoumala jemnozrnný arkózový pískovec, hrubozrnný arkózový pískovec a jemnozrnný drobový pískovec. Arkózové pískovce mají šedou barvu. Ze světlých minerálů se zde nachází klasty křemene, K-živců a plagioklasů. Z tmavých minerálů muskovit, biotit a chlorit. Akcesorické minerály jsou zastoupeny Fe-oxidy. Jemnozrnný drobový pískovec je šedé barvy. Ze světlých minerálů obsahuje nejvíce křemen, dále plagioklasy a K-živce. Tmavé minerály jsou zastoupeny biotitem, který zde převažuje nad muskovitem (Coufalová 2010).

Padochovské souvrství

Padochovské souvrství je autunského stáří a má dva oddíly. Spodní oddíl je tvořený přibližně rovnoměrně zastoupenými červenými klastiky ve spodní části a šedými klastiky ve svrchní části. Mocnost spodního oddílu se odhaduje až 200 m. V centru pánve jej tvoří komplex převážně rovnoměrně zastoupených, ve spodní části červených a ve svrchní části šedých klastik. Uvnitř šedých sedimentárních hornin leží 3-4 m mocný obzor bitumenních pelokarbonátů. Ve svrchním, přibližně 1000 m mocném oddílu převládají žlutohnědé a červenohnědé cyklicky uspořádané pískovce, prachovce až jílovce, místy s vložkami žlutohnědých hrubozrnných arkóz a arkózových pískovců až slepenců (Jaroš a Malý 2001). Arkózové sedimenty, přinášené zejména od Z, reprezentují jezerně-deltová klastika. Obzory pelokarbonátů nasvědčují opakovanému zklidnění sedimentace a převaze jezerních uloženin (Pešek a kol. 2001).

V padochovském souvrství byla prokázána přítomnost stratigraficky velmi důležitých taxonů *Acanthodes gracilis* a *Bohemiacanthus carinatus* a rovněž byla zjištěna velmi početná populace aktinopterií čeledi *Aeduellidae* (Šimůnek a Martínek 2008).

Pávková (2010) se ve své bakalářské práci zabývala petrografickou charakteristikou vybraných sedimentů padochovského souvrství. Zkoumala jemnozrnné, střednězrnné a hrubozrnné arkózy. Autorka uvádí, že arkózy mají hnědočervenou, šedou až okrovou barvu. Světlé minerály jsou zastoupeny K-živcem, plagioklasem a křemenem.

Z tmavých minerálů je zde zastoupen muskovit, v menším množství biotit. Z akcesorických minerálů se zde vyskytují oxidy Fe. Pojivo obsahuje jílovito-prachovou hmotu. Arkózy jsou tvořeny z 5-10% pojivem a z 90-95% klasty bez úlomků hornin. Převažujícími komponentami jsou živce, křemen, muskovit a méně biotit.

Veversko-bítýšské souvrství

Veversko-bítýšské souvrství je komplex především šedých a červených sedimentů. V šedých aleuropelitických sedimentech se nachází vložky slínovců, místy i pelokarbonátů. Sedimentární horniny tohoto souvrství jsou odkryty např. na levém břehu řeky Svratky severním a východním směrem od Veverské Bítýšky (Jaroš a Malý 2001).

Letovické souvrství

Letovické souvrství je svrchnoautunského stáří a je tvořeno přibližně 3000 m mocnými, cyklicky uspořádanými šedými a červenými klastickými sedimenty. 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. Balinské slepence představují především červenohnědé až žlutohnědé, střednozrnné petromiktní slepence. Rokytenské slepence jsou převážně červenohnědé, místy žlutohnědé až rezavé hrubozrnné petromiktní brekcie a slepence (Jaroš a Malý 2001).

2.2. Orlická pánev

Orlická pánev je pruh permských sedimentárních hornin o délce asi 50 km a šířce přibližně 4-13 km, který se táhne směrem SSZ-JJV. Na SZ a S je pánev vymezena litickým masivem, na Z je výchozová část pánve lemována sedimenty křídového stáří. Na východě je pánev omezena tektonicky. Proti křídovým sedimentárním horninám a podložním horninám zábřežského krystalinika ji vymezuje kyšperský zlom, který se ve svém pokračování u Moravské Třebové stýká s moravskotřebovským zlomovým pásmem v pokračování zlomu omezujícího boskovickou brázdu. Na jihu navazuje orlická pánev na boskovickou brázdu tzv. přechodnými sedimenty (Mísař a kol. 1983).

2.2.1. Litologická charakteristika

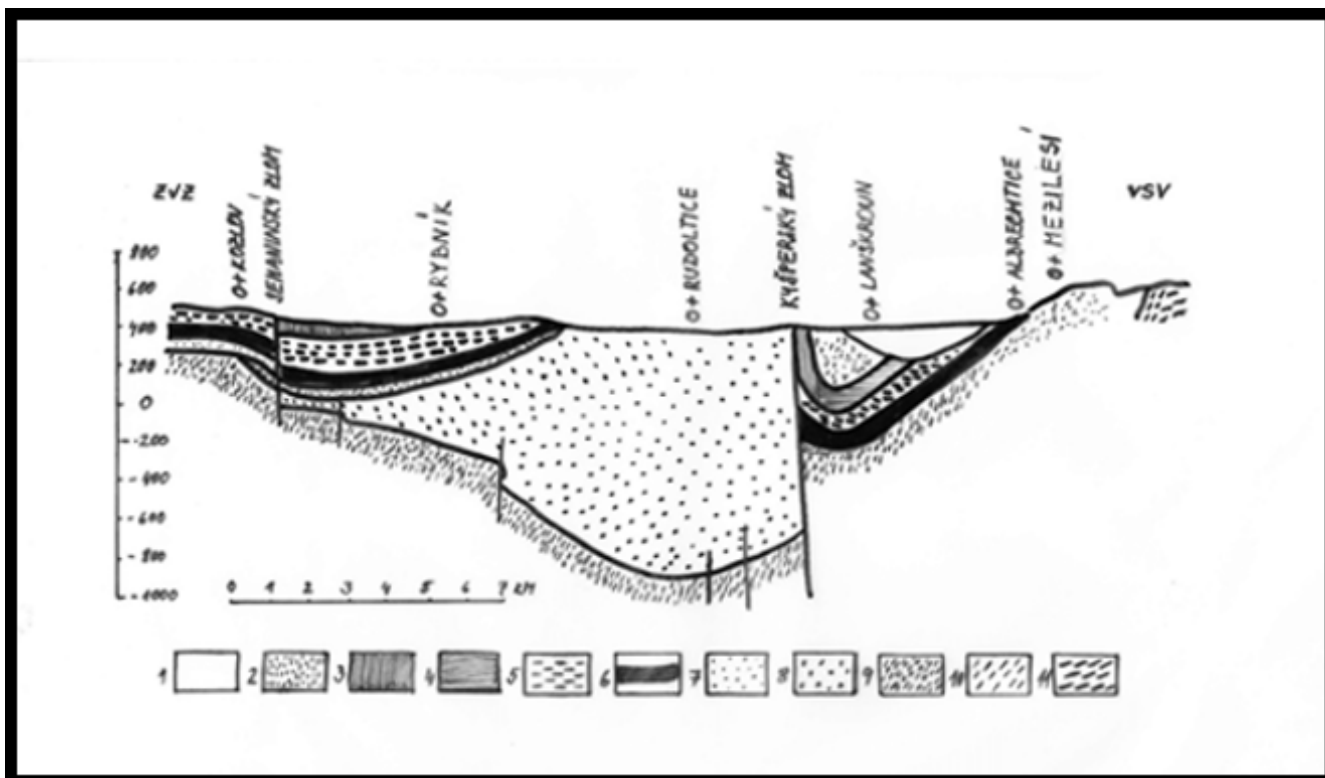
Převažujícím litotypem orlické pánve jsou hnědočervené až červenohnědé hrubozrnné až střednězrnné pískovce, arkózové a drobové pískovce s proměnlivou příměsí valounů, které se mohou střídát s petromiktními slepenci a brekciemi (obr. č. 3). Vyskytují se zde vložky jemnozrnných pískovců, prachovců a jílovců a tenké polohy karbonátů. Stavba a tvar sedimentárních těles ukazují na uložení materiálu aluviálních kuželů na východním okraji pánve. Ve střední a východní části pánve převládají fluviální sedimenty, které se ukládaly působením občasných vodních toků. Velmi často pozorujeme horizontální a šikmé zvrstvení. Velmi ojediněle se zde vyskytují vložky prachovců a jílovců.

Brekcie mají klasty o velikosti 2-10 cm, výjimečně jsou až 25 cm velké. Matrix je proměnlivá, jílovitopísčítá, prachovopísčítá, může být i vápnatá či silicifikovaná. Valounový materiál a materiál klastických úlomků je pestrého složení, jedná se o ortoruly, svorové pararuly až svory, biotitické granodiority, křemenné diority, aplity, amfibolity a živce, které jsou velmi silně kaolinizovány (Pešek a kol. 2001).

Karbonáty se vzácně nachází v polohách o mocnosti přibližně 1,5 m, častěji se vyskytují čočky tvořené masivním karbonátem. Hlavními strukturními znaky jsou polohy stmeleného mikritu až mikrosparitu, úlomků krystalinických hornin a granitoidů a pukliny vyplněné sparitem (Leichmann, Stárková 2008).

2.2.2. Stratigrafie

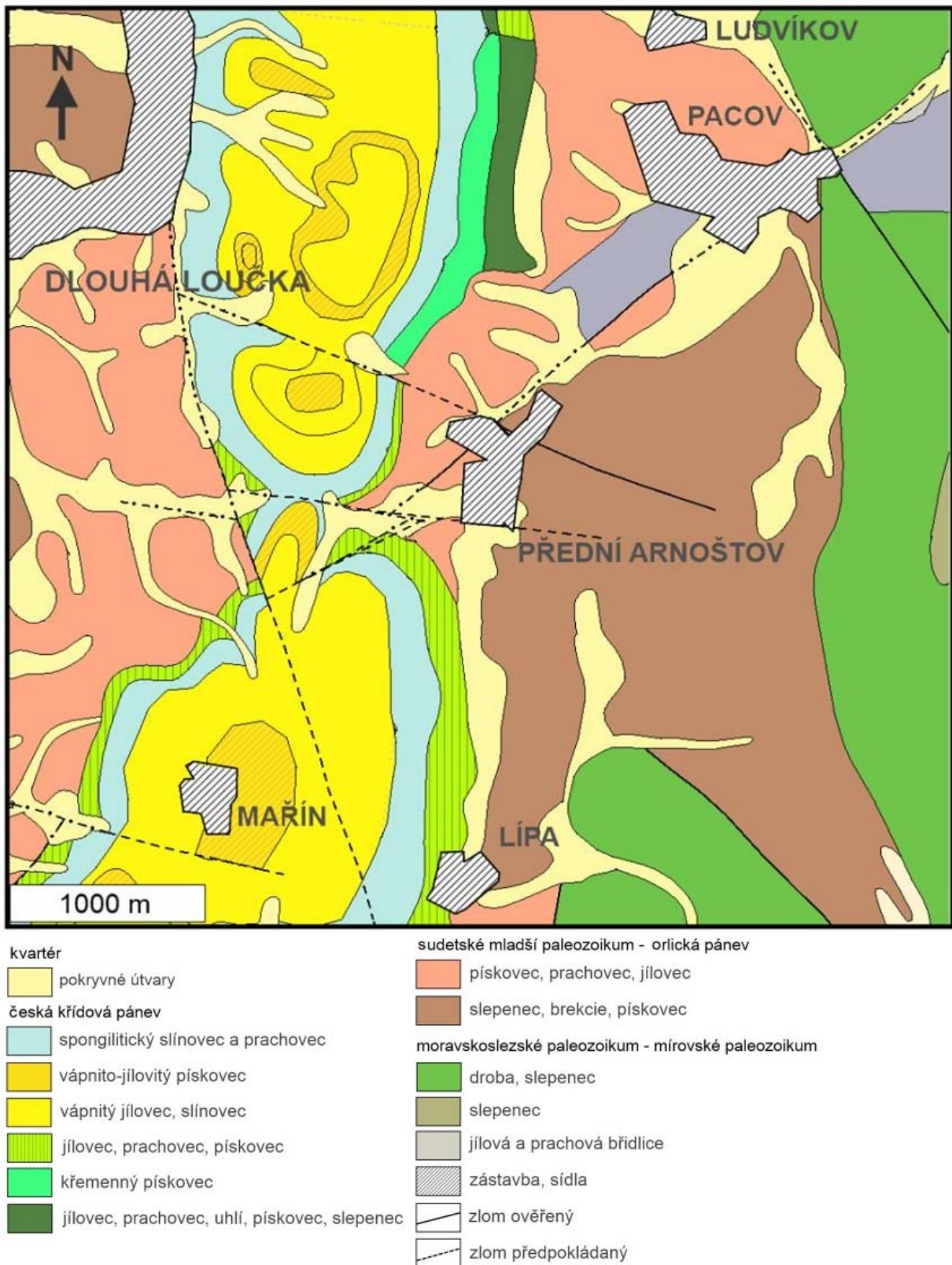
Stáří sedimentů orlické pánve není dosud spolehlivě prokázáno. Neexistují žádné paleontologické nálezy a vrty poskytují jen omezené množství informací. Sedimentace pánevní výplně je kladena většinou autorů do spodního permu, i když např. ukládání dnes již erodovaných sedimentů mohlo pokračovat až do svrchního permu (Holub a kol. 1975). Mocnost sedimentární výplně se odhaduje až na 1000 m. Sedimentace v orlické pánvi začala pravděpodobně v autunu. Svrchní část výplně orlické pánve je tvořena sedimentárními horninami saxonského stáří. Severní část pánve je považována za ekvivalent vlčických a hornoměstských vrstev, které byly uloženy po hiátu jako odraz sálské fáze variské orogeneze. Pro sedimenty saxonského stáří nacházející se v pánvích Českého masivu je typické zjemňování sedimentů do nadloží, absence vulkanitů a paleontologických nálezů (Pešek 1998, Pešek a kol. 2001).



Obr. č. 3: Profil orlické pánve v její střední části nedaleko Lanškrouna, upraveno podle Peška (1998).

Vysvětlivky: 1 - sedimenty terciéru (spodní baden), 2 - březenské souvrství, 3 - teplické souvrství, 4 - březenské a teplické souvrství (nerozlišeno), 5 - jizerské souvrství, 6 - bělohorské souvrství, 7 - perucko korycanské souvrství, 8 - perm orlické pánve, 9 - metamorfity zábřežské skupiny, 10 - amfibolity, 11 - magmatity

3. Geologie zájmové oblasti



Obr. č. 4: Geologická mapa okolí Předního Arnoštova, podklad mapy převzat z (www.geology.cz, upraveno).

Lokality Přední Arnoštov a Malíkov se nachází na pomezí orlické pánve a boskovické brázdy. Podloží širšího okolí Předního Arnoštova (obr. č. 4) a Malíkova (obr. č. 5) je budováno zejména permskými sedimenty, které jsou zastoupeny pískovci, prachovci, jílovci, slepenci a brekciemi. Valounový materiál je zastoupen více varietami vápenců, mramorů, drob a rul. Slepence jsou nevytřídněné, valouny subangulární.

V podloží permu jsou zde uloženy metaprachovce, metagabra a amfibolity náležící k zábřežskému krystaliniku. Dále se v podloží nachází kulmské mírovské slepence mohelnického souvrství. Valounový materiál je zastoupen křemenem, metapískovci a krystalickými břidlicemi, matrix je tvořen zelenavými metadrobami (Müller a kol. 2000).

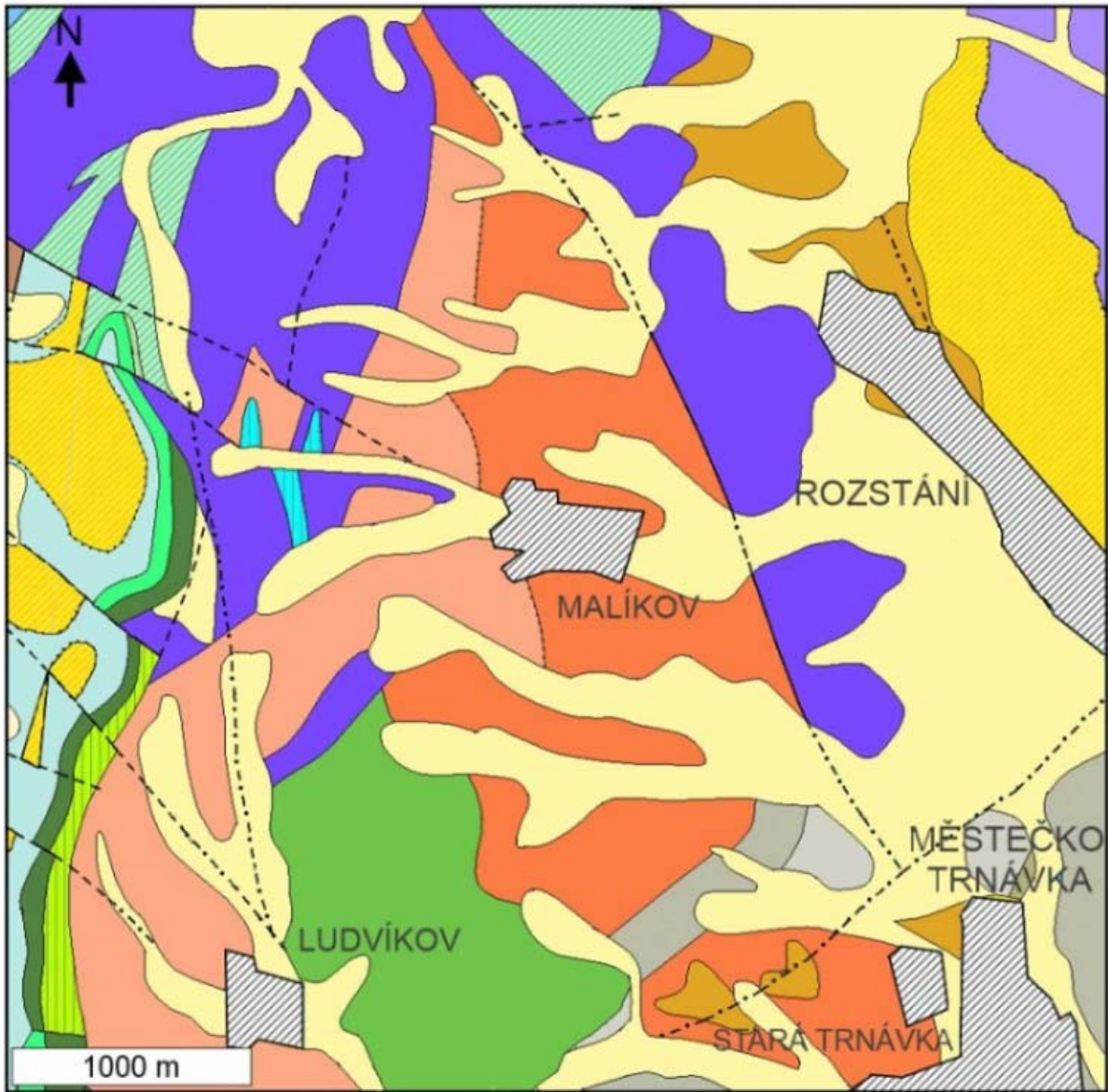
V nadloží se pak nachází křídové sedimenty náležící České křídové pánvi. Nezařazenější jsou zde křemenné pískovce, jílovce, prachovce, vápnité jílovce, slínovce, spongolitické slínovce, prachovce, pískovce a slepence.

Terciární sedimenty jsou zastoupeny mořskými usazeninami, zejména vápnitými jíly a písky spodního badenu.

Kvartérní horniny jsou zastoupeny řadou genetických typů, nejrozšířenější jsou sedimenty fluviální, deluviální a eolické. Většina byla uložena ve svrchním pleistocénu a holocénu s výjimkou fluviálních sedimentů, jejichž stratigrafický rozsah je širší. Fluviální sedimenty jsou zastoupeny jílovitopísčítými hlínami a písčítými hlínami, deluviální sedimenty zde obsahují bloky a balvany hornin křemenných pískovců a vápnitých pískovců. Spraše a sprašové hlíny se mohou dosahovat mocnosti 6-7 m (Adamovič a kol. 2000).

Území je porušeno zlomy zejména ZSZ-VJV, SSZ-JJV a JZ-SV směru.

Poslední fáze variského vrásnění daly vzniknout orlické pánvi a boskovické brázdě. Svrchnokřídová akumulace sladkovodních a mořských usazenin byla spíše ovlivněna pokřídovou morfologií než tektonickými pohyby. Je však možné, že proniknutí moře do tohoto území bylo zapříčiněno působením zlomových struktur SZ-JV směru. Terciární kompresní pohyby způsobily zvrásnění svrchnokřídových a permských souvrství do velmi mělkých synklinál a antiklinál. Méně výrazné zlomy SZ-JV a příčné zlomy ZSZ-VJV porušují křídové sedimenty (Adamovič a kol. 2000).



kvartér	pokryvné útvary	moravskoslezské paleozoikum-mirovské paleozoikum
terciér	vápnitý jíl, písek	droba, slepenec
česká křídová pánev	spongilitický slínovec a prachovec	slepenec
vápnito-jílovitý pískovec	vápnitý jílovec, slínovec	jílová břidlice, prachovec, droba
vápnitý jílovec, slínovec	jílovec, prachovec, pískovec	jílová a prachová břidlice
jílovec, prachovec, pískovec	křemenný pískovec	zábřežské krystalikum
slínovec, vápenec	jílovec, prachovec, uhlí, pískovec, slepenec	amfibolit, metagabro
sudetské mladší paleozoikum-orlická pánev	slepenec, brekcie	metaprachovec, mramor
pískovec, prachovec, jílovec	slepenec, brekcie, pískovec	vložky kryst. vápence v metaprachovcích
		zlom ověřený
		zlom předpokládáný
		zástavba, sídla

Obr. č. 5: Geologická mapa lokality Malíkov a okolí, podklad mapy převzat z (www.geology.cz, upraveno).

4. Přehled dosavadních mineralogických výzkumů v zájmové oblasti

4.1. Manganové rudy

Manganové mineralizace jsou u Předního Arnoštova známé již od 18. století. Burkart (1953) uvádí jako převládající složku arnoštovských rud pyroluzit a uvažuje i o přítomnosti manganitu. Při geologickém průzkumu během roku 1959 bylo zjištěno, že převládají manganovou rudou v tamějších sedimentech je kryptomelan, pyroluzit se vyskytuje jen ojediněle a manganit nebyl nalezen nikdy. Rentgenometricky byla zjištěna příslušnost k izomorfní řadě kryptomelan - hollandit - coronadit; KMn_8O_{16} - $BaMn_8O_{16}$ - $PbMn_8O_{16}$ (Černý 1961). Totožnost arnoštovského materiálu s kryptomelanem prokázaly chemické analýzy.

Rudy manganu jsou zde uloženy v permských sedimentárních horninách boskovické brázdy a jsou reprezentovány železitojílovitými drobovými pískovci a drobovými slepenci se železitou jílovitopísčitou základní hmotou. V červených souvrstvích pozorujeme nepravidelné úseky a konkordantní polohy s hrubozrnným kalcitovým tmelem a na tyto partie jsou vázány manganové oxidy (Černý 1961).

Kryptomelan se zde vyskytuje převážně v podobě tmelu pískovců a slepenců, který pravděpodobně vznikl zatlačením staršího kalcitového tmelu. Toto můžeme potvrdit mikroskopickým pozorováním okrajových partií rudních shluků, kde můžeme sledovat pronikání krystalů kryptomelanu do kalcitových zrn kde dojde jejich k úplnému zatlačení. Oxidy Mn pozorujeme v nepatrném množství v žilných výplních mladých tektonických poruch. Okraje žil tvoří sloupcovitý kalcit a střed je vyplněn kryptomelanem. Kryptomelan tvoří nejčastěji jemnozrnný až celistvý tmel klastických sedimentů. Velikost zrn silně kolísá od submikroskopicky jemných zrn až po zrna o velikosti 0,1 mm. Zrnitostní přechody jsou většinou pozvolné, avšak v nábrusech můžeme pozorovat shluky větších krystalů s výraznými štěpnými trhlinami uprostřed celistvého materiálu.

V monominerálních výplních starých puklin a v kompaktních partiích mohou stébla kryptomelanu dosahovat větších rozměrů. Kryptomelan zde vytváří kolomorfní textury, které jsou tvořeny koncentrickými povlaky celistvého až sazovitého vzhledu kde délka stébel může dosahovat až 5 mm. Vyjíměčně můžeme pozorovat lístkovitý vývin kryptomelanu s délkou lupínků až 20 mm (Černý 1961).

Na vzorcích z Předního Arnoštova byla provedena spektrální analýza, která potvrdila, že hlavní manganovou rudou je kryptomelan. Dle Černého (1961) jsou v podstatném množství zastoupeny Mn, K, Na, Ba, Pb, Al, Si, V, Ca. As, Ti, Fe, Mg se zde vyskytují v množství 0,X % a v množství 0,0X % Cu, Co, Mo, Sr. Ve stopách se zde nachází Be, Ni, Cr, Sn, Zn, Bi, Ga, Ge.

Pyroluzit byl v Předním Arnošově nalezen jen velmi vzácně, vyplňuje mladé poruchy a pukliny permských sedimentárních hornin. Většinou je mladší než kalcit, někdy stejného stáří. Dále zde tvoří radiálně paprscité agregáty a všesměrně uspořádaná spleť stébla a sloupečky bez terminálních ploch. Spektrochemické analýzy prokázaly, že je pyroluzit ve srovnání s kryptomelanem chudší na příměsi. V podstatném množství je přítomen mangan. Al, Si, Ca, Mg, V se zde vyskytuje v množství 0,0X %. As, Fe, Pb jsou zastoupeny v řádu 0,0X %. Ve stopovém množství se zde vyskytuje Cu, Ni, Co, Ba, Sr, Be, Bi, Ga, Ge, Sn, Mo. Díky vysokému znečištění limonitem a karbonátem pozorujeme vysoký obsah Al, Si, Ca, Mg a částečně i Fe.

Z dosavadního výzkumu lze dle úložných poměrů a chemismu arnošovských rud soudit, že vznikly v posledních etapách diagenetických procesů. Jsou prokazatelně mladší, než polohy kalcitového tmelu slepenců a pískovců, na které jsou prostorově vázány. Asociace stopových prvků kryptomelanu odpovídají kvalitativně i kvantitativně stopovým prvkům, které jsou obsaženy v železitojílovité základní hmotě permských sedimentárních hornin. Významná je zde koncentrace Ti a zvýšený obsah V, As, Ba, Pb (Černý 1961).

Dle Černého (1961) se oxidy Mn srážely v karbonátovém prostředí sedimentů s kalcitovým tmelem a pozvolná krystalizace pak dala vzniknout kryptomelanu. Kalcitová výplň puklin s povlaky kryptomelanu, popřípadě i s pyroluzitem jsou mladší než vlastní kryptomelanové zrudnění permských sedimentárních hornin. S největší pravděpodobností se jedná o materiál redeponovaný vodami v tektonických poruchách, z nichž některé jsou pokřídového stáří (Černý 1961).

4.2. Výskyt achátů u Předního Arnoštova

Na mírném návrší, přibližně 200 m východním směrem od severního okraje obce Přední Arnošov, se na poli vyskytují úlomky achátů a velmi vzácně celé mandle či pecky o velikosti 2-3 cm.

Achátové pecky jsou tvořeny především černým či tmavě šedým chalcedonem a křídově bílým kašolongem. Nachází se zde nejen šedě a černě proužkované acháty-onyxy, ale i acháty červené či žluté. Podle Mrázka a Rejla (1979) se zde vyskytují dutiny s drúzami křišťálů, na které ojediněle narůstají kalcity.

V prostoru výskytu achátů se ve zvětralinovém plášti kromě permských sedimentů nachází i úlomky rudohnědého melafyru, který dle Mrázka a Rejla (1979) tvoří v permských sedimentárních horninách intruzivní těleso. Lze předpokládat, že acháty z Předního Arnoštova jsou geneticky spjaty s výše zmíněnými melafyry (Mrázek, Rejl 1979).

4.3. Hydrotermální mineralizace vulkanitů boskovické brázdy

Dále se studiem hydrotermální mineralizace permu boskovické brázdy zabývala Kratinová (2007) ve své diplomové práci. Zkoumala hydrotermální mineralizaci nacházející se ve vulkanických horninách z jižní části boskovické brázdy, přibližně mezi Oslavany, Ivančicemi a Budkovicemi. Zabývala se především kalcity, které se v tamější hornině nacházely v hojném množství, a to ve formě žilek, mandlí a zrn roztroušených v hornině.

Kratinová (2007) pomocí analýz z elektronové mikrosondy určila, že odebrané vzorky karbonátů ze všech výše zmíněných lokalit odpovídají téměř 100 % kalcitu. Dále využila i katodoluminiscenci. Pozorovala zde homogenní kalcity, které vykazovaly pouze oranžovou luminiscenci bez patrné zonálnosti.

Dále se autorka zabývala studiem fluidních inkluzí. Kalcity obsahovaly větší množství převážně menších až středně velkých inkluzí o velikosti 2-15 μm . Jak primární, tak sekundární inkluze byly jednofázové a dvoufázové a ve většině studovaných vzorků pak dvoufázové inkluze převažovaly. Jednofázové inkluze byly vyplněny kapalinou a dvoufázové kapalinou a plynem. Kapalina byla v poměru 3:1 k plynu. Kratinová (2007) provedla 23 měření a zjistila, že hlavní interval teplot homogenizace (T_h) byl v rozmezí 105-125 °C. Teplota zmrazení byla naměřena v intervalu -43 až -50 °C. Teplota eutektika byla naměřena v rozmezí -21 až -35 °C. Teplota tání posledního krystalu ledu (T_m) indikovala salinitu v rozmezí 4,2-5,7 hmot. % ekv. NaCl. Hodnoty salinity jsou relativně vyšší, než salinita mořské vody, ale obecně jde o salinitu nízkou. Teplota eutektika (T_e) naznačuje, že jde o roztok typu $\text{H}_2\text{O} - \text{NaCl} \pm \text{MgCl}_2$.

Podle Kratinové (2007) se jedná o relativně výšeteplotní hydrotermální systém obsahující fluida typu $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}(\pm\text{MgCl}_2)$ bez kapalných uhlovodíků s mírně slanou vodou, která je slanější než voda mořská. Kratinová (2007) uvádí, že se pravděpodobně jedná o vody vadozní, neboli vody s mělkým oběhem a kratší dobou zdržení v hydrotermálním systému. S ohledem na vyšší salinitu můžeme vyloučit, že se jedná o vody čistě dešťové. Chemická jednotvárnost fluid naznačuje pouze lokální hydrotermální systém. Kratinová (2007) uvádí, že se jedná pravděpodobně o pozdně variskou mineralizaci.

4.4. Výskyt dalších minerálů v zájmových oblastech

Burkart (1953) uvádí, že se v okolí Předního Arnoštova nachází kromě již zmíněného pyroluzitu a manganitu i další minerály a to kalcit, hematit, limonit, markazit, sádrovec, grafit a „manganokalcit“, který autor popisuje jako „směs kalcitu s pyroluzitem“. Dále popisuje výskyt kalcitu, limonitu a manganitu v obci Malíkov.

5. Metodika

Výzkum zahrnoval terénní a laboratorní část. V terénní části jsem odebrala potřebné vzorky a provedla geologickou dokumentaci lokalit. Několik vzorků permských sedimentárních hornin s kalcitovou mineralizací a pískovce s Mn tmelem byly zapůjčeny od vedoucího mé práce.

Ze vzorků jsem zhotovila několik nábrusů, leštěných výbrusů a oboustranně leštěné destičky pro studium fluidních inkluzí. Vzorky byly řezány diamantovou pilou na požadovaný rozměr, poté jsem je ručně brousila a na závěr leštila na leštičce Struers RotoPol-35 za použití diamantových suspenzí o zrnitosti 3 a 0,25 μm . Poté jsem výbrusy studovala v procházejícím i odraženém světle a nábrusy v odraženém světle v polarizačním mikroskopu Olympus BX-50, který je vybaven digitálním fotoaparátem Olympus C-7070, jímž jsem následně pořídila mikrofotografie výbrusů a nábrusů.

Dále byly leštěné výbrusy potaženy grafitem a poté analyzovány na Ústavu geologických věd PřF MU v Brně na elektronové mikrosondě Cameca SX-100 ve WDX modu. Analýzy zhotovil Mgr. P. Gadas, Ph. D. Při analýze Mn oxidů bylo užito urychlovací napětí 15 keV a proud svazku 10 nA. Jako standardy byly použity pro Ti - titanit, Na - albit, Cr - chromit, Mg - forsterit, Si, Mn - spessartin, Al, K - sanidin, Fe - almandin, Ca, P - fluorapatit, V - ScVO_4 , Ni - Ni_2SiO_4 , Zn - gahnit, Cu - Lammenit, Ba - baryt a pro Cl a Pb - vanadinit.

Ve zhotovených leštěných výbrusech a oboustranně leštěné destičce s kalcitem bylo provedeno katodoluminiscenční studium karbonátů. Katodoluminiscence byla provedena na Katedře geologie PřF UP v Olomouci na přístroji se „studenou katodou“ CITL Mk5-1 s mikroskopem Leica DM2500 P za podmínek: vakuum 0,003 mbar, napětí 15 kV, proudová hustota okolo 450 $\mu\text{A}/\text{mm}^2$. Terminologie týkající se katodoluminiscenční zonálnosti byla převzata z Pagela a kol. (2000).

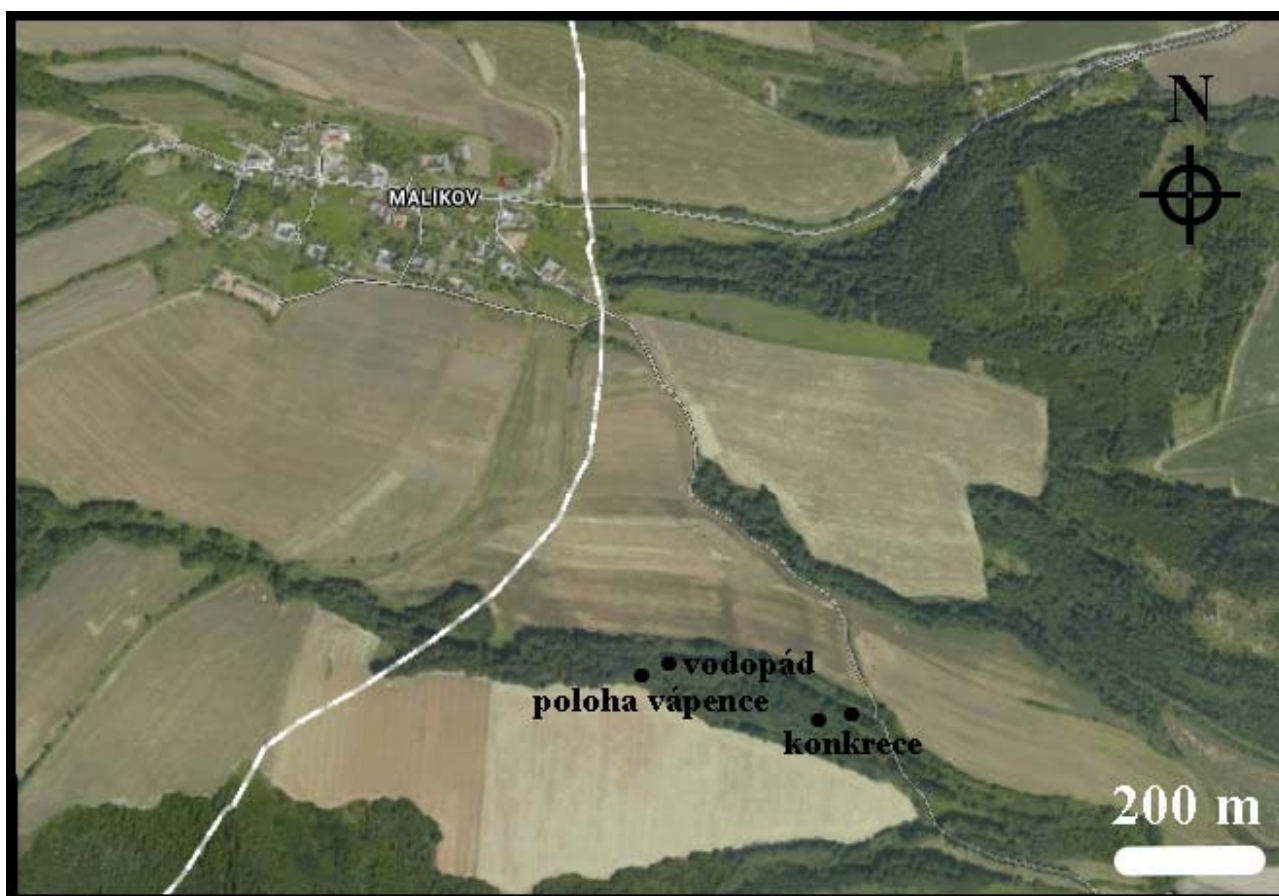
Za účelem zjištění přítomnosti uhlovodíků jsem veškeré vzorky pozorovala ve fluorescenčním mikroskopu Olympus BX-41 s episkopickým fluorescenčním iluminátorem BX-RFA a filtrem s excitačním rozsahem 330-385 nm.

Pro studium fluidních inkluzí v kalcitu jsem zhotovila oboustranně leštěné destičky. Inkluze byly studovány i ze štěpných úlomků. Inkluze jsem studovala 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 byla vypočtena salinita inkluzí dle Bodnara (1993) a dle teplot eutektika určeny systémy fluid uzavřených v inkluzích podle Borisenka (1977).

6. Terénní etapa

V terénní části byly odebrány vzorky z lokalit Malíkov a Přední Arnoštov.



Obr. č. 6: Satelitní snímek okolí obce Malíkov s vyznačením odběrových míst v malíkovské rokli, (převzato z www.google.cz, upraveno)

Odběr vzorků z lokality Malíkov proběhl v rokli, která se nachází přibližně 450 m j. směrem od obce (obr. č. 6). V rokli se nachází převážně slepence, brekcie, pískovce, prachovce a jílovce. Nejvýznamnější horninou je brekcie (obr. č. 7/c). Mocnost vrstev se pohybuje od 20 cm do odhadem 1,5 m. Vrstvy probíhají Z-V směrem se sklonem 20° k S a SZ-JV směrem se sklonem 35° k SV (obr.

č. 9) Horninové klasty jsou zastoupeny především drobami, rulami, vápenci a mramory, jsou nevytříděné a mají převážně subangulární tvar. Velikost klastů se nejčastěji pohybuje kolem 1-10 cm.

V podstatě v celé rokli jsem volně a v prachovcích a jílovcích nacházela vápencové konkrce růžovohnědé (obr. č. 7/a) a červenohnědé barvy. Konkrce měly nepravidelný tvar, většinou byly nepravidelně oválné, kulovité a jejich velikost byla nejčastěji od 10 do 30 cm. Konkrce byly často bohaté velmi jemnými žilkami kalcitu (obr. č. 7/b, e), který byl bílý, místy až průsvitný či šedý.

Nejmocnější žilky dosahovaly velikosti od 2 mm až do 1 cm. Nejčastěji však byly velmi jemné vlasové. In situ jsem polohu bohatou na vápencové konkrce lokalizovala v rokli nad vodopádem, která byla odkrytá v kořenovém systému stromů (obr. č. 7/d). Konkrce byly navětralé a měly světle růžovohnědou barvu. Občasně byly protkané kalcitovými žilkami bílé až naředlé barvy. Mocnost těchto žilek byla max 1-2 mm.



Obr. č. 7: malíkovská rokli, (a) vápencová konkrce, (b) vápencová konkrce s kalcitovou mineralizací, (c) vrstvy brekcií v rokli, (d) poloha s výskytem růžovohnědých konkrceí in situ, (e) vápencová konkrce s kalcitovou žilkou.



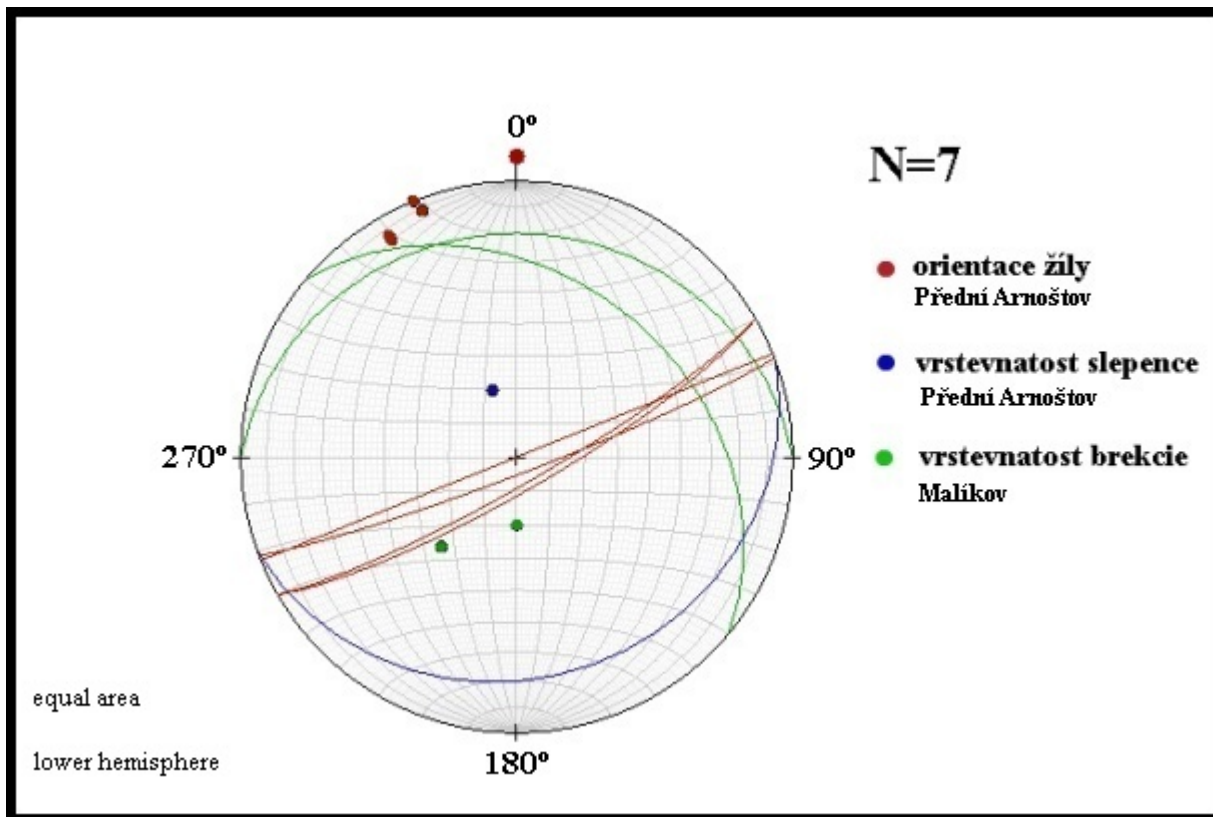
Obr. č. 8: satelitní snímek obce Přední Arnoštov s vyznačenými místy odběru vzorků, (převzato z www.google.cz, upraveno)

V okolí Předního Arnoštova se nachází zejména permské sedimenty a to slepence, brekie, pískovce, prachovce, jílovce a kulmské droby.

Vzorky pískovců s Mn tmelem z lokality Přední Arnoštov jsem odbírala na mírném návrší v poli nedaleko menšího remízku, přibližně 500 m v. až sv. směrem od obce (obr. č. 8). Kusy pískovců měly většinou zaoblený tvar, některé byly poloostrohranné a nacházely se nahodile na poli někdy společně s úlomky melafyrů. Pískovce byly většinou tmavé, černošedé barvy. Světlé klasty tvořil především křemen a horninové úlomky.

Další odběr vzorků jsem provedla v polní cestě ve výchozu vedoucí od středu obce, přibližně necelých 1000 m od obce (obr. č. 8). Kalcity se nacházely přímo v cestě (obr. č. 10/b), tvořily výplň žil ve slepencích a pískovcích.

Vrstvy slepence byly orientovány ZJZ-VSV směrem s úklonem 20° k JJV. Mocnost žil byla od 5 do 15 cm, byly orientovány ZJZ-VSV směrem s úklonem $80-90^\circ$ k JJV (obr. č. 9). Kalcit byl hrubozrnný, bílý, šedý, místy pokrytý černým povlakem. Zrna měla protažený habitus. Velké množství kusů žiloviny se nacházelo i v poli u cesty (obr. č. 10/a).



Obr. č. 9: pólový obloukový diagram s vnesenými měřeními orientací kalcitových žil a vrstevnatostí slepenců a brekcií, zobrazeno do spodní hemisféry.



Obr. č. 10: Přední Arnoštov, (a) kalcitová žilovina s páskovanou texturou (b) polní cesta s výskytem kalcitů v permských slepencích a pískovcích.

7. Laboratorní etapa

7. 1. Pískovce s manganovým tmelem z Předního Arnoštova

Makroskopický a mikroskopický popis

K dispozici jsem měla vzorky pískovců Přední Arnoštov/pískovec1, Přední Arnoštov/pískovec2 a Přední Arnoštov/pískovec3 (obr. č. 11), jejichž velikost se pohybovala v rozmezí od 2 do 4 cm. Struktura pískovce byla psamitická, avšak v některých vzorcích se vyskytovaly klasty o velikosti nad 2 mm. Všechny vzorky si byly makroskopicky podobné. Pískovec byl tvořený tmavým černošedým tmelem a světlými bílo-šedo-hnědými úlomky hornin a křemene (obr. č. 11). Místy byl pokrytý hnědočerveným pigmentem matného lesku.

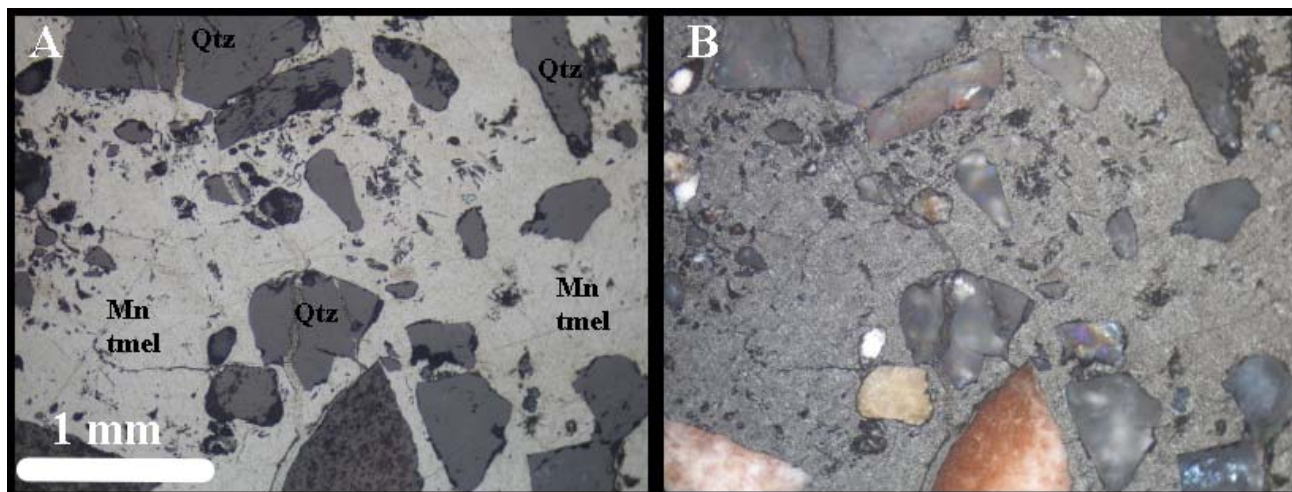


Obr. č. 11: Makrovzorky pískovců s Mn tmelem, (a) Přední Arnoštov/pískovec1, (b) Přední Arnoštov/pískovec2, (c) Přední Arnoštov/pískovec3.

Mikroskopicky byla pozorována zrna křemene o velikosti v rozmezí 0,3-2,5 mm, převažovala zrna o velikosti 0,25-1,5 mm. Zrna křemene byla ostrohranná až poloostrohranná, nepravidelného tvaru (obr. č. 12) a nedokonale zrnitostně vytríděná, stejně jako klasty hornin. Pozorovala jsem undulózni zhášení. V některých partiích vzorku jsem pozorovala i polykrystalický křemen.

Dále se zde nacházela zrna K-živců, zejména pak mikroklinu, u kterého jsem pozorovala charakteristické mřížkování a úlomky různých hornin, převážně sedimentárních a metamorfovaných. Velikost úlomků hornin se pohybovala v rozmezí 0,2-3,4 mm, převažovaly klasty o velikosti 1,0-1,8 mm. Klasty byly zaoblené či polozaoblené a měly nepravidelný tvar. Většina horninových úlomků byla silně postižena limonitizací. Horninové klasty byly nejčastěji složeny z křemene, biotitu, muskovitu. Nejčastěji šlo o jílovce, prachovce či břidlice. Nacházelo se zde i několik klastů vulkanitů, složených z lišt plagioklasu, které byly stmeleny skelnou fází.

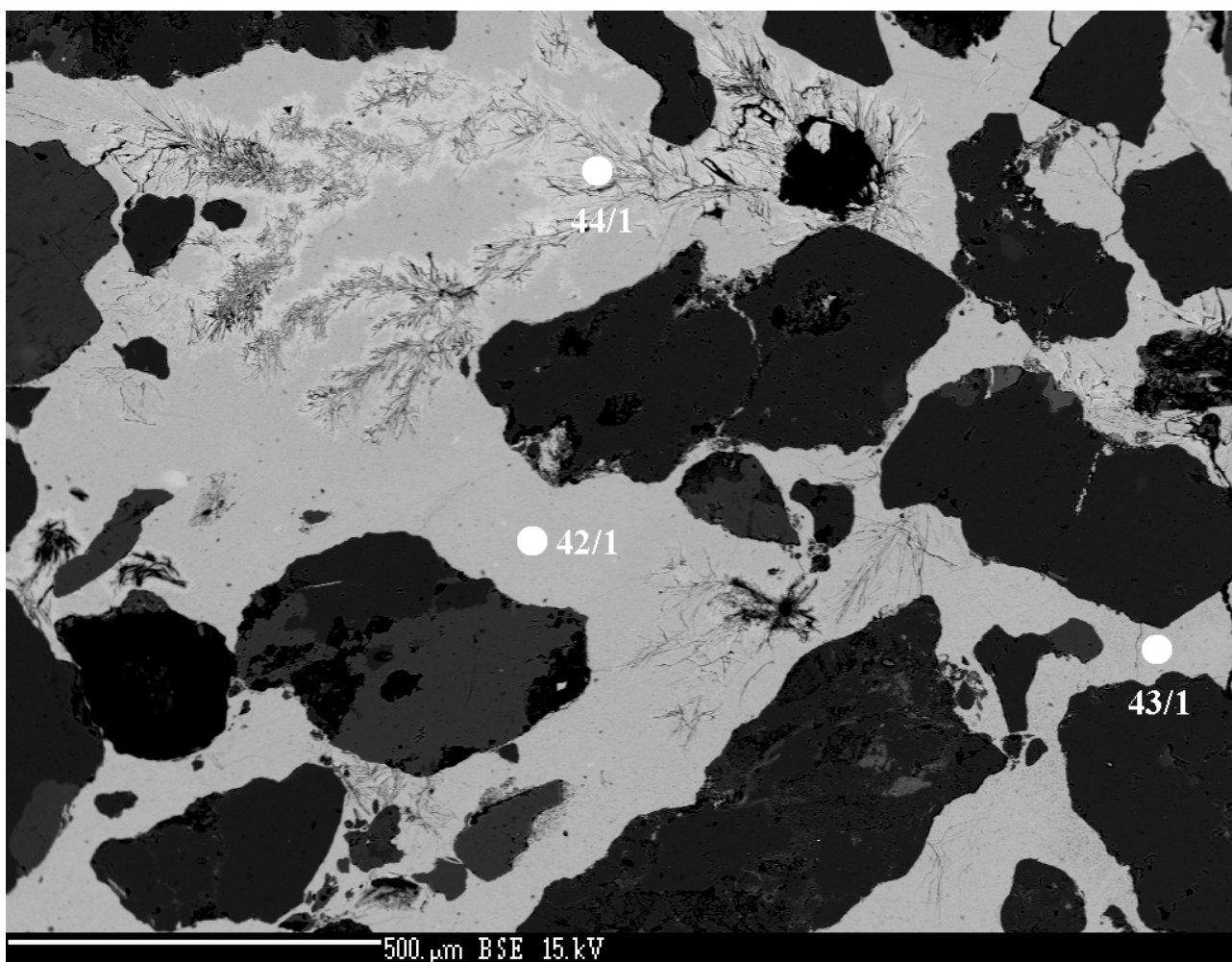
V odraženém světle jsem pozorovala tmel pískovce, který byl tvořený oxidy manganu. Ve většině vzorků měl tmel středně šedou barvu (obr. č. 12/a). Ve vzorcích Přední Arnoštov/pískovec2 a Přední Arnoštov/pískovec3 byly v středně šedém tmelu viditelné tmavší polohy se světle šedými až bílými jehličkovými či stébelnatými agregáty. Tmel pískovce byl anizotropní. Ve zkřížených nikolech měl tmel u všech výše zmíněných vzorků hnědou až hnědošedou polarizační barvu a místy byly viditelné krémové jehličky a nepravidelné agregáty (obr. č. 12/b). Tyto agregáty byly velmi malé, jejich velikost se pohybovala v řádech 0,00X mm. Dvojodraz nebyl patrný. Na základě výsledků z elektronové mikrosondy (tab. 1) a fotografií v BSE (obr. č. 13) lze středně šedé celistvé partie tmelu přiřadit kryptomelanu a světle šedé jehličkovité a stébelnaté agregáty hollanditu.



Obr. č. 12: Vzorek Přední Arnoštov/pískovec2, (a) středně šedý Mn tmel pískovce, odražené světlo, PPL; (b) odražené světlo, vzhled v XPL.

Chemické složení minerálů

Z hlavních minerálů byla chemická analýza provedena na kryptomelanu a hollanditu (obr. č. 13). Zastoupení jednotlivých kationtů se v některých hodnotách od idealizovaného vzorce liší. Hollandit z Předního Arnoštova obsahuje v podstatném množství MnO_2 , MnO a BaO . Proporce mezi jednotlivými kationty analyzovaného hollanditu jsou zřejmé z tab. 1. Kryptomelan z Předního Arnoštova se v zastoupení jednotlivých kationtů od idealizovaného vzorce liší. V podstatném množství obsahuje MnO_2 , MnO a K_2O . Proporce mezi jednotlivými kationty analyzovaného kryptomelanu jsou zřejmé z tab. 1. V pozici Ba^{2+} a K^+ je patrně přítomno i veškeré Pb^{2+} .



Obr. č. 13: Vzorek Přední Arnoštov/pískovec 1, BSE, (Foto P. Gadas); 42/1, 43/1, 44/1-čísla WDX analýz, (viz tab. 1), analýza 45/1 není zachycena na snímku.

Tab. 1: Chemická analýza (WDX, hm. %) kryptomelanu (42/1, 43/1) a hollanditu (44/1, 45/1) ve vzorku Přední Arnoštov/pískovec1, (přepočítány na 16 aniontů a 9 kationtů) a minerálu neodpovídajícímu žádnému definovanému minerálu (1/87, 2/87) ze vzorku kalcitu Přední Arnoštov/1.

č. analýzy	42/1	43/1	44/1	45/1		1/87	2/87
MnO ₂							
calc	74,92	75,54	66,06	66,51	P ₂ O ₅	0,06	0,03
SiO ₂	0,29	0,31	0,24	0,23	SiO ₂	3,07	0,35
SO ₂	0,01	0,01	0,02	0,02	Al ₂ O ₃	0,14	
Al ₂ O ₃	0,64	0,63	0,55	0,48	Cr ₂ O ₃	0,04	
BaO	6,33	6,40	12,56	12,83	V ₂ O ₃	0,78	
CaO	0,20	0,24	0,26	0,23	SO ₂		0,09
FeO	0,50	0,52	0,64	0,72	TiO ₂	0,07	
MgO	0,01	0,03	0,07	0,05	BaO	0,11	0,06
MnO calc	4,99	5,26	6,59	6,52	CaO		2,32
PbO	0,26	0,19	0,29	0,23	CuO	0,05	
SrO	0,69	0,64	0,87	0,88	FeO	0,13	0,24
K ₂ O	3,24	3,17	0,42	0,46	MgO	1,83	0,83
Cl	0,00	0,02	0,00	0,01	MnO	46,11	44,58
O=Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	NiO	0,04	
TOTAL	92,08	92,96	88,57	89,17	PbO	0,13	
MnO tot	66,12	66,90	60,50	60,79	SrO	0,17	0,01
Mn ⁴⁺	7,193	7,181	6,952	6,963	ZnO	0,04	0,15
Si ⁴⁺	0,040	0,043	0,037	0,035	K ₂ O	0,07	
S ⁴⁺	0,001	0,001	0,003	0,003	Na ₂ O	1,53	0,5
Al ³⁺	0,105	0,102	0,099	0,086	Cl		0,07
Ba ²⁺	0,345	0,345	0,749	0,762	TOTAL	54,37	49,23
Ca ²⁺	0,030	0,035	0,042	0,037			
Fe ²⁺	0,058	0,060	0,081	0,091			
Mg ²⁺	0,002	0,006	0,016	0,011			
Mn ²⁺	0,587	0,613	0,850	0,837			
Pb ²⁺	0,010	0,007	0,012	0,009			
Sr ²⁺	0,056	0,051	0,077	0,077			
K ⁺	0,574	0,556	0,082	0,089			
O ²⁻	16,000	15,995	16,000	15,997			
Cl ⁻	0,000	0,005	0,000	0,003			
CATSUM	9,000	9,000	9,000	9,000			
ANSUM	16,000	16,000	16,000	16,000			

MnO tot.: výsledek WDX analýzy před rozpočítáním na Mn⁴⁺ a Mn²⁺

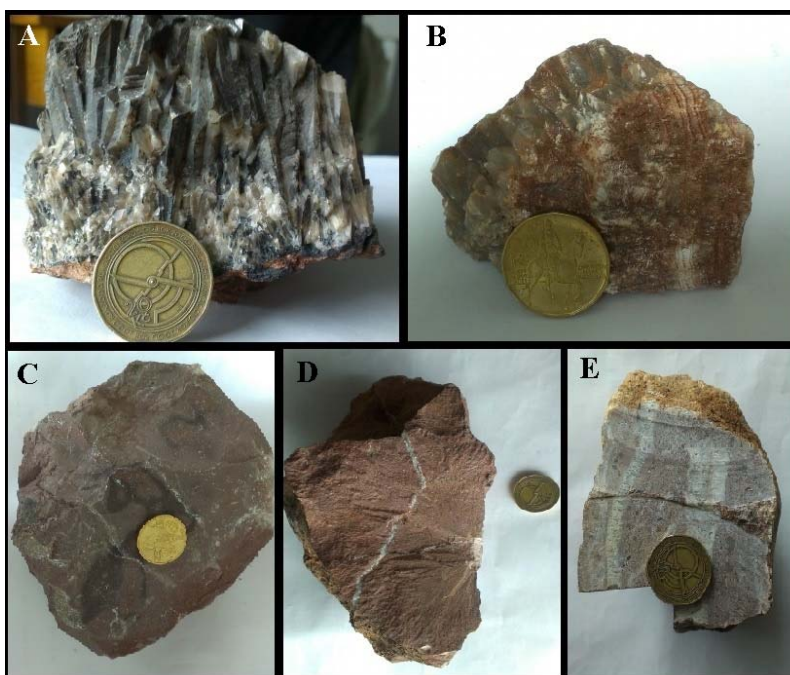
7.2. Kalcity z Předního Arnoštova a Malíkova

Makroskopický a mikroskopický popis

K dispozici jsem měla vzorky z lokality Přední Arnoštov (obr. č. 14/a, b), jednalo se o hrubozrnný kalcit z žiloviny o mocnosti až 15 cm. Kalcit byl na pohled zajímavý velikostí zrn, která dosahovala až 5 cm. Krystaly měly převážně protáhlý tvar. Kalcit byl poměrně tmavý, měl našedlou barvu a skelný lesk. Většina zrn byla pokryta černým pigmentem matného lesku (obr. č. 14/a). Na některých vzorcích byly pozorovatelné dendritické agregáty nebo nepravidelné agregáty opakního minerálu. Na kontaktu s horninou byl kalcit pokryt červenohnědým pigmentem.

Další vzorek kalcitu z Předního Arnoštova se makroskopicky lišil (Obr. č. 14/e). Byl na pohled bílý až čirý, bez přítomnosti černého pigmentu či opakních minerálů. Vyskytoval se ve formě různě mocných žil od 0,5 do 3 cm ve vápnitém pískovci/písčitém vápenci. Žíly byly vyplněny převážně sloupečkovitým kalcitem skelného lesku.

Dále jsem měla k dispozici vzorky z lokality Malíkov (obr. č. 14/c, d). Kalcit z této lokality se vyskytoval ve formě tenkých žil o mocnosti maximálně 1 cm uložených ve vápencích. Často zde docházelo ke křížení žilek. Kalcit byl jemnozrnný, velikost zrn byla do 2 mm. Tento kalcit byl podstatně světlejší než kalcit z Předního Arnoštova. Měl bílou až čirou barvu a skelný lesk. Makroskopicky zde nebyly viditelné opakní minerály či černý pigment.

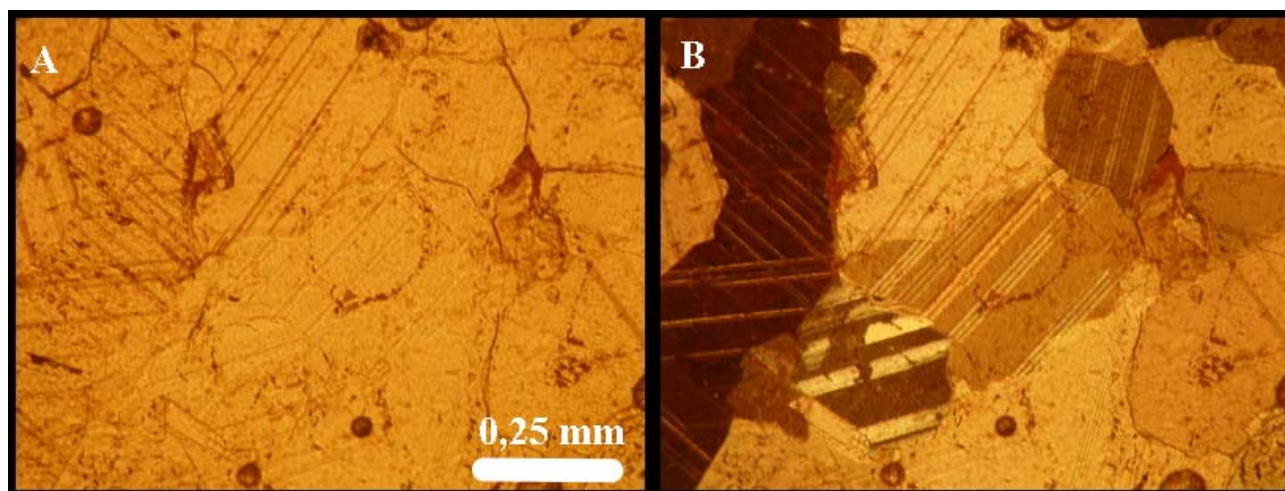


Obr. č. 14: Makrovzorky kalcitů (a) Přední Arnoštov/1, (b) Přední Arnoštov/2, (c) Malíkov/1, (d) Malíkov/2, (e) Přední Arnoštov/3.

Vzorek Malíkov/1

Zkoumaná kalcitová žilka má mocnost 0,3-0,7 cm a nachází se ve vápenci. Velikost kalcitových zrn v žilce se nejčastěji pohybuje v rozmezí 0,3-0,4 mm. Zrna kalcitu jsou nepravidelná, xenomorfně omezená a vykazují dvojčatné lamelování (obr. č. 15). Lamely nejsou deformované. Dobře pozorovatelná je i štěpnost podle klence. Některá zrna jsou zakalena limonitovým pigmentem. Celý vzorek je protkán drobnými žilkami bílého až čirého kalcitu, které se mikroskopicky nelišily. Mocnost těchto žilek je nejčastěji kolem 0,1-0,05 mm. Zrna dosahují velikosti maximálně 0,05 mm, jsou xenomorfní a nepravidelná.

Pozorovala jsem fluidní inkluze. Primární byly nahodile rozmístěny v minerálním zrně. Pseudosekundární fluidní inkluze tvořily neprůběžné řádky a sekundární fluidní inkluze tvořily průběžné řádky.

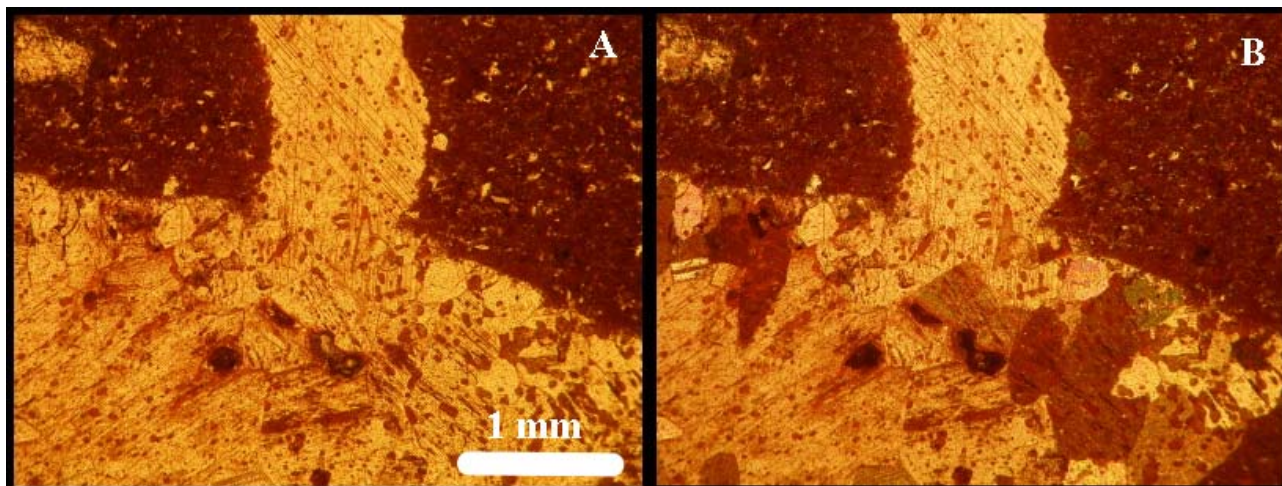


Obr. č. 15: Vzorek Malíkov/1, (a) dvojčatné lamelování kalcitu v PPL, (b) vzhled v XPL

Vzorek Malíkov/2

Jedná se o křížení kalcitových žil o mocnosti 1 mm a 6 mm ve vápenci (obr. č. 16). Velikost zrn kalcitu v mocnější žilce se pohybuje v rozmezí 0,8-2 mm. Velikost zrn v tenčí žilce byla v rozmezí 0,8-1 mm. Zrna byla nepravidelná, xenomorfně omezená. Kalcit byl bílý až čirý. Některá zrna byla lemována či zakalena limonitovým pigmentem (obr. č. 16). U všech zrn, jak v mocnější, tak v tenčí žilce byly viditelné dvojčatné lamely podle jednoho a dvou systémů, které byly různě široké a různě vzdálené od sebe, většinou byly průběžné. Lamely nebyly tlakově postiženy. Byly zde pozorovány fluidní inkluze primární, pseudosekundární a sekundární. Většina inkluzí dosahovala velikosti jen kolem 1 μm .

V okolním vápenci jsou přítomny oolity, které jsou lemovány limonitovým pigmentem. Velikost oolitů se pohybuje v rozmezí 0,4-1,9 mm.



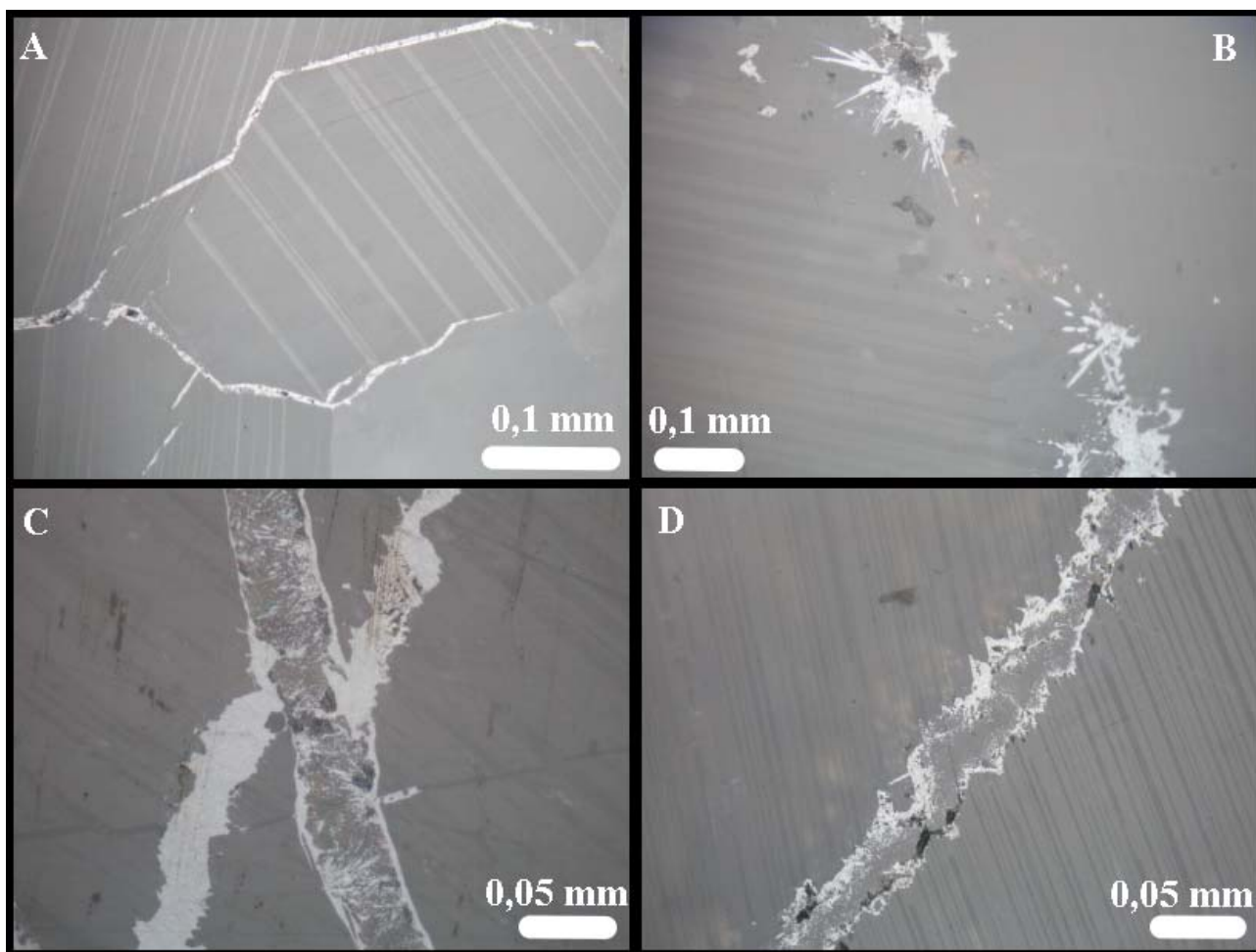
Obr. č. 16: vzorek Malíkov/2 (a) křížení kalcitových žil v PPL, (b) vzhled v XPL.

Vzorek Přední Arnoštov/1

Vzorek kalcitu má zrna dosahující velikosti až 4 cm. Zrna mají převážně izometrický a protáhlý tvar. Většina zrn je omezena hypautomorfně a xenomorfně. Pozorovala jsem i individua s náznaky automorfního vývinu. Ve všech zrnech pozorujeme dvojčatné lamelování podle jednoho i dvou systémů, bez tlakových přeměn. Lamely jsou různě široké a různě vzdálené od sebe a jsou průběžné. Velmi dobře pozorovatelná je i štěpnost. Kalcit nejeví žádné přeměny. Pozorovala jsem zde fluidní inkluze a to primární a pseudosekundární a sekundární. Primární fluidní inkluze se nacházely osamoceně a nahodile v minerálním zrně nebo tvořily drobné shluky. Pseudosekundární fluidní inkluze tvořily neprůběžné řádky. Sekundární fluidní inkluze tvořily průběžné subparalelní řádky.

V intergranulárách (obr. č. 17/a) a nahodile v zrnech kalcitu se vyskytují žilky, větvičkovité a nepravidelné agregáty opakního minerálu. V odrazovém mikroskopu jsem pozorovala dva typy žilek tohoto minerálu. První typ byly žilky s menší mocností, nejčastěji v rozsahu 0,002-0,01 mm. Vykazovaly velmi světle šedou barvu. Žilky druhého typu byly mocnější, než v prvním případě. Mocnost těchto žilek se pohybovala kolem 0,03-0,05 mm. Tyto mocnější žilky byly vyplněny jehličkovými či stébelnatými agregáty a nepravidelnými agregáty opakního minerálu (obr. č. 17/d). V odraženém světle měl tento minerál světle šedou, místy krémovou barvu. Nebyl patrný dvojdráze. Často zde docházelo ke křížení žil mladší a starší generace (obr. č. 17/c).

V odraženém světle v XPL měl tento minerál hnědou až hnědošedou polarizační barvu a občasně jsem pozorovala uvnitř žilek i krémové jehlicovité a nepravidelné agregáty. Dále se zde nacházely shluky jehlicovité či stébelnatých agregátů (obr. č. 17/b). Tyto shluky jevíly místy náznak radiální paprscovitosti. Stébla a jehličky nevykazovaly žádnou přednostní orientaci. Na základě WDX analýzy (tab. 1, anal. č. 1/87 a 2/87) byla zjištěna přítomnost minerálu, který neodpovídá žádnému dobře definovanému minerálu, pravděpodobně se jedná o hydratované Mn oxidy.

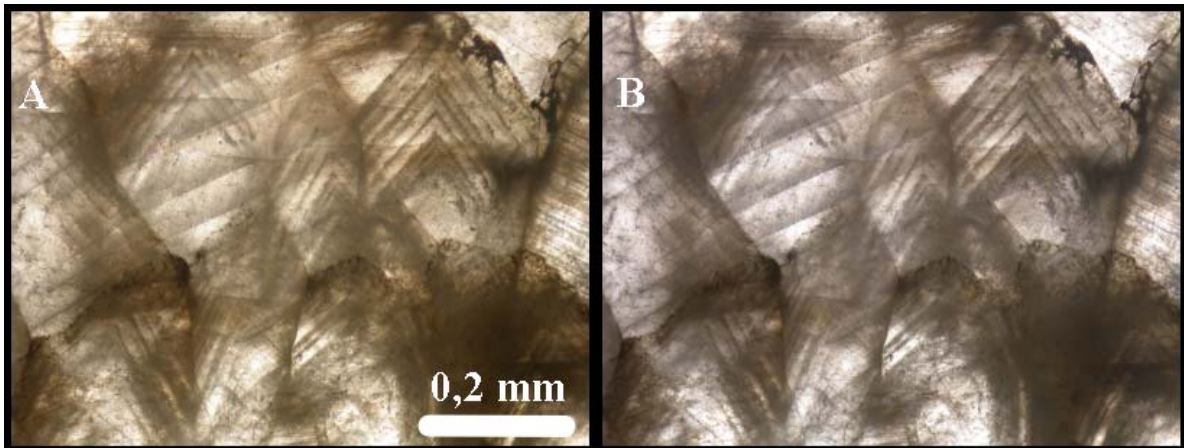


Obr. č. 17: Vzorek Přední Arnoštov/1, (a) žilky minerálu v intergranulárách kalcitu, (b) shluky jehlicovitých agregátů, (c) křížení mladší/mocnější a starší/méně mocné žíly minerálu, (d) žíla vyplněná nepravidelnými agregáty minerálu; odražené světlo, PPL.

Vzorek Přední Arnoštov/2

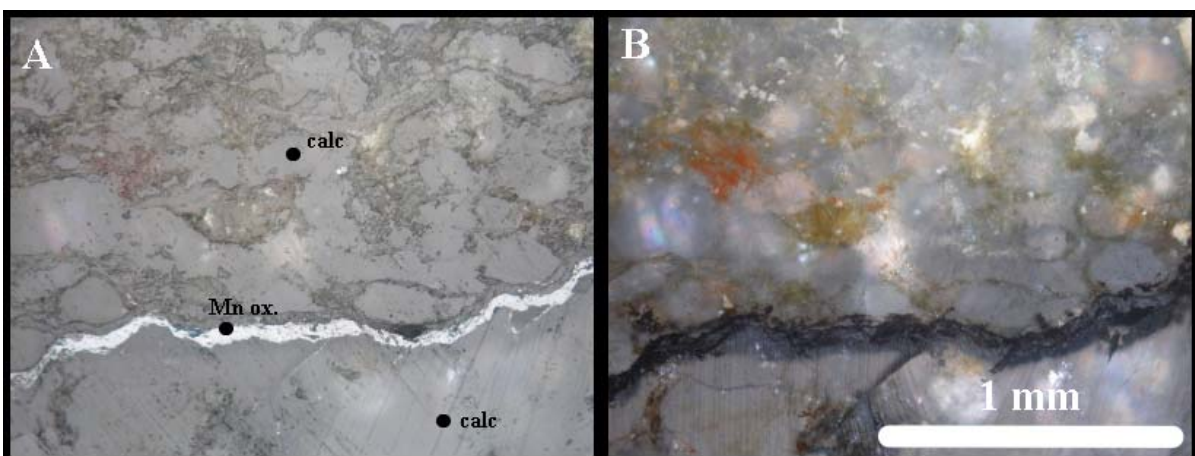
Kalcit je obdobného charakteru jako u vzorku Přední Arnoštov/1. Zrna kalcitu zde dosahují velikosti až 5 cm a mají převážně izometrický a protáhlý tvar. Zrna jsou omezena většinou xenomorfně až hypautomorfně. Byla zde velmi dobře pozorovatelná štěpnost. V celém vzorku bylo

viditelné dvojčatné lamelování. Lamely byly různě široké a různě vzdálené od sebe, průběžné a jsou podle jednoho a dvou systémů. Nepozorovala jsem tlakové postižení. Velmi dobře zde byla v PPL i XPL pozorována růstová zonálnost (obr. č. 18). Pozorovala jsem zde fluidní inkluze primární, pseudosekundární a sekundární. Primární fluidní inkluze byly velmi malé, vyskytovaly se náhodně a soliterně v minerálním zrně. Pseudosekundární byly v převaze, tvořily nepravidelně se vyskytující neprůběžné řádky. Sekundární fluidní inkluze tvořily průběžné řádky.



Obr. č. 18: Vzorek Přední Arnoštov/2, růstová zonálnost kalcitu, (a) PPL, (b) XPL

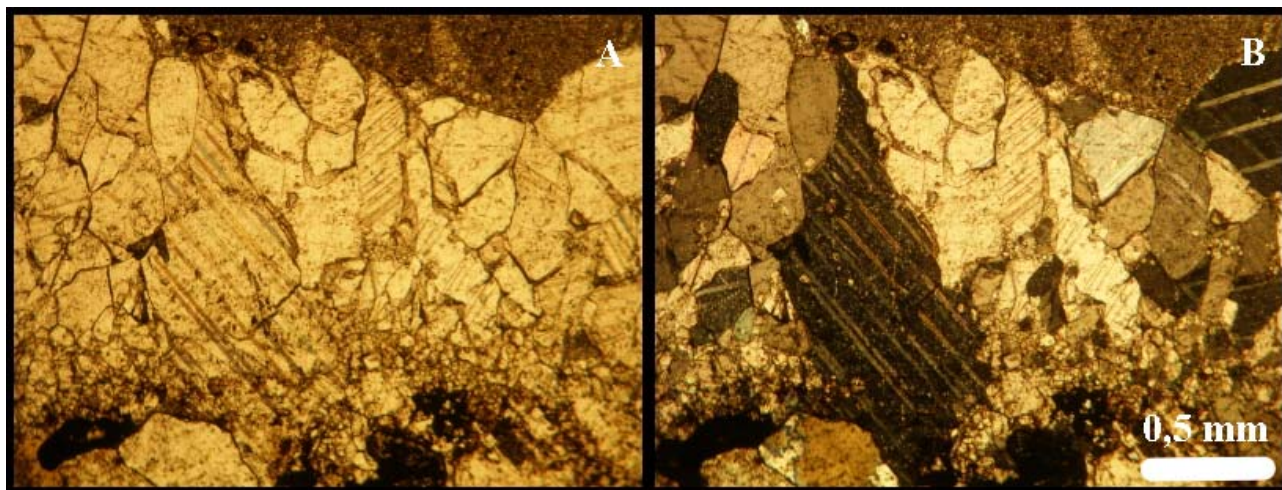
V odraženém světle v PPL jsem pozorovala tenké žilky nejčastěji o mocnosti 0,002 – 0,05mm, stébelnaté či nepravidelné agregáty rudního minerálu (obr. č. 19/a). Tento minerál měl středně šedou barvu a střední odraznost, dvojdraz patrný nebyl. V odraženém světle v XPL byly žilky i všechny výše zmíněné agregáty anizotropní. Měly hnědou až hnědošedou polarizační barvu (obr. č. 19/b) a byly protkány bílými až krémovými jehlicovitými či stébelnatými agregáty. Tento minerál má totožné mikroskopické charakteristiky, jako výše zmíněný opakní minerál ve vzorku kalcitu Přední Arnoštov/1, pravděpodobně se taktéž jedná o hydratované Mn oxidy.



Obr. č. 19: Vzorek Přední Arnoštov/2, světle šedá žilka opakního minerálu v kalcitu, (a) odražené světlo PPL, (b) odražené světlo XPL.

Vzorek Přední Arnoštov/3

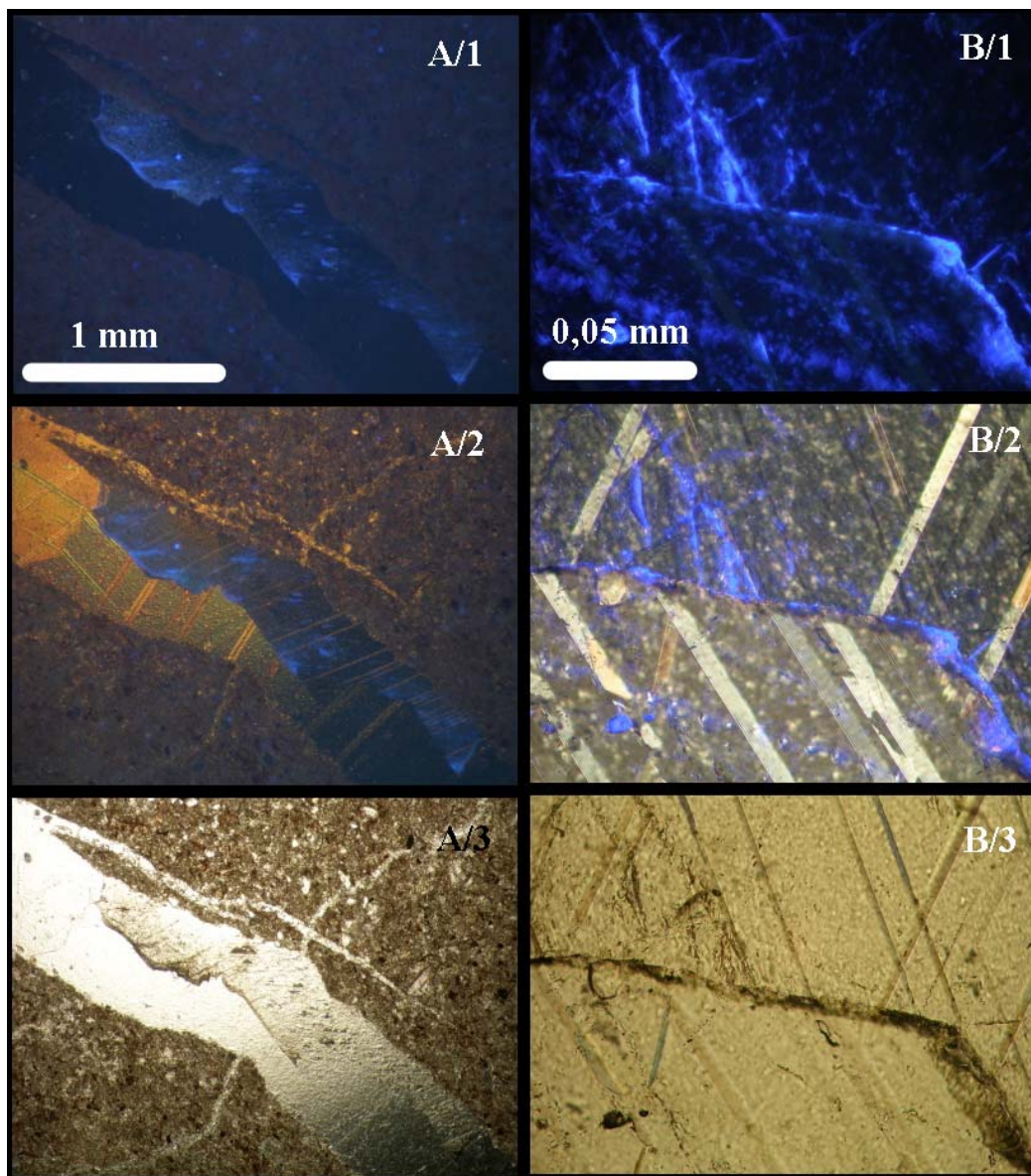
Mocnost zkoumané kalcitové žíly je 1,5-1,8 cm. Žíla je složena ze zrn kalcitu převážně protáhlého a izometrického tvaru. Kalcit je omezen hypautomorfně a xenomorfně (obr. č. 20/a). Občasně se zde vyskytují individua omezená automorfně. Většina zrn ve výbruse má velikost přibližně 4 mm. Některá zrna jsou lemována a zakalena limonitovým pigmentem okrové barvy. Zrna kalcitu vykazují dvojčatné lamelování podle jednoho i dvou systémů (obr. č. 20). Lamely se vyskytují téměř ve všech zrnech a jsou různě široké, různě vzdálené od sebe, jsou průběžné a nedeformované. Velmi dobře byla pozorovatelná štěpnost. Pozorovala jsem zde i fluidní inkluze. Kalcit byl hojně obsažen i v tmelu horniny ve formě nepravidelných oválných a subangulárních klastů spolu s nepravidelnými polozaoblenými a zaoblenými klasty hornin, které jsou reprezentovány především drokami, rulami, prachovci a zrný K-živce, apatitu a opakních minerálů nepravidelného tvaru bez krystalového omezení. Daná hornina je na přechodu mezi vápnitým pískovcem a písčítým vápencem.



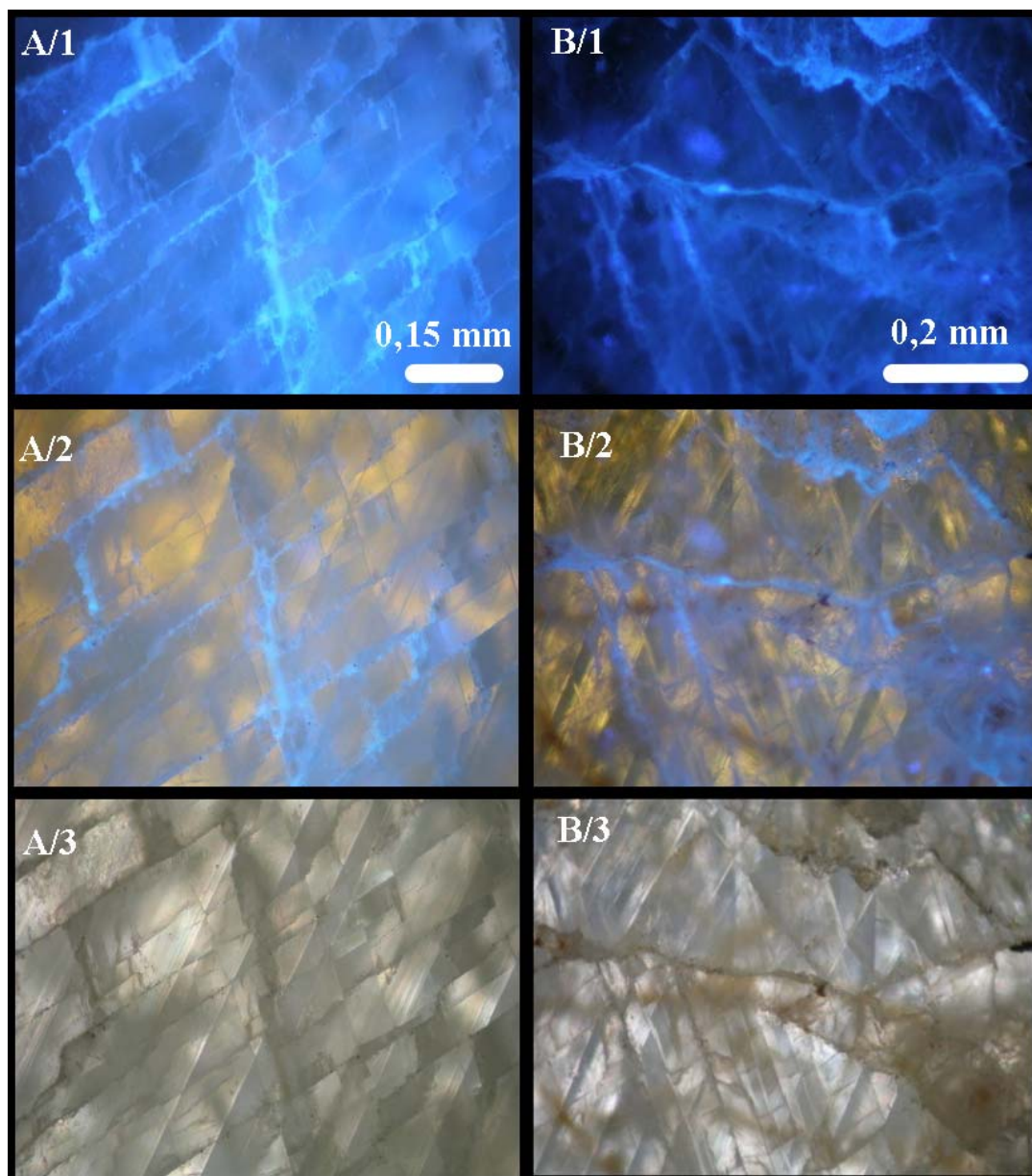
Obr. č. 20: vzorek Přední Arnoštov/3, (a) nepravidelná zrna kalcitu s dvojčatným lamelováním v PPL, (b) vzhled v XPL.

Fluorescenční mikroskopie

Fluorescenční mikroskopie byla provedena u všech vzorků kalcitu a u některých vápencových kongrecí za účelem zjištění přítomnosti uhlovodíků. Všechny vzorky vykazovaly modrou fluorescenci zejména podél štěpných trhlin (obr. č. 21, 22). Modrá fluorescence byla viditelná i ve fluidních inkluzích. Ty fluidní inkluze, které vykazovaly modrou fluorescenci, byly v procházejícím světle v PPL velmi tmavé. Modrou fluorescenci vykazovaly i vápence, kde se fluorescence projevovala nahodile v celém vzorku ve formě oválných či nepravidelných domén.



Obr. č. 21: vzorek Malíkov/2, (a1) modrá fluorescence jediného zrna kalcitu v kalcitové žíle, (a2) kombinované světlo, (a3) vzhled v PPL; vzorek Přední Arnoštov/3, (b1) modrá fluorescence kalcitu podél intergranulár a štěpných trhlin, (b2) kombinované světlo, (b3) vzhled v PPL.

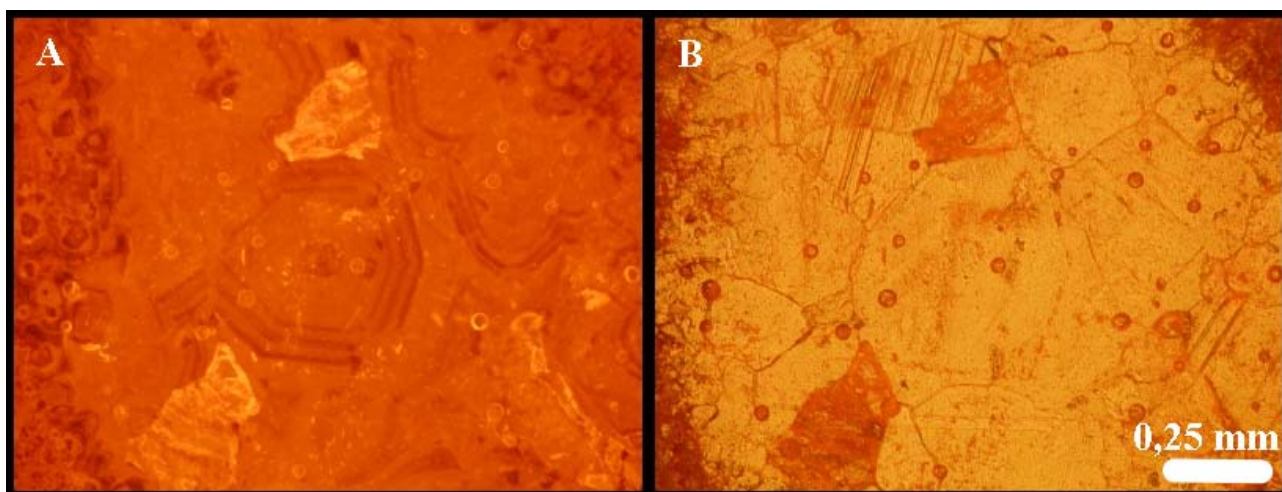


Obr. č. 22: vzorek Přední Arnoštov/1 (a1) modrá fluorescence kalcitu podél štěpných thlin, (a2) kombinované světlo, (a3) vzhled v PPL; vzorek Přední Arnoštov/2 (b1) modrá fluorescence kalcitu podél štěpných trhlin, (b2) kombinované světlo, (b3) vzhled v PPL.

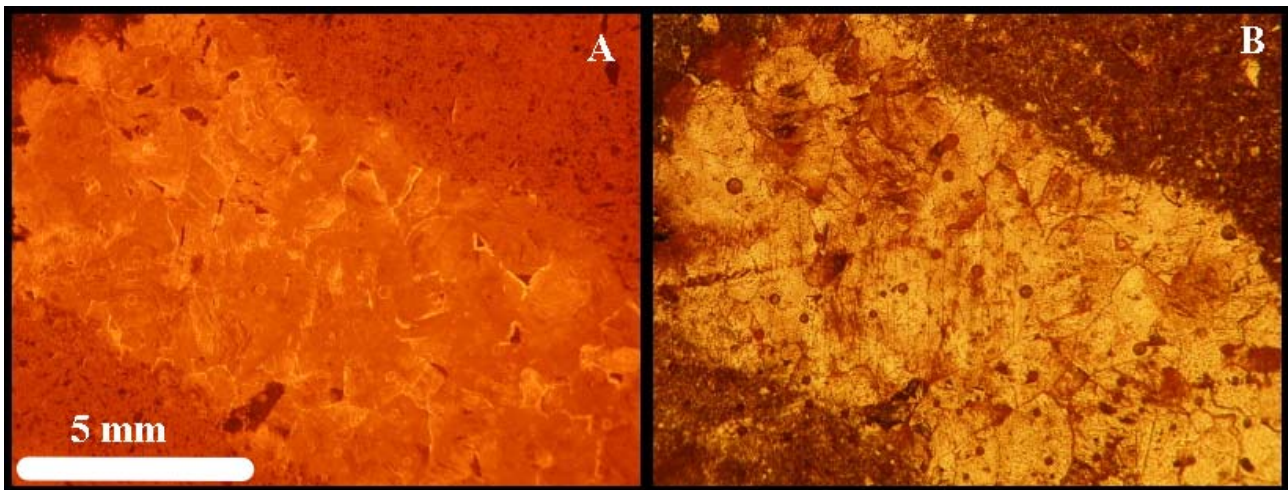
Katodová luminiscence

Vzorek Malíkov/1

Žilka ve vápenci z Malíkova je tvořena kalcitem s různou luminiscencí. Jedná se o oranžovou, žlutooranžovou a tmavou oranžovou luminiscenci, přičemž převažovala luminiscence oranžová. Pozorovala jsem zde zonálnost cyklickou (obr. č. 23/a), která je tvořena tenkými zónami oranžové a tmavé oranžové luminiscence. Dále jsem zde pozorovala luminiscenci koncentrickou. V obou případech se zde střídají zóny především oranžové a tmavé oranžové luminiscence. V žíle se nachází několik zrn, které mají žlutooranžovou luminiscenci a nepravidelnou a koncentrickou zonálnost. Tato zrna jsou v PPL zakalena červenohnědým pigmentem (obr. č. 23/b). Dále se v této žíle zde nachází poloha, která se vyznačuje především nepravidelnou žlutooranžovou a oranžovou luminiscencí (obr. č. 24/a). Žlutooranžová luminiscence je nejvíce zřetelná podél štěpných trhlin či okrajů zrn. Jde o nejmladší generaci kalcitu, která postupně zatlačuje starší generaci. Tyto partie jsou v PPL zakaleny červenohnědým pigmentem (obr. č. 24/b).



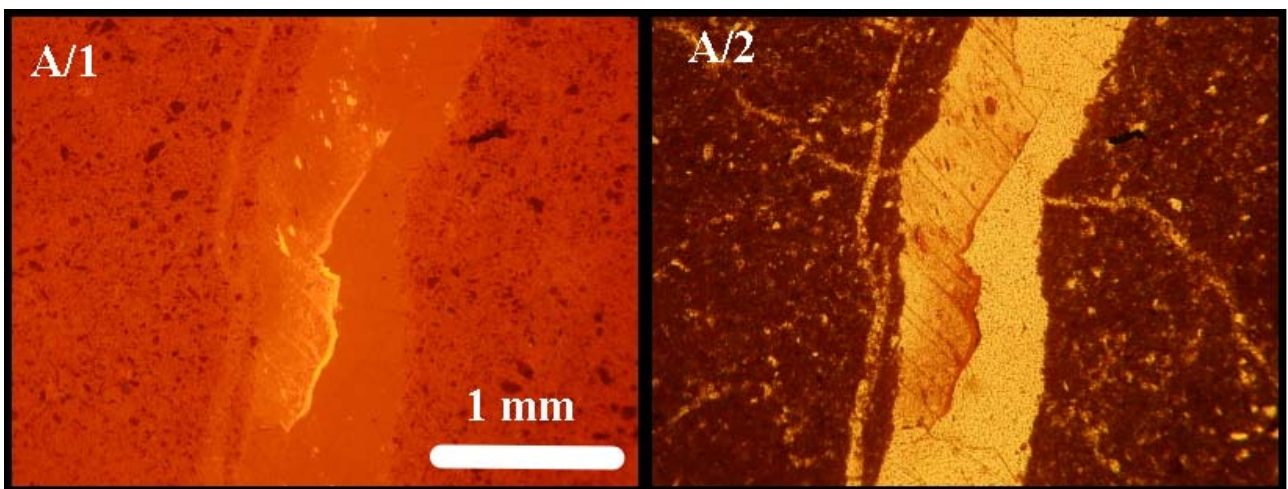
Obr. č. 23: vzorek Malíkov/1, (a) cyklická luminiscence žilného kalcitu a několik nepravidelně zonálních žlutooranžových zrn; (b) vzhled v PPL



Obr. č. 24: vzorek Malíkov/1, (a) nepravidelná žlutooranžová a oranžová zonálnost kalcitu; (b) vzhled v PPL.

Vzorek Malíkov/2

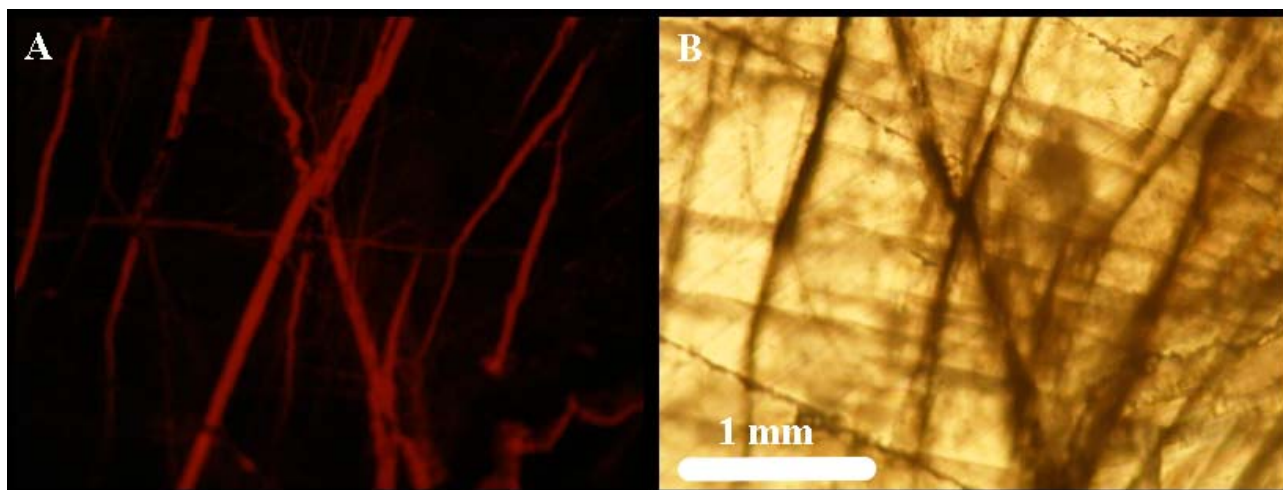
Ve vápenci se kříží dvě žíly o různých mocnostech, jejichž luminescence je shodně oranžová a jsou tedy s největší pravděpodobností stejně staré. V PPL jsem pozorovala další žilku, která v katodoluminiscenčním mikroskopu měla stejnou luminescenci jako okolní hornina, je tedy přibližně stejně stará jako vápenec, v němž se nachází. Obě křížící se žíly jsou vyplněny homogenním nezonálním kalcitem oranžové luminescence až na jediné zrno v tenčí žilce, které při okraji směřujícím do středu žíly vykazuje žlutou luminescenci (obr. č. 25/a1). Tato část zrna je v PPL zakalena červenohnědým pigmentem (obr. č. 25/a2). Kalcit s oranžovou luminescencí je v PPL průsvitný, žlutý je zakalený.



Obr. č. 25: vzorek Malíkov/2, (a/1) žlutá luminescence jednoho kalcitového zrna v jinak homogenní žíle s uniformní oranžovou luminescencí; (a/2) vzhled v PPL.

Vzorek Přední Arnoštov/1

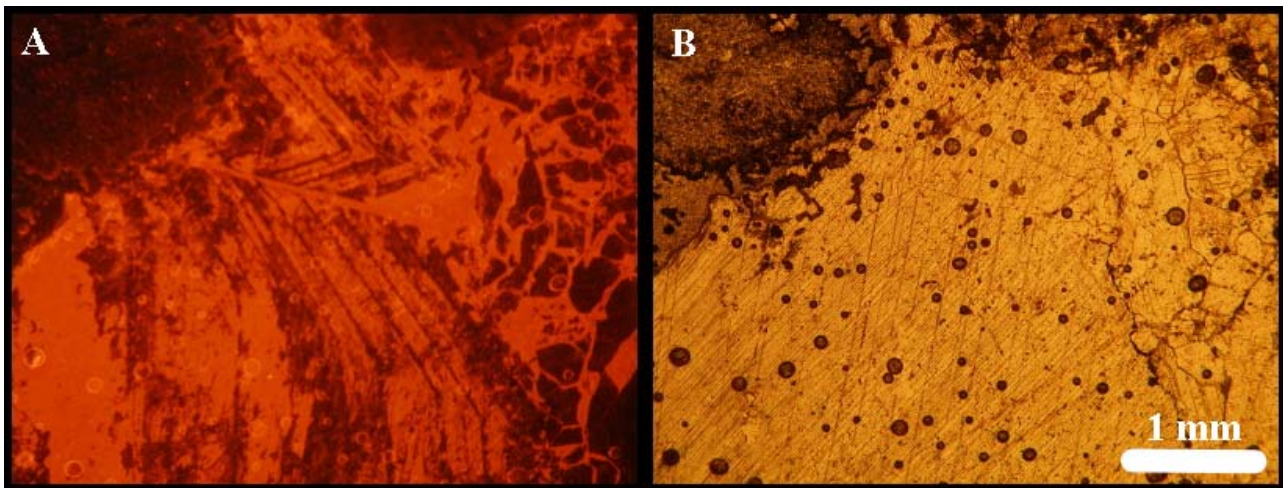
V tomto vzorku jsem pozorovala pouze 2 generace kalcitu, starší generace kalcitu nevykazovala luminiscenci a druhá mladší generace měla červenooranžovou luminiscenci. Mladší generace červenooranžového kalcitu tvořila různě mocné žilky, které se často protínaly (obr. č. 26/a) a nepravidelné polohy. V PPL byl starší kalcit průsvitný, kdežto mladší kalcit byl hnědošedě zakalen (obr. č. 26/b). Mladší generace kalcitu vstupovala do staršího zejména podél štěpných trhlin. Kvantitativně převažovala generace bez luminiscence. Nepozorovala jsem zde žádnou zonálnost.



Obr. č. 26: vzorek Přední Arnoštov/1, (a) protínající se mladší žilky kalcitu s červenooranžovou luminiscencí uložené ve starší generaci kalcitu bez luminiscence; (b) vzhled v PPL.

Vzorek Přední Arnoštov/2

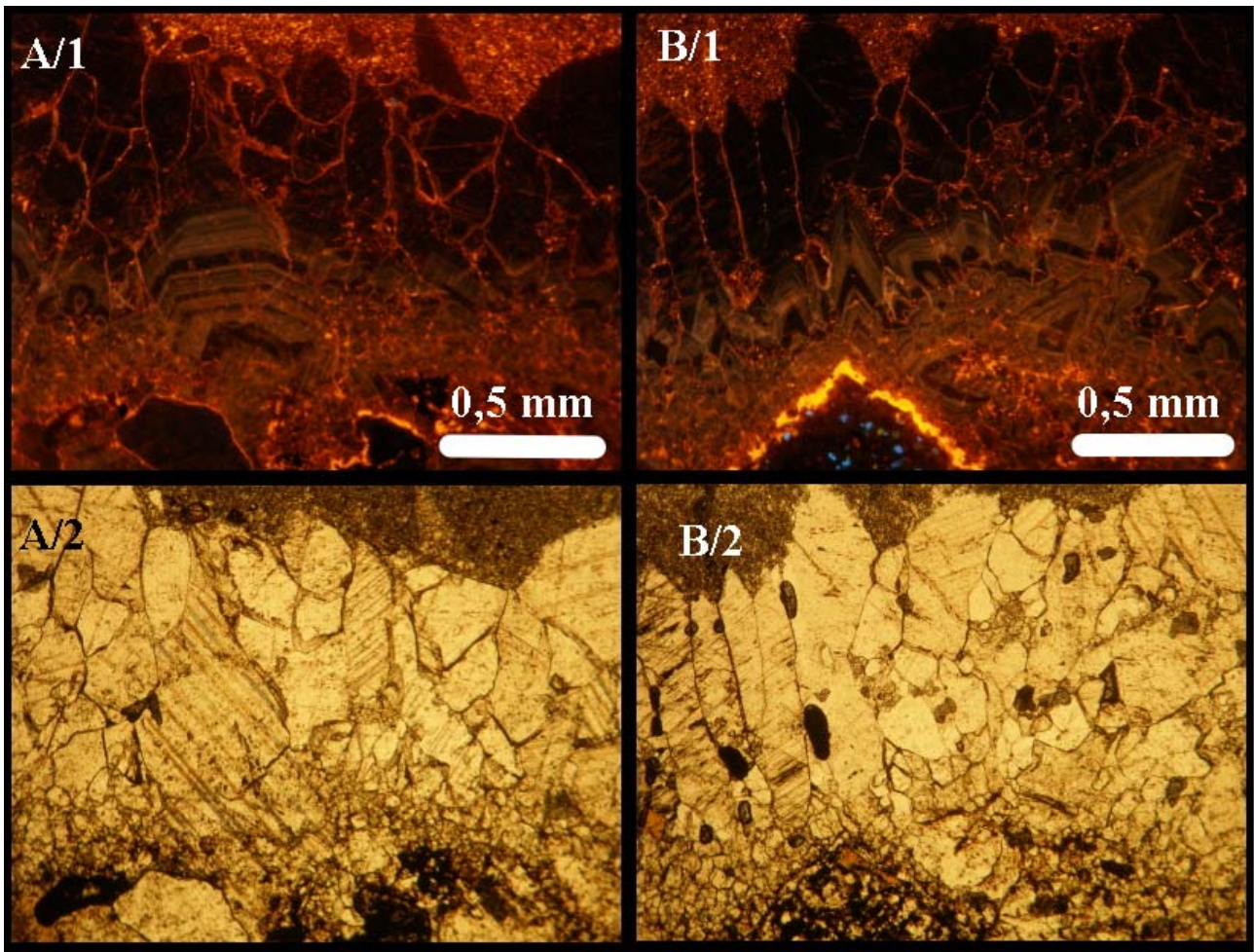
Zde kalcit vykazoval převážně oranžovočervenou luminiscenci, některé polohy luminiscenci nevykazovaly. Pozorovala jsem zde koncentrickou zonálnost (obr. č. 27/a) tvořenou mocnějšími zónami červenooranžové luminiscence a zónami, které byly bez luminiscence a méně mocné. V PPL od sebe tyto generace nebyly odlišitelné. Dále jsem pozorovala zonálnost sektorovou, kde v rámci jednoho zrna je ostře ohraničený sektor bez luminiscence a zbytek zrna má červenooranžovou luminiscenci. Starší kalcit bez luminiscence byl v PPL průsvitnější a většinou u něj absentovaly dvojčatné lamely. Další byla zonálnost zcela nepravidelná (obr. č. 27/a), opět tvořená převážně oranžovočervenou luminiscencí a polohami bez luminiscence. V PPL byl starší kalcit bez luminiscence průsvitnější, než kalcit mladší. Ve vzorku kvantitativně převažovala generace mladšího kalcitu.



Obr. č. 27: vzorek Přední Arnoštov/2, (a) koncentrická a nepravidelná zonálnost kalcitu; (b) vzhled v PPL.

Vzorek Přední Arnoštov/3

V tomto vzorku jsem pozorovala koncentrickou a cyklickou zonálnost. Koncentrická (obr. č. 28/a1, b1) i cyklická zonálnost byla tvořena oranžovými, tmavě oranžovými a zónami bez luminescence, které se nepravidelně střídaly a měly různou mocnost. Nejvíce mocné byly zóny oranžové, ale i zóny bez luminescence. Zkoumaná žíla byla zonální zejména v nejstarší části kontaktu s horninou. Tato část žíly vykazuje obdobnou luminescenci jako kalcit v okolní hornině. Nad mladším zonálním kalcitem se nacházela zrna kalcitu bez luminescence, která byla lemována kalcitem s červenooranžovou či oranžovou luminescencí (obr. č. 28/a1, b1). Mladší generace kalcitu vstupuje do starší generace zejména na kontaktu jednotlivých zrn a podél štěpnosti (obr. č. 28/a1, b1). Dochází tady k zatlačování staršího kalcitu mladším. V PPL je mladší generace tmavší, zakalena tmavým pigmentem, kdežto starší generace kalcitu je průsvitná (obr. č. 28/a2, b/2). Dále jsem zde pozorovala nepravidelné polohy či zrna, které měly žlutou luminescenci (obr. č. 28/b1). V okolní hornině jsem zaznamenala zelenou luminescenci apatitu a modrou luminescenci K-živců (obr. č. 28/b1).



Obr. č. 28: vzorek Přední Arnoštov/3, (a1) koncentrická a nepravidelná oranžová zonálnost kalcitu, (a2) vzhled v PPL; (b1) koncentrická zonálnost kalcitu oranžové luminiscence, žlutá luminiscence kalcitu lemujícího horninový klast, (b2) vzhled v PPL.

Fluidní inkluze

Ke studiu fluidních inkluzí jsem použila pouze vzorky kalcitů z Předního Arnoštova, které byly vhodnější než kalcity z Malíkova, které byly velmi jemnozrné.

Vzorek Přední Arnoštov/I

Ve vzorku jsem našla všechny genetické typy fluidních inkluzí, primární, pseudosekundární i sekundární. Většina inkluzí měla velmi malé rozměry, nejčastěji kolem 1 μm i méně. V podstatě většina inkluzí byla špatně průhledná, díky čemuž jsem nemohla změřit dostatečné množství mikrotermometrických dat.

Primární inkluze se většinou vyskytovaly nahodile a soliterně v minerálním zrnu. Velikost inkluzí se pohybovala v rozmezí 1-15 μm . Byly velmi tmavé až černé, měly nepravidelný tvar, některé byly podlouhlé a zaoblené. Vlivem špatné průhlednosti u nich nebylo možné provést mikrotermometrická měření, protože fázové změny nebyly dobře pozorovatelné.

Sekundární fluidní inkluze byly velmi tmavé až černé, oválného plochého tvaru a tvořily především řádky protínající celé zrno. Jejich velikost byla nejčastěji 8 až 10 μm . Velikost inkluzí se v rámci jednoho řádku měnila, nejmenší inkluze byly často na začátcích a největší inkluze uprostřed řádků. U těchto inkluzí jsem pozorovala proces zaškrcování „necking down“. Bohužel díky velmi malé velikosti a špatné průhlednosti inkluzí jsem u tohoto typu nezměřila žádná data.

Převažoval výskyt pseudosekundárních inkluzí, které byly jednofázové L i dvoufázové L+V a byly velmi špatně průhledné, některé až černé (obr. č. 29/c). Tvořily neprůběžné řádky, většinou měly v rámci řádku pravidelný tvar. Byly protáhlého habitu se zaoblenými konci nebo kónického tvaru, často tvořily negativní krystaly tvaru klence a byly ploché. Plynná fáze v inkluzích zaujímala 10-40 obj. %, ale převažovaly inkluze se stupněm zaplnění 0,90. Nejprve jsem inkluze zahřívala, teploty homogenizace (T_h) se pohybovaly v rozmezí 102-150 $^{\circ}\text{C}$ (tab. 2), dále jsem je mrazila na teplotu (T_f) -36,8 až -50,6 $^{\circ}\text{C}$. Teplota eutektika (T_e) byla naměřena jen na několika málo inkluzích a pohybovala se v rozmezí -17 až -27 $^{\circ}\text{C}$, což nám naznačuje systém $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ (Borisenko 1977). Teplota tání posledního krystalu ledu ($T_{m_{ice}}$) byla -1,5 až -2,3 $^{\circ}\text{C}$. Salinita pseudosekundárních inkluzí vypočítaná z ($T_{m_{ice}}$) je 2,6 až 3,9 hm. % NaCl ekv (tab. 2). Některé inkluze nereagovaly na změny teploty a bublina plynu zůstala stejná.

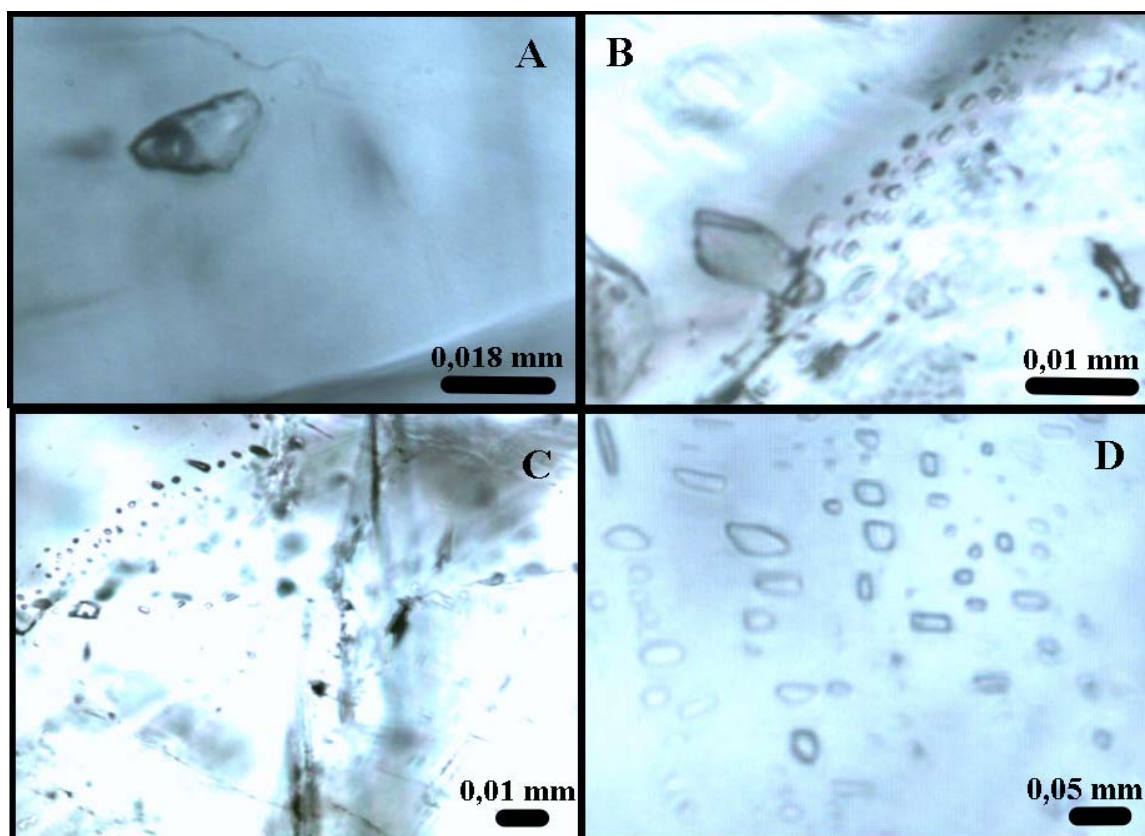
Vzorek Přední Arnoštov/3

Data byla naměřena ze štěpných úlomků. Nalezla jsem zde všechny genetické typy fluidních inkluzí, primární, pseudosekundární i sekundární.

Primární fluidní inkluze byly plynokapalné L+V (obr. č. 29/a). Primární inkluze dosahovaly rozměrů 3-22 μm . Inkluze, u kterých bylo možné provést mikrotermometrické měření, dosahovaly velikosti 18-22 μm . Tvar těchto inkluzí byl izometrický, nepravidelný a plochý. Většinou byly inkluze zaoblené, ale některé měly i ostré hrany. Většina inkluzí se nacházela nahodile a osamoceně v minerálním zrnu. Plynná fáze v inkluzích zaujímal 20 až 30 obj. %, ale převažovaly inkluze se stupněm zaplnění 0,70. Homogenizační teploty se pohybovaly v rozmezí 273-292 $^{\circ}\text{C}$, poté jsem inkluze mrazila na teplotu -31 až -41 $^{\circ}\text{C}$. Teplotu eutektika jsem změřila pouze u několika málo inkluzí, pohybovala od -26,8 do -29 $^{\circ}\text{C}$, což nám indikuje přítomnost systémů s roztoky $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$, $\text{H}_2\text{O}-\text{MgCl}_2$, $\text{H}_2\text{O}-\text{FeCl}_2$ či $\text{H}_2\text{O}-\text{FeCl}_3$ (Borisenko 1977). Teplota tání posledního krystalu ledu (T_{mice}) byla v rozmezí -0,1 až -0,4 $^{\circ}\text{C}$. Salinita primárních inkluzí byla vypočítána z hodnot (T_{mice}) a je 0,2 až 0,7 hm. % NaCl ekv (tab. 2).

Sekundární fluidní inkluze se vyskytují v řádcích procházejících přes celé zrno, některé řady se i protínají. Tyto inkluze byly plynokapalné L+V i kapalné L (obr. č. 29/d). Velikost se nejčastěji pohybovala kolem 1-12 μm . Měření jsem provedla u inkluzí velikosti 4-12 μm . Byly převážně oválné, protažené, ploché a většina byla tvarově obdobná. Nejprve jsem tyto inkluze zahřívala na teplotu (T_h) 39-70 $^{\circ}\text{C}$, poté jsem je mrazila (T_f) na teplotu -39 až -41 $^{\circ}\text{C}$. Špatná průhlednost a malé rozměry inkluzí mi neumožnily naměřit další data, fázové změny nebyly dobře pozorovatelné.

Pseudosekundární fluidní inkluze dosahovaly rozměrů 2-22 μm , byly dvoufázové L+V i jednofázové L, měly často kónický tvar nebo tvořily úzké, protáhlé ploché inkluze se zaoblenými konci. Většinou tvořily neprůběžné řádky (obr. č. 29/b). Stupeň zaplnění inkluzí byl v rozmezí 0,70 až 0,90. Inkluze jsem zahřívala na teplotu (T_h) 50-67 $^{\circ}\text{C}$, dále jsem je mrazila na teplotu (T_f) -13 až -16 $^{\circ}\text{C}$. Zaznamenala jsem hodnoty tání posledního krystalu ledu (T_{mice}), které byly -5,0 až -6,3 $^{\circ}\text{C}$. Salinita pseudosekundárních inkluzí vypočítaná z (T_{mice}) je 7,0 až 9,6 hm. % NaCl ekv. (tab. 2). Teplotu eutektika (T_e) se mi nepodařilo naměřit. Tyto inkluze jsem pozorovala i v několika řádcích nad sebou a byly tvořeny jednofázovými kapalnými inkluzemi. Bohužel byly velmi malých rozměrů a tedy nevhodné k mikrotermometrickému měření.



Obr. č. 29: (a) primární fluidní inkluze ve vzorku Přední Arnoštov/3, (b) pseudosekundární inkluze ve vzorku Přední Arnoštov/3, (c) pseudosekundární fluidní inkluze ve vzorku Přední Arnoštov/1, (d) jednofázové sekundární fluidní inkluze ve vzorku Přední Arnoštov/3

Vzorek	minerál	genetický typ	fázové složení	velikost (μm)	T_{mice} ($^{\circ}\text{C}$)	T_{h} ($^{\circ}\text{C}$)	T_{e} ($^{\circ}\text{C}$)	Salinita (hm. % NaCl ekv.)
Přední Arnoštov/1	kalcit	P	nd	1 až 15	nd	nd	nd	nd
		S	nd	8 až 10	nd	nd	nd	nd
		PS	L, L+V	4 až 8	-1,5 až -2,3	102,3 až 150	-17 až -27	2,6 až 3,9
Přední Arnoštov/3	kalcit	P	L+V	18 až 22	-0,1 až -0,4	273 až 292	-26,8 až -29	0,2 až 0,7
		S	L, L+V	4 až 12	nd	39 až 72	nd	nd
		PS	L, L+V	4 až 22	-5 až -6,3	50 až 67	nd	7,0 až 9,6

Tab. 2: Přehled naměřených mikrotermometrických dat u fluidních inkluzí v kalcitu ze vzorků Přední Arnoštov/1 a Přední Arnoštov/3; P-primární inkluze, S-sekundární inkluze, PS-pseudosekundární inkluze, fázové složení: L-kapalina, V-plyn, nd – nezměřeno, T_{mice} -teplota tání posledního krystalu ledu, T_{h} -teplota homogenizace, T_{e} -eutektická teplota. Salinita byla vypočtena dle Bodnara (1993).

8. Diskuse

Mn minerály v tmelu pískovce z Předního Arnoštova

Popis pískovce s Mn fází se shoduje s popisem Černého (1961). Středně šedé celistvé partie tmelu jsem nazvala jako kryptomelan a tmavší polohy s jehličkami jako hollandit.

Černý (1961) uvádí, že tento tmel náleží k izomorfní řadě $\text{KMn}_8\text{O}_{16}$ - $\text{BaMn}_8\text{O}_{16}$ - $\text{PbMn}_8\text{O}_{16}$, tedy kryptomelan - hollandit - coronadit, označil jej jako kryptomelan. Dále uvádí, že tento kryptomelan v podstatném zastoupení kromě Mn^{4+} a Mn^{2+} obsahuje K^+ a Na^+ v množství nad 1%, Pb a Ba v množství 0,X %. V našem vzorku se K^+ nachází v množství 0,X %, Ba 0,X %, a Pb dokonce jen v 0,00X % (viz tab. 1). Hodnoty Černého (1961) tedy rámcově korelují s mnou analyzovaným vzorkem pískovce.

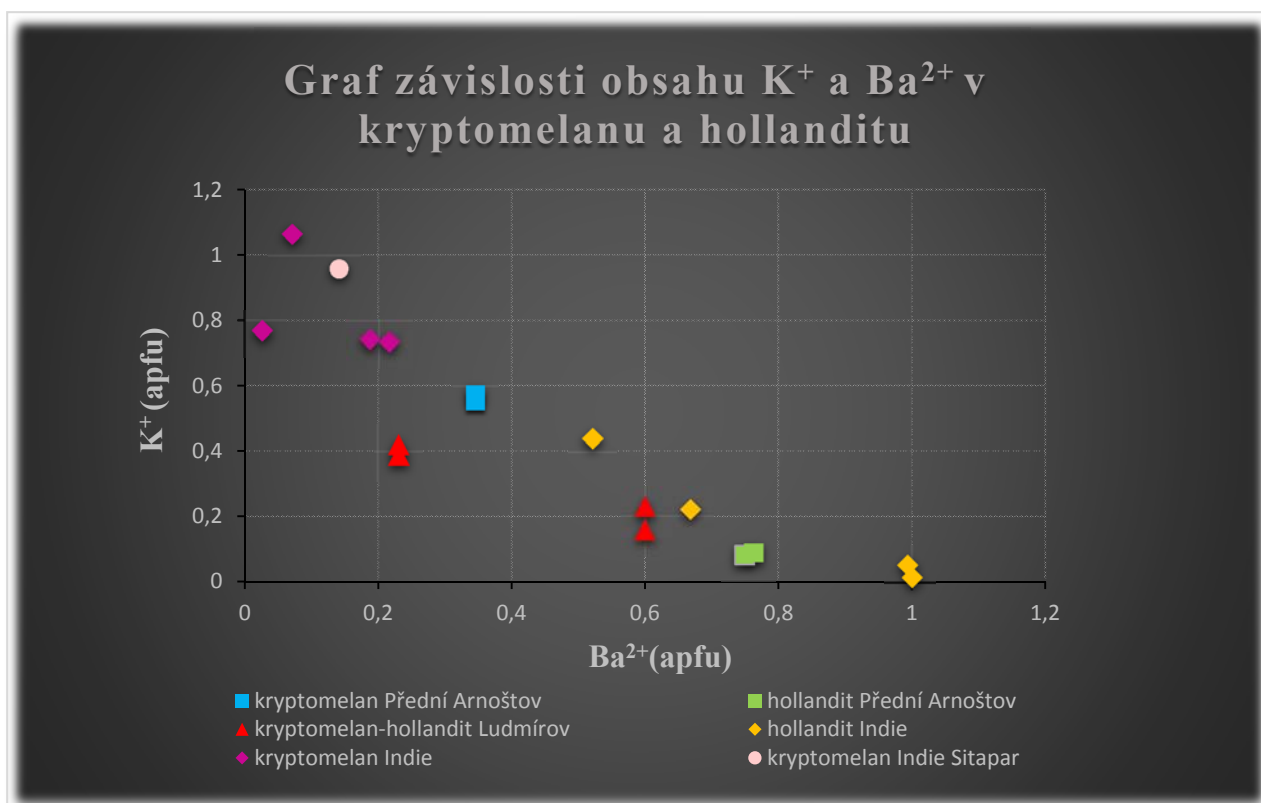
Zimák a Výmola (2003) se zabývali výzkumem manganových rud z Ludmírova na Dražanské vrchovině. Manganové fáze se zde vyskytovaly v píscích až pískovcích, kde tvořily méně zpevněné světle hnědé až litifikované hnědočerné vrstvy v kapse devonských vápenců. Autoři označili chemismus těchto fází blízký minerálům kryptomelan-hollanditové řady. Tyto minerály mají v porovnání s mnou analyzovanými vzorky kryptomelanu a hollanditu nižší obsah Mn^{4+} , Mn^{2+} , přibližně stejně nebo více Ca^{2+} , dále obsahují větší množství Al^{3+} , menší koncentraci Ba^{2+} . Minerál kryptomelan-hollanditové řady blízký se hollanditu z Předního Arnoštova má vyšší obsah K^+ .

Se zvyšujícím se obsahem K^+ zde stoupá hodnota Al^{3+} , se zvyšujícím se obsahem Ba^{2+} množství Al^{3+} klesá. V minerálu kryptomelan-hollanditové řady z Ludmírova blízký se hollanditu z Předního Arnoštova je vyšší obsah Si^{4+} , než u minerálu kryptomelan-hollanditové řady z Ludmírova blízký se kryptomelanu. U Mn oxidů z Předního Arnoštova tyto trendy nepozorujeme.

Do grafu (obr. č. 30) jsem vynesla hodnoty Ba^{2+} vs. K^+ z lokalit Přední Arnoštov, Ludmírov, Sausar group Indie, (kde se kryptomelan a hollandit vyskytují v hojné míře v prekambriických gonditech (Miura a kol. 1987)) a z lokality Sitapar-Indie.

Kryptomelan z Předního Arnoštova ve srovnání s ostatními vzorky zejména z Indie obsahuje menší množství K^+ a větší množství Ba^{2+} . U hollanditu z Předního Arnoštova je u dvou vzorků zřejmá podobnost s hollanditem z Indie, kdy oba obsahují vysoké množství Ba^{2+} a velmi málo K^+ .

U hollanditu je tedy zřejmé, že čím více minerál obsahuje Ba^{2+} , tím méně obsahuje K^+ , u kryptomelanu je tomu naopak. Je tedy patrné, že zde dochází k izomorfnímu zastupování Ba^{2+} na místo K^+ a naopak.



Obr. č. 30: Závislost obsahu K^+ a Ba^{2+} v kryptomelanu a hollanditu z Předního Arnoštova, porovnána jsou i vynesena data minerálů kryptomelan-hollanditové řady z Ludmírova (Zimák, Výmola 2003), Sausar group z Indie (Miura a kol. 1987) a Indie-Sitapar (Mathieson, Wadsley 1950).

Kalcit Malíkov

Mnou zkoumané kalcitové žilky ve vápencích z lokality Malíkov byly makroskopicky i mikroskopicky podobné.

Pozorování ve fluorescenčním mikroskopu prokázalo přítomnost lehkých uhlovodíků, ve vzorku Malíkov/2 pak fluorescenci vykazovala v celé žíle pouze jedno zrno a to zejména při okrajích směřujících do středu žíly (obr. č. 21/a1). Modrá až fialová fluorescence je projevem přítomnosti lehkých uhlovodíků, které jsou dávány do souvislosti s nárůstem vyžralosti ropy, a které vznikají redukcí aromatických uhlovodíků s vyšší hustotou (Stasiuk, Snowdon 1997).

Katodová luminiscence odhalila několik generací kalcitu. U vzorku Malíkov/1 převažovala luminiscence oranžová, dále matně oranžová a i luminiscence žlutooranžová. Pozorovala jsem zde několik typů zonálnosti, nejčastější byla zonálnost koncentrická a nepravidelná (obr. č. 23/a, 24/a).

Pagel a kol. (2000) ve své práci uvádí, že koncentrická zonálnost vzniká měnícím se tempem růstu krystalu, mění se teplotou roztoků či měnícím se chemismem periodicky přinášených fluid, což nám dokládá polyfázový vývoj mineralizace. Jednotlivé zóny nebyly ostře ohraničeny, což by mohlo znamenat, že změny při krystalizaci byly postupné (Pagel a kol. 2000).

U vzorku Malíkov/2 byly křížící se kalcitové žíly tvořené homogenním kalcitem oranžové luminescence a jsou tedy s největší pravděpodobností stejně staré. V celé žilovině v tomto vzorku jsem pozorovala pouze jediné zrno žluté luminescence, která byla nejvýraznější při okraji zrna směřujícího do středu žíly (obr. č. 25/a). Zrno je v PPL zakaleno červenohnědým pigmentem (obr. č. 25/b). Tento případ luminescence by mohl být způsoben sekundární alterací kalcitu, která se v CL projevuje jako tenké zářivé okraje s pronikáním do vnitřku zrna. K těmto alteracím může docházet pomocí hydrotermálních roztoků. Dále jsem zde pozorovala několik žilek kalcitu, které vykazovaly stejnou hnědočervenou luminescenci jako okolní vápenec, jsou tedy s největší pravděpodobností stejně staré (obr. č. 25).

Kalcit Přední Arnoštov

Kalcity Přední Arnoštov/1 a Přední Arnoštov/2 si byly makroskopicky i mikroskopicky velmi podobné. Kalcit Přední Arnoštov/3 se lišil zejména barvou, velikostí zrn a absencí opakního minerálu.

V těchto vzorcích se vyskytovaly žilky a různé agregáty opakního minerálu (obr. č. 17). V odraženém světle jsem pozorovala 2 typy žil. Chemické složení tohoto minerálu neodpovídá žádnému definovanému minerálu, nejspíše jde o hydratované Mn oxidy (viz tab. 1, anal. č. 1/87, 2/87). Černý (1961) se ve své práci zmiňuje o přítomnosti kalcitu, na který se na této lokalitě váže kryptomelan a vzácně i pyroluzit.

Fluorescenční mikroskopie prokázala přítomnost organického materiálu u všech kalcitů z Předního Arnoštova, jedná se o lehké ropné uhlovodíky. Kalcity vykazovaly modrou fluorescenci zejména podél štěpných trhlin a luminescenci vydávaly i některé fluidní inkluze.

Katodová luminescence vzorku Přední Arnoštov/1 prokázala přítomnost pouze dvou generací kalcitu (obr. č. 26/a). Zastoupenější byla generace kalcitu bez luminescence, tedy generace staršího kalcitu. Kalcity se od sebe v PPL lišily. Starší kalcit byl čirý, kdežto mladší byl hnědošedě zakalen. Mladší kalcit vstupoval do staršího podél štěpných trhlin (obr. č. 26/b). Mohlo by tedy docházet k jeho postupnému zatlačování.

Polohy bez luminiscence mohou být nabohaceny Fe^{2+} , které v karbonátech působí jako „zhášec“ luminiscence, nebo tyto polohy mohou být nabohaceny větší koncentrací Mn^{2+} , který sice v karbonátech působí jako „aktivátor“ luminiscence, avšak při větších koncentracích působí jako „zhášec“ (Pagel a kol. 2000). U těchto vzorků by mohla být pravděpodobnější varianta s vyšší koncentrací Mn^{2+} vzhledem k přítomnosti manganové mineralizace v těchto kalcitech a tedy k možnému zvýšenému obsahu Mn^{2+} . U vzorku Přední Arnoštov/2 jsem pozorovala rovněž dvě generace kalcitu (obr. č. 27/a). Zastoupenější byla mladší generace s oranžovočervenou luminiscencí, méně starší generace bez luminiscence. Pozorovala jsem koncentrickou a sektorovou zonálnost, což poukazuje na změny v morfologii během růstu krystalu (Pagel a kol. 2000). V PPL v koncentricky zonálním kalcitu nebyly odlišitelné jednotlivé generace, v případě sektorové zonálnosti bylo viditelné, že v PPL byl starší kalcit průsvitnější, kdežto mladší kalcit byl zakalený. Jednotlivé zóny byly ostře ohraničeny, což nám naznačuje náhlou změnu ve složení roztoků či podmínek při růstu krystalů či dočasné zastavení růstu krystalu (Pagel a kol. 2000).

Vzorek kalcitu Přední Arnoštov/3 byl tvořen čtyřmi generacemi, přičemž převažovala nejstarší generace bez luminiscence a generace mladší s oranžovou luminiscencí (obr. č. 28/a1, 28/b1). Pozorovala jsem zde zonálnost koncentrickou a cyklickou. Kalcitová žíla byla zonální při kontaktu s horninou a měla i obdobnou luminiscenci. Přejít jednotlivých zón byl pozvolný, až na několik výjimek. Ke změnám při růstu mladšího kalcitu tedy docházelo vesměs postupně. Nad mladším zonálním kalcitem byla zrna kalcitu starší generace. Mladší kalcit do staršího vstupoval podél intergranulár i podél štěpných trhlin (obr. č. 28). Dochází zde k postupnému zatlačování staršího kalcitu mladším. Vzhledem k množství generací a zonálnosti je evidentní, že tento kalcit krystaloval během několikrát se měnícího složení hydrotermálních roztoků či podmínek (Pagel a kol. 2000). Luminiscence kalcitu z okolní horniny se nejvíce podobala druhé nejzastoupenější oranžově luminiskující generaci zonálního kalcitu. Kalcitová žilka by tedy mohla být geneticky spjata s určitou fází diagenetických procesů v okolní hornině.

Orientace mnou zkoumaných kalcitových žil (obr. č. 9) nepoukazuje na sepětí s průběhem tektonických struktur probíhajících okolím Předního Arnoštova.

Fluidní inkluze

Všechny měřené inkluze měly poměrně variabilní poměr kapalné a plynné fáze ($F_0=0,60-0,90$), což by mohlo být způsobeno zachycením inkluzí z heterogenního prostředí, případně vlivem sekundárních procesů po uzavření inkluzí, jako jsou difuze, únik kapaliny či dekrepitace (Barker, Goldstein 1990).

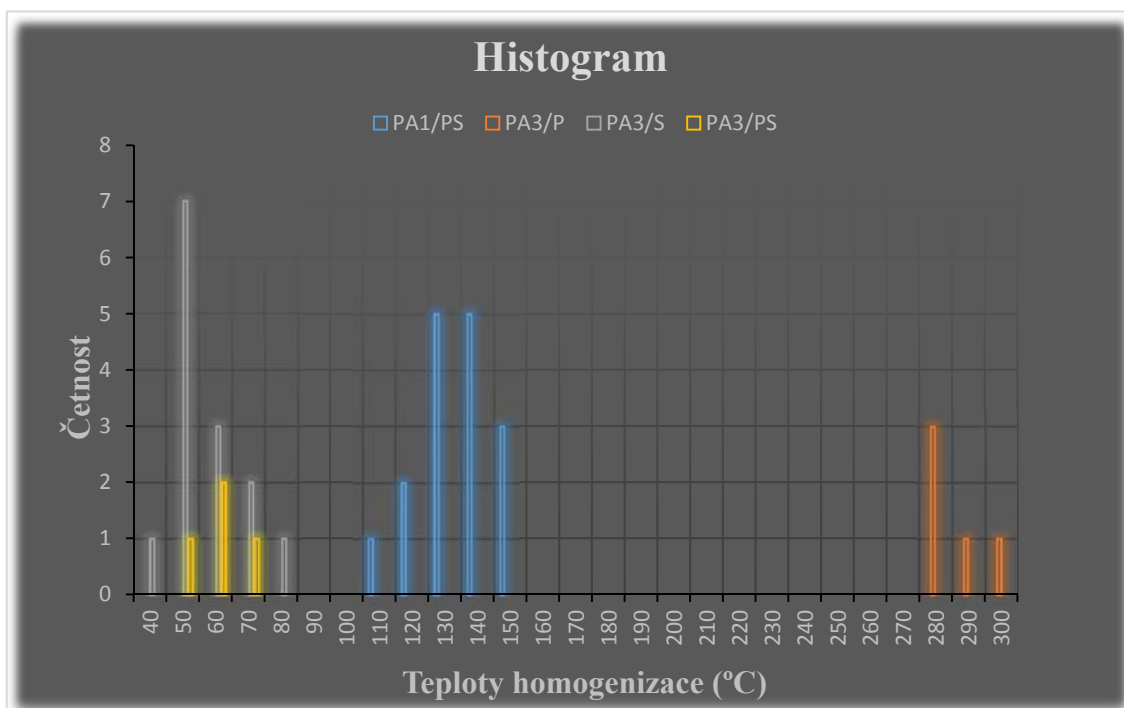
Nejvíce inkluzí homogenizovalo od 50-140 °C (obr. č. 31). Teploty homogenizace primárních inkluzí ve vzorku Přední Arnoštov/3 dosahovaly téměř k 300 °C (obr. č. 31), což nám naznačuje nejnižší možné teploty zachycení inkluzí a přibližnou teplotu krystalizace kalcitu. Teploty homogenizace u pseudosekundárních inkluzí vzorku kalcitu Přední Arnoštov/1 a /3 dosahovaly rozdílných hodnot, pseudosekundární inkluze z kalcitu Přední Arnoštov/1 homogenizovaly za vyšších teplot 102-150 °C (obr. č. 31), kdežto pseudosekundární inkluze z Předního Arnoštova/3 homogenizovaly za výrazně nižších teplot 50-67 °C (obr. č. 31). Naměřená (T_{mice}) u primárních inkluzí v kalcitu Přední Arnoštov/3 (obr. č. 32) nám naznačuje velmi nízkou salinitu, jde tedy o inkluze s výseteplotními a nízkosalinními fluidy, naměřená teplota eutektika (tab. 2) naznačuje přítomnost roztoků $H_2O-NaCl$. U pseudosekundárních inkluzí ze vzorků Přední Arnoštov/1 a /3 byly naměřeny (T_{mice}) nižší (obr. č. 32) a vypočítaná salinita naznačuje vyšší hodnoty (2,6-9,6 hm. % NaCl ekv.) než u primárních inkluzí z Předního Arnoštova/3 (tab. 2). Naměřená teplota eutektika v případě pseudosekundárních inkluzí ze vzorku Přední Arnoštov/1 (tab. 2) indikuje přítomnost roztoků $H_2O-NaCl$, $MgCl_2-FeCl_2$ či $FeCl_3$ a jde o fluida středně teplotní a nížesalinní. V případě pseudosekundárních inkluzí ze vzorku Přední Arnoštov/3 je evidentní přítomnost níže salinních a níže teplotních fluid. Přesto, že jde o salinitu nízkou (7-9,6 hm. % NaCl ekv.), je vyšší než průměrná salinita mořské vody, z čehož lze usuzovat, že nejde o vody čistě dešťové.

Jak je vidět z grafu závislosti T_h vs. (T_{mice}) je zde patrný trend (obr. č. 33). Jednotlivé typy inkluzí homogenizovaly v odlišných intervalech, stejně jako teplota tání posledního krystalu ledu byla u jednotlivých typů odlišná. Pseudosekundární inkluze z kalcitu Přední Arnoštov/1 jsou vymezeny (T_h) 120-130 °C a (T_{mice}) -1,5 °C. Primární inkluze ze vzorku Přední Arnoštov/3 jsou vymezeny hodnotami (T_h) 280 °C a (T_{mice}) blíží se 0 °C, pseudosekundární inkluze z téhož vzorku jsou vymezeny (T_h) 60 °C a (T_{mice}) -5 až -6 °C. Z výše uvedeného je zřejmé, že se zvyšující se salinitou u pseudosekundárních inkluzí zároveň dochází ke snižování jejich teplot homogenizace. Mohlo by se jednat o zachycení inkluzí z více typů fluid za různých teplotních a tlakových podmínek.

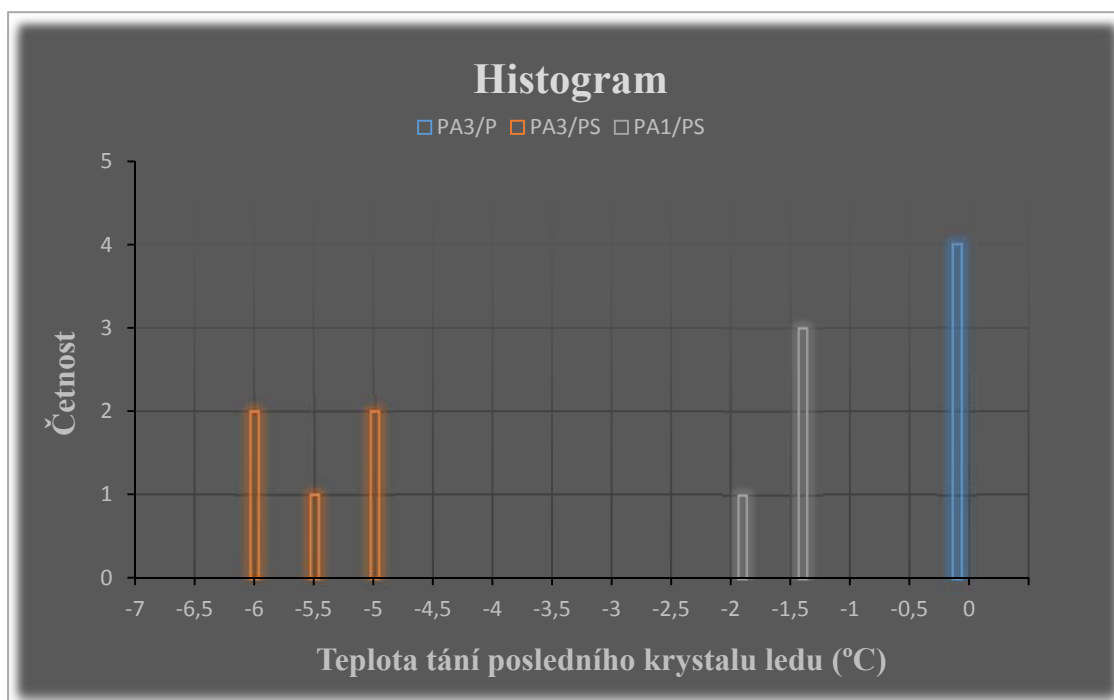
Mikrotermometrie fluidních inkluzí podpořila výsledky katodové luminiscence u vzorku kalcitu Přední Arnoštov/3, kde byla prokázána přítomnost 4 různých generací kalcitu. Tento kalcit se formoval při mnohokrát se měnících podmínkách či složení roztoků. U kalcitu Přední Arnoštov/1 byl změřen pouze jeden typ inkluzí a v katodové luminiscenci byly zjištěny dvě generace.

Kratinová (2007) se ve své práci zabývala studiem fluidních inkluzí v jižní části boskovické brázdy. Nerozlišovala genetické typy inkluzí. Naměřila teploty homogenizace od 90 do 128 °C. Teploty eutektika se pohybovaly v intervalu -21 až -35 °C. Teplota tání posledního krystalu ledu byla naměřena od -0,5 do -6,4 °C, salinita je 4,2 až 5,7 hm. % NaCl ekv. Teplota eutektika naznačuje přítomnost fluidního systému H₂O-NaCl a H₂O-MgCl₂.

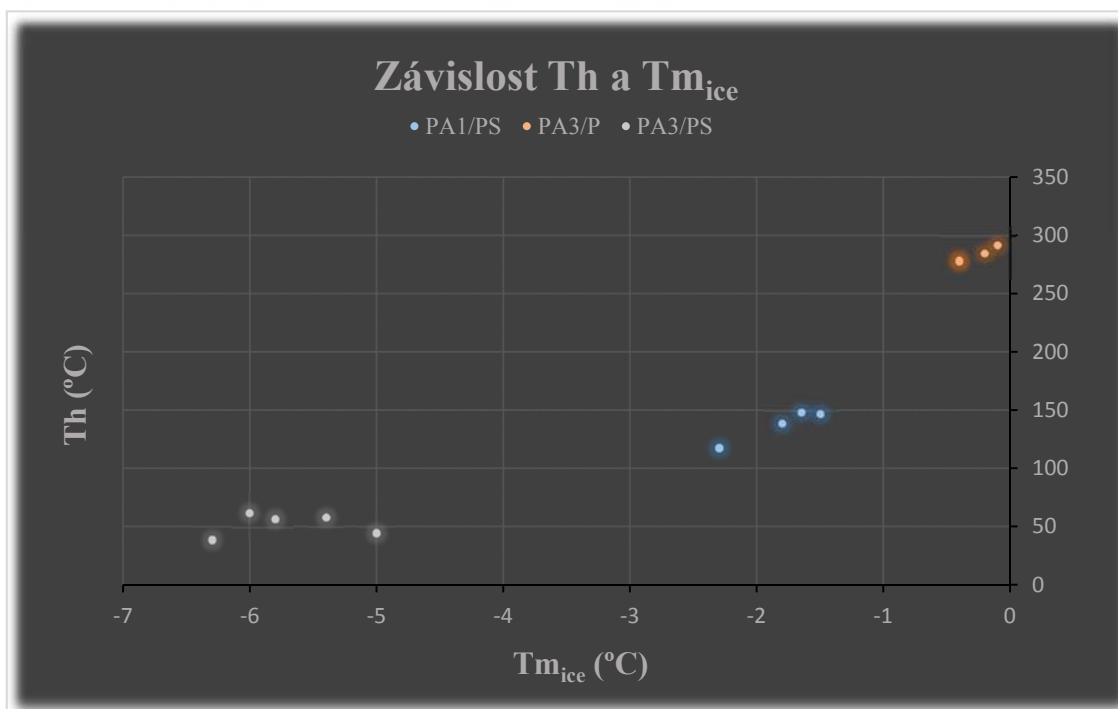
Stejně jako Kratinová (2007) jsem naměřila obdobné hodnoty jak teplot tání posledního krystalu ledu, tak teplot eutektika. Inkluze v kalcitech z Předního Arnoštova však homogenizovaly i za teplot vyšších, než uvádí autorka a to až při teplotách blízkých se 300 °C.



Obr. č. 31: Histogram četnosti teplot homogenizace (T_h), PA1/PS-pseudosekundární fluidní inkluze ze vzorku kalcit Přední Arnoštov/1, PA3/P-primární fluidní inkluze ze vzorku kalcitu Přední Arnoštov/3, PA3/PS-pseudosekundární fluidní inkluze ze vzorku kalcitu Přední Arnoštov/3, PA3/S-sekundární fluidní inkluze ze vzorku kalcitu Přední Arnoštov/3.



Obr. č. 32: Histogram četnosti teplot tání posledního krystalu ledu ($T_{m_{ice}}$), PA1/PS-pseudosekundární fluidní inkluze ze vzorku kalcitu Přední Arnoštov/1, PA3/P-primární fluidní inkluze ze vzorku kalcitu Přední Arnoštov/3, PA3/PS-pseudosekundární fluidní inkluze ze vzorku kalcitu Přední Arnoštov/3.



Obr. č. 33: závislost Teplot homogenizace (T_h) vs. Teploty tání posledního krystalu ledu ($T_{m_{ice}}$), PA1/PS-pseudosekundární fluidní inkluze ze vzorku kalcitu Přední Arnoštov/1, PA3/P-primární fluidní inkluze ze vzorku kalcitu Přední Arnoštov/3, PA3/PS-pseudosekundární fluidní inkluze ze vzorku kalcitu Přední Arnoštov/3.

9. Závěr

V rámci své bakalářské práce jsem studovala hydrotermální mineralizace v permských sedimentech a manganovou mineralizaci na lokalitách Přední Arnoštov a Malíkov. Pro výzkum jsem využila metody polarizační a odrazové mikroskopie, katodové a fluorescenční mikroskopie, elektronové mikroanalýzy a mikrotermometrii fluidních inkluzí.

Při svém studiu jsem popsala manganovou mineralizaci v pískovcích z lokality Přední Arnoštov. Oxidy manganu se zde vyskytovaly ve formě tmelu pískovců a v kalcitech. Analyzovala jsem chemické složení tmelu a podařilo se mi potvrdit přítomnost kryptomelanu a hollanditu.

Dále jsem popsala kalcitovou mineralizaci z Předního Arnoštova a Malíkova. Kalciové žíly v Předním Arnoštově probíhají ZJZ-VSV směrem s úklonem 80-90° k JJV. Tyto žíly jsou prostorově vázány na slepence, jejichž vrstvy jsou orientovány ZJZ-VSV směrem a uklánějí se 20° k JJV. Při katodoluminiscenčním studiu bylo zjištěno několik generací kalcitu. Kalcitové žíly z Předního Arnoštova s Mn mineralizací byly dvougenerační, kalcity bez Mn mineralizace čtyřgenerační a vykazovaly genetické sepětí s některými diagenetickými procesy v hornině. Kalcity z Malíkova byly tři až čtyřgenerační a nevykazovaly přílišné genetické sepětí s diagenetickými procesy v hornině.

Veškeré vzorky kalcitu byly studovány v UV světle. Modrá fluorescence nasvědčuje přítomnosti lehkých ropných uhlovodíků indikující vysokou termální vyzrálou matečných hornin (Stasiuk, Snowdon 1997).

U kalcitu z Předního Arnoštova byla zjištěna přítomnost opakních minerálů, na základě analýz bylo zjištěno, že se jedná o minerál, který neodpovídá žádnému dobře definovanému minerálu, s největší pravděpodobností se jedná o hydratované Mn oxidy.

Studium fluidních inkluzí v kalcitu naznačilo epitermální až mezotermální charakter hydrotermální mineralizace. Fluidní inkluze homogenizovaly v poměrně širokém rozpětí od 39-292 °C. Zjištěné teploty eutektika -17 až -29 °C naznačují přítomnost roztoků s Na, Fe, Mg chloridy (Borisenko 1977). Salinita fluid je nízká, pouze u pseudosekundárních inkluzí ve vzorku kalcitu Přední Arnoštov/3 je vyšší (7-9,6 hm. % NaCl ekv.), než průměrná salinita mořské vody, z čehož můžeme usuzovat, že zdrojem hydrotermálních fluid nebyly čistě dešťové vody. Rozdílná salinita a teploty homogenizací naznačují vícefázový vznik mineralizace.

10. Použitá literatura

Adamovič J., Čurda J., Manová M., Müller V., Rejchrt M., Rudolský J., Rýda J., Sáška V., Šalanský K. (2001): Vysvětlivky k souboru geologických a ekologických účelových map přírodních zdrojů v měřítku 1 : 50 000 - list 14-34 Svitavy, 62 s. - ČGÚ. Praha.

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.

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

Coufalová M. (2010): Petrografická charakteristika vybraných sedimentů rosicko - oslavanského souvrství. - MS, bakalářská práce. Přírodovědecká fakulta Univerzity Palackého v Olomouci, Olomouc.

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

Dvořák J. (1962): K otázce stáří pohybů na dislokaci mezi moldanubikem a moravikem. - *Věst. Ústř. úst. geol.*, 6, 15 – 18. Praha.

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

Havlena V. (1964): Geologie uhelných ložisek 2. - Naklad. ČSAV. 437 s. Praha.

Havlena V. (1971): Vývoje etapy geosynklinální soustavy a typy sedimentačních depresí. - Čas. Min. geol., 16, 73-92. Praha.

Holub V., Skoček V., Tásler R. (1975): Paleogeography of the Late Paleozoic in the Bohemian Massif. - Palaeoclim., Palaecol., Palaeogeogr., 18, 313-332.

Houzar S., Kopečná P., Štelcl J., Vávra V. (2013): Zelená slída s podílem chromu v balinských slepencích rosicko-oslavanského souvrství (svrchní karbon) u Oslavan. - Acta Mus. Moraviae, Sci. geol., 98,1, 3-12.

Jaroš J. (1963): Litostratigrafie permokarbonu boskovické brázdy. - Věst. Ústř. úst. geol., 38, 2, 115 – 118.

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

Jaroš J., Mísař Z. (1967): Problémy hlubinného zlomu boskovické brázdy. - Sbor. geol. Věd, 6, 12, 131 - 147. Praha.

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

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., Uhrová J. (1980): Příspěvek k paleografii karbonu v jižní části boskovické brázdy. - Čas. Mor. Muz., Vědy přír., 65, 31 - 42. Brno.

Mathieson A. M., Wadsley A. D. (1950): The crystal structure of cryptomelane. - Am. Mineral. 35, 99-101.

Miura H., Banerjee H., Hariya Y., Dasgupta S., Roy S. (1987): Hollandite and cryptomelane in the manganese oxide deposits of the Sausar Group, India. - *Min. Journal*, 13(7), 424-433.

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

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

Pálenský P. a kol. (1994): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČR 1:50 000 list 24 – 34 Ivančice. - ČGÚ. Praha.

Pávková V. (2010): Petrografická charakteristika vybraných sedimentů padochovského souvrství. - MS, bakalářská práce. PřF UP v Olomouci. Olomouc.

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

Pešek J. (1998): *Paleogeographic Atlas: Late Paleozoic an Triassic Formations, Czech Republic*. - ČGÚ, 53. Praha.

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

Štárková M., Leichmann J. (2008): Occurrence and genesis of the calcrete in the Orlice Basin (Permocarboniferous). Faculty of Science, Charles University in Prague. Praha.

Šimůnek Z. (2003a): Paleobotanický výzkum permských obzorů boskovické brázdy. - Zpr. geol.výzk. v r. 2002, 92-96. Praha.

Šimůnek Z., Martínek K. (2008): A study of Late Carboniferous and Early Permian plant assemblages from the Boskovice Basin, Czech Republic. In: Review of Palaeobotany and Palynology 152, 237-269. Prague.

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.

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.

Vomelová H. (1998): Nemetamorfované slepence u Stříbrných hor. - MS, Diplomová práce, Katedra mineralogie, petrografie a geochemie, PřF MU. Brno.

Zapletal K. (1947): Přehled geologie čs. podílu gener. listu Brno. - Čas. Zem. Muz. v Brně, 31, 89 - 91. Brno.

Zimák J., Výmola J. (2003): Manganové rudy z Ludmírova na Dražanské vrchovině (24-21 Jevíčko). - Geol. Výzk. Mor. Slez. V r. 2003, 62-64. Brno.

URL: [http://: www.geology.cz](http://www.geology.cz)

[http://: www.Google.cz](http://www.Google.cz)