

Univerzita Palackého v Olomouci

Přírodovědecká fakulta

Katedra geologie



**Mineralogická charakteristika polymetalického
zrudnění z lokality Zlatý důl u Hluboček**

Bakalářská práce

Michaela Kotlánová

Environmentální geologie (B1201)

prezenční studium

vedoucí práce: RNDr. Zdeněk Dolníček Ph.D.

Olomouc 2013

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

V Olomouci dne

.....

podpis

Tímto bych chtěla poděkovat všem, kteří se podíleli na mé bakalářské práci, především svému vedoucímu práce RNDr. Zdeňku Dolníčkovi za odborné vedení bakalářské práce, za cenné rady a poskytnutí potřebných informací k tématu a za pomoc při laboratorní etapě.

Bibliografická identifikace:

Jméno a příjmení autora: Michaela Kotlánová

Název práce: Mineralogická charakteristika polymetalického zrudnění z lokality Zlatý důl u Hluboček

Typ práce: bakalářská práce

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

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

Rok obhajoby: 2013

Abstrakt: Bakalářská práce se zabývá mineralogii křemenných a křemen-karbonátových žil se sulfidickým zrudněním na lokalitě Zlatý důl u Hluboček. Z rudních minerálů se zde nalézá chalkopyrit, galenit, pyrit a sfalerit. Sekundární minerály zastupuje malachit, „limonit“, chryzokol, chalkozín, covellín a nově popsany bornit a pravděpodobně i cementační ryzí měď.

V křemenu byly nalezeny fluidní inkluze L a L+V typu, teploty homogenizace byly v širokém rozmezí hodnot od 100 do 300 °C a salinita od 1,2 až 25,5 hm. % NaCl ekv. L+V inkluze v kalcitu mají rozsah teplot homogenizace od 56 do 140 °C a salinitu od 0 do 25,2 hm. % NaCl ekv. Fluidní inkluze při svém růstu uzavíraly roztoky s obsahem Na, Ca, Mg a Fe chloridů.

Ve šlichových vzorcích nebylo zjištěno zlato, pouze sulfidické minerály a granáty, zirkon a několik zrn dalších minerálů, ze kterých za zmínku stojí pravděpodobný korund. Přítomny byly i antropogenní sfěrulky.

Klíčová slova: Kulm, Nízký Jeseník, Zlatý důl u Hluboček, hydrotermální mineralizace, rudní minerály, fluidní inkluze, těžké minerály.

Počet stran: 77

Počet příloh: 0

Jazyk: Český

Bibliographical identification:

Author's first name and surname: Michaela Kotlánová

Title: Mineralogical characterization of polymetallic mineralization from Zlatý důl near Hlubočky

Type of thesis: bachelor

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

Supervisor: RNDr. Zdeněk Dolníček, Ph. D.

The year of the presentation: 2013

Abstract: Bachelor's work deals with mineralogy of quartz and quartz-carbonate polymetallic ore veins from locality Zlatý důl near Hlubočky. Ore minerals, we can find there are represented by chalcopyrite, pyrite, galena and sphalerite. Secondary minerals include malachite, „limonite”, chrysocolla, chalcocite, covellite and newly found bornite and probably also native copper.

Fluid inclusions in quartz belong to two types, L and L+V with homogenization temperatures from 100 to 300 °C and salinity 1.2 to 25.5 wt. % NaCl equiv. The L+V inclusions in calcite showed homogenization temperatures from 56 to 140 °C and salinity 0 to 25.2 wt. % NaCl equiv. So, when both minerals were growing, aqueous solutions containing Na, Ca, Mg and Fe chlorides were enclosed in fluid inclusions.

Heavy mineral concentrates collected from Zlatý důl stream didn't contain gold. Only sulphides and garnets were found besides zircon and rare grains of other minerals and probable corundum. Also anthropogenic spherules occurred in samples.

Key words: Culm, Nízký Jeseník, Zlatý důl near Hlubočky, hydrothermal mineralization, ore minerals, fluid inclusions, heavy minerals.

Number of pages: 77

Number of appendices: 0

Language: Czech

OBSAH

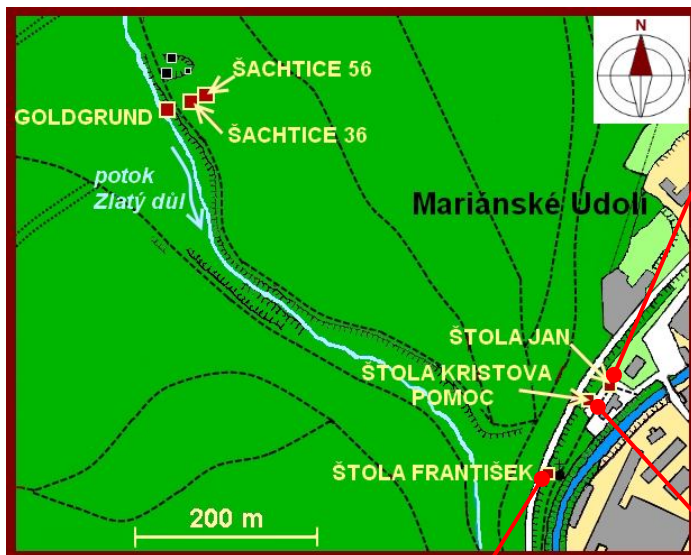
| | | |
|------------|--|--------------|
| 1 | Úvod | 6-7 |
| 2 | Geologie zájmové oblasti | 8 |
| 2.1 | Moravskoslezský spodní karbon | 8 |
| 2.2 | Kulm Nízkého Jeseníku | 8-10 |
| 2.2.1 | <i>Moravické souvrství</i> | 10-11 |
| 2.2.1.1 | <i>Bělské vrstvy</i> | 12 |
| 2.2.1.2 | <i>Bohdanovické vrstvy</i> | 12 |
| 2.2.1.3 | <i>Cvilínské vrstvy</i> | 12 |
| 2.2.1.4 | <i>Brumovické vrstvy</i> | 12 |
| 2.2.1.5 | <i>Vikštejnské vrstvy</i> | 12-13 |
| 3 | Přehled dosavadních výzkumů | 14 |
| 3.1 | Bystřický rudní revír | 14-16 |
| 3.2 | Geologie lokality Zlatý důl | 16 |
| 3.3 | Přehled minerálů nalezených na lokalitě Zlatý důl | 16 |
| 3.3.1 | <i>Primární minerály</i> | 16-21 |
| 3.3.2 | <i>Sekundární minerály</i> | 21-23 |
| 3.3.3 | <i>Šlichový průzkum sedimentů potoka Zlatý důl</i> | 23 |
| 3.4 | Geneze polymetalického zrudnění na lokalitě Zlatý důl | 23-24 |
| 3.5 | Přehled studia fluidních inkluzí v zájmové oblasti | 25-26 |
| 4 | Metodika práce | 27-28 |
| 5 | Terénní etapa | 29-31 |
| 6 | Laboratorní etapa | 32 |
| 6.1 | Makroskopický popis odebraných vzorků | 32-39 |
| 6.2 | Podrobná mineralogická charakteristika vybraných vzorků | 39-52 |
| 6.3 | Studium fluidních inkluzí | 53 |
| 6.3.1 | <i>Fluidní inkluze v křemenu</i> | 53-54 |
| 6.3.2 | <i>Fluidní inkluze v kalcitu</i> | 54-56 |
| 6.4 | Studium šlichových vzorků ze sedimentů potoka Zlatý důl | 57-60 |
| 7 | Diskuze | 61-72 |
| 8 | Závěr | 73 |
| 9 | Použitá literatura | 74-77 |

1 Úvod

Má bakalářská práce nese název Mineralogická charakteristika polymetalického zrudnění z lokality Zlatý důl u Hluboček. Téma práce jsem si vybrala proto, že zájmová oblast, o které bakalářská práce pojednává, je pro mě atraktivní jak z hlediska přírodních úkazů, jichž je zde nespočetně, tak i z hlediska mineralogického. Geograficky se zájmové území rozprostírá v jižní části Domašovské vrchoviny. Velice zajímavá je i historie oblasti, v minulosti zde probíhala těžba rud a proto se dnes v oblasti nachází pozůstatky po těžební činnosti v podobě šachtic a dalších důlních děl (obr. 1), ale také zachovalé rýžovnické haldičky po pokusech o rýžování zlata v potoce Zlatý důl. Novák a Štěpán (1985) z dostupných historických podkladů uvádějí, že intenzivní těžba stříbrných rud u Lošova probíhala již v 11. stol., kdy byl významný rozvoj mincovnictví v Olomouci. Další zmínka pochází až z 15. stol, kdy se o obnovu dolování pokusilo těžářstvo, podílníkem byl městský písař vratislavský. Podrobnější údaje o pokusech o těžbu Pb a Ag rud popisuje ve své práci d' Elvert (1866) in Losert (1962). Autor uvádí, že počátek hlavních kutacích prací v Bystřickém rudním revíru se datuje do r. 1744. V roce 1771 se započalo s kutacími pracemi ve štolě Goldgrund. Roku 1773 byly však práce ukončeny a až roku 1799 byly znovu obnoveny. Pokusy o těžbu rud ovšem nebyly příliš úspěšné. Z roku 1817 pochází první zmínka o nálezu ryzího stříbra, což spustilo další vlnu zájmu o tuto lokalitu a bylo otevřeno ložisko ve Zlatém dole a raženo několik štol. Jak uvádí Novák a Štěpán (1985) z dostupných zpráv z 18. stol., ložisko mělo celkovou délku až 260 m a hloubku 50 m. Většina z těchto štol dnes již není přístupná, až na 2 štoly na západním svahu údolí řeky Bystřice, a to štolu František (obr. 1) a štolu Jan (obr. 1). Cca 50 m jz. od ústí štoly Jan je situována štola Kristova pomoc (obr. 1), která však již přístupná není, neboť ústí bylo zavaleno.

Rešeršní část práce je rozdělena na několik kapitol, ve kterých popisují geologii zájmové oblasti a dosavadní mineralogické výzkumy na lokalitě Zlatý důl a okolí. Dále také uvádím přehled studia fluidních inkluzí. Následuje vlastní výzkum, jež zahrnuje terénní a laboratorní část.

Práce má přispět k rozšíření dosavadních znalostí o povaze a genezi Cu-Pb-Zn mineralizace v této části kulmu Nízkého Jeseníku a Oderských vrchů.



Obr. 1 Schematická mapka okolí Hluboček-Mariánského Údolí s vyznačením důlních děl (Bohuš 2001, www.hlubocky.eu, mapa: J. Zbirovský, cit. 1, upraveno); obrázek vpravo nahoře: Ústí štoly Jan; vlevo dole: Štola František, foto: J. Král (www.hlubocky.eu, cit. 1); vpravo dole: Zavalená štola Kristova pomoc; foto: M. Krejčí.

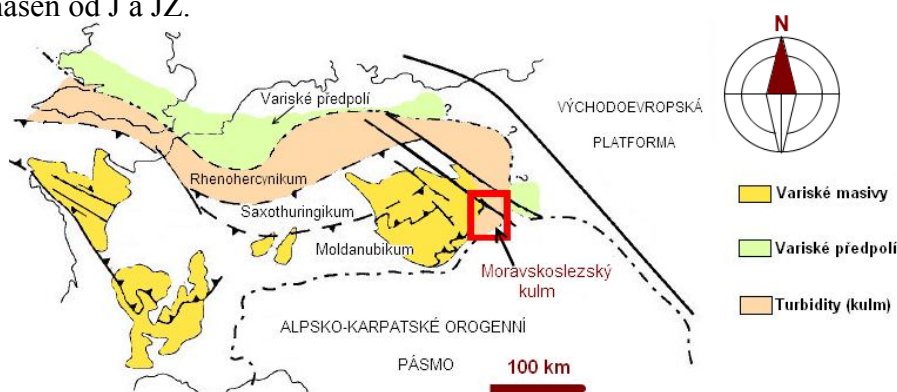
2 Geologie zájmové oblasti

2.1 Moravskoslezský spodní karbon

Spodní karbon moravskoslezské oblasti reprezentuje litologicky výrazná, synorogenní klastická formace, která se vyskytuje v evropských hercynidách (Dvořák a kol. 1977 in Mísař a kol. 1983, Havlena 1977 in Mísař a kol. 1983) a je známá ve střední Evropě pod názvem kulm. Kulmská sedimentace se objevuje v intervalu svrchní devon-tournai a je ukončena ve spodním namuru. Hartley a Otava (2001) definují kulm jako velice rozsáhlé tektonické struktury, které mají charakter pánví a byly utvářeny v předpolí variského orogénu. Rozdělují tyto sedimentační pánve na dvě zóny, a to na rhenohercynskou zónu a zónu variského předpolí (obr. 2). Ke rhenohercynské zóně náleží paraautochtonní sedimentační pánve, jež jsou charakteristické hlubokomořskými a turbiditními sedimenty. Zóna variského předpolí se vyznačuje přítomností paralické až limnické sedimentace, která je spjata se vznikem uhelných slojí.

Na dnešním povrchu tvoří kulm moravskoslezské oblasti trojúhelníkovité území mezi metamorfity Hrubého Jeseníku na severozápadě, permokarbonem boskovické brázdy a devonem Moravského krasu na západě a skoro přímočarým SV-JZ orientovaným tektonickým stykem s neogénem karpatské předhlubně na jihovýchodě. Ze severu i jihu je omezen transgresní linií sedimentů třetihorního stáří. Vrtky prokázaly, že směrem k východu pokračuje kulm pod karpatskými flyšovými příkrovy zhruba po linii Hodonín-Valašské Klobouky-Rožnov pod Radhoštěm-Český Těšín (Mísař a kol. 1983).

Moravskoslezský spodní karbon (kulm) se dále člení na jižnější kulm Dražanský a rozsáhlejší kulm Nízkého Jeseníku, který vystupuje na povrch na severu území. Jak uvádí Hartley a Otava (2001), nejde o dvě nezávislé jednotky, ale o souvislý axiální turbiditní systém, do nějž byl materiál přinášén od J a JZ.



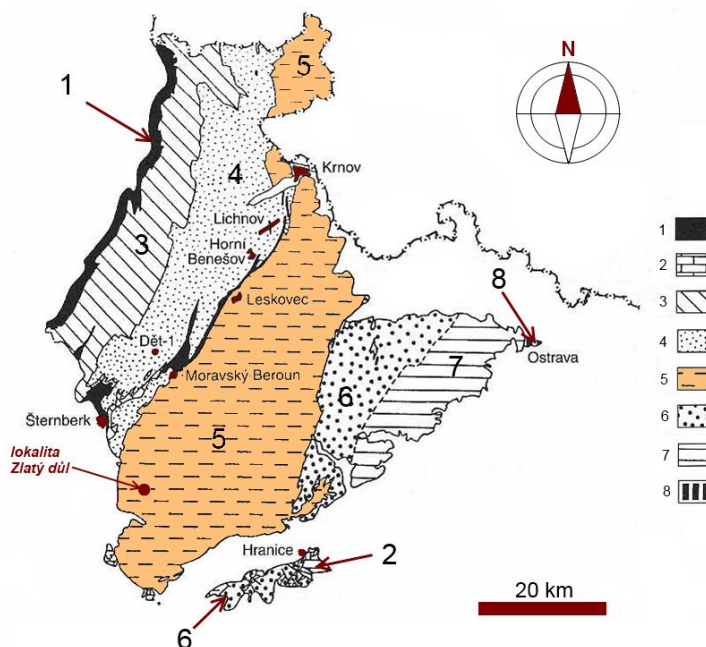
Obr. 2 Schematická mapa výskytu turbiditů kulmské facie ve variském orogénu s vyznačením polohy moravskoslezského kulmu (Franke a Angela (1988) in Hartley a Otava (2001), upraveno).

2.2 Kulm Nízkého Jeseníku

Usazeniny spodního karbonu mají největší mocnost v Nízkém Jeseníku. Jednotky, které jsou starší, se vynořují na povrch na západě, mladší jednotky vystupují na východě. Je to způsobeno

postupným překládáním hlavního sedimentačního prostoru od západu k východu, jenž je závislý na posunu pevniny od středu variského orogénu k jeho východní části. Avšak úsudky o překládání středů sedimentace nejsou zcela jednotné. Dvořák (1994) usuzuje, že překládání bylo úplné. Dle Kumpéry (1983) sedimentace na západě pokračovala i při překládání hlavních zón největšího zanořování k východu. Jelikož nejsou známy okrajové linie spodnokarbonského moře, rozřešení není zcela možné. Hlubokovodní vývoj sedimentů kulmu potvrzuje spíše tvrzení druhé (Chlupáč a kol 2002). Schematickou mapu kulmu Nízkého Jeseníku ilustruje obr. 3.

Dle Kumpéry (1983) jsou v Nízkém Jeseníku horniny slabě metamorfovány. Metamorfóza hornin roste od východu k západu a taktéž od jihu k severu. Styl vrás a hlavně vergence jsou různé v oblastech západně a východně od šternbersko-hornobenešovského pruhu, který je temenní zónou antiklinoria, jež má intenzivní šupinovitou stavbu (Kumpera 1971). Některé šupiny jsou izolovanými útržky sedimentů devonu a spodního karbonu, které byly z hloubky vytlačeny až k povrchu. Tyto útržky představují analogii tektonických bradel západokarpatské soustavy. Na západ od šternbersko-hornobenešovského pruhu vytvářejí kulmské sedimenty západojesenické synklinorium, které je dosti zvrásněné. Vergence vrás převažuje k západu. Na západ se také zvyšuje intenzita zvrásnění. Východojesenické synklinorium je rozsáhlejší, co se plochy týče, a je méně provrásněné. Vrásky jsou šikmé, skoro až překocené k východu, a na východ se také plynule ponořují (Mísař a kol. 1983).



Obr. 3 Schematická mapa karbonu Nízkého Jeseníku a přilehlých výskytů s vyznačením lokality Zlatý důl (Dvořák 1994, upraveno): 1-devon v drahanstetinském vývoji; 2-devon ve vývoji Moravského krasu; 3-andělskohorské souvrství; 4-hornobenešovské souvrství; 5-moravické souvrství; 6-hradecké vrstvy; 6-kyjovské vrstvy; 8-ostravské souvrství.

Nejsilnější projevy metamorfózy v západojesenickém synklinoriu jsou pozorovatelné v jižní části mezi chabičovským antiklinoriem a vrbenským pásmem. Metamorfóza závisí kromě metamorfních činitelů také na složení hornin před metamorfózou. Intenzita metamorfózy je přímo úměrná množství pelitických částic v předmetamorfní hornině. Nejsilnější metamorfní projevy v kulmu Nízkého Jeseníku jsou patrné v okolí heřmanovického strukturního uzlu a na východ od něj až po Janov na jihu a Holčovice na severu (Kumpera 1983). Na území západojesenického synklinoria v oblasti andělskohorského souvrství se pravděpodobně nachází hranice mezi prehnit-pumpellyitovou subfacií a facií zelených břidlic (Cháb a Suk 1977). Na kontaktu kulmu a vrbenských vrstev je uváděn biotit (Rajlich 1974).

Z paleontologického hlediska je dle Chlupáče a kol. (2002) kulmská fauna velmi chudá a má podobné složení na většině lokalit. Je zde převaha nektonních goniatitů a nautiloidů, epiplanktonních mlžů a pouze ochuzený bentos (někteří mlži, např. místy hojně se vyskytující *Posidonia becheri*, dále ramenonožci, vzácněji trilobiti, lilijice, aj.). Ze stratigrafického hlediska jsou podstatní goniatiti. Dosti často jsou přítomny také pozůstatky splavené suchozemské flóry, jako například kaprad'osemenné rostliny *Neuropteris antedecens*, *Sphenopterium*, *Anisopteris* nebo plavuně *Lepidodendron*, *Lyginodendron* či přesličkovité *Archaeocalamites* aj. (Purkyňová 1963).

V kulmu Nízkého Jeseníku rozlišujeme 4 litostratigrafické jednotky (Zapletal a kol. 1989); viz též obr. 3.

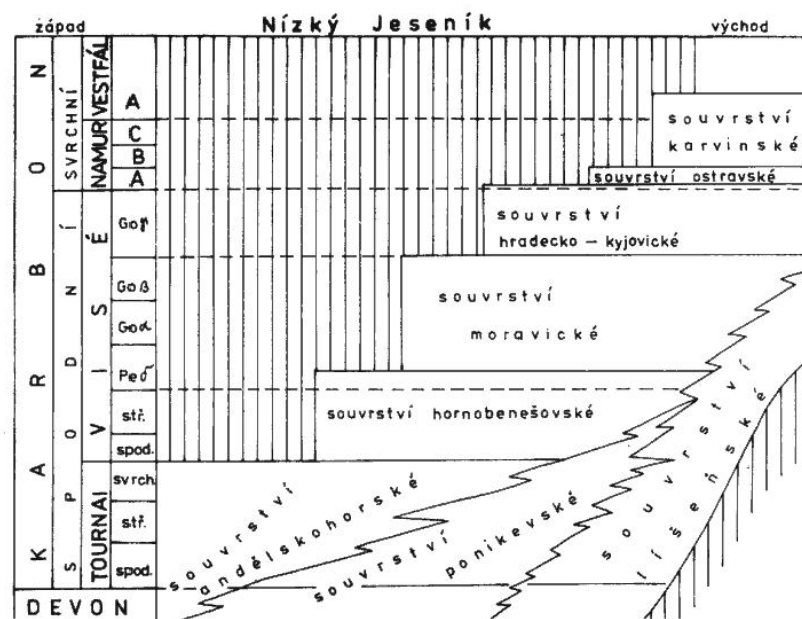
1. andělskohorské souvrství
2. hornobenešovské souvrství
3. moravické souvrství
4. hradecko-kyjovické souvrství

Lokalita Zlatý důl leží v souvrství moravickém (viz obr. 3), proto se jím budu dále podrobněji zabývat.

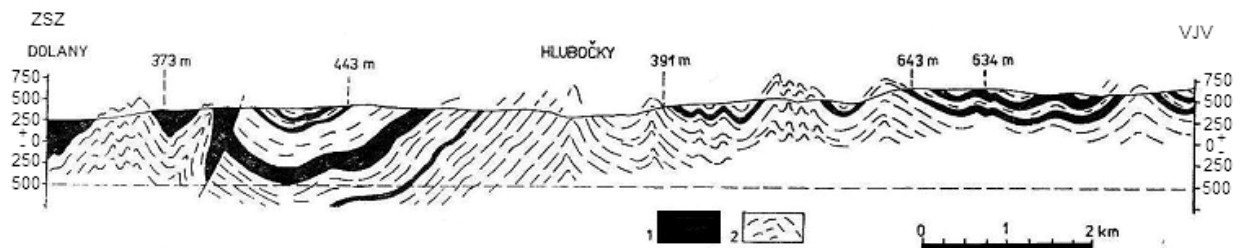
2.2.1 Moravické souvrství

Moravické souvrství se nachází v nadloží souvrství hornobenešovského (obr. 4). Tvoří jej flyšové sedimenty s převažujícími tmavě šedými prachovitými a jílovými břidlicemi a prachovci. Na obrázku 5 je zobrazen řez jižní částí moravického souvrství. Na některých místech

tvorí droby až stametrová tělesa. Velmi málo nacházíme čočky vápenců (Mísař a kol. 1983). Břidlice, které jsou těženy pro pokrývačské účely, jsou bohaté na dobře zachovalou mikroflóru (Chlupáč a kol. 2002). Mocnost souvrství jako celku dosahuje pravděpodobně až 2500 m (Kumpera 1983) a souvrství je tvořeno produkty cyklické sedimentace různých řádů. Sedimentace moravického souvrství dle Dvořáka (1994) trvala 3 miliony let. Když se ukládala spodní část moravického souvrství, vrásy měly rozdílnou vergenci v různých příčných krátech. Tyto struktury vytváří velice pestrou mozaiku ker se západní nebo východní vergencí. Šternbersko-hornobenešovský pruh vytváří hranici mezi těmito různě orientovanými vergencemi (obr. 6). Dvořák (1994) uvádí, že moravické souvrství je charakteristické schodovitými vrásami, jenž mají jen slabě překocené rameno a subvertikální průběh kliváže jen v břidličných částech rytů. Vrásy dosahují velkých mocností, například subvertikální křídlo může dosahovat mocnosti až 2 km. Kumpera (1972) rozdělil souvrství na 5 členů: vrstvy bělské, bohdanovické, cvilínské, brumovické, vikštejnské.



Obr. 4 Stratigrafická tabulka karbonu v Nížkém Jeseníku a okolí (Dvořák 1994).



Obr. 5 Řez moravickým souvrstvím v j. části Nížkého Jeseníku): 1. hrubý flyš, 2. drobně rytmický flyš. (Koverdynský a Růžička 1970 in Kumpera 1983, upraveno).

2.2.1.1 Bělské vrstvy

Bělské vrstvy jsou nazvány podle Bělského mlýna u Domašova nad Bystřicí (Zapletal a kol. 1989). Nachází se zde polohy lavicovitých drob o mocnosti 100-200 m s poměrně častými vložkami konglomerátů drobné až hrubé zrnitosti. Droby se střídají s polohami převážně jemnozrnných prachovito-jílovitých laminitů a rytmitů. Bělské vrstvy zabírají území jižní a střední části Nízkého Jeseníku, blízko východního okraje šternbersko-hornobenešovského pruhu (Zapletal a kol. 1989).

2.2.1.2 Bohdanovické vrstvy

Jsou pojmenovány podle obce Bohdanovice. Tvoří je hlavně drobně rytmický flyš společně s mocnou polohou laminovaných břidlic a místy polohami hrubého flyše (Kumpera 1983). Jejich mocnost je 500 až 800 m. Bohdanovické vrstvy se nacházejí ve spodní části moravického souvrství (Zapletal a kol. 1989).

2.2.1.3 Cvilínské vrstvy

Cvilínské vrstvy jsou označeny podle vrchu Cvilín jihovýchodně od Krnova (Zapletal a kol. 1989). Vrstvy tvoří velmi hrubý až hrubý flyš o mocnosti až 200 m a ve vyšších polohách na něj nasedá drobně rytmický flyš a laminované břidlice. V břidlicích bývají časté železité konkrce (Kumpera 1983). Tyto vrstvy nacházíme hlavně na severu Nízkého Jeseníku (Zapletal a kol. 1989).

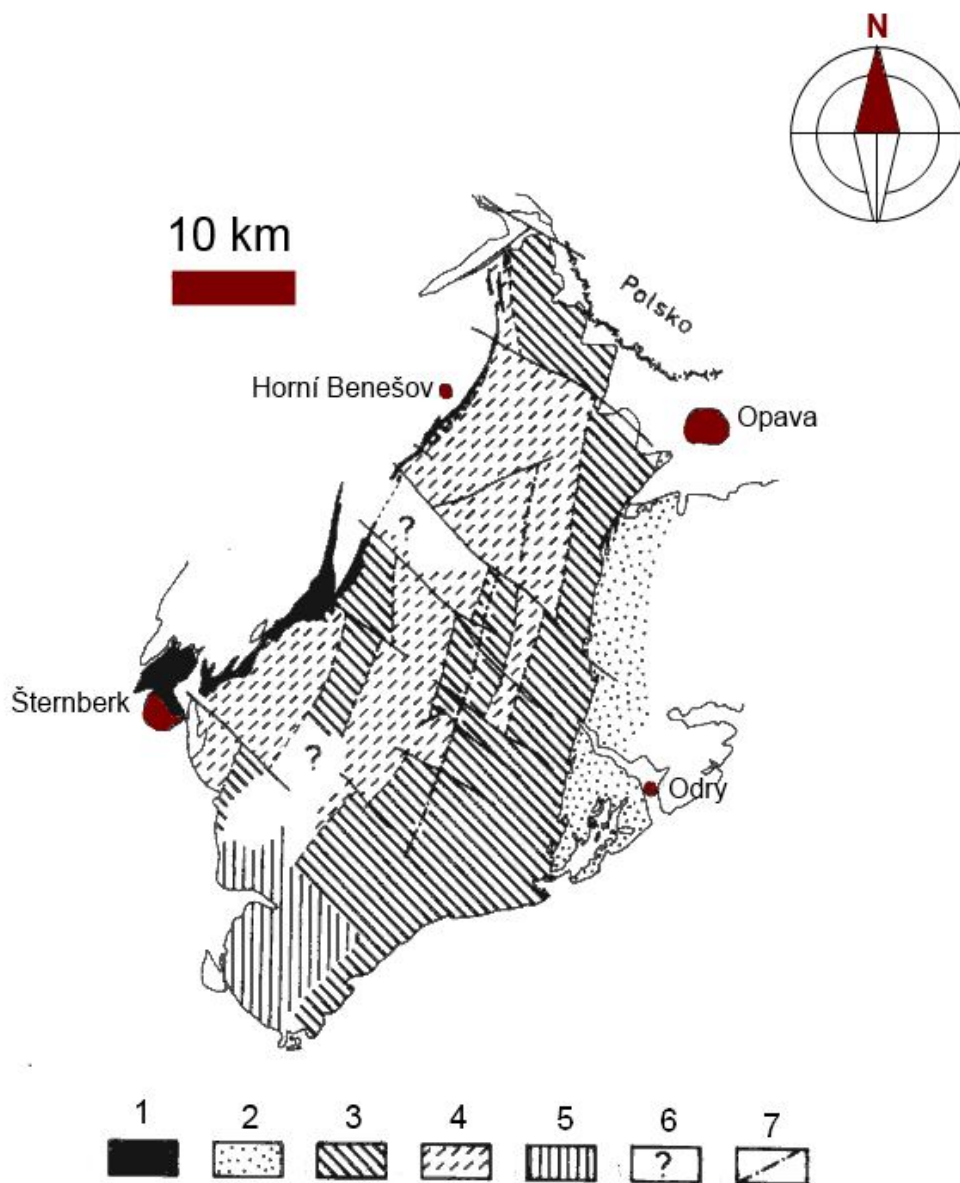
2.2.1.4 Brumovické vrstvy

Tyto vrstvy jsou označeny podle obce Brumovice u Opavy. Tvoří je gradačně zvrstvené, masivní droby modrošedé barvy. Poměrně hojné jsou vložky petromiktních konglomerátů drobné až střední zrnitosti. Směrem k nadloží jsou četné také polohy prachovito-jílovitých laminitů. Zřídka jsou v břidlicích nalézány tenké vložky vápenců a paleokarbonátové či fosforiticko-křemité konkrce. Častá je i goniatická fauna, jež má stáří svrchní visé (Zapletal a kol. 1989). Brumovické vrstvy dosahují mocnosti až 800 m. Směrem k východu mocnost klesá. Vrstvy je možno pozorovat od Osoblažského výběžku přes Krnovsko až na jih k Přerovu (Kumpera 1983).

2.2.1.5 Vikštejnské vrstvy

Jsou pojmenovány podle zříceniny hradu Vikštejn v Podhradí u města Vítkova (Zapletal a kol. 1989). Střídají se zde polohy hrubého až velmi hrubého flyše s polohami drobně rytmického

flyše a laminovaných břidlic o mocnostech až několika desítek metrů (Kumpera 1983). Vikštejské vrstvy nalézáme ve středu území, kde je jejich mocnost až 250 m. Na jihu Nízkého Jeseníku se ve svrchní části vrstev objevuje tzv. *heltínovská břidličná poloha*. Na východ jejich mocnost klesá (Kumpera 1983).



Obr. 6 Schematická mapa východní části Nízkého Jeseníku s vyznačením východní a západní vergence struktur v moravickém souvrství: 1. devon a nejnižší karbon šternbersko-hornobenešovské zóny, 2. hradecko-kyjovické souvrství, 3. struktury s východní vergencí, 4. struktury se západní vergencí, 5. struktury bez vergence (na jihu), 6. území bez detailního výzkumu, 7. osa mladecké antiklinály (Dvořák 1994, upraveno).

3 Přehled dosavadních výzkumů

Jak uvádí Zimák a kol. (2002), v moravskoslezském spodním karbonu lze ve vztahu k variskému vrásnění rozlišit dva hlavní a velmi běžné typy žilné hydrotermální mineralizace. Syntektonické křemenné a křemen-kalcitové žíly běžně s výraznou vláknitou strukturou reprezentují první typ. Chlorit zelené až černozeleňé barvy vytváří jemně šupinkaté nebo červíkovité agregáty. Jako inkluze v křemeni nebo v kalcitu reprezentuje běžnou součást těchto žil. I albit může být přítomen. Pyrit je přítomen pouze v malém množství.

Druhý typ je mineralizace posttektonická. Žíly tohoto typu mají masivní, páskovanou, brekciovitou či drúzovitou texturu. Jsou tvořeny hlavně karbonáty a křemenem. Chlorit se vyskytuje v menší míře než v syntektonických žilách. Albit je lokálně běžný, apatit je typický akcesorický minerál. Baryt a siderit se vyskytují velmi ojediněle. Na některých lokalitách jsou také nalézány REE minerály a minerály skupiny TiO_2 . Sulfidy jsou zastoupeny převážně galenitem, sfaleritem, chalkopyritem a pyritem. Tyto sulfidy se vyskytují ve velkém množství na lokalitách, kde jsou hojně přítomny karbonáty dolomit-ankeritové řady (Zimák a kol. 2002).

3.1 Bystřický rudní revír

V oblasti moravskoslezského kulmu se nachází několik oblastí, kde se nacházejí rudní výskyty. Dříve zde byly rudy dobývány. Patří mezi ně Bystřický rudní revír, jenž se rozprostírá v okolí obcí Velká Bystřice, Hrubá Voda, Hlubočky, Domašov nad Bystřicí a Lošov, dále okolí Budišova nad Budišovkou, přes Barnov po Luboměř, okolí Jerlochovic, Pohoře a Nejdku, okolí Fulneku a Podhoří.

Zimák (1994) popisuje osm výskytů sulfidického zrudnění v křemenných a křemen-karbonátových žilách mezi Velkou Bystřicí a Domašovem nad Bystřicí v údolí řeky Bystřice (obr. 7) a stejně jako Češková a Klímek (1983) usuzuje, že jde o epitermální až mezotermální mineralizaci, která z genetického hlediska odpovídá žilám alpského typu.

Na žilách u Petrova mlýna na severovýchodě obce Velká Bystřice (obr. 7, lokalita č. 1) je dle Nováka a Štěpána (1984) z rudních minerálů zastoupen chalkopyrit, dále galenit a sfalerit.

Při jižním okraji obce Mariánské Údolí (obr. 7, lokalita č. 3) byl Losertem (1962) nalezen na žilách chalkopyrit a galenit.

Na pravém břehu řeky Bystřice mezi Hlubočkami a Hrubou Vodou (obr. 7, lokalita č. 4) byl nalezen chalkopyrit, galenit a pyrit (Češková a Klímek 1983, Novák a Štěpán 1984).

V lomu, který leží cca 500 m severozápadně od železniční zastávky v Hrubé Vodě (obr. 7, lokalita č. 5) vyčlenili Dolníček a kol. (2003) 4 typy hydrotermální žilné mineralizace:

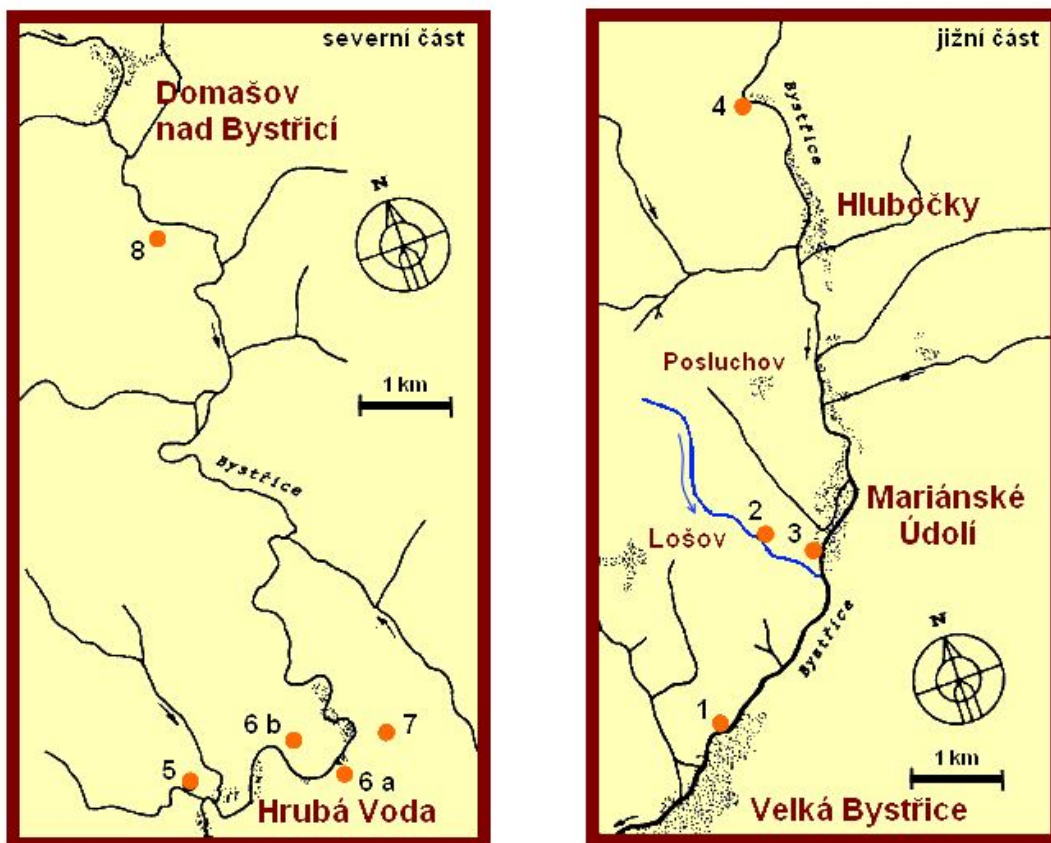
1) syntektonické křemen-kalcit-galenitové žíly, které vznikaly při variském vrásnění při teplotách 150-200 °C a tlaku 1-3 kbar; 2) křemen-kalcit-chloritová mineralizace reprezentující rovněž syntektonickou žilnou mineralizaci. Zimák (1994) uvádí chlorit klinochlor-chamositové řady, jenž tvoří červíkovité útvary v křemeni; 3) posttektonická kalcit-křemen-chalkopyritová mineralizace. Zimák (1994) v rámci této mineralizace popisuje chalkopyrit ve formě nepravidelných agregátů na styku žiloviny s okolní horninou nebo spolu s karbonátem vyplňující pukliny v křemenné žilovině. Chalkopyrit je možno brát za nejmladší hypogenní složku popisovaných žil. Byl také nalezen v podobě žilek o mocnosti většinou do 2 mm, tvořící výplň různě orientovaných puklin v drobě. Na mohutnějších žilách je chalkopyrit doprovázen karbonátem. Zimák (1997) popisuje jemné karbonátové žilky obsahující chalkopyrit, u nichž převažuje směr S-J a V-Z; 4) kalcit-sfaleritová mineralizace vznikala za teplot 80-130 °C a tlaku méně než 100 barů. Zimák (1997) popisuje karbonátové a křemen-karbonátové žilky obsahující sfalerit a galenit na puklinách se směrem SV-JZ a úklonem 50-60 ° k JV. Sfalerit je na těchto žilkách nalézán ve formě až 2 mm velkých zrn a tmavě hnědých agregátů (Papoušková 2003). Zimák (1994) uvádí z této lokality také akcesorické minerály apatit a albit.

Úlomky křemenné žiloviny obsahující pyrit, chalkopyrit a galenit popsal Losert (1962) z haldíček břidličných dolů 200 m jv. od nádraží v Hrubé Vodě (obr. 7, lokalita č. 6a).

Papoušková (2003) popisuje lokalitu „U viaduktu“, jenž se nachází zhruba 0,5 km severozápadně od nádraží v Hrubé Vodě (obr. 7, lokalita č. 6b). Úlomky hornin zde protínají hydrotermální žilky, ve kterých je přítomen křemen, jenž převažuje nad karbonátem. Z karbonátů je přítomen poměrně čistý kalcit. Ze sulfidů byla nalezena jen malá zrnka pravděpodobně pyritu v karbonátové žíle. I Zimák (1994) z této lokality popisuje křemen-karbonátovou žilovinu s pouze slabou sulfidickou mineralizací, kterou zastupuje pouze pyrit.

U lomu „Výrův kámen“ (obr. 7, lokalita č. 7) byla v haldovém materiálu nalezena žilovina s chalkopyritem, pyritem, galenitem a sfaleritem (Losert 1962).

Lom, který leží na jih od Domašova nad Bystřicí (obr. 7, lokalita č. 8) je bohatý na hydrotermální Cu-Pb-Zn mineralizaci, jenž je vázána na poruchovou zónu směru SZ-JV, ve které vytváří až 1 m mocný žilník, který je složen ze žil a prožilků o mocnosti od 2 mm do 15 cm. Hlavní minerály zde zastupuje šedobílý křemen, v dutinách byly nalezeny i drúzy až několik mm velkých prizmatických krystalů křišťálu. Méně je zastoupen karbonát z řady dolomit-ankerit a kalcit. Z primárních sulfidů je přítomen chalkopyrit, sfalerit, galenit a pyrit. Ze sekundárních minerálů byly nalezeny oxihydroxidy železa, chalkozín, covellín a chryzokol (Zimák 1994).



Obr. 7 Výskyty polymetalické mineralizace v okolí Bystřice; potok Zlatý důl vyznačen modře, lokalita Zlatý důl je vyznačena jako bod č. 2 (Zimák 1994, upraveno).

3.2 Geologie lokality Zlatý důl a okolí

V okolí popisované lokality se nacházejí kulmské sedimenty moravického souvrství (obr. 8). Rytmičky se zde střídají droby o jemné zrnitosti a prachové a jílové břidlice, kde první dva typy hornin značně převažují (Klímek 1983 in Zimák a Večeřa 1991). Zlatý důl se nachází ve vrcholu antiklinály (Koverdinský a Růžička 1970 in Zimák a Večeřa 1991), jejíž osa běží podél údolí Bystřice. Na území historického ložiska narušují tuto strukturu výrazné příčné dislokace směru SZ–JV. Plánek lokality Zlatý důl s vyznačením důlních děl v úrovni dědičné štoly (dnes štola František) a tektonických linií je vyobrazen na obr. 9.

Novák a Štěpán (1984) určili na území lokality dvě víceméně souhlasně probíhající struktury směru SZ–JV, uklánějící se 70 ° k SV, jež jsou porušeny většími dislokacemi směru S–J.

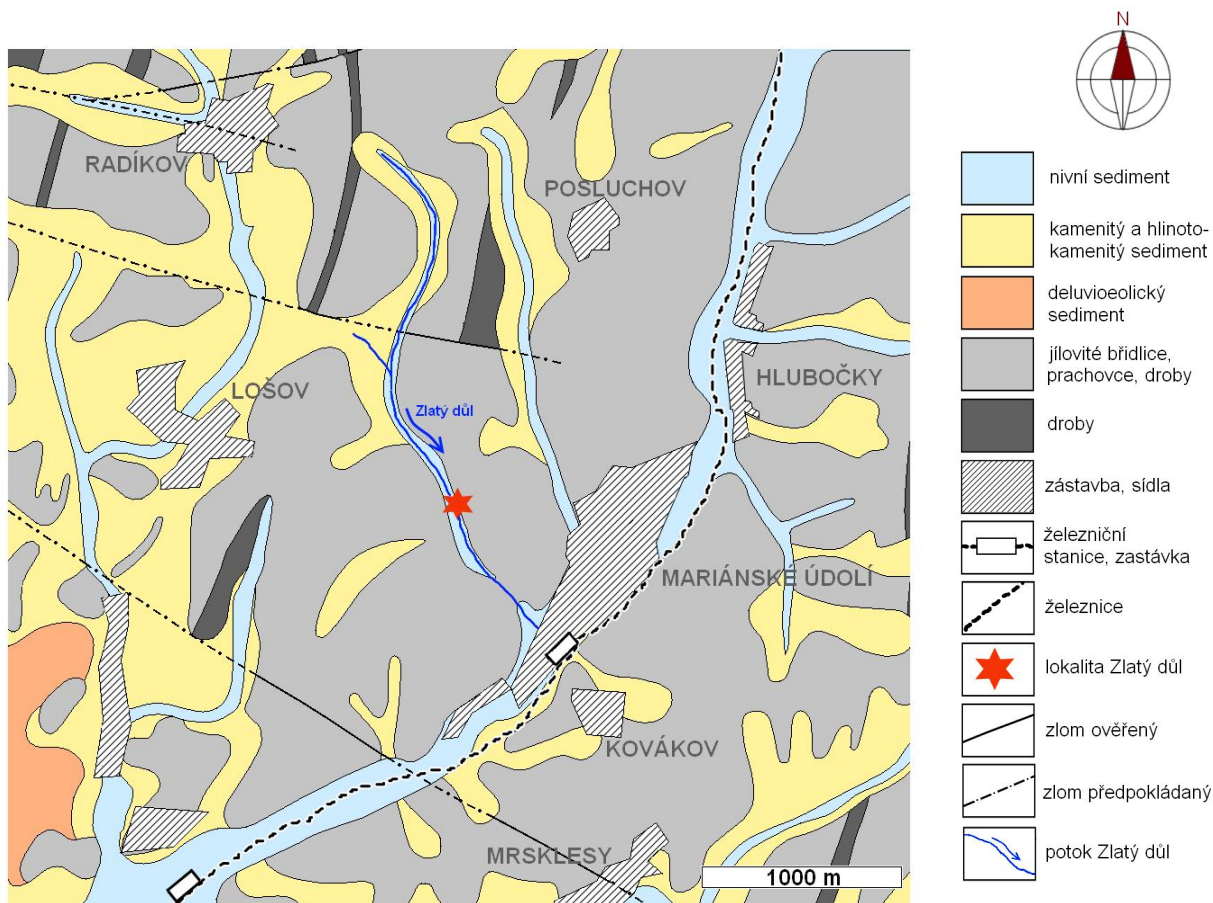
3.3 Přehled minerálů nalezených na lokalitě Zlatý důl

3.3.1 Primární minerály

Křemen

Zimák a Večeřa (1991) uvádějí křemen mléčně bílé až šedobílé barvy, v některých partiích je šedý, jinde narůžovělý či slabě nafialovělý. Ve výbruse z křemenné žiloviny je možno pozorovat

xenomorfnní zrna křemene o velikosti do 3 mm. Individua větších rozměrů jsou většinou opticky nejednotná. Zimák (1994) našel křemen, který je většinou šedobílý, na některých žilkách v dutinách objevil drúzy až do několika mm velkých prizmatických krystalů křišťálu. Losert (1962) popisuje kalně šedobílý masivní nebo drúzovitý křemen, místy s vtroušenými zrny mladšího, rezavě větrajícího ankeritického karbonátu. Vančurová (2006) uvádí zonální zrna křemene, jež jsou hypautomorfně omezena a obsahují fluidní inkluze.

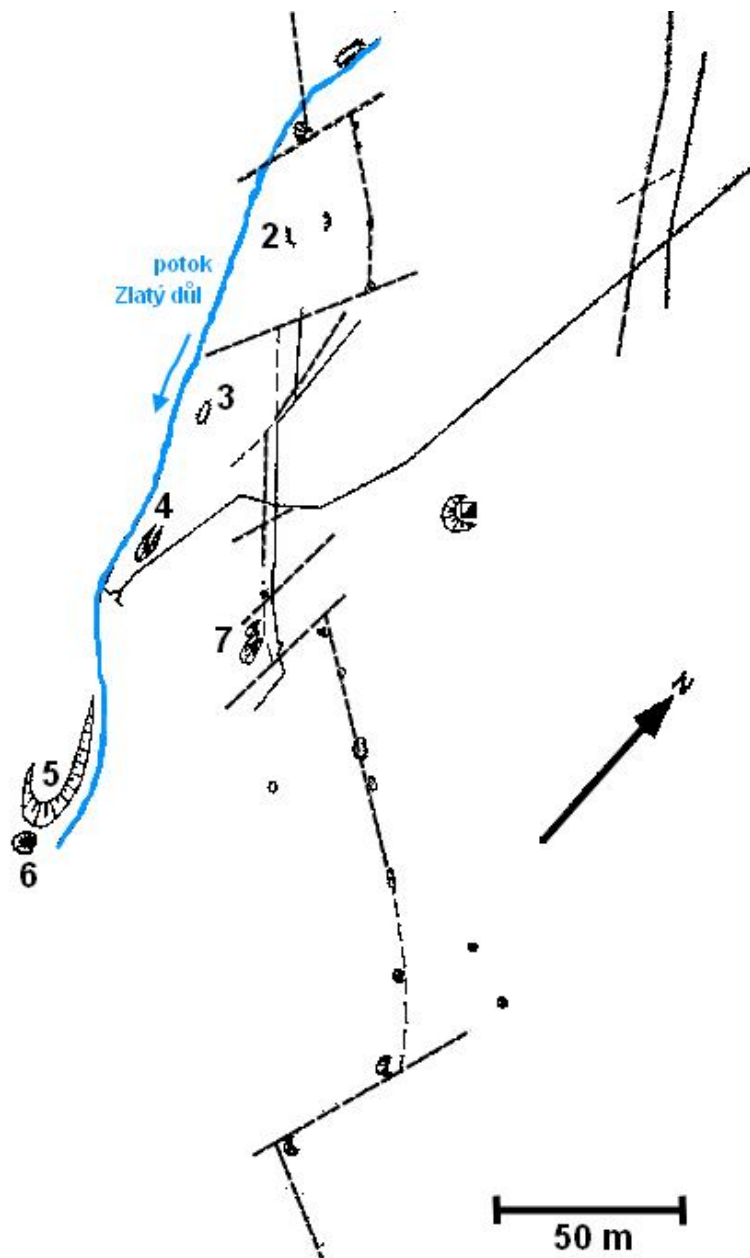


Obr. 8 Geologická mapa okolí lokality Zlatý důl (podklad mapy převzat z www.geology.cz, cit. 3, upraveno).

Galenit

Zimák a Večeřa (1991) popisují galenit, jenž se nachází na okraji křemenných a křemen-karbonátových žil a vytváří až několik centimetrů velké hrubozrnné agregáty, na kterých je často možné sledovat plastickou deformaci minerálu, ta se v nábrusech projevuje silným zprohýbáním základů trojúhelníkových vyštípnutín. Vančurová (2006) uvádí oloveně šedé agregáty galenitu dosahující velikosti až 1 cm. Obsahy stopových prvků v galenitu uvádějí Zimák a Večeřa (1991): Ag 446 ppm, Sb méně než 50 ppm, Bi 765 ppm. Galenit s vyšším podílem Sb popisují Novotný a Pauliš (2006). Vytváří štěpná zrna, která jsou pokryta produkty přeměn. Zrna

dosahují velikosti 2-4 mm. Chemismus tohoto galenitu: Pb 82,43 hm. %, S 14,07 hm. %, Sb 2,92 hm. %, Cu 0,41 hm. %, Fe 0,12 hm. %.



Obr. 9 Plánek lokality Zlatý důl s vyznačením důlních děl v úrovni dědičné štoly (dnes štola František) (plnou čarou) a tektonických linií (přerušovanou čarou) (Zimák a Večeřa 1991, upraveno).

Chalkopyrit

Zimák a Večeřa (1991) našli chalkopyrit, který vytváří většinou xenomorfní zrna a jejich agregáty nepravidelných tvarů, velikosti až do několika cm. Avšak zcela výjimečně se v žilovině nacházely až 5 mm velké hypautomorfní krystaly tohoto minerálu. Nachází se v křemenných i křemen-karbonátových partiích žil. Chalkopyrit často podléhá supergenním procesům, převážně

podél okrajů prasklin, které zrní chalkopyritu probíhají, vzniká covellín, malachit chalkozín a hlavně limonit, způsobující okrové zbarvení žiloviny (Zimák 1994). Losert (1962) popisuje chalkopyrit tvořící závalky o velikosti do 3 cm. Zimák a Večeřa (1991) uvádějí obsahy stopových prvků v chalkopyritu: Co 14,2 ppm, Ni 14,8 ppm, Ag 19 ppm, Se <50 ppm, Sb <50 ppm.

Pyrit

Dle výzkumů Zimáka a Večeři (1991) vytváří pyrit menší hlavně xenomorfní a hypautomorfní zrnka, která jsou spjata výhradně se žilným křemenem. Nachází se také v okolních sedimentech a jejich úlomcích, které jsou uzavřeny v žilovině. Jen velmi vzácně vytváří pyrit jemné žilečky, které probíhají žilovinou a také okolními horninami v blízkosti žil. Pouze v jednom útržku žiloviny popisují Zimák a Večeřa (1991) až několik cm velké agregáty pyritu. Zřídka bylo v nábrusech sledováno obklopování a zatlačování pyritu galenitem a hlavně chalkopyritem. Novotný a Pauliš (2006) objevili při svém studiu hypautomorfně vyvinuté krystaly pyritu, jež měly velikost do 9 mm. Zimák (1994) popisuje pyrit vytvářející xenomorfní zrna, ale také hexaedry, přesahující velikost až 3 mm. Papoušková (2003) uvádí drobná xenomorfní zrna pyritu, která jsou vázána na křemen. Stejně jako Zimák (1994) pozorovala postižení tohoto minerálu limonitizací.

Obsahy stopových prvků v pyritu uvádějí Zimák a Večeřa (1991): Co 55,5 ppm, Ni 362,5 ppm, Ag 11 ppm, Se <50 ppm. Novotný a Pauliš (2006) našli pyrit, který vytvářel srostlice o celkové velikosti 2,5 až 3 mm, v drúzové dutině, společně s kalcitem a křemenem.

Sfalerit

Dle výzkumů Zimáka a Večeři (1991) se v křemen-karbonátové žilovině, pouze ve zcela nepatrném množství, nachází sfalerit, který tvoří menší zrníčka nepravidelného tvaru v křemenných partiích na okraji žil. Drobné křemen-karbonátové žilky pouze výjimečně obsahují až 2 cm velké agregáty sfaleritu žlutohnědé nebo tmavě hnědé barvy, který je pravděpodobně krystalizačně spjat s křemenem. Ve sfaleritových zrnech jsou občas přítomny drobné inkluze chalkopyritu. Dle práce Papouškové (2003) ve složení sfaleritu převažuje Zn (49,5 hm.%) a S, v malém množství jsou pak přítomny Cu, Cd, Pb, As a stopově Sb, Ni, In, Ag a Au.

Anatas

Vytváří drobná hypautomorfní až automorfní zrnka na okraji křemen-karbonátových žilek (Zimák a Večeřa 1991).

Muskovit

Muskovit tvoří malé šupinky, které se nacházejí v intergranulárách mezi křemennými zrny (Zimák a Večeřa 1991).

Xenotim

Xenotim tvoří zrnka nepravidelného tvaru, která mají velikost do 15 μm , prostupující v podobě drobných žilek starším křemenem (Dolníček 2010). Chemické složení ukazuje na velmi čistý xenotim, jenž má nízký obsah SiO_2 (kolem 2,5 hm. %), vápníku (0,2 a 0,7 hm. %) a fluoru (0,17 hm. %). Okolo 20-ti % strukturních pozic yttria je zastupováno REE (v součtu 19,1 a 21,0 mol. %), díky tomu bylo možné určit tento minerál určit jako xenotim-(Y) (Dolníček 2010).

Karbonáty

Karbonát dolomit-ankeritové řady má dle výzkumů Zimáka a Večeři (1991) okrovou barvu, střední zrnitost, a podél puklin se projevují přeměny na směs oxihydroxidů železa, jež mají práškovou podobu. Chemismus Fe-dolomitu (Zimák a Večeřa 1991): CaCO_3 54,98 %, MgCO_3 22,06 %, FeCO_3 21,83 %, MnCO_3 1,21 %. Kalcit tvoří žilky o mocnosti 2-4 mm, prostupující dolomit-ankeritem a má bílou barvu a střední zrnitost (Novotný a Pauliš 2006). Chemismus kalcitu (Zimák a Večeřa 1991): CaCO_3 98,7 mol. %, MgCO_3 0,3 mol. %, FeCO_3 0,5 mol. %, MnCO_3 0,5 mol. %. Vančurová (2006) našla ve výbrusu z křemen-karbonátové žiloviny dolomit, jenž byl pravděpodobně tlakově postižen, protože vykazoval undulózní zhasení, dolomit v tomto výbruse měl zaoblené krystalové plochy vůči kalcitu. Chemismus dolomitu (Zimák a Večeřa 1991): CaCO_3 53,4 mol. %, MgCO_3 42,5 mol. %, FeCO_3 3,4 mol. %, MnCO_3 0,8 mol. %. Dolníček (2010) tvrdí, že nejstarším karbonátem na lokalitě je siderit, jež tvoří krystalizační základ pro karbonáty z řady dolomit-ankerit. Vančurová (2006) uvádí v křemen-karbonátové žilovině siderit obsahující: CaO 3,84 hm. %, FeO 52,23 hm. %, MgO 2,38 hm. %, MnO 0,53 hm. %, SiO_2 2,22 hm. %.

Chlorit

Zimák (1994) popisuje chlorit, vyskytující se v podobě drobných šupinek, lokálně způsobující zelenou barvu křemene. Vančurová (2006) uvádí tenké žilky, tvořené agregáty chloritu tmavě zelené barvy v křemen-karbonátové žilovině. Agregáty mají velikost až 1 cm.

TR minerál

Papoušková (2003) našla ve vzorku z žiloviny tvořené převážně karbonátem minerál, který dle provedených bodových analýz odpovídá pravděpodobně synchysitu-(Y), parisitu-(Ce) či rentgenitu-(Ce). TR minerál, konkrétně calkinsit-(Ce) uvádí také Zimák a Novotný (2002) ve vzorku karbonátové žiloviny z lomu 1,5 km jižně od Domašova nad Bystřicí.

Tetraedrit

Kupido (1889) in Zimák a Večeřa (1991) uvádějí z této lokality nález stříbrnosného tetraedritu. Ten však nebyl dalšími výzkumy dosud potvrzen.

3. 3. 2 Sekundární minerály

Dickit

Dle Dolníčka a Filipa (2008) je v dutině ze vzorku žiloviny z lokality Zlatý důl, který je tvořen převážně karbonátem dolomitové skupiny, jenž tmelí brekcii okolních hornin, možné pozorovat bílou jílovou hmotu, kterou tvoří nepravidelná či okrouhlá zrna, jež mají velikost 30–40 µm. Na řadě průřezů je zřejmá dokonalá slídivá štěpnost minerálu, a v řezech, jež jsou skoro kolmé na optickou osu pozorovali hexagonální obrys jednotlivých zrn. Ojediněle našli též slabě protažené červíkovité útvary, které tvoří vějířovitě uspořádané šupinky. Chemické složení ukazuje na minerál ze skupiny kaolinitu (suma WDX analýzy cca 85 hm. %, poměr Al:Si blízký 1:1, absence Na, K, Mg, Fe, suma 8 kationů na vzorcovou jednotku). Prášková RTG difrakční analýza ukázala na přítomnost dickitu s malou příměsí karbonátů (kalcit, dolomit) a křemene.

Stříbro

Novotný a Pauliš (2006) našli stříbro v úlomcích žiloviny, která měla brekciovitou texturu. Stříbro vytváří drátky dlouhé okolo 2 mm a o průměru pod 0,5 mm, které jsou na povrchu pokryté směsí oxihydroxidů železa. Drátky našli v menší drúzové kaverně. Tyto drátky jsou na povrchu hypautomorfně vyvinutých krystalů pyritu, které mají velikost do 9 mm. Příměsí (hlavně Fe) poukazují na cementační původ stříbra. Chemismus tohoto stříbra: Ag 98,23 hm. %, Cu 0,85 hm. %, Fe 0,69 hm. %.

Malachit

Zimák a Večeřa (1991) popisují malachit v dutinách po vylouženém karbonátu. Vytvářel drobné radiálně paprscité agregáty. I Papoušková (2003) uvádí paprscité agregáty v dutinách po vylouženém karbonátu, jež jsou silně zvětralé.

Chalkozín

Novotný a Pauliš (2006) popisují chalkozín v úlomcích křemenné žiloviny, s malým množstvím karbonátů. Chalkozín byl nalezen v dutině drúzy, která byla vyplněna krystalky křemene. Vytváří tabulkovité krystaly o velikosti až 1,5 x 1,5 mm a šířce zhruba 0,1 mm, jež nasedají na krystalky kalcitu. Zimák a Večeřa (1991) uvádějí chalkozín jako produkt přeměny chalkopyritu při okrajích zrn a prasklin, které jimi probíhají.

Covellín

Zimák a Večeřa (1991) pozorovali zatlačování galenitu covellínem. Covellín vzniká také jako produkt přeměny chalkopyritu na okrajích zrn a prasklin.

Chryzokol

Byly pozorovány drobné kolomorfní agregáty, jež jsou přítomny společně s agregáty malachitu v dutinách po vylouženém karbonátu (Zimák a Večeřa 1991).

„Limonit“

Papoušková (2003) ve své práci popisuje větvené žilky limonitu okrově hnědé barvy na okrajích chalkopyritu ve výbruse z křemenné žiloviny. Zimák a Večeřa (1991) uvádějí limonitizaci karbonátu na křemen-karbonátových žilách. Nejvíce je touto přeměnou postižen Fe-dolomit. Vančurová (2006) uvádí povlaky oxihydroxidů železa na křemen-karbonátové žilovině. Tyto povlaky mají rezavou barvu.

Oxihydroxidy manganu

Zimák a Večeřa (1991) uvádějí dendritické agregáty a povlaky černé barvy na puklinách křemen-karbonátových žil, tvořené pravděpodobně oxihydroxidy manganu.

Oxidy mědi

Novotný a Pauliš (2006) popisují tmavě šedé, celistvé agregáty oxidů mědi, jež mají kovový lesk a tvoří pseudomorfózy po sulfidech. Dosahují velikosti 2-4 mm.

Anglesit a cerusit

Papoušková (2003) objevila při svém výzkumu agregáty galenitu, jejichž okraje a místy plochy štěpnosti byly přeměněné v povlaky anglesitu a cerusitu.

Pyromorfit

Novotný a Pauliš (2009) uvádějí nález pyromorfitu z Hluboček-Mariánského Údolí ze zavalené šachtice 150 m vjv. od chaty v údolí potoka Zlatý důl a 650 m severozápadně od nádraží v Hlubočkách-Mariánském Údolí. Pyromorfit je zde ve formě tenkých povlaků, které jsou tvořeny zelenými jehličkovitými agregáty. Ojediněle vytváří i drúzy. Pyromorfit byl potvrzen RTG práškovou difrakční analýzou.

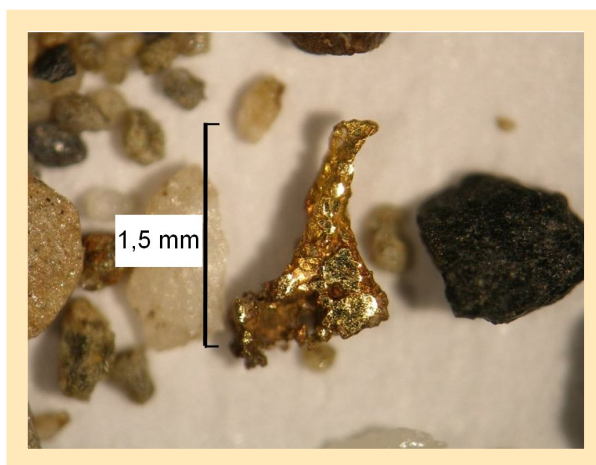
Aragonit

Aragonit byl nalezen při studiu jedné z hald Novotným a Paulišem (2006) v hloubce více než 0,5 m. Vytváří bílé, jehličkovité agregáty tvořící povlaky na úlomcích hornin a na jejich puklinách. Délka jehliček dosahuje velikosti 0,5 až 1,5 mm. Agregáty aragonitu pokrývají plochu horniny až 10x10 cm.

Novotný a kol. (2006) in Novotný a Pauliš (2006) uvádějí další supergenní minerály: **linarit, brochantit a chalkantit.**

3.3.3 Šlichový průzkum sedimentů potoka Zlatý důl

V roce 2008 Novotný a kol. prováděli šlichový průzkum sedimentů potoka Zlatý důl. Těžkou frakci tvořil hlavně pyrit, pak pouze po několika zrnech granát s převažující almandinovou složkou, malachit, galenit a zlato. Pyrit vytvářel hexaedrické krystaly o velikosti 0,7 až 1,5 mm či agregáty jemné zrnitosti o velikosti do 2,5 mm. Granát s převahou almandinové složky vytváří zrna o velikosti od 0,3 mm do 0,8 mm. Malachit nalezený v křemenu tvoří radiálně paprscité agregáty, jež mají velikost do 0,5 mm. Galenit byl nalezen v zrnech křemene, kde tvořil agregáty jemné zrnitosti o velikosti okolo 1 mm. Podléhá supergenním procesům, kdy se mění na sekundární minerál bílé barvy, zřejmě cerusit. Zlato bylo nalezeno v podobě drátku o délce 1,5 mm a průměru okolo 0,1 mm (obr. 10). Z jedné strany drátku vytvářelo zlato nepravidelný útvar, jenž měl velikost zhruba 0,7 mm. Při pozorování v odrazovém mikroskopu měla zrna zlata zonální stavbu. Ryzost tohoto zlata je průměrně 712, obsahuje 17,41 až 40,92 hm. % Ag. Zvýšený podíl zlata byl také stanoven ve štole František (11,9 g/t) v prokřemenělé pyritizované tektonické brekcii. Zlato se zde nevyskytovalo v ryzí formě, ale je pravděpodobně vázáno na některý minerál v hornině. Dle výzkumů Novotného a kol. (2008) je zlato z Mariánského Údolí vázáno na prokřemenělé a pyritizované horniny v tektonické zóně, které se podílely na vzniku údolí potoka Zlatý důl.



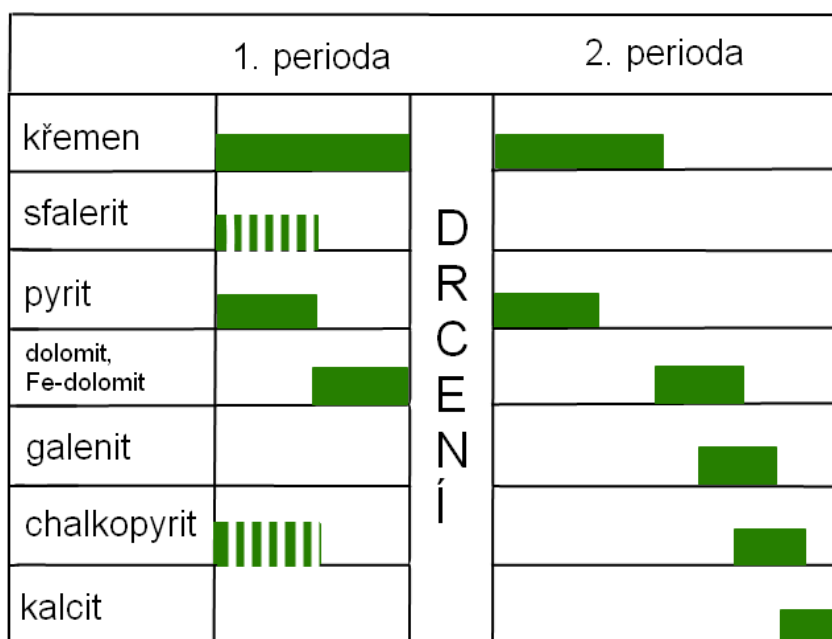
Obr. 10 Zlatinka ze Zlatého dolu
(foto: J. Zimák; www.hlubocky.eu, cit. 1, upraveno).

3.4 Geneze polymetalického zrudnění na lokalitě Zlatý důl

Izotopické složení síry sulfidů ($\delta^{34}\text{S}$ pyritu je -16,6 až -19,0 ‰ CDT, sfaleritu -17 až -18,6 ‰ CDT, chalkopyritu -17,0 až -18,0 ‰ CDT a galenitu -19,5 až -25,5 ‰ CDT) ukazuje, že síra,

kteřá byla transportovaná hydrotermálními roztoky, byla pravděpodobně vyloužena z okolních sedimentů. Zdroj kovů není možné určit, ale Zimák a Večeřa (1991) předpokládají, že kovy (podobně jako síra) mají z větší části původ v okolních horninách. Naproti tomu Novotný a Pauliš (2006) usuzují, že kovy byly spíše transportovány z větších hloubek.

Dle Zimáka a Večeři (1991) ze stavby rudnin vyplývá, že formování hydrotermální mineralizace proběhlo ve dvou periodách. Produkty starší etapy jsou drobné křemenné žilky, ale také mocnější žíly se slabou sulfidickou mineralizací, která je vytvářena hlavně pyritem, méně chalkopyritem a sfaleritem. Převážně mocnější žíly starší periody byly rozdrceny při tektonických procesech a prostor mezi úlomky žiloviny a okolních hornin vyplnily hydrotermální minerály mladší periody, mezi které se řadí křemen, karbonáty dolomit-ankeritové řady, kalcit a poměrně časté sulfidy, hlavně chalkopyrit, galenit a méně také pyrit. Posloupnost vzniku minerálů na ložisku je patrná ze sukcesního schématu (obr. 11), ve kterém ale není uveden anatas, ten je zřejmě krystalizačně spjat s pyritem starší periody, muskovit přítomný společně s křemenem mladší periody a také v něm chybí vyznačení vzniku jemných pyritových žileček, které jsou mladší než chalkopyrit 2. periody, nicméně není možno dokázat, jestli jsou produkt hypogenní či supergenní etapy (Zimák a Večeřa 1991).



Obr. 11 Přibližné schéma sukcese hlavních hypogenních minerálů (Zimák a Večeřa 1991, upraveno).

3.5 Přehled studia fluidních inkluzí v zájmové oblasti

Doposud byly fluidní inkluze studovány na třech lokalitách v Bystřickém rudním revíru: v Hlubočkách-Mariánském Údolí na lokalitě Zlatý důl, v Domašově nad Bystřicí a Hrubé Vodě. Přehled mikrotermometrických dat ze všech tří lokalit je uveden v tab. 1.

Jak jsem již uvedla v kapitole 3.1, v této oblasti můžeme rozlišit 2 dva hlavní typy mineralizací. První zahrnuje syntektonické mineralizace: křemenné žíly s galenitem a žíly složené z křemene, kalcitu a chloritu. Druhá skupina zahrnuje posttektonické mineralizace: kalcit-křemen-chalkopyritové žíly a kalcitové žíly se sfaleritem a galenitem (Dolníček a kol. 2003).

1. Syntektonické mineralizace

Jsou tvořené křemenem a kalcitem, v poměrně velkém množství je přítomen chlorit, méně pak albit a pyrit (Zimák a kol. 2002). Mezi syntektonické mineralizace se řadí i křemenné žíly s galenitem, v menším množství obsahují kalcit (Dolníček a kol. 2003). Krystalizovaly za poměrně vysokých teplot, většinou 100 °C a více, u některých vzorků z Hrubé Vody (tab. 1; HR-1, HR-2) byly homogenizační teploty dokonce v několika případech vyšší než 350 °C. Vznikaly z nízkosalinních roztoků obsahujících hlavně Na a Mg chloridy se salinitou od 1,8 do 6,3 hm. % NaCl ekv. (Dolníček a kol. 2003).

2. Posttektonické mineralizace

Jsou tvořeny převážně karbonáty řady dolomit-ankerit, kalcitem, křemenem, hojně jsou přítomny sulfidy, hlavně chalkopyrit, galenit, méně pyrit a sfalerit. Vznikaly za nízkých teplot do 132 °C z roztoků o vysoké salinitě až 29,5 hm. % NaCl ekv. náležejících k systému H₂O-NaCl-CaCl₂-MgCl₂. Míchaly se s nízkosalinními (0-9 hm. % NaCl ekv.) a nízkoteplotními roztoky H₂O-NaCl (Dolníček a kol. 2003).

Tab. 1 Mikrotermometrická data fluidních inkluzí z lokalit Domašov nad Bystřicí (Zimák a kol. 2002, Slobodník a kol. 1995), Hlubočky-Zlatý Důl (Zimák a kol. 2002) a Hrubá Voda (Dolníček a kol. 2003): *T_m*-teplota tání posledního krystalku ledu; *T_e*-eutektická teplota; *T_h*-teplota homogenizace, L-kapalná fáze, V-plýnná fáze, P-primární FI, PS- primárně-sekundární FI, S-sekundární FI.

| Lokalita | Vzorek, minerál | Typ mineralizace | fázové složení (geneze) | T _m (°C) | Salinita (hm. % NaCl ekv.) | T _h (°C) | T _e (°C) |
|----------------------|--------------------------|------------------|-------------------------|---------------------|----------------------------|---------------------|---------------------|
| Hlubočky (Zlatý důl) | ZL-1, křemen | Posttektonická | L typ (P) | -20,4 až -21,8 | ~23,0 | 114 až 132 | |
| Domašov nad Bystřicí | DOM-1, kalcit | Syntektonická | L+V typ (P) | -10,6 až -24,6 | 14,6 až 23,2 | 65 až 80 | -50 |
| | DOM-2, křemen | Syntektonická | L+V typ (P) | -13,1 až -21,2 | 17,0 až 21,5 | 70 až 90 | -50,2 až -50,6 |
| | DOM-2, křemen | Posttektonická | L+V typ (P) | -0,3 až -2,6 | 0,4 až 4,3 | | -35,0 až -37,5 |
| | DOM-2, křemen | Posttektonická | L+V typ (P) | -5,3 až -7,2 | 8,3 až 10,7 | | -37 |
| | DOM-3, křemen | Posttektonická | L typ (P) | -0,2 až -0,5 | 0,4 až 0,9 | | |
| | DOM-3, kalcit | Posttektonická | L typ (P) | -0,2 až -0,7 | 0,4 až 1,2 | | |
| | DOM-4, křemen | ? | L typ (P) | -11,6 | ~15,5 | | |
| | DOM-4, křemen | ? | L+V typ (S) | -2,9 až -4,1 | | 130 až 210 | |
| | DOM-5, kalcit | ? | L typ | -16,4 až -20,0 | 19,7 až 22,3 | | -52 |
| | DOM-5, kalcit | ? | L+V typ | -2,8 až -3,7 | | 110 až 190 | |
| | DOM-4, 5, křemen, kalcit | ? | L+V typ | -23,0 až -33,0 | | 50 až 140 | |
| Hrubá Voda | HR-1, křemen | Syntektonická | L, L+V typ (P) | -1,8 až -2,7 | 3,1 až 4,5 | 114 až >350 | -35 |
| | HR-1, kalcit | Syntektonická | L+V typ (P) | -2,7 až -3,9 | 4,5 až 6,3 | 122 až 177 | |
| | HR-2, křemen | Syntektonická | L, L+V (P) | -4,9 až -7,7 | 7,7 až 11,4 | 77 až >350 | -37 |
| | HR-3, kalcit | Syntektonická | L+V (P) | -9,6 až -12,8 | 13,6 až 16,8 | 62 až 94,5 | |
| | HR-4, kalcit | Posttektonická | L+V (P) | -22,3 až -25,2 | 24,2 až 26,1 | 76 až 109 | -50 až -58 |
| | HR-5, křemen | Posttektonická | L, L+V (P) | -21,8 až -24,7 | 23,9 až 25,8 | 109 až >350 | -52 až -68 |
| | HR-5, kalcit | Posttektonická | L (PS, S) | 0,0 | 0,0 | | |
| | HR-6, kalcit | Posttektonická | L+V (P) | -23,5 až -30,5 | 25,1 až 29,5 | 88 až 132 | -50 až -70 |

4 Metodika práce

Metodika práce zahrnovala terénní a laboratorní část. V terénní části jsem odebrala vzorky rudniny z povrchových odvalů a provedla odběr šlichových vzorků ze sedimentů potoka Zlatý důl.

Vzorky odebrané z haldového materiálu jsem nejprve očistila, poté jsem je makroskopicky popsala a prohlédla je pod binokulárním mikroskopem Olympus SZ61. Poté jsem z vybraných vzorků vyhotovila leštěné výbrusy, nábrusy a oboustranně leštěné destičky pro studium fluidních inkluzí. Vzorky byly řezány diamantovou pilou na požadovaný rozměr, poté jsem je ručně brousila. Na závěr jsem vzorky dolešťovala na leštičce Struers RotoPol-35 s unášecí hlavou Struers Pdm-Force20 za použití leštících diamantových suspenzí 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. Vzájemnou časovou posloupnost minerálů ve studovaných vzorcích jsem značila následovně: + stejně staré minerály, - následná krystalizace bez tektonických hranic, / následná krystalizace s tektonickou hranicí.

Dále byly leštěné výbrusy potaženy grafitem a poté analyzovány na Ústavu geologických věd PřF MU v Brně na elektronové mikrosondě Cameca SX-100. Analýzy zhotovili Mgr. P. Gadas a Mgr. R. Škoda, PhD. Při analýze sulfidů bylo použito urychlovací napětí 25 keV a proud svazku 20 nA. Jako standardy byly použity: elementární měď (Cu), elementární stříbro (Ag), elementární mangan (Mn), almandin (Fe), elementární antimon (Sb), elementární nikl (Ni), gahnit (Zn), hematit (Fe), lammerit (As), chalkopyrit (Cu, S), ZnS (Zn), elementární bismut (Bi), elementární kobalt (Co), NaCl (Cl), PbSe (Se), sulfid HgTe (Hg), sulfid CdTe (Cd), PbS (Pb).

Pro studium fluidních inkluzí v křemenu jsem zhotovila oboustranně leštěné destičky. Fluidní inkluze v kalcitu byly studovány 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 poslední pevné fáze (T_m) a teplota eutektika (T_e), dále byla vypočtena salinita inkluzí dle Bodnara (1993) a dle teplot eutektika určeny systémy fluid uzavíraných v inkluzích podle Borisenka (1977).

Ze vzorků sedimentů odebraných z potoka Zlatý důl, které měly objem 6-7 l, byla nejdříve odkalena nejjemnější frakce a organická část a ručně byly vybrány velké úlomky a valouny hornin a minerálů. Poté byly vzorky přesítovány na sítích s velikostí ok 1,5 mm a 1 mm. Následně jsem je přerýžovala pomocí rýžovací misky. Tyto přerýžované vzorky jsem poté vysušila a dále jsem oddělila těžkou frakci ($\rho > 2,9 \text{ g/cm}^3$) od lehkého podílu pomocí

bromoformu. Z těžkých minerálů jsem nejprve oddělila magnetický podíl pomocí permanentního magnetu, který jsem vložila do mikrotenového sáčku, poté jsem oba podíly (magnetický i nemagnetický) orientačně prohlédla pod binokulárním mikroskopem Olympus SZ61 a pomocí preparační jehly jsem jednotlivá zrna podobných vlastností vyseparovala. Při určování minerálů jsem pracovala s příručkou (Rost 1956). Pomocí fotoaparátu Olympus C7070, kterým je binokulární mikroskop vybaven, jsem pořídila snímky vybraných minerálů. Poté jsem z každé skupinky vybrala několik zrn, které jsem umístila na podložní sklíčko a zakápla jsem je imerzní kapalinou (1,1,2,2-tetrabrometan), abych tak vytvořila vhodné prostředí pro pozorování vzorku v polarizačním mikroskopu. Jednotlivé minerály jsem popsala a pořídila jejich mikrofotografie.

5 Terénní etapa

Lokalita Zlatý důl se nachází cca 900 m sz. od železniční stanice Hlubočky-Mariánské Údolí (obr. 12). Haldičky se však nacházejí i blíže a dále podél břehu potoka Zlatý důl, který je pravostranným přítokem řeky Bystřice.



Obr. 12 Ortofotomapa okolí lokality Zlatý důl (vytvořeno v programu Google Earth, k 7.4.2013, upraveno).

Rudní výskyt byl zastižen přibližně 700 m sz. od soutoku potoka Zlatý důl s řekou Bystřicí v blízkosti dvou rekreačních objektů. Podél koryta se na levém i pravém břehu nachází několik menších haldiček. Lokalitu jsem navštívila nejméně 10x. Vzorky jsem odebrala z 5-ti hald, nicméně 2 z nich byly velmi chudé na přítomnost sulfidického zrudnění. Největší koncentrace Cu-Pb-Zn mineralizace v křemenných a křemen-karbonátových žilách byla na dvou haldičkách, které se nachází asi 20 a 35 m jv. od rekreačních chatků na levém břehu potoka (obr. 13, 14). Sulfidy zde zastupoval hlavně chalkopyrit a galenit, méně sfalerit a pyrit. Odběr vzorků byl usnadněn odkryvy pod polovyvrácenými stromy a pařezy. Provedla jsem také drobnou sondu, do hloubky cca 20 cm na jedné z haldiček (obr. 15), kde jsem našla velké množství reprezentativních vzorků. Ostatní haldičky se nacházely dále podél koryta potoka po směru i proti směru toku (obr. 16), zde jsem však nacházela pouze křemenné žíly o mocnosti do 3 cm, které obsahovaly pouze slabou sulfidickou mineralizaci, zastoupenou pouze drobnými vtroušeninami chalkopyritu a galenitu. Křemenné žíly o větší mocnosti (až 10 cm), obsahující poměrně hojně chalkopyrit a méně těž galenit, jsem našla na haldě, která leží cca 500 m sz. od soutoku potoka Zlatý důl s řekou Bystřicí.

Geologické podloží v okolí lokality je reprezentováno jílovými a prachovými břidlicemi a drobnými. Střídání poloh prachovců a břidlic můžeme pozorovat v malém lůmku za chatkami. Vrstvy zde mají směr SSV-JJZ a uklánějí se pod úhlem 50 ° k VJV.

Odběr šlichových vzorků (obr. 17) ze sedimentů potoka Zlatý důl jsem prováděla na dvou lokalitách, a to cca 40 m jv. od rekreačních chatek v blízkosti břidlicového lůmku (obr. 18, bod č. 1) a cca 500 m sz. od soutoku potoka s řekou Bystřicí u obce Mariánské Údolí, v blízkosti historického sejpu (obr. 18, bod č. 2), kde bylo dříve rýžováno zlato (Novotný a kol. 2008). Poblíž se nachází i několik haldiček s polymetalickým zrudněním. Pravý břeh potoka je zde zpevněn uměle vytvořenou zídkou zkonstruovanou z okolních hornin (převážně prachových a jílových břidlic).



Obr. 13 Halda s úlomky žiloviny se sulfidickým zrudněním, stav k 7. 4. 2013.



Obr. 14 Halda z obr. 3, stav k 27.4.2013.



Obr. 15 Odběr vzorků z hald, 7.4.2013, foto: M. Krejčí.



Obr. 16 Halda s křemennou žilovinou se slabou sulfidickou mineralizací, stav k 27.4. 2013.



Obr. 17 Odběr šlichových vzorků ze sedimentů potoka Zlatý důl, 27.4.2013, foto: M. Krejčí.



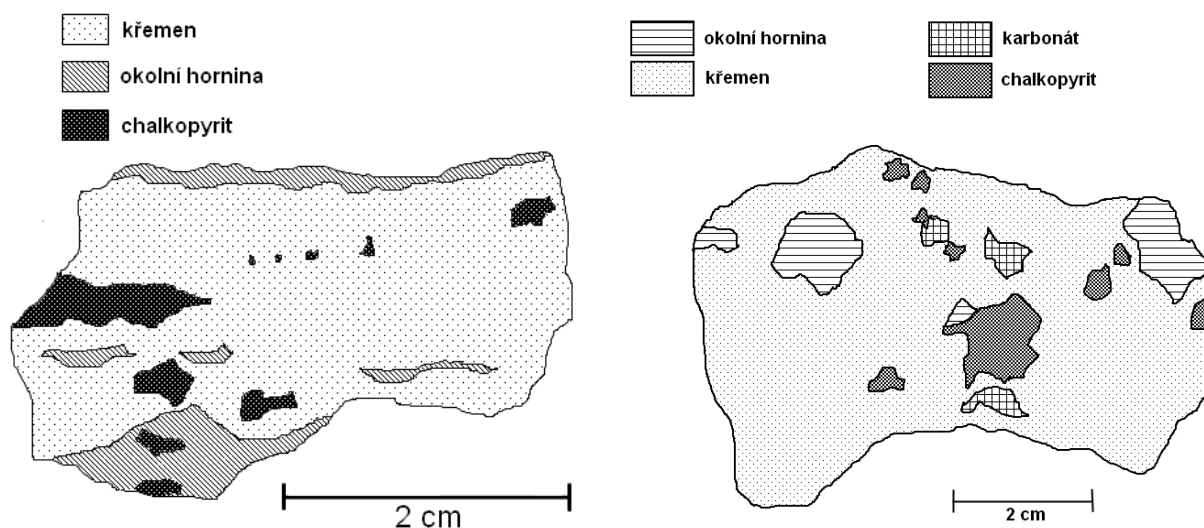
Obr. 18 Turistická mapka s vyznačením odběrových míst šlichových vzorků ze sedimentů potoka Zlatý důl (www.mapy.cz, cit. 4, upraveno).

6 Laboratorní etapa

6.1 Makroskopický popis odebraných vzorků

Odebrala jsem více než 100 úlomků křemenné a křemen-karbonátové žiloviny z haldiček. Úlomky měly velikost od 2 do 15 cm. Pouze necelá polovina těchto úlomků obsahovala makroskopicky patrné sulfidy. Na převážné většině vzorků byl zastoupen křemen nad karbonátem, jen na sedmi vzorcích převažoval karbonát. Mocnost křemenných žil je od 1 mm až do nejméně 15 cm. Karbonátové žíly dosahují mocnosti až 8 cm.

Žilovina má často brekciovitou texturu, která je tvořena starším bílým křemenem, úlomky okolních hornin, béžovým či narůžovělým karbonátem a sulfidickými minerály. Prostory mezi těmito minerály a úlomky hornin vyplňuje křemen šedé barvy. Textury hnízdovitou a vtroušeninovou jsem zastihla nejen na vzorcích č. 1 (obr. 19) a č. 4 (obr. 19), ale i na velkém množství dalších vzorků. Je tvořena křemenem, úlomky okolních hornin, karbonátu a vtroušeninami či hnízdy sulfidických minerálů. Mezi minerály nelze určit přesnou genetickou posloupnost.



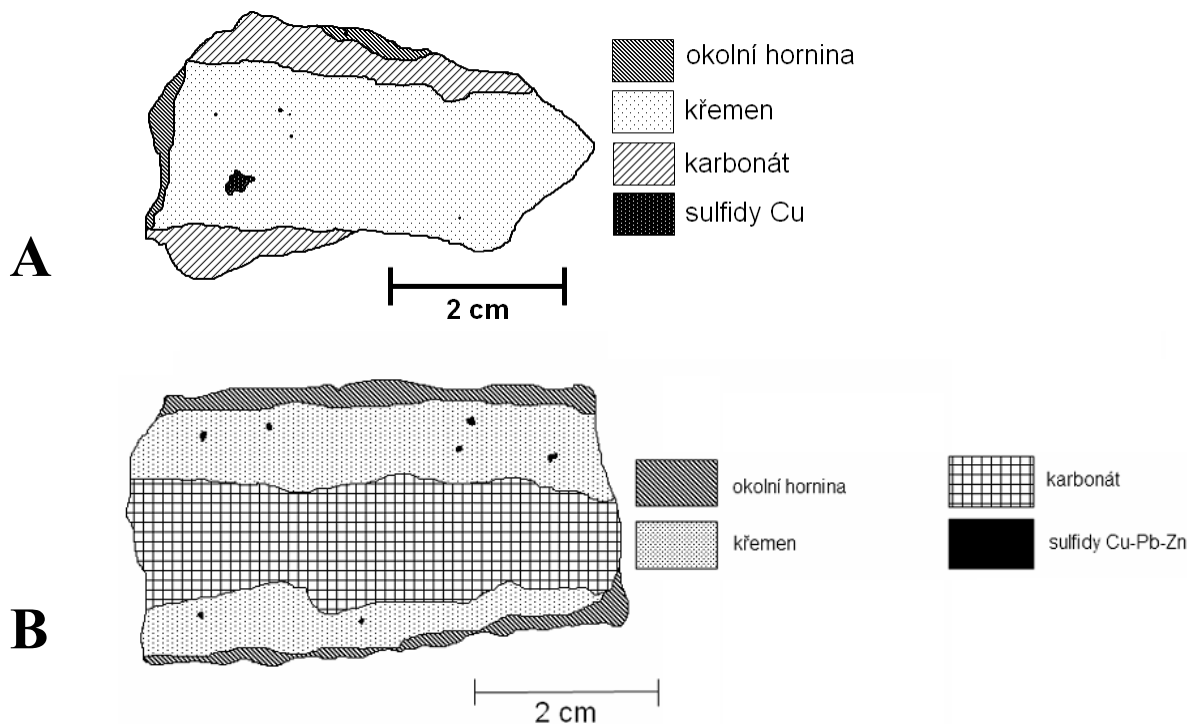
Obr. 19 Zrudnění s vtroušeninovou a hnízdovitou texturou (vlevo vzorek č. 1, vpravo vzorek č. 4).

Méně častá byla textura drúzová, která je tvořena šedobílými nebo mléčně bílými, převážně nedokonale vyvinutými, prizmatickými krystaly křemene (obr. 20). Tyto krystaly mají velikost až 18x10 mm. Na několika vzorcích jsem pozorovala kombinaci brekciovité a drúzové textury. Tyto vzorky jsou tvořeny převážně šedým křemenem a úlomky okolních hornin. Ze sulfidů je zastoupen chalkopyrit, v podobě drobných zrněk o velikosti do 2 mm. Nachází se v křemeni při kontaktu s okolní horninou i v okolní hornině. Stěny dutinek v křemeni pokrývají až 3 mm velké bílé nebo lehce průhledné krystalky křemene, vytvářející drúzy.



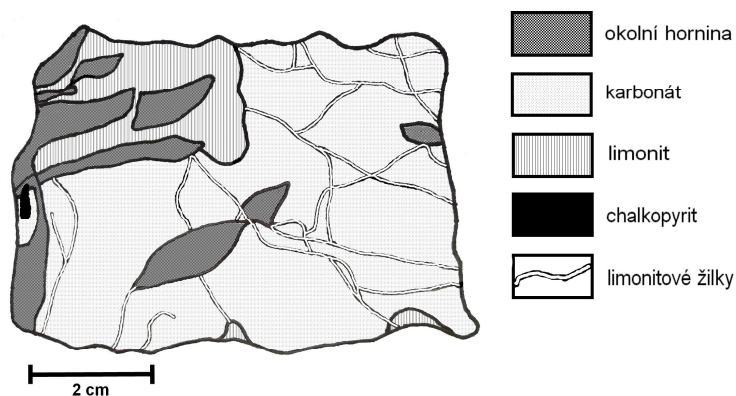
Obr. 20 Drúza křemene, vzorek č.40.

Některé vzorky měly texturu masivní či páskovanou. Masivní texturu měly vzorky křemenné žiloviny, tvořené křemenem šedé barvy s pouze slabou sulfidickou mineralizací. Vzorky s páskovanou texturou jsou tvořeny šedým nebo bílým křemenem, který se nacházel v okrajových partiích žil a pásy žlutohnědého nebo narůžovělého až červenohnědého karbonátu v centrální části (obr. 21). U některých vzorků byl střed žil tvořen křemenem a při okrajích žíly byly karbonátové pásy. Sulfidické zrudnění na těchto žilách nebylo hojné, vyskytovaly se zde pouze drobná zrnka galenitu a chalkopyritu do velikosti 4 mm.



Obr. 21 Symetricky páskovaná textura a) Vzorek č. 2, b) Vzorek č. 54.

U vzorku č. 3 z karbonátové žiloviny jsem pozorovala texturu žilníkovitou (síťovitou) v kombinaci s brekciovitou (obr. 22). Vzorek byl tvořený středně zrnitým karbonátem béžové barvy a v něm byly žilky, cca 1 mm mocné, červenohnědého limonitu.

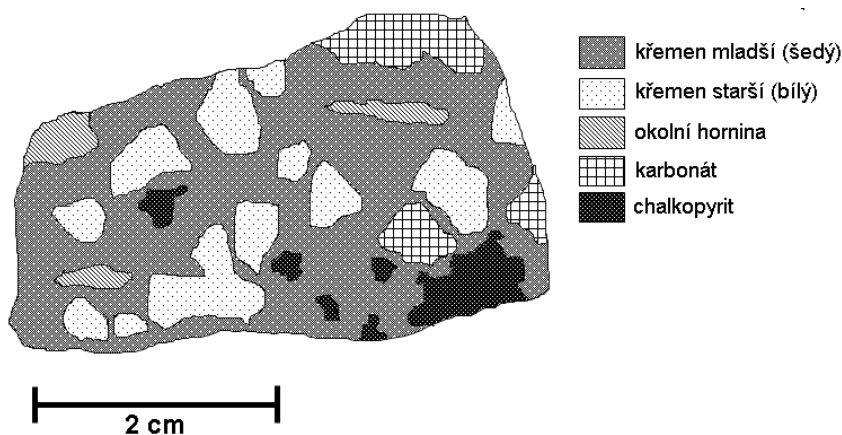


Obr. 22 Zrudnění se síťovitou a brekciovitou texturou, vzorek č. 3.

Popis minerálů

Křemen

Křemen na žilách je jemnozrnný až středně zrnitý, na mocnějších žilách je až hrubozrnný. Barvu má nejčastěji mléčně bílou nebo šedou, v některých partiích však byl i lehce nafialovělý či narůžovělý, někdy je zbarven oxihydroxidy železa do žlutohněda. Šedý křemen na žilách bývá často i celistvý. Na některých žilách má drúzovitý vývoj, kdy vytváří prizmatické krystaly o velikosti až 1,5 cm. Ty mají většinou světle šedou barvu, jen výjimečně jsou bílé nebo částečně průsvitné. Mají skelný lesk. Na některých větších zrnech je možno i makroskopicky pozorovat zonální stavbu, projevující se světlejšími (bílymi nebo částečně i průhlednými) zónami a zónami tmavšími (šedými). Karbonátovou žilovinou prostupuje křemen v podobě žilek o mocnosti do 2 mm. Šedě zbarvený křemen je zřejmě mladší než křemen bílý, je to patrné u brekciovité textury, kterou utváří úlomky bílého křemene a okolních hornin. Prostory mezi úlomky vyplňuje šedý křemen (obr. 23). V dutinách v křemenné i karbonátové žilovině jsem našla krystalky bílého částečně až průsvitného křemene o velikosti okolo 1 mm.



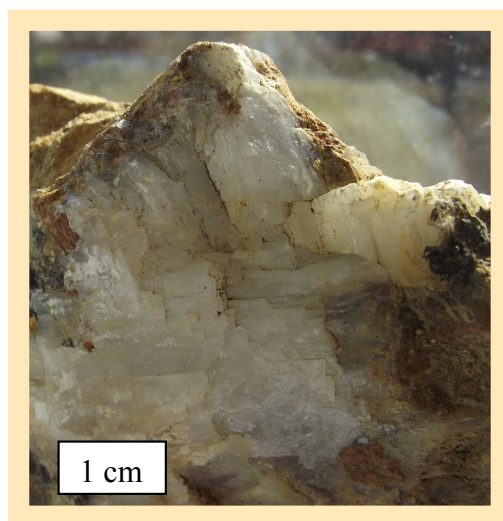
Obr. 23 Zrudnění s brekciovitou texturou, vzorek č. 58.

Karbonáty

Karbonáty jsou zde zastupovány několika generacemi.

Karbonát starší (karbonát z řady dolomit-ankerit) - Karbonát má makroskopicky světle hnědou nebo béžovou barvu s růžovým nádechem, je jemnozrnný až středně zrnitý. Dost často zvětrává na limonit, potom získává barvu oranžovohnědou či červenohnědou. Vytváří sám žíly nebo je přítomen v křemenné žilovině v podobě hnízd. Nalezla jsem i jeho mladší generaci, kdy krystaloval v dutinách mladšího křemene.

Karbonát mladší (kalcit) - Nachází se v podobě tenkých žilek bílé barvy prostupující starším karbonátem. Byl také nalezen vzorek mléčně bílého hrubozrnného agregátu (vzorek č. 13, obr. 24), u něhož je dokonale viditelná štěpnost dle klence. Karbonát má na tomto agregátu skelný lesk. Také jsem pozorovala drobné krystalky mladšího karbonátu vyplňující dutiny ve starším karbonátu z řady dolomit-ankerit. Na některých žilách má kalcit nažloutlou až narůžovělou barvu.



Obr. 24 Hrubě štěpný mladší karbonát, vzorek č. 13.

Sulfidy

Nejhojněji zastoupeným sulfidem je **chalkopyrit**, který se nachází v křemenných i křemen-karbonátových partiích žil, avšak větší agregáty jsem našla pouze v křemenné žilovině. V karbonátu se chalkopyrit vyskytuje pouze jako vtroušeniny o velikosti do 4 mm. V křemenné žilovině byla přítomna zrnka mosazně žlutého chalkopyritu, tvořícího agregáty až do 15 mm. Chalkopyrit je velmi často supergenními procesy přeměněn v malachit. Na vzorku č. 2 s páskovanou texturou, tvořenou šedým středně zrnitým křemenem a červenohnědým karbonátem, byl zjištěn chalkopyrit, supergenními procesy skoro úplně přeměněný v chalkozín. Chalkozín má na tomto vzorku šedočernou barvu a kovový lesk. Některé agregáty chalkopyritu mají pestré náběhové barvy v odstínech zelené, modré a fialové.

Jako druhý nejvíce zastoupený sulfid se na úlomcích žiloviny vyskytoval **galenit**. Galenit má olověně šedou barvu a kovový lesk, nachází se převážně v centrálních částech křemenných žil, v podobě zrněk o velikosti 1 až 3 mm, které vytvářejí až 1 cm velké agregáty nebo v podobě menších vtroušenin do 4 mm. Galenit zatlačovaný chalkopyritem jsem zjistila na vzorku č. 17. Často byl nalézán v asociaci s ostatními sulfidy a mladším šedým křemenem, ale byla přítomna i jeho starší generace, kdy se vyskytoval společně se starším bílým křemenem (vzorek č. 5). V tomto případě se nacházel většinou sám bez přítomnosti ostatních sulfidů nebo pouze s chalkopyritem.

Sfalerit nebyl příliš hojný. Nachází se v křemenných partiích žil a má žlutohnědou až tmavě hnědou barvu a skelný lesk (obr. 25). Tmavší individua mají lesk polokovový. Je nalézán jako nepravidelné vtroušeniny v křemeni většinou v asociaci s chalkopyritem. Velikost zrn je do 3 mm. Vytváří také společně s chalkopyritem agregáty o velikosti až 1 cm (vzorky č. 4, 18 a 93). Nedokonale vyvinutý krystalek sfaleritu o velikosti 2 mm, bronzově hnědé barvy a polokovového lesku, jsem objevila na 2 cm mocné křemenné žilce (vzorek č. 15). Z části je pokryt povlaky malachitu a na tomto krystalku jsem objevila zrnko tmavě mosazně žlutého chalkopyritu. Na stejném vzorku se nacházelo v křemenné žilovině i několik zrn sfaleritu žlutohnědé barvy s velikostí do 1,5 mm.

Pyrit byl v mnou nalezených vzorcích nejméně zastoupeným sulfidem, nalezla jsem ho převážně v podobě zrněk o velikosti do 3 mm v křemenných partiích žil, pouze na vzorku č. 6 vytvářel až 8 mm velké agregáty. Makroskopicky je mosazně žlutý, světlejší než chalkopyrit. Krystalky pyritu jsem objevila v dutině v křemenné žilovině (vzorek č. 16), tvořil krychle o délce hrany do cca 0,5 mm, které byly pseudomorfovány rezavě zbarvenou směsí oxihydroxidů železa; v dutině se nacházel v asociaci s karbonáty.

Na vzorku č. 10, který je tvořený okolní horninou a žilkami bílošedého křemene o mocnosti do 0,5 cm, jsem nalezla společně pyrit, chalkopyrit, galenit i sfalerit. Nacházely se na jedné z křemenných žilek. Při bližším prozkoumání pod binokulární lupou jsem objevila 1,5 mm velký agregát, tvořený sfaleritem a chalkopyritem v asociaci s galenitem. Sfalerit má žlutohnědou až hnědou barvu a polokovový lesk; chalkopyrit je tmavě zlatožlutý s kovovým leskem; pyrit má barvu světle mosazně žlutou. Na tomtéž vzorku jsem na puklinách nalezla modrozelené povlaky pravděpodobně chryzokolu společně s povlaky zeleného malachitu a žlutohnědými povlaky směsí oxihydroxidů železa. Sfalerit i chalkopyrit prostupují také v podobě tenkých žilek okolní horninou.



Obr. 25 Zrnka žlutohnědého sfaleritu v křemenné žilovině, vzorek č. 15.

Chlorit (?)

Pravděpodobný chlorit jsem našla v křemen-karbonátové žilovině s brekciovitou texturou, kde vytváří zrnka šupinkovitého habitu o velikosti do 4 mm tmavě zelené nebo šedozelené barvy v křemenných partiích žíly.

Covellín

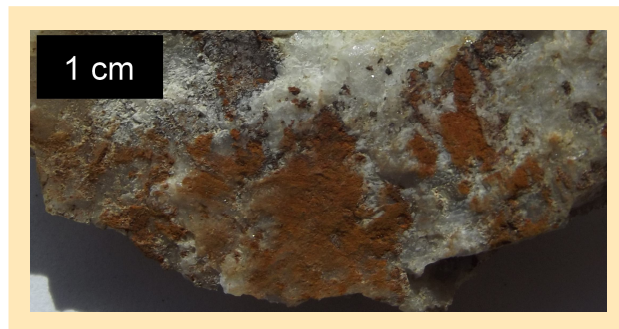
Covellín modrofialové barvy s kovovým leskem, vytvářející tenké tabulkovité krystalky o velikosti do 3 mm, jsem našla ve vzorku s brekciovitou a drúzovou texturou, kdy nasedá na bílý kalcit (vzorek č. 76, obr. 26). Jedná se zřejmě o hypogenní covellín, kdežto na vzorku č. 11 při prozkoumání pod binokulární lupou jsem zjistila zatlačování agregátů chalkopyritu sekundárním covellínem. Covellín na tomto vzorku zatlačuje chalkopyrit po okrajích a prostupuje také trhlinami. Na vzorku č. 6 s brekciovitou texturou tvoří covellín agregáty velké až 6 mm, barvu má tmavě šedočernou a výrazný kovový lesk.



Obr. 26 Krystalek covellínu narůstající na kalcit, vzorek č. 76.

„Limonit“

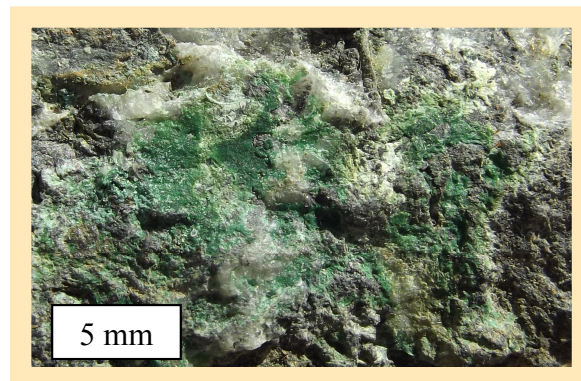
Přeměnou v oxihydroxidy železa je postižen karbonát starší generace a četné vzorky sulfidických rud. Vyskytuje se však i v křemenných partiích. Vytváří povlaky a kůry oranžovohnědé a červenohnědé barvy a matného lesku (obr. 27).



Obr. 27 Práškovité nálety limonitu na křemenné žilovině, vzorek č. 70.

Malachit

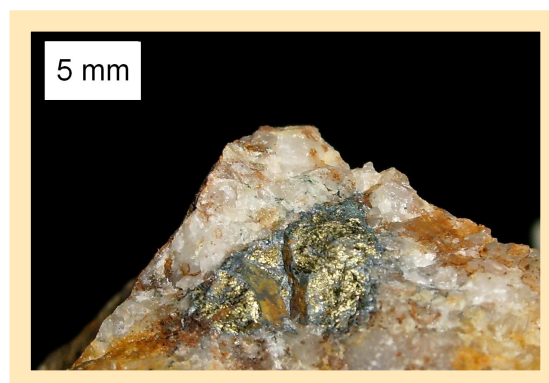
Malachit je po limonitu nejvíce zastoupeným sekundárním minerálem. Vytváří práškovité nálety nebo matné povlaky v různých odstínech zelené barvy na křemenu (obr. 28) i karbonátu a v blízkosti sulfidů (hlavně chalkopyritu). Vyskytuje se také na úlomech okolních hornin. Na vzorku č. 17 vyplňuje společně s limonitem dutiny po vylouženém karbonátu, je tmavě zelený. Kulovité agregáty tvoří malachit na vzorku č. 18. Na vzorku č. 43 vytváří radiálně paprscité agregáty.



Obr. 28 Povlaky malachitu, vzorek č. 93.

Chalkozín

Na vzorcích č. 11, 12, 17, 18 jsem zjistila zatlačování zrn chalkopyritu chalkozínem při okrajích a podél trhlin (obr. 29). Chalkozín je světle až tmavě šedý, celistvý s kovovým leskem.



Obr. 29 Chalkopyrit zatlačovaný chalkozínem, vzorek č. 18.

Oxidy a hydroxidy manganu (?)

Povlaky, tečky a keříčkovité agregáty černé barvy, pravděpodobně oxidů a hydroxidů manganu, jsem zjistila na velkém množství vzorků, např. na vzorcích č. 65, 70, 76, 80 a 93 na puklinách společně s oxihydroxidy železa a malachitem.

Chryzokol (?)

Zřejmě chryzokol jsem s velkou pravděpodobností našla na několika vzorcích, kdy vytvářel modrozelené práškovité nálety na puklinách žiloviny a kulovité agregáty v dutinách křemenné žiloviny společně s malachitem.

Azurit (?)

Na vzorcích č. 14 a 64 jsem při pozorování pod binokulární lupou našla několik modře zbarvených kulovitých agregátů v asociaci se zeleným malachitem v blízkosti chalkopyritu. Pravděpodobně se jedná o azurit.

Na vzorku č. 80 jsem pod binokulární lupou našla vtroušeniny minerálu fialové barvy a kovového lesku v asociaci s chalkopyritem. Může se jednat o bornit či spíše chalkopyrit s výraznými náběhovými barvami.

6.2 Podrobná mineralogická charakteristika vybraných vzorků

Vzorek č.1

Makroskopický popis

Vzorek křemenné žiloviny s chalkopyritem (obr. 30 a)

Křemen má mléčně bílou až šedou barvu a je jemnozrný. Chalkopyrit je zde přítomen ve formě mosazně žlutých agregátů o velikosti do 15 mm. Na vzorku jsou viditelné povlaky zeleného malachitu a oxihydroxidů železa, oranžovohnědé barvy.

Textura: vtroušeninová

Mikroskopický popis

Mineralogické složení: **křemen, karbonát, chalkopyrit, pyrit, malachit, chalkozín, covellín, „limonit“**

Křemen vytváří izometrická, xenomorfně omezená zrna o velikosti max. 3 mm, většina zrn však dosahuje velikosti od 0,05 mm do 1,5 mm (obr. 30 b). Pozorovala jsem také několik hypautomorfně až automorfně omezených individuí křemene tvaru šestiúhelníku či protažená zrna. Při pozorování v procházejícím světle je v PPL bezbarvý či lehce zakalený, většina zrn v sobě uzavírá velké množství fluidních inkluzí, které jsou velmi malé a v rámci zrna jsou

náhodně rozmístěné, jde s největší pravděpodobností o primární inkluze. Na některých zrnech je možné pozorovat i sekundární a primárně-sekundární inkluze. Sekundární inkluze procházejí po řádku přes celé zrno, primárně-sekundární jdou podél trhliny, která však neprotíná zrno v celé délce. Některá automorfně omezená individua jsou růstově zonální, což se projevuje tím, že některé zóny jsou zakaleny velkým množstvím fluidních inkluzí, jiné zóny jsou téměř čisté, bez inkluzí. Křemen je zřejmě tlakově postižen, protože některá zrna undulózně zhášejí.

Karbonát byl ve výbruse zastižen jako až 0,2 mm mocné žilky prostupující křemennou žilovinou. Dále byl nalezen karbonát tvořící nepravidelná zrna v křemenné žilovině o velikosti do 1,5 mm, v PPL je šedý či světle hnědý. Není zonální ani u něj nepozorují dvojčatné lamely. Některá zrna undulózně zhášejí, karbonát pravděpodobně podlehl tlakově deformaci. Při okrajích a podél štěpných trhlin je lehce postižen procesem limonitizace.

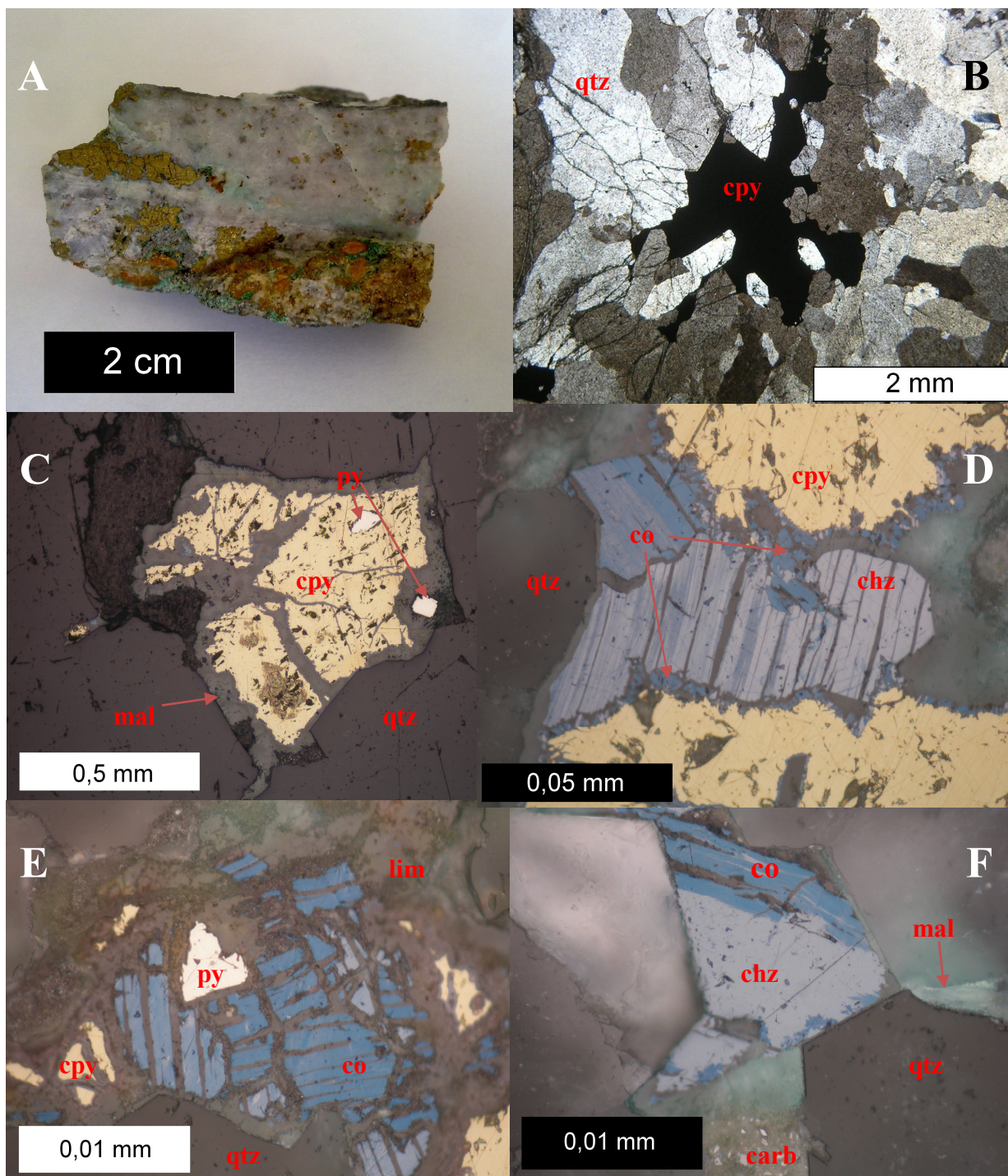
Chalkopyrit tvoří nepravidelná zrna a jejich agregáty o velikosti do 15 mm. Při pozorování v odraženém světle podléhá podél trhlin a při okraji zrn přeměně v *malachit*, *chalkozín*, *covellín* a *limonit*. Uzavírá v sobě automorfně omezená zrna křemene tvaru šestiúhelníku či protažená zrna a jsou v něm přítomny také uzavřeniny *pyritu*, který vytváří automorfní průřezy tvaru trojúhelníku, čtverce či izometrická, xenomorfně omezená zrna velikosti do 1 mm, která jsou vtroušena i v křemenné žilovině. V odraženém světle má bílou či lehce krémovou barvu (obr. 30 c).

Malachit má při pozorování v odrazovém mikroskopu barvu středně šedou s patrnými vnitřními reflexy jasně zelené barvy při zkřížení nikolů. Při pozorování v procházejícím světle má v PPL i v XPL různé odstíny tmavě zelené barvy a zastihla jsem ho i v podobě radiálně paprscitých agregátů v blízkosti chalkopyritu.

Chalkozín vytváří tabulkovitá zrna o velikosti do 2 mm při okrajích agregátů chalkopyritu. Nachází se v asociaci s *covellínem*, který proniká v podobě žilek trhlinami a lemuje okraje chalkopyritu (obr. 30 d, e). Oba minerály také vyplňují společně s karbonáty a malachitem dutiny v křemenu (obr. 30 f). Chalkozín má při pozorování v odraženém světle modrošedou barvu, covellín je sytě modrý.

Sukcese primárních minerálů u tohoto vzorku:

křemen+(pyrit-chalkopyrit)/karbonát



Obr. 30 a) Makroskopické foto vzorku č. 1; b) Křemenná žilovina (qtz), chalkopyrit (cpy); procházející světlo, XPL; c) Chalkopyrit (cpy) uzavírající zrna pyritu (py) a při okrajích a podél trhlin přeměněný v malachit (mal), křemen (qtz); odražené světlo, PPL; d) Chalkopyrit (cpy), tabulkovité zrno chalkozínu (chz), sytě modré partie jsou tvořeny covellinem (co), křemen (qtz); odražené světlo, PPL; e) Tabulkovitá zrna covellinu (co), automorfni zrno pyritu (py), chalkopyrit (cpy), limonit (lim), křemen (qtz); odražené světlo, PPL; f) Chalkozín (chz) a covellin (co) v dutině v křemenu (qtz) společně s karbonáty (carb) a malachitem (mal); odražené světlo, PPL.

Vzorek č. 2

Makroskopický popis

Vzorek křemen-karbonátové žiloviny s chalkopyritem a chalkozínem (obr. 31 a)

Křemen tvoří centrální část žíly, má šedou barvu, je drobnozrnný až středně zrnitý, je u něj patrná růstová zonálnost. Střídají se u něj zóny světlejší (bílé) a tmavší (našedlé). Karbonát tvoří pásy při okraji žíly. Má červenohnědou barvu a je jemnozrnný až středně zrnitý. Tento karbonát se při zkoušce rozpustnosti ve zředěné 5-ti % HCl za studena velmi pomalu rozkládal, jde pravděpodobně o některý z karbonátů z řady dolomit-ankerit. V centru žíly jsou přítomny i nepravidelné agregáty béžového karbonátu, který má světle žlutý vryp, při zkoušce se zředěnou 5-ti % HCl za studena se vůbec nerozkládal. Chalkopyrit se nachází vtroušený v křemeni, tvoří zrna o velikosti do 3 mm, je zatlačován chalkozínem, který má šedočernou barvu a kovový lesk. Na povrchu je vzorek pokryt vrstvičkou oxihydroxidů železa.

Textura: páskovaná

Mikroskopický popis

Mineralogické složení: **křemen, karbonát, chalkopyrit, galenit, chalkozín, bornit, „limonit”, covellín**

Křemen vytváří růstově zonální zrna o velikosti do 2 mm (obr. 31 b). Nepravidelná individua jsou xenomorfně omezena, zrna tvaru šestiúhelníku mají omezení automorfní. Některá zrna zhašejí undulózně, minerál je zřejmě postižen tlakovou deformací. Při pozorování v procházejícím světle je v PPL zřetelně zonální, tmavší zóny jsou zakalené a obsahují velké množství fluidních inkluzí, ty se vyskytují podél růstových zón, jde tedy o inkluze primární, které se vyskytují také nepravidelně rozmístěné po zrnech ve shlucích. Podél trhlin, v některých individuích křemene, jsou nalézány také primárně-sekundární či sekundární inkluze, některé řádky inkluzí protínají celé zrno, jiné končí na některé z přírůstkových zón.

Karbonát se zde vyskytuje v podobě žilek o mocnosti do 0,3 mm (obr. 31 c), které protínají růstově zonální zrna křemene. Kromě žilek tvoří karbonát nepravidelná zrna o velikosti až do 5 mm, které tvoří pásy při okrajích žíly. V procházejícím světle u něj pozorují dokonalou štěpnost dle klence. Zrna mají nepravidelný tvar a jsou xenomorfně omezena. Nepozorují u něj dvojčatné lamelování, jedná se tedy pravděpodobně o karbonát z řady *dolomit-ankerit*, při zkoušce rozpustnosti ve zředěné 5-ti% HCl za studena se velmi pozvolna rozkládal. Není u něj patrná růstová zonálnost. Podél okrajů a štěpných trhlin podléhá tento karbonát *limonitizaci*. Při pozorování v odraženém světle zjišťují v jednom z těchto agregátů 2 nepravidelná zrna *chalkozínu* o velikosti okolo 1,5 mm. Chalkozín zřejmě zatlačil původní *chalkopyrit*, jehož relikty můžeme ve středu jednoho ze zrn pozorovat. Chalkozín je v odraženém světle modrošedý. Při

okrajích zrn lze pozorovat i tabulkovitá či nepravidelná zrna tmavě modrého *covellinu*. Na karbonátové žilce mocné 0,3 mm bylo nalezeno protáhlé zrno chalkozínu o velikosti 1 mm, které bylo při okrajích a podél trhlin protkáno bílými žilkami galenitu (obr. 31 d).

Chalkopyrit se zde nachází v podobě agregátů do velikosti 2,5 mm rozptýlen v křemenné žilovině. V odraženém světle má žlutou barvu a při okrajích a podél štěpných trhlin je přeměněn v modrošedý chalkozín (obr. 31 e). Chemické složení tohoto chalkopyritu ukazuje na poměrně čistou fázi, stopově jsou obsaženy Se, Ag, Sb, Pb a Zn (viz tab. 2). Analýza chalkozínu prokázala stopové množství Fe (0,002 apfu) a Zn (0,001 apfu) (viz tab. 2). Svým chemickým složením ($\text{Cu}_{1,85}\text{S}$) leží tento minerál mezi anilitem ($\text{Cu}_{1,75}\text{S}$) a djurleitem ($\text{Cu}_{1,96}\text{S}$). Okraje chalkozínu lemují bílý (v odraženém světle) *galenit* (potvrzen WDX analýzou, tab. 2). Nachází se i podél trhlin v chalkozínu. Chemická analýza prokázala vysoký obsah Cu (0,3 apfu). Cu zřejmě pochází z chalkozínu, se kterým je galenit ve vzorku těsně spjat. Stopově byly obsaženy Bi, Sb a As. Při pozorování v odraženém světle jsem v několika agregátech chalkopyritu, který je zatlačován chalkozínem, pozorovala lamely *bornitu* (obr. 31 f). Bornit má v odraženém světle fialovou barvu a nejeví ani slabou anizotropii. Tyto lamely jsem pozorovala také v chalkozínu. Lamely bornitu dosahují velikosti až 0,2 x 0,05 mm. Je to nový nález tohoto minerálu; dosud z této lokality není popsán. Chemickou analýzou bylo zjištěno stopové množství Pb, Ag, Se, Bi a Zn (tab. 2). Na obr. 32 jsou snímky z mikrosondy, na kterých je zastiženo zrno chalkopyritu, prostupované chalkozínem a obsahující lamely bornitu. Při okrajích je lemované galenitem.

Sukcesní schéma primárních minerálů ve vzorku:

křemen+(chalkopyrit I-galenit I)/karbonát+(chalkopyrit II-galenit II)

Vzorek č. 3

Makroskopický popis

Vzorek karbonátové žiloviny (obr. 33 a)

Karbonát má béžovou barvu s růžovým nádechem, je středně zrnitý, proniká jím velké množství žilek limonitu červenohnědé barvy. Ve vzorku se nachází několik útržků okolních hornin a makroskopicky patrný je také mosazně žlutý agregát chalkopyritu o velikosti 4 mm, který je přítomen při kontaktu karbonátu s okolní horninou. Patrná je i bílá žilka probíhající karbonátovou žilovinou skrz celý vzorek. Její mocnost je 1 mm. Na povrchu je vzorek pokryt povlaky oxihydroxidů železa. Křemen jsem na makroskopickém vzorku nepozorovala.

Textura: žilníkovitá (sít'ovitá) v kombinaci s brekciovitou

Mikroskopický popis

Mineralogické složení: **karbonát, křemen, chalkopyrit, pyrit, chalkozín, covellín, ryzí měď, „limonit“**

Karbonát tvoří nepravidelná, xenomorfně omezená zrna o velikosti do 4 mm. V PPL je bezbarvý, světle hnědý nebo našedlý, zakalený. Obsahuje množství fluidních inkluzí velmi malé velikosti rozmístěné různě po zrně, jde tedy zřejmě o inkluze primární. Dvojčatné lamely u něj nejsou patrné. Jedná se pravděpodobně o karbonát z řady *dolomit-ankerit*, při zkoušce rozpustnosti ve zředěné 5-ti % HCl za studena se jen velice pozvolna rozpouštěl. Na některých zrnech je dobře viditelná štěpnost dle klence, nejlépe pozorovatelná je při okrajích výbrusu. Některá zrna velmi výrazně undulózně zhášejí, karbonát je pravděpodobně postižen tlakovou deformací. V některých partiích, hlavně podél štěpných trhlin, je silně limonitizován. Zastihla jsem i *karbonát* v podobě žilek prostupujících starší karbonátovou žilovinou a také okolní horninou. Žilky mají mocnost do 1 mm (obr. 33 b). V PPL je tento karbonát bezbarvý.

Limonitové žilky, které mají mocnost až 2 mm, prostupují celým vzorkem. V procházejícím světle je v PPL i v XPL limonit oranžovohnědý až červenohnědý. V odraženém světle je šedý a v XPL vykazuje oranžové vnitřní reflexy.

Křemen vytváří izometrická zrna v úlomcích horniny, které byly zastiženy ve výbruse, je xenomorfně omezen. Většina zrn má velikost od 0,05 mm do 0,3 mm. V procházejícím světle je v PPL čirý, není zonální. Při kontaktu okolní horniny a karbonátu (obr. 33 c) lze pozorovat protažená zrna tvaru šestiúhelníku, automorfně omezená, tato zrna dosahují max. velikosti 0,5 mm. Některá z těchto zrn jsou zdvojitělá.

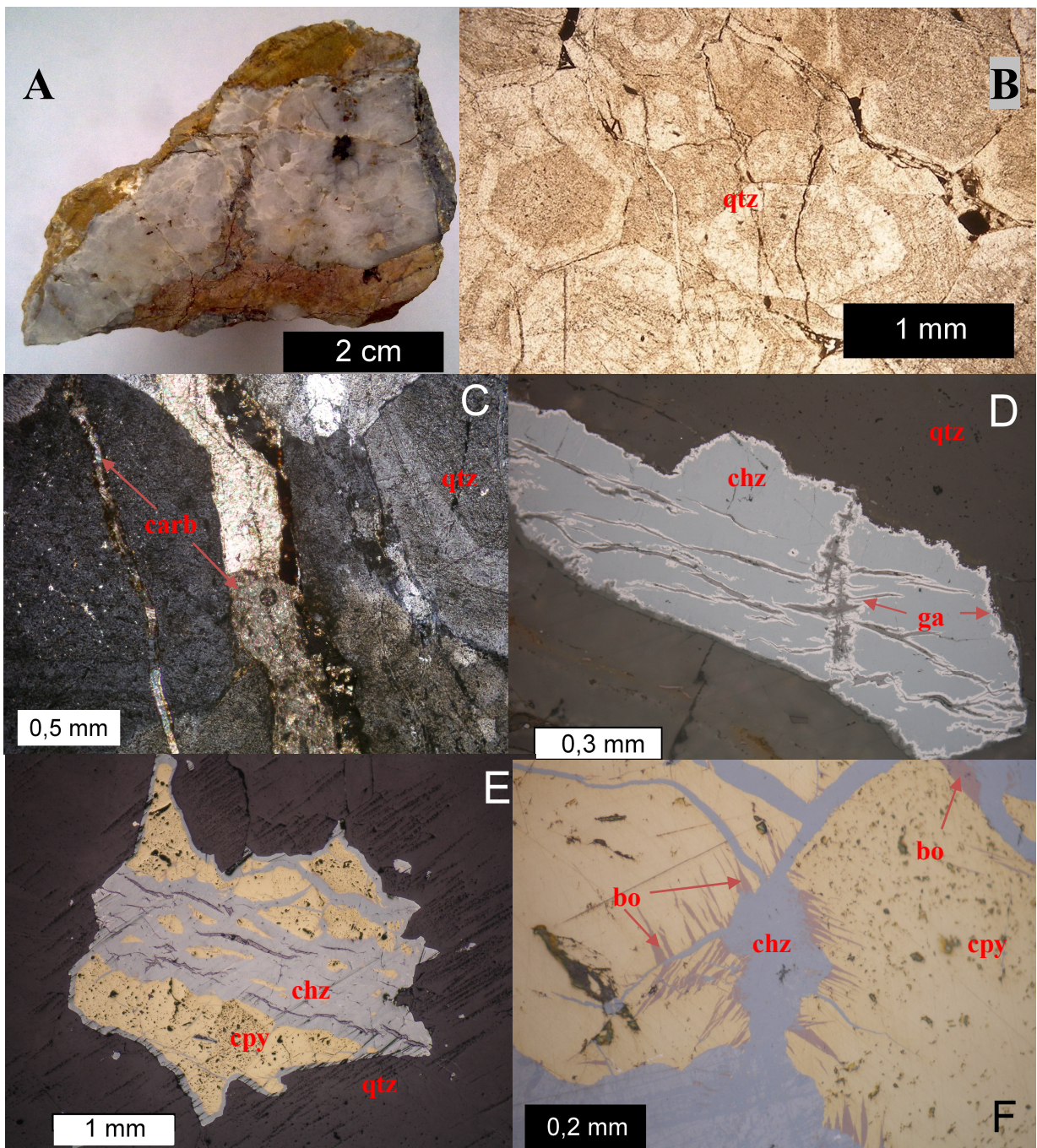
Chalkopyrit byl zastižen v podobě agregátu o velikosti 4 mm, nepravidelných zrnec dosahujících velikosti až 1 mm a tenkých žilek, mocných až 0,05 mm, prostupujících karbonátovou žilovinou. V odraženém světle jsem pozorovala přeměnu agregátu chalkopyritu v limonit (obr. 33 d); přeměny byly patrné podél okrajů a trhlin. V PPL i v XPL v procházejícím světle měl limonit červenohnědou barvu. V odraženém světle byl tmavě šedý. Některá zrna chalkopyritu byla skoro zcela přeměněna v *chalkozín* modrošedé barvy (v odraženém světle). Jako nepravidelná zrna s různými odstíny modré barvy (v odraženém světle) jsem zastihla *covellín*, nachází rozptýlen v karbonátové žilovině, jde zřejmě o pseudomorfózy po chalkopyritu. Tato zrna dosahují velikosti až 0,05 mm.

Pyrit vytváří nepravidelná zrnka v karbonátové žilovině o velikosti do 0,2 mm. V odraženém světle má krémovou či světle žlutou barvu. Jedno ze zrn bylo podél trhlin a při okrajích obrůstáno chalkopyritem žluté barvy (obr. 33 e).

V odraženém světle jsem pozorovala i několik zrnek nepravidelného tvaru o velikosti do 0,1 mm, která jsou uzavřána v karbonátu z řady dolomit-ankerit. Tato zrnka měla jasně narůžovělou barvu a vysokou odraznost (obr. 33 f), jedná se s největší pravděpodobností o ryzí měď. Vzorek byl odeslán k WDX analýze, ale ta bohužel nemohla být provedena kvůli lokalizaci zrn příliš u okraje výbrusu. Z této lokality dosud ryzí měď není popsána.

Sukcese primárních minerálů ve vzorku:

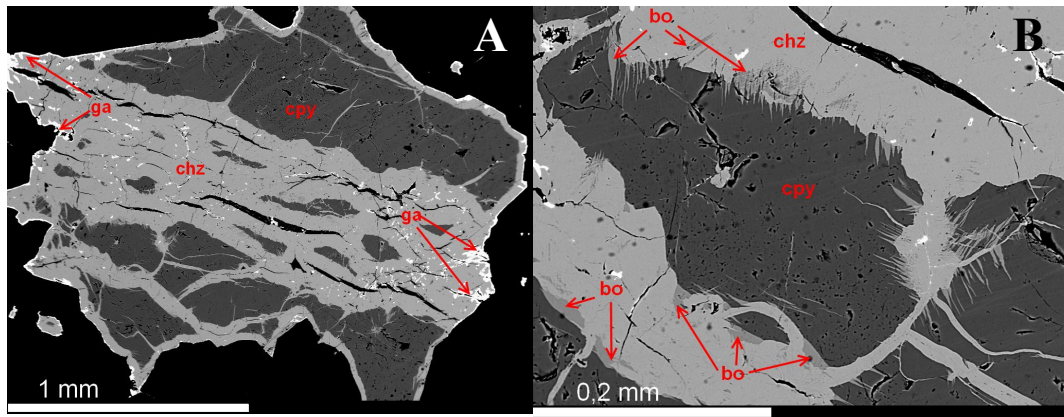
karbonát I+(pyrit-chalkopyrit)/karbonát II



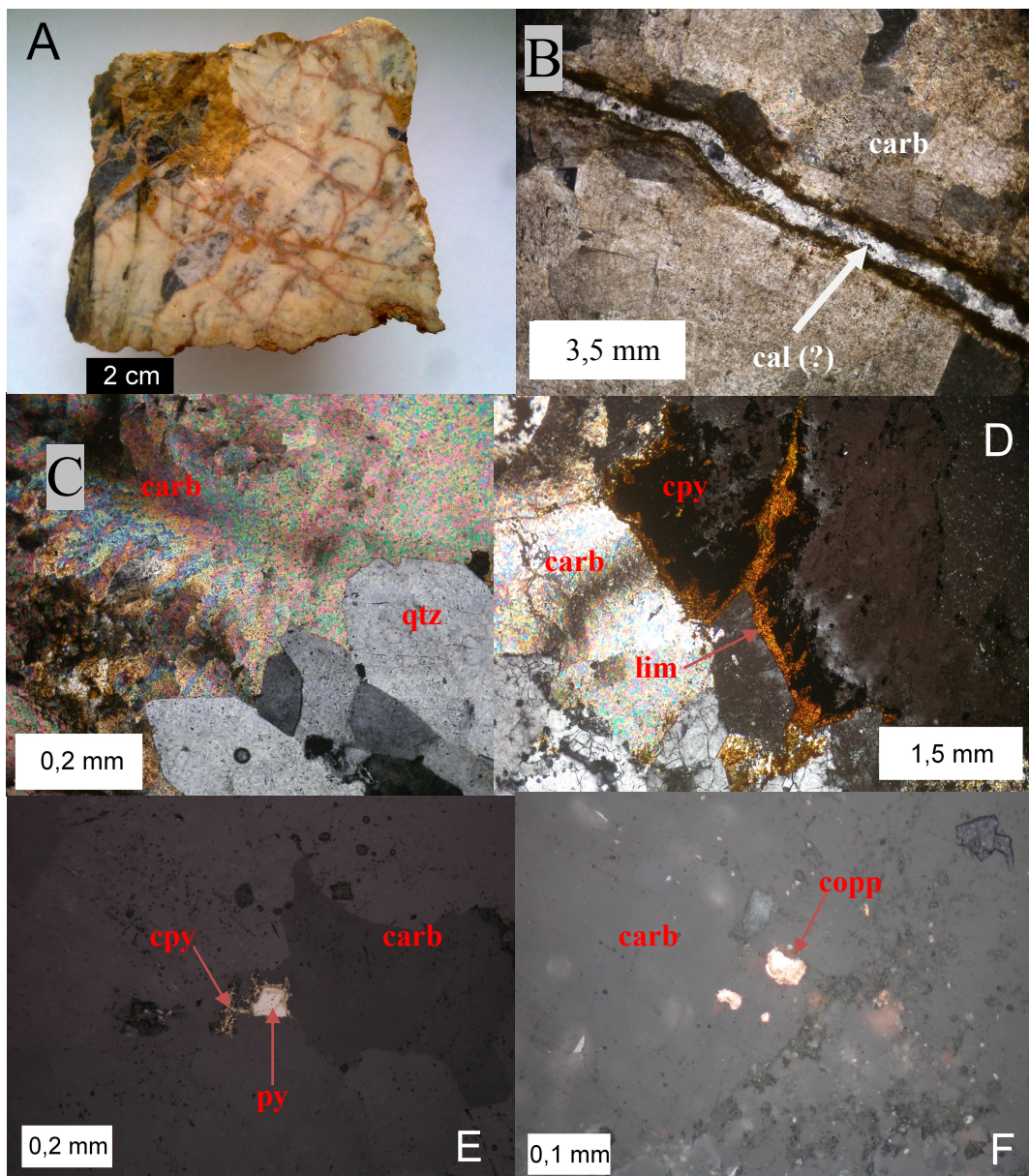
Obr. 31 a) Makroskopické foto vzorku č. 2; b) Růstově zonální zrna křemene (qtz) zakalené množstvím fluidních inkluzí; procházející světlo, PPL; c) Karbonátové žilky (carb) prostupující křemennou žilovinou (qtz); procházející světlo, XPL; d) Zrno chalkozínu (chz) proťané žilkami galenitu (ga); odražené světlo, PPL; e) Zrno chalkopyritu (cpy) zatlačované chalkozínem (chz), okolo křemen (qtz); odražené světlo, PPL; f) Chalkopyrit (cpy) zatlačovaný chalkozínem (chz) a obsahující lamely bornitu (bo); odražené světlo, PPL.

Tab. 2 Chemické složení chalkopyritu (analýza 27/1, WDX analýza v hm. %; vzorec přepočten na 2 anionty); minerálu ze skupiny chalkozínu (analýza č. 26/1, WDX analýza v hm. %; vzorec přepočten na 1 aniont); galenitu (analýza č. 28/1, WDX analýza v hm. %; vzorec přepočten na 1 aniont) a bornitu (analýzy č. 24/1 a 25/1, WDX analýzy v hm. %; vzorce přepočteny na 4 anionty).

| Minerál | Chalkopyrit | Chalkozín | Galenit | Bornit | Bornit |
|-------------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
| Analýza č. | 27/1 | 26/1 | 28/1 | 24/1 | 25/1 |
| Zn | 0,01 | 0,05 | 0,00 | 0,02 | 0,02 |
| Fe | 29,61 | 0,10 | 0,09 | 11,24 | 12,07 |
| Co | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Cu | 34,89 | 79,09 | 8,27 | 63,35 | 62,49 |
| Ni | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Mn | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 |
| Pb | 0,02 | 0,00 | 83,40 | 0,03 | 0,08 |
| Cd | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Ag | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,04 |
| Hg | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Bi | 0,00 | 0,00 | 0,14 | 0,03 | 0,03 |
| Sb | 0,04 | 0,00 | 0,05 | 0,00 | 0,01 |
| S | 35,32 | 21,41 | 13,81 | 26,43 | 26,54 |
| As | 0,00 | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,00 |
| Se | 0,08 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,03 |
| Cl | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Celkem | 100,00 | 100,66 | 105,83 | 101,12 | 101,31 |
| Zn | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,002 | 0,001 |
| Fe | 0,960 | 0,002 | 0,004 | 0,976 | 1,044 |
| Co | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Cu | 0,994 | 1,867 | 0,303 | 4,834 | 4,749 |
| Ni | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Mn | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Pb | 0,000 | 0,000 | 0,938 | 0,000 | 0,002 |
| Cd | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Ag | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,002 |
| Hg | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Bi | 0,000 | 0,000 | 0,002 | 0,000 | 0,000 |
| Sb | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Catsum | 1,954 | 1,870 | 1,247 | 5,812 | 5,798 |
| S | 2,000 | 1,000 | 1,000 | 4,000 | 4,000 |
| As | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 |
| Se | 0,002 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,002 |
| Cl | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Ansum | 2,002 | 1,000 | 1,001 | 4,000 | 4,002 |



Obr. 32 BSE snímky rudních minerálů ze vzorku č. 2: a) Zrno chalkopyritu (cpy) zatlačované chalkozínem (chz), při okrajích galenit (ga); b) Detail lamel bornitu (bo) v chalkopyritu (cpy) a chalkozínu (chz), foto: P. Gadas.



Obr. 33 a) Makroskopické foto vzorku č. 3; b) Žilka mladšího karbonátu (cal?) prostupující starším karbonátem (carb); procházející světlo, XPL; c) Kontakt karbonátové žiloviny (carb) s okolní horninou, hypautomorfně omezená zrna křemene (qtz); procházející světlo, XPL; d) Agregát chalkopyritu (cpy) v karbonátové žilovině (carb) postižený procesem limonitizace (lim); procházející světlo, XPL; e) Pyrit (py) prorůstající s chalkopyritem (cpy) v karbonátové žilovině (carb); odražené světlo, PPL; f) Zrnka (pravděpodobně) ryzí mědi (copp) v karbonátu z řady dolomit-ankerit (carb); odražené světlo, PPL.

Vzorek č. 4

Makroskopický popis

Křemen-karbonátová žilovina s chalkopyritem (obr. 34 a)

Mléčně bílý křemen tvoří růstově zonální zrna. Tato zonálnost se projevuje střídáním tmavších, naředlých a světlejších bílých zón, je středně zrnitý. Na povrchu vzorku je křemen zbarven do oranžovohněda oxihydroxydu železa. Karbonát je béžový či narůžovělý, byl nalezen ve formě nepravidelných zrn v křemenné žilovině. Při zkoušce se zředěnou 5 %-ní HCl za studena se nerozkládal. Jde zřejmě o karbonát z řady dolomit-ankerit. Stejně jako křemen je i karbonát postižen supergenní přeměnou v oxihydroxydu železa. Agregáty chalkopyritu, mosazně žluté barvy a kovového lesku, mají velikost až 15 mm. Sfalerit se ve vzorku vyskytuje v podobě drobných zrnek žlutohnědé barvy a polokovového lesku. Ve vzorku se nacházejí i úlomky okolních hornin.

Textura: hnízdovitá či vtroušeninová

Mikroskopický popis

Mineralogické složení: **křemen, karbonát, chalkopyrit, pyrit, „limonit“, malachit**

Chalkopyrit při pozorování nábrusu v odraženém světle tvoří 15 mm velký agregát žluté barvy, uzavírá v sobě tmavě šedá zrna *křemene* a nepravidelná zrna či hypautomorfně omezené průřezy tvaru čtverce krémového či bílého *pyritu* o velikosti do 0,5 mm (obr. 34 b, c). Kromě procesu limonitizace podél okrajů zrn a trhlin, u něj nejsou patrné žádné jiné přeměny. V křemenné žilovině jsem našla nepravidelné zrno chalkopyritu prorůstající s pyritem a obsahující inkluze pyritu (obr. 34 d).

Karbonát byl zastížen v podobě nepravidelných zrn v křemenu a v dutinách v křemenné žilovině. Opět je postižen limonitizací. *Limonit* vykazuje v XPL oranžové vnitřní reflexy. V dutinách je přítomný i *malachit*, který při pozorování v XPL vykazuje jasně zelené vnitřní reflexy.

Sukcese primárních minerálů ve vzorku:

křemen+(pyrit-chalkopyrit)/karbonát

Vzorek č. 5

Makroskopický popis

Křemenná žilovina s agregáty hrubě štěpného galenitu (obr. 35 a)

Křemen je hrubozrný, zrna mají velikost až 2 cm a jsou růstově zonální, což se projevuje různě zbarvenými světlejšími (bílými či skoro průsvitnými) a tmavšími (bílošedými) zónami. Karbonát béžové barvy vyplňuje dutiny v křemenu a je postižen procesem limonitizace. Při

zkoušce rozpustnosti ve zředěné 5-ti % HCl za studena se nerozkládal, zřejmě jde o karbonát z řady dolomit-ankerit. Galenit vytváří hrubě štěpné agregáty o velikosti do 10 mm, je olověně šedé barvy a kovového lesku.

Textura: hnízdovitá

Mikroskopický popis

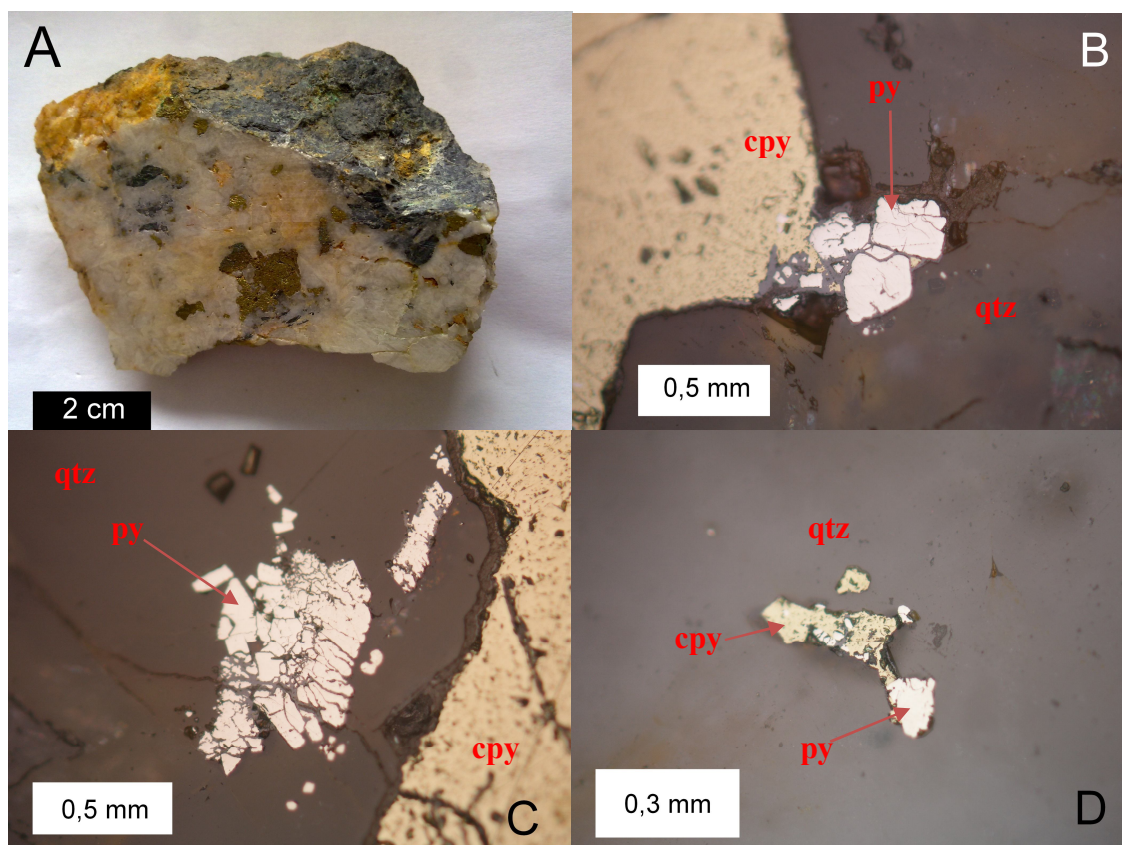
Mineralogické složení: **křemen, galenit, karbonát, chalkozín, chalkopyrit, „limonit“**

Agregáty *galenitu* jeví v nábruse světle šedobílou barvu. Pozorují u něj trojúhelníkovité vyštípnutiny (obr. 35 b). Galenit je pravděpodobně postižen plastickou deformací, protože u některých vyštípnutin pozorují zprohýbání základů trojúhelníků. Uzavírá v sobě automorfní zrna *křemene* tvaru šestiúhelníku (obr. 35 c). Křemen má v odraženém světle barvu tmavě šedou. Galenit je postižen přeměnou v modrošedý *chalkozín* při okrajích zrn a podél trhlin (obr. 35 d).

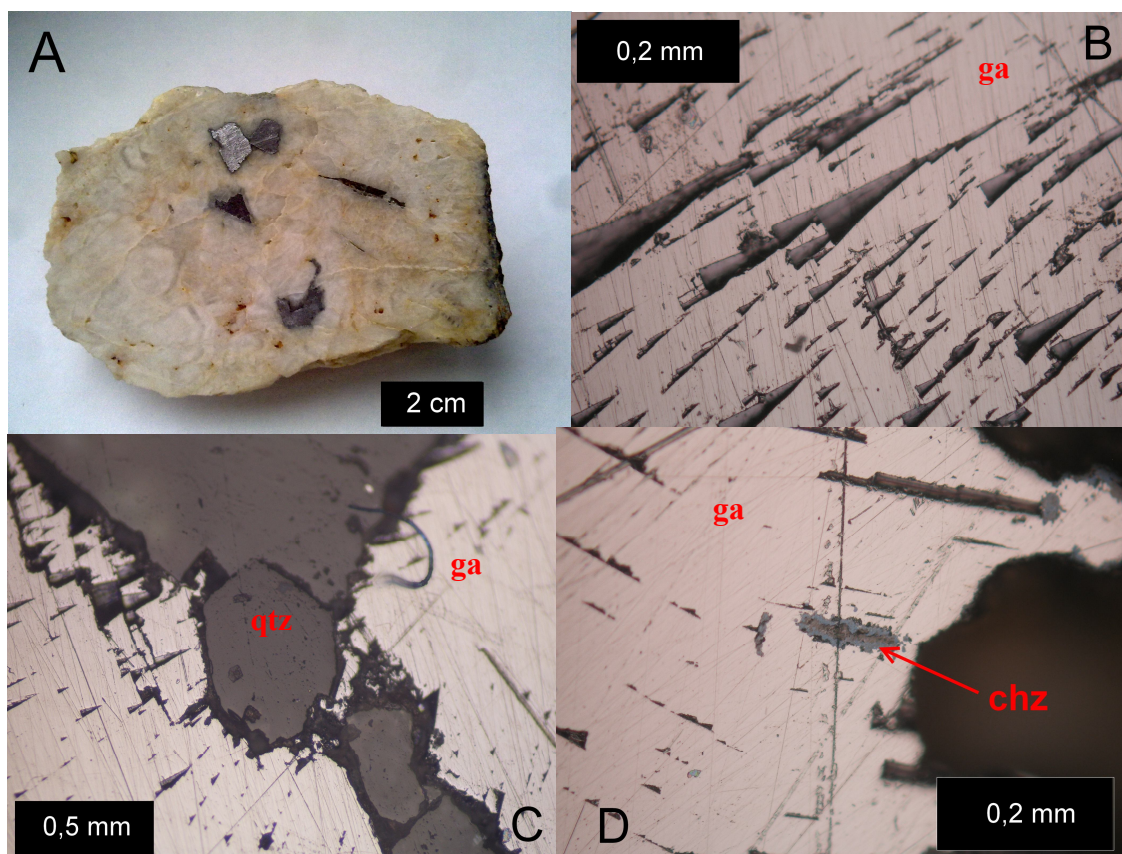
Chalkopyrit vykazuje žlutou barvu a vytváří nepravidelná zrna o velikosti do 0,1 mm rozptýlená v křemenné žilovině. *Karbonát* vytváří nepravidelná zrnka v dutinách křemene a má středně šedou barvu, je postižen limonitizací, která se projevuje v odraženém světle oranžovými vnitřními reflexy.

Sukcesní schéma primárních minerálů:

křemen+galenit+chalkopyrit/karbonát



Obr. 34 a) Makroskopické foto vzorku č. 4; b) Chalkopyrit (cpy), hypautomorfní průřezy pyritu (py), křemen (qtz); odražené světlo, PPL; c) Chalkopyrit (cpy), pyrit (py), křemen (qtz); odražené světlo, PPL; d) Pyrit (py) obrůstáný chalkopyritem (cpy) v křemenu (qtz); odražené světlo, PPL.



Obr. 35 a) Makroskopické foto vzorku č. 5; b) Trojúhelníkovité vyštipnutiny v galenitu (ga); odražené světlo, PPL; c) Automorfni zrna křemene (qtz uzavírané v galenitu (ga); odražené světlo, PPL; d) Chalkozín (chz) lemující vyštipnutiny v galenitu (ga); odražené světlo, PPL.

Vzorek č. 6

Makroskopický popis

Křemen-karbonátová žilovina s pyritem (obr. 36 a)

Křemen má bílou až našedlou barvu, je jemnozrný. Karbonát vytváří zrna a žilky světle růžové barvy, je jemnozrný až středně zrnitý. Pyrit vyvábí agregáty o velikosti do 8 mm, barvu má světle mosazně žlutou. V žilovině se nacházejí drobné vtroušeniny galenitu šedé barvy a kovového lesku a útržky okolních hornin. Covellín tvoří tmavě modročerné agregáty až 6 mm velké. Na puklinách je přítomen zřejmě chryzokol modrozelené barvy a černé povlaky pravděpodobně oxidů a hydroxidů manganu. Zřejmě chlorit tmavě zelené barvy vytváří zrna o velikosti do 4 mm v křemeni. Na povrchu žilovina oranžovohnědě větrá na směs oxihydroxidů železa.

Textura: vtroušeninová

Mikroskopický popis

Mineralogické složení: **křemen, karbonát, pyrit, galenit, chalkopyrit, chalkozín, covellín, „limonit”, malachit, bornit**

Pyrit v odraženém světle jeví světle žlutou až skoro bílou barvu, vytváří nepravidelná zrna, ale také hypautomorfně omezená individua, která skládají agregáty o velikosti do 8 mm. Nalezla jsem i automorfní průřezy tvaru trojúhelníku či šestiúhelníku (obr. 36 b). Při okrajích nebo podél trhlin bývá přeměněn v tmavě modrý *covellín* a modrošedý *chalkozín*, tyto minerály pronikají pyritem i v podobě žilek. V pyritu jsem našla i žilečky *bornitu* fialovohnědé barvy (obr. 36 c). Uzavírá v sobě také inkluze nerudných minerálů a při okrajích jsem našla nepravidelná zrna chalkopyritu.

Chalkopyrit vykazuje v odraženém světle žlutou barvu, vytváří v křemenné žilovině a v jejich dutinách nepravidelná zrna, ale i automorfní průřezy tvaru kosočtverce o velikosti do 1 mm. Je supergenními procesy částečně přeměněn v modrý *covellín*, jež vykazuje silný dvojodraz a modrošedý *chalkozín*. Někdy bývá obrůstán vrstvičkou bílého galenitu (obr. 36 d). Také v sobě uzavírá nepravidelné inkluze fialového *bornitu*. V *covellínu* jsou nalézány žilky a nepravidelné inkluze bílé barvy, zřejmě galenitu (obr. 36 e). Zrno *chalkozínu* světle modrošedé barvy a nepravidelného protaženého tvaru o velikosti 2x1 mm obsahuje četné množství nepravidelných uzavření *bornitu* a tento *bornit* v sobě uzavírá nepravidelné inkluze chalkopyritu. Druhá část zrna *chalkozínu* v sobě uzavírá kromě *bornitu* i nepravidelné inkluze bílého galenitu.

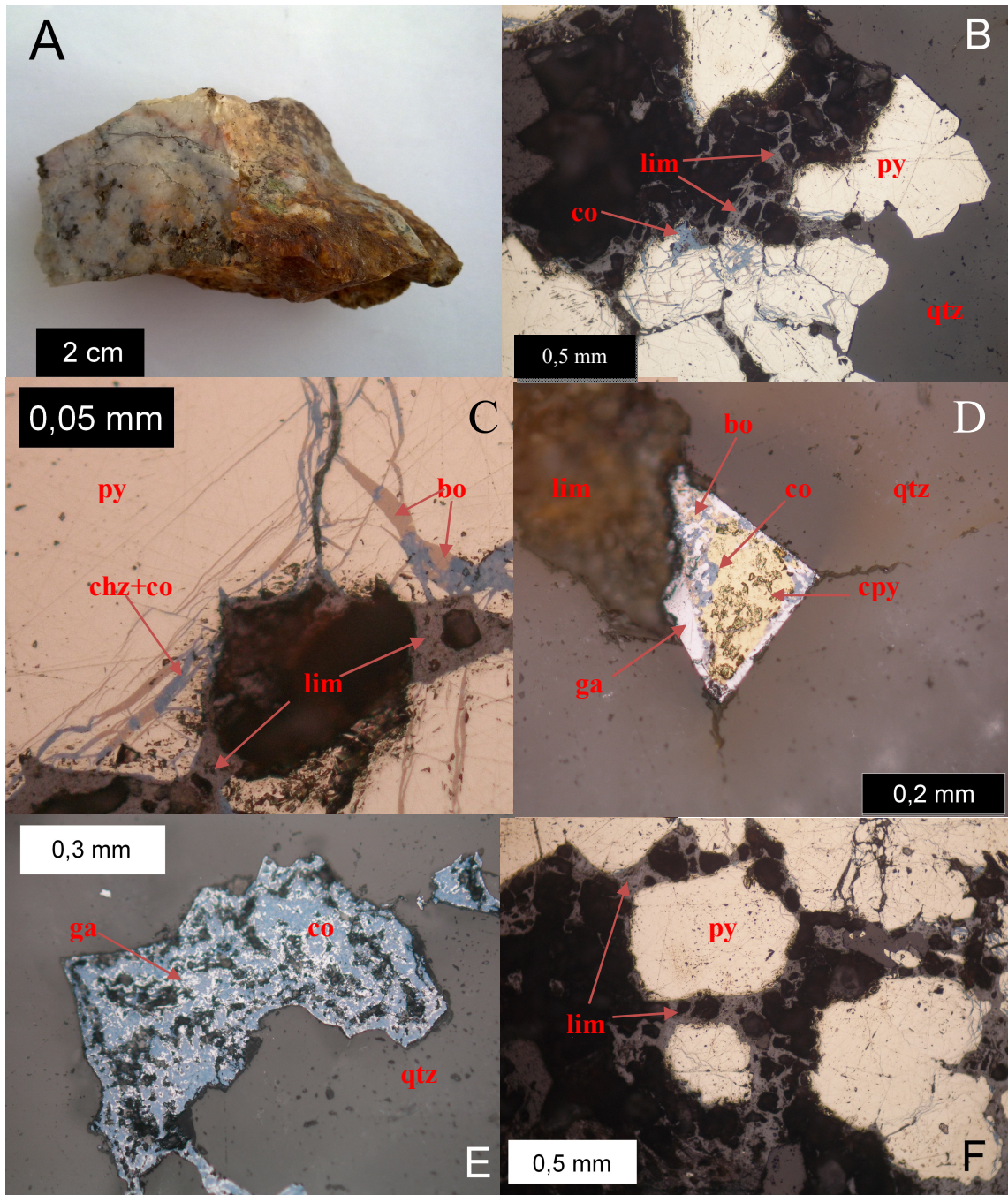
Světle šedý až skoro bílý galenit vytváří nepravidelná zrna o velikosti do 2 mm v křemenné žilovině a pozorovala jsem u něj zprohýbaní základů trojúhelníkových vyštípnutí, zřejmě podlehl plastické deformaci. Podél trhlin a při okrajích je přeměněn v modrý *covellín* a modrošedý *chalkozín*.

Limonit vytváří mřížovité či větvené agregáty v okolí pyritu (obr. 36 f). V odraženém světle jeví středně šedou barvu a při zkřížených nikolech vykazuje oranžové až ohnivě červené vnitřní reflexy. *Malachit* světlejší šedé barvy vykazuje jasně zelené vnitřní reflexy, vyskytuje se v podobě žilek, které prostupují křemennou žilovinou a také v dutinách společně s karbonáty.

Karbonáty jsem zastihla v podobě žilek prostupujících křemennou žilovinou a jako nepravidelné agregáty o velikosti do 2 mm, které jsou postiženy přeměnou v limonit. V křemenné žilovině se vyskytují dutiny, které jsou vyplněné malachitem, limonitem, karbonáty a sulfidickými minerály. V odraženém světle mají karbonáty různé odstíny šedé barvy.

Sukcesní schéma primárních minerálů:

křemen+(pyrit-chalkopyrit I-galenit I)/karbonát+(chalkopyrit II-galenit II)



Obr. 36 a) Makroskopické foto vzorku č. 6; b) Hypautomorfni zrna pyritu (py), jimž pronikají žilky covellínu (co), okolo křemen (qtz), agregáty limonitu (lim); odražené světlo, PPL; c) Pyrit (py) s žilkami bornitu (bo) chalcocínu (chz) a covellínu (co; sytější zbarvené partie), limonit (lim); odražené světlo, PPL; d) Chalkopyrit (cpy) v dutině v křemenu (qtz) obrůstáný vrstvou galenitu (ga), inkluze covellínu (co) a bornitu (bo); odražené světlo, PPL; e) Agregát drobných zrn covellínu (co) s uzavřeními galenitu (ga); odražené světlo, PPL; f) Izometrická zrna pyritu (py) postižená limonitizací (lim); odražené světlo, PPL.

6.3 Studium fluidních inkluzí

6.3.1 Fluidní inkluze v křemeni

Vzorek č. 2

Křemen pochází ze vzorku křemen-karbonátové žiloviny s chalkopyritem. Při pozorování výbrusu v polarizačním mikroskopu jsem zjistila, že některá zrna jsou růstově zonální, střídají se v nich zóny bohaté a zóny chudé na fluidní inkluze (obr. 37 a). Tato zrna bohužel nebyla zastižena na vyhotovené destičce.

Ve vzorku byly nalezeny všechny 3 genetické typy inkluzí, primární, primárně-sekundární i sekundární. Většina inkluzí má velmi malou velikost, jen okolo 2 μm i méně. Primární inkluze, u kterých bylo možné provést mikrotermometrické měření, mají velikost od 3 do 7 μm . Avšak nejsou příliš průhledné, což mi neumožnilo změřit mikrotermometrické parametry u dostatečného množství inkluzí. Nalezla jsem i inkluze, které jsou téměř úplně černé, u těchto nebylo možné změřit žádné mikrotermometrické charakteristiky.

Primární inkluze se vyskytují samostatně, různě rozptýlené po celém zrně (obr. 37 b) a nebo vytvářejí skupinky o větším počtu inkluzí. Inkluze jsou jednofázové (L), ty převažují a dvoufázové (L+V) se zastoupením plynné fáze 5-10 obj. %. Kapalné inkluze měly oválný nebo nepravidelný tvar, po vymražení a opětovném zahřívání se však chovaly metastabilně. Plynokapalné primární inkluze jsou nepravidelného tvaru, nalezla jsem i několik inkluzí s náznakem tvaru negativního krystalu. Inkluze jsem nejprve zmrazila na teplotu -48,5 až -64,6 °C (T_f), poté byly změřeny další parametry. Teplotu eutektika (T_e), se mi vzhledem k dosti malé velikosti a špatné průhlednosti nepodařilo změřit ani u jedné z inkluzí; teplota tání posledního krystalu ledu (T_m) byla v rozmezí od -22,3 do -26,0 °C a teplota homogenizace na kapalinu (T_h) se pohybovala mezi hodnotami od 99,2 do 201,1 °C. Vypočtená salinita fluid je od 24,2 do 25,5 hm. % NaCl ekv. (tab. 3).

Primárně-sekundární inkluze se vyskytují v řádcích podél trhlin a tvoří poměrně krátké stopy, jsou velmi malé a tmavě, mají nepravidelný, lehce protažený habitus a dosahují velikosti do 2,5 μm . Nebylo možné změřit žádné parametry u těchto inkluzí.

Řádky sekundárních inkluzí protáhlého či oválného habitu jdou po liniích skrz celé zrno (obr. 37 b), někdy se linie navzájem protínají, jejich velikost je do 3 μm , většinou jsou téměř neprůhledné, prakticky skoro černé, proto bohužel nebylo možné u nich změřit žádné parametry.

Vzorek č. 5

Inkluze byly zkoumány v křemeni z žiloviny s hrubě štěpným galenitem. Křemen je makroskopicky bílý, hrubozrný, některá zrna jsou růstově zonální.

Nalezla jsem v něm primární kapalné (L) a plynokapalné inkluze (L+V) a sekundární kapalné inkluze. Primární L+V inkluze měly velikost od 1 do 12 μm . Měřeny byly jen ty o velikosti nad 3 μm . Jejich tvar byl izometrický či se slabým náznakem tvaru negativního krystalu (obr. 37 c), hrany však někdy nebyly úplně ostré, ale lehce zaoblené. Inkluze jsou ploché a vyskytují se v liniích podél růstových zón nebo jako samostatné inkluze náhodně rozmístěné po celém zrně nebo ve skupinkách po více inkluzích. Fluidní inkluze měly proměnlivý stupeň zaplnění. Plynná fáze zaujímalá od 5-ti do 30-ti obj. %, ale převažovaly inkluze se stupněm zaplnění 0,70. Inkluze se stupněm zaplnění 0,90-0,95 se vyskytovaly podél růstových zón křemene, ale také ve shlucích a samostatně rozmístěné po celém zrně. Inkluze se stupněm zaplnění 0,70 jsem nacházela většinou samostatně nebo v menších shlucích různě rozmístěných po zrně. Inkluze jsem nejprve zmrazila na teplotu -42 až -51 $^{\circ}\text{C}$, poté jsem změřila další parametry. Některé inkluze po zmrazení ztmavly a byly skoro neprůhledné a neměřitelné. Teplota eutektika (T_e) se dala zjistit pouze u několika málo inkluzí větších rozměrů. Byla v rozmezí od -36,0 do -37,1 $^{\circ}\text{C}$, což indikuje systémy obsahující roztoky NaCl s MgCl_2 a nebo FeCl_2 (Borisenko 1977). Změřená teplota tání posledního krystalku ledu (T_m) se pohybovala mezi hodnotami -4,1 až -7,0 $^{\circ}\text{C}$ a homogenizační teploty (T_h) byly od 182,1 do 292,5 $^{\circ}\text{C}$. Několik inkluzí ještě před dosažením teploty homogenizace dekrepitovalo, naopak některé inkluze na změnu teploty vůbec nereagovaly, bublina plynné fáze zůstávala pořád stejná. Salinita těchto inkluzí vypočtená z hodnot T_m je 6,5 až 10,0 hm. % NaCl ekv. (tab. 3).

Sekundární jednofázové kapalné inkluze mají nepravidelný nebo oválný tvar. Jdou po řádku přes celé zrno a dosahují maximální velikosti 7 μm . Inkluze zamrzaly za teplot -34 až -39 $^{\circ}\text{C}$. U těchto inkluzí byla změřena teplota tání posledního krystalu ledu (T_m) a byla v rozmezí od -0,7 do -1,2 $^{\circ}\text{C}$, vypočtená salinita je 1,2 až 2,1 hm. % NaCl ekv.

6.3.2 Fluidní inkluze v kalcitu

Vzorek č. 13

V kalcitu byly fluidní inkluze studovány ze štěpných úlomků. Tento kalcit má mléčně bílou barvu a je hrubozrnný, zakalený množstvím fluidních inkluzí.

V tomto vzorku byly studovány jak primární, tak primárně-sekundární i sekundární inkluze.

Primární fluidní inkluze byly dvojího typu, pouze kapalné (L), které převažovaly a plynokapalné (L+V) inkluze s proměnlivým stupněm zaplnění, kdy plynná fáze zaujímalá od 5-ti do 30-ti obj. %. Nejčastější byl stupeň zaplnění 0,95. Inkluze byly v rámci zrna náhodně rozmístěny (obr. 37 d) nebo se vyskytovaly ve shlucích po větším počtu inkluzí (obr. 37 e). Většina inkluzí byla velmi malé velikosti okolo 2 μm , u těchto inkluzí bohužel nebylo možné

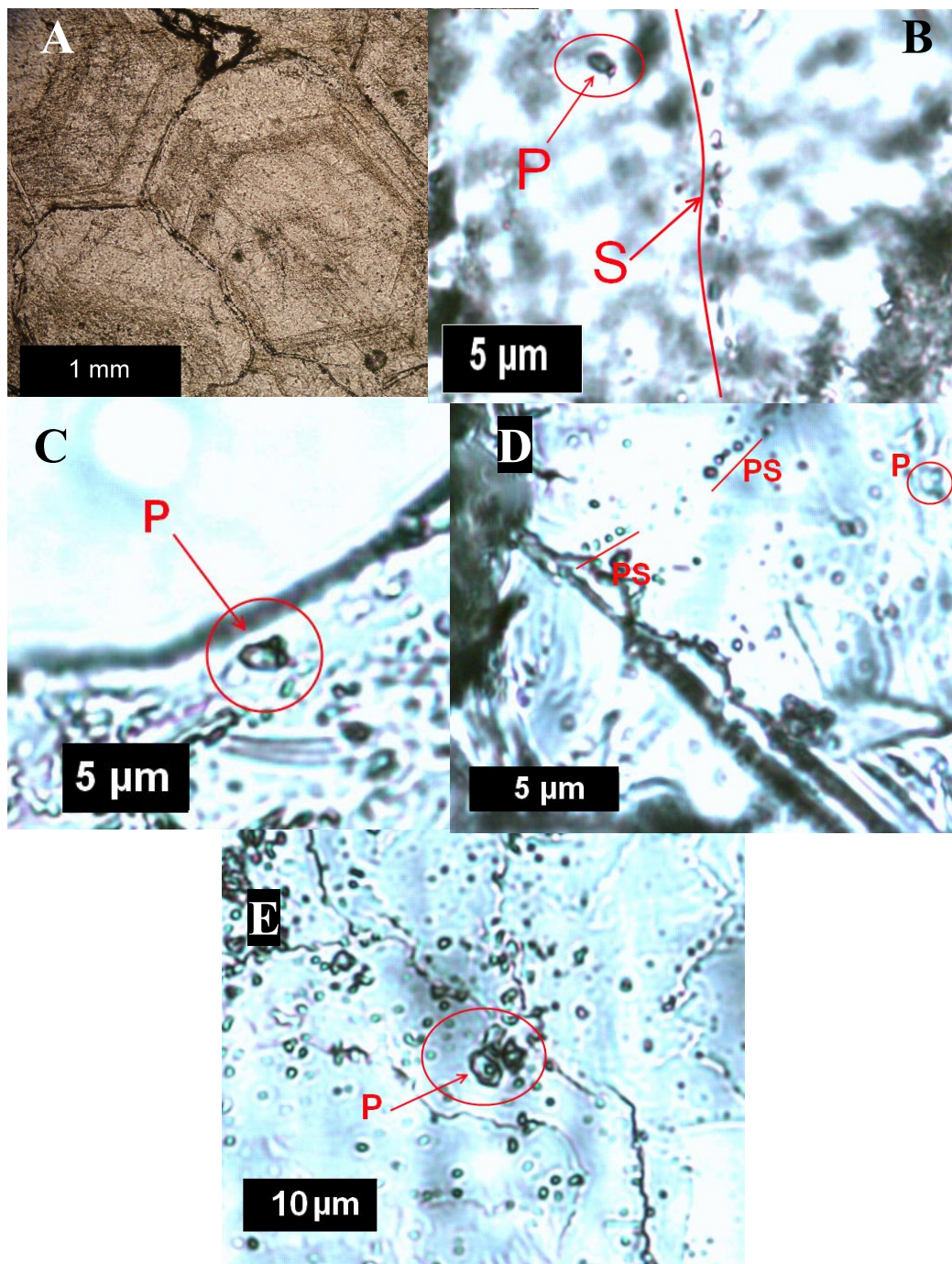
změřit mikrotermometrické údaje, protože fázové změny nebyly dobře pozorovatelné. Inkluze vhodné ke změření měly velikost od 3 do 8 μm , jejich tvar byl různý, většinou byly nepravidelné, lehce okrouhlé či s náznakem tvaru negativního klence. Inkluze byly opět nejprve zmrazeny, zamrzaly při teplotách $-59,6$ až $-71,0$ $^{\circ}\text{C}$, poté byly měřeny další charakteristiky. Zjištěná teplota eutektika (T_e) byla v rozmezí $-46,8$ až $-58,5$ $^{\circ}\text{C}$, což odpovídá systémům s roztoky obsahující NaCl a CaCl_2 . Teplota tání posledního krystalku ledu (T_m) zahrnovala hodnoty od $-18,4$ do $-27,6$ $^{\circ}\text{C}$ a teplota homogenizace na kapalinu (T_h) byla $115,9$ až $139,4$ $^{\circ}\text{C}$. Vypočtená salinita těchto inkluzí je $21,3$ až $27,2$ hm. % NaCl ekv.

Primárně-sekundární inkluze se nacházely ve skupinkách podél trhlin v řádku, tyto trhliny neprotínaly celé zrno (obr. 37 d). Tyto inkluze mají okrouhlý tvar nebo jsou nepravidelné, lehce protažené paralelně se směrem trhliny. Z hlediska fázového složení jsou pouze jednofázové, kapalné (L), zjištěná T_m byla v rozmezí 0 až $-0,3$ $^{\circ}\text{C}$, vypočtená salinita je 0 až $0,4$ hm. % NaCl ekv. T_m indikuje prakticky čistou vodu.

Sekundární fluidní inkluze mají nepravidelný, protažený tvar, vyskytují se v liniích podél trhlin, které prochází skrz celé zrno, jsou kapalné (L) a plynokapalné (L+V) s proměnlivým zastoupením plynné fáze, ta zaujímá od 5-ti do 10-ti obj. %. První kapalina (T_e) se objevila při teplotách $-36,8$ až $-37,3$ $^{\circ}\text{C}$, což indikuje systém $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{FeCl}_2$. Teplota tání posledního krystalu ledu (T_m) byla od $-4,5$ do $-6,2$ $^{\circ}\text{C}$. Teploty homogenizace na kapalinu byly v rozmezí $56,2$ až $110,0$ $^{\circ}\text{C}$. Některé inkluze se při zahřívání vůbec neměnily, plynná fáze zůstávala stále ve stejném poměru. Vypočtená salinita fluid vzhledem k T_m je od $7,0$ do $9,2$ hm. % NaCl ekv. (tab. 3).

Tab. 3 Přehled naměřených mikrotermometrických dat u fluidních inkluzí v křemenu ze vzorků č. 2 a 5 a v kalcitu ze vzorku č. 13; P-primární inkluze, PS-primárně-sekundární inkluze, S-sekundární inkluze, $T_{m_{ice}}$ -teplota tání posledního krystalu ledu, T_h -teplota homogenizace, T_e -eutektická teplota. Salinita byla vypočtena dle Bodnara (1993).

| Vzorek | Minerál | Genetický typ | Fázové složení (stupeň zaplnění) | Velikost (μm) | $T_{m_{ice}}$ ($^{\circ}\text{C}$) | T_h ($^{\circ}\text{C}$) | T_e ($^{\circ}\text{C}$) | Salinita (hm. % NaCl ekv.) |
|--------------|---------|---------------|----------------------------------|----------------------------|--------------------------------------|------------------------------|------------------------------|-------------------------------------|
| Vzorek č. 2 | Křemen | P | L, L+V (0,95) | 3-7 | $-22,3$ až $-26,0$ | $99,2$ až $201,1$ | | $24,2$ až $25,5$ |
| Vzorek č. 5 | Křemen | P | L+V (0,70-0,95) | 3-12 | $-4,1$ až $-7,0$ | $182,1$ až $292,5$ | $-36,0$ až $-37,1$ | $6,5$ až $10,0$ |
| | | S | L | 4-7 | $-0,7$ až $-1,2$ | | | $1,2$ až $2,1$ |
| Vzorek č. 13 | Kalcit | P | L+V (0,70-0,95) | 3-8 | $-18,4$ až $-27,6$ | $115,9$ až $139,4$ | $-46,8$ až $-58,5$ | $21,3$ až $27,2$ |
| | | PS | L | 4-5 | 0 až $-0,3$ | | | 0 až $0,4$ |
| | | S | L, L+V (0,90-0,95) | 4-8 | $-4,5$ až $-6,2$ | $56,2$ až $110,0$ | $-36,8$ až $-37,3$ | $7,0$ až $9,2$ |



Obr. 37 a) Zonální zrna křemene ve vzorku č. 2 zakalené v určitých zónách množstvím fluidních inkluzí; b) Řádek sekundárních inkluzí (S) a samostatná primární inkluze (P) v křemenu ze vzorku č. 2; c) Primární dvoufázová fluidní inkluze tvaru negativního krystalu v křemenu ze vzorku č. 5; d) Skupinky primárně-sekundárních fluidních inkluzí (PS) a dvoufázová primární fluidní inkluze (P) v kalcitu ze vzorku č. 13; e) Shluk primárních inkluzí (P) s různým stupněm zaplnění v kalcitu ze vzorku č. 13; všechny inkluze fotografovány za pokojové teploty.

6. 4 Studium šlichových vzorků ze sedimentů potoka Zlatý důl

Při pozorování pod binokulární lupou jsem zjistila, že v obou vzorcích tvoří převážnou část šlichu **limonit**, ten jsem našla v podobě polozaoblených, někdy i částečně ostrohranných úlomků a také povlaků a kůr na sulfidických minerálech. Má oranžovohnědou, červenohnědou až hnědočernou barvu a matný až kovový lesk (patrný hlavně na krychlích pyritu). Velkou část jsem vyseparovala pomocí permanentního magnetu; limonit potahující sulfidické minerály a karbonáty zůstal v nemagnetické frakci. Ve vzorku č. 2 je ve velkém množství přítomen **pyrit**, který tvoří většinou krychle, tvar je většinou dobře zachovaný, avšak minerál je silně postižen procesem limonitizace, takže jeho barva se mění v oranžovohnědou někdy až v hnědočernou (obr. 38 a). Nalezla jsem i několik čistých krystalů bez přeměn s výrazným kovovým leskem. Je na nich dobře patrné rýhování štěpných ploch. Krychličky mají velikost od 0,3 do 1 mm. Ve vzorku č. 1 bylo nalezeno pouze několik zrn pyritu, všechny byly potaženy směsí oxidů a hydroxidů železa. Z rudních minerálů byl ve vzorcích zastížen také **galenit** a **chalkopyrit**. Galenit má olověně šedou barvu, chalkopyrit je tmavě mosazně žlutý. oba minerály jsou přítomny v podobě nepravidelných úlomků a stejně jako pyrit jsou většinou povlečeny limonitem. Nalezla jsem i 2 nepravidelná zelená zrna a 1 fialové zrno s kovovým leskem, s největší pravděpodobností se jedná o pyrit nebo spíše chalkopyrit s typickými náběhovými barvami.

Dále jsou v obou vzorcích přítomny **granáty** (obr. 38 b), přičemž ve vzorku č. 2 je jich velké množství, srovnatelné s množstvím pyritu. Granáty mají většinou okrouhlý habitus, někdy nalézám jen úlomky, na kterých jsou částečně zachované plochy romboického dodekaedru. Mají skelný lesk a jejich barva je převážně světle růžová, jde tedy zřejmě o granát s převahou almandinové složky. Nalezla jsem však i do žlutooranžova zbarvené variety. Nejsvětější růžové variety jsou téměř průhledné. Několik zrn mělo barvu až červenohnědou. Granáty v sobě uzavírají velké množství inkluzí anizotropních minerálů, pravděpodobně křemene, ale i dalších, které jsem však nebyla schopna určit. Limonit je v některých partiích zabarvuje do oranžovohněda. V procházejícím světle v PPL jsou granáty lehce narůžovělé. Vůči tetrabrometanu mají vystupující reliéf (obr. 39 a).

Ve vzorku č. 2 bylo přítomno velké množství antropogenního materiálu, tzv. „**sférulek**“, které tvoří kuličky o velikosti od 0,3 do 1 mm (obr. 38 c), některé tyto kuličky jsou na povrchu zvětralé v oxidy a hydroxidy železa, jiné jsou bílé až průhledné (zřejmě jsou tvořeny sklem). Zastihla jsem i několik stříbrolesklých, velmi měkkých, zprohýbaných plíšků o velikosti okolo 1 mm (obr. 38 d). Tyto plíšky se jeví jako poměrně čisté bez výraznějších přeměn (pouze lehký

povlak oxihydroxidů železa), při dělení permanentním magnetem zůstávaly v nemagnetické frakci.

Ve vzorku č. 2 v nemagnetické frakci bylo nalezeno zrno minerálu modré barvy. Při okrajích je zrno průsvitné, střed zrna je sytě tmavě modrý. V polarizačním mikroskopu bylo přibližně určeno jako **korund**, má vystupující reliéf vůči imerzní kapalině, v PPL i v XPL je modrý (obr. 39 b), zřejmě by se mohlo jednat o jeho odrůdu **safír**, která je v náplavech nalézána poměrně vzácně. Obsahuje v sobě inkluze blíže neidentifikovatelných minerálů.

Nalezeno bylo i jedno zelené protáhlé sloupečkovité zrno tmavě zelené barvy, které bylo slabě průsvitné a mělo skelný lesk, našla jsem ho ve vzorku č. 2, zřejmě se jedná o některý z minerálů skupiny **amfibolu**. V polarizačním mikroskopu vykazovalo silný pleochroismus v odstínech sytě zelené barvy. Index lomu měl tento minerál přibližně stejný jako tetrabrometan.

Ve vzorku z lokality č. 1 bylo nalezeno smaragdově zbarvené zrno nepravidelného tvaru a velikosti 0,5 mm, snad by se mohlo jednat o **malachit**, který jsem zastihla také jako povlak na úlomcích limonitizované rudy.

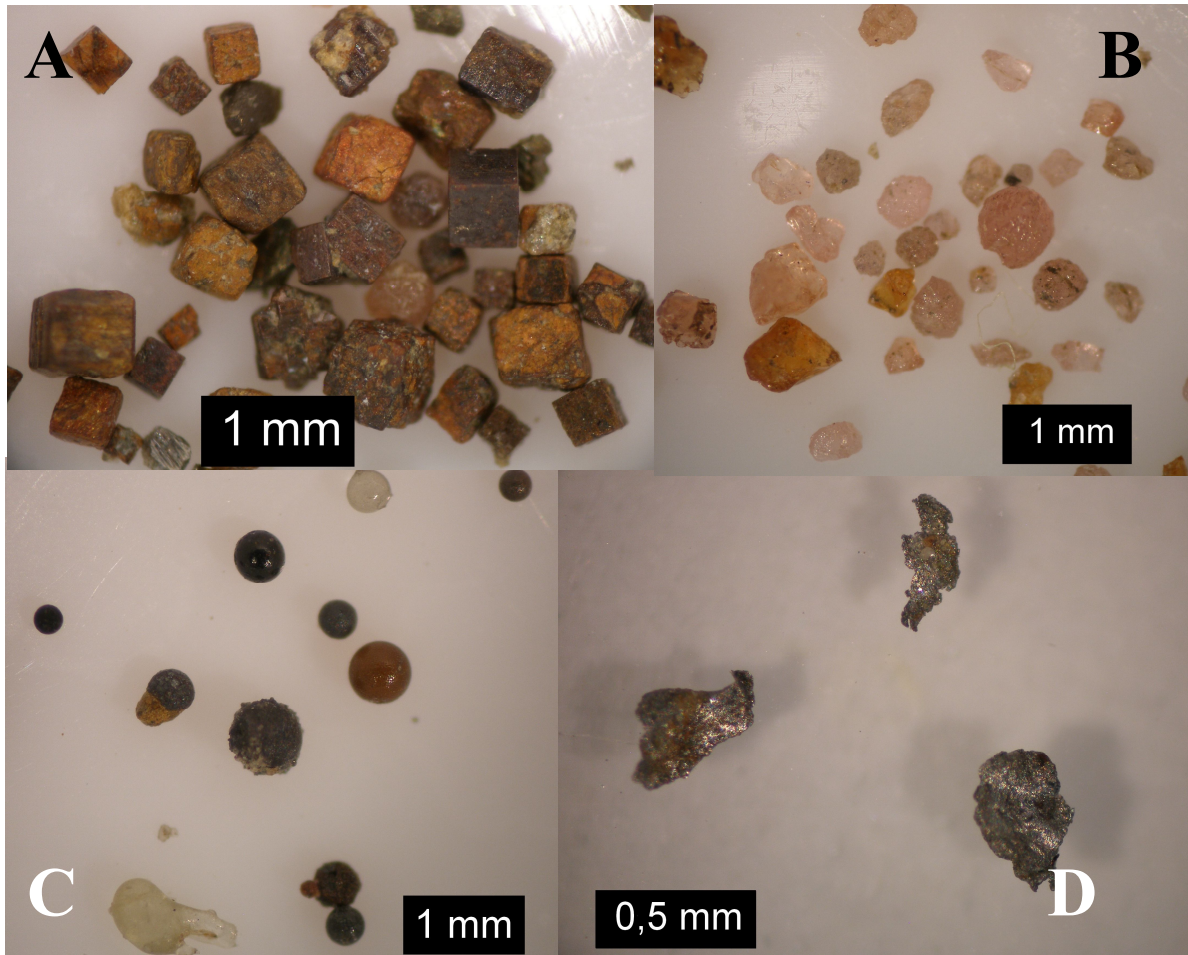
Nalezla jsem i jedno protažené sloupečkovité zrno, které bylo téměř úplně průhledné, také pouze část sloupečku a několik zrn podobných vlastností, ale tvaru okrouhlého či oválného, při pozorování v procházejícím světle v polarizačním mikroskopu měla tato zrna zřetelný vystupující reliéf vůči imerzní kapalině ($n=1,635$) a vysoký dvojlom (obr. 39 c). Uzavírají v sobě velké množství inkluzí různých blíže neurčitelných minerálů a skla. V PPL jsou bezbarvé či velmi slabě růžové či nažloutlé. Tento minerál jsem určila jako **zirkon**.

V nemagnetické frakci ve vzorku č. 2 jsem zastihla několik medově žlutých až žlutohnědých nepravidelných až polozaoblených zrn, které jsou ve většině případů průsvitné, mohlo by se jednat o **monazit** nebo **xenotim** a několik tmavě hnědých až černých zrn skelného lesku, které jsou v některých partiích částečně průsvitné, v tomto případě by mohlo jít o **staurolit** či **turmalín**. V polarizačním mikroskopu bylo patrné, že má tento minerál vyšší index lomu než tetrabrometan, v PPL je pleochroický v odstínech tmavě žluté až hnědé barvy, částečně zakalený a obsahuje inkluze jiných minerálů.

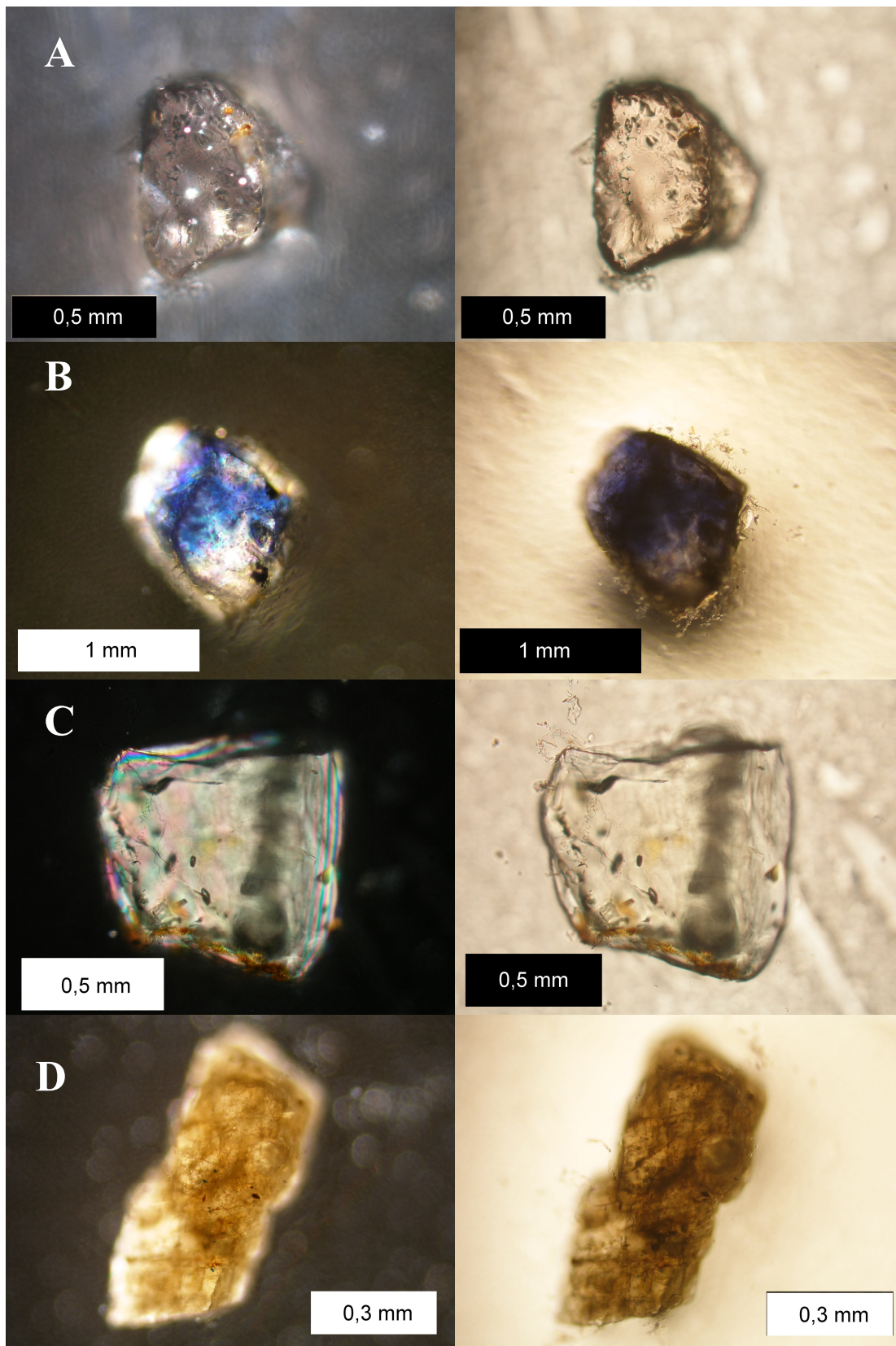
V obou vzorcích bylo nalezeno několik béžově a béžovohnědě zbarvených zrn, na jednom z těchto zrn byla při pozorování v polarizačním mikroskopu viditelná štěpnost dle klence (obr. 39 d), jde tedy o některý z karbonátů, s největší pravděpodobností o některý z řady **dolomit-ankerit**, které jsou na hydrotermálních žilách ve Zlatém dole hojně zastoupeny. Dvojčatné lamely u něj nejsou patrné.

Ve vzorku č. 2 se vyskytovalo i několik úlomků hornin a také zrno, které, jak jsem při pozorování v polarizačním mikroskopu zjistila, tvoří šupinku, lehce prohnutou, v PPL je minerál

zelenohnědý, reliéf má slabě vystupující vůči imerzní kapalině, v XPL má nízký až střední dvojlom a je u něj patrná štěpnost dle jednoho systému štěpných trhlin. Může se jednat o některou ze **slíd** či **chlorit**.



Obr. 38 a) Silně limonitizované krychle pyritu; b) Zrna granátu; c) „Sférulky“ antropogenního původu; d) Plíšky stříbrné barvy a kovového lesku, pravděpodobně antropogenního původu; všechna zrna pocházejí ze vzorku č. 2.



Obr. 39 Mikrofotografie minerálů nalezených ve šlichových vzorcích; procházející světlo, vlevo XPL, vpravo PPL: a) Zrno granátu; b) Zrno korundu (?); c) Zrno zirkonu uzavírající skelné inkluze; d) Karbonát z řady dolomit-ankerit (?).

7 Diskuze

Mineralogické složení žil

Rudní vzorky mnou odebrané z haldového materiálu na lokalitě Zlatý důl svým mineralogickým složením z velké části odpovídají popisu Zimáka a Večeři (1991) a Novotného a Pauliše (2006), nicméně některé minerály jsem na svých vzorcích nezastihla, jako například pyromorfít, linarit či ryzí stříbro. Ovšem zjistila jsem nové minerály, které dosud nebyly z této lokality popsány, a to bornit, pravděpodobně ryzí měď, hypogenní covellín a pravděpodobně i azurit.

Bornit byl zastížen až při studiu leštěného výbrusu ze vzorku č. 2, v podobě lamel v chalkopyritu a chalkozínu a ve vzorku č. 6, kdy vytvářel žilky a uzavřeniny v pyritu a v chalkozínu. Výskyt bornitu je v oblasti kulmu popisován např. z Budišovského rudního revíru z ložiska Willibald, kde je nalézán v podobě čoček v silně tektonicky deformované křemenné žilovině (Staněk 2006, cit. 2). Z bystřického rudního revíru se o tomto minerálu nezmiňuje žádný z autorů. V širším okolí je na hydrotermálních žilách popisován např. z lokality Květnice u Tišnova (Kučera 1923).

Ryzí měď byla nalezena při studiu leštěného výbrusu ze vzorku č. 3, nacházela se v podobě nepravidelných zrněk rozptýlených v karbonátové žilovině. Tato měď má pravděpodobně cementační původ, nachází se v asociaci s chalkopyritem, na jehož úkor zřejmě vznikla. O výskytu ryzí mědi z hydrotermálních mineralizací v této části kulmu se dosud nezmiňuje žádný z autorů, pouze Staněk (2006, cit. 2) uvádí z lomu Milíře na Kružberské přehradě drobné drátky vyskytující se v blízkosti chalkopyritu. Tento nález však není potvrzen žádnou analýzou, není proto jisté, že se jedná skutečně o ryzí měď. V oblasti krystalinika je popisována např. z uranového ložiska Zálesí (Sejkora a kol. 2007) či z lokality Stříbrník u Nýznerova (Fojt a kol. 1986). Popsána je i z hydrotermálních barytových žil na lokalitě Květnice u Tišnova (Kučera 1923).

Nový je také nález zřejmě hypogenního covellínu. Zimák a Večeřa (1991) popisují covellín jako produkt přeměny po chalkopyritu a galenitu. Při svém studiu jsem však objevila ve vzorku č. 76 covellín, který vytvářel krystalky tmavě modrofialové barvy o velikosti do 3 mm v asociaci s bílým kalcitem. Covellín je znám v oblasti moravskoslezského kulmu z více lokalit, např. z Hrabůvky (Losert 1957), Kružberku (Klomínský 1960) či Jakubčovic nad Odrou (Kruřa 1957), ale ze všech lokalit je popisován pouze jako produkt přeměny chalkopyritu.

Azurit (pravděpodobně) nalezený na dvou vzorcích s brekciovitou texturou v asociaci s malachitem vytváří drobné kulovité agregáty světle až temně modré barvy. Azurit na hydrotermálních žilách v oblasti kulmu popisuje také Skácel (1968) z Domašova nad Bystřicí,

Novák (1978) z lokality Kletné a Losert (1957) z lomu v Hrabůvce, kdy tvoří drobné nálety v drcené a hydrotermálně alterované drobě. Přehled všech nalezených primárních minerálů uvádím v tab. 4 a sekundárních minerálů v tab. 5.

Tab. 4 Kompletní přehled primárních minerálů nalezených na hydrotermálních žilách na lokalitě Zlatý důl

| Primární minerály | | Dosud zjištěné | Potvrzené v mé práci | Nově popsán v mé práci |
|--|--|--|----------------------|------------------------|
| Křemen | SiO ₂ | X (Zimák a Večeřa 1991) | X | |
| Kalcit | CaCO ₃ | X (Zimák a Večeřa 1991) | X | |
| Karbonát z řady dolomit-ankerit | CaMg(CO ₃) ₂ , CaFe(CO ₃) ₂ | X (Zimák a Večeřa 1991) | X | |
| Siderit | FeCO ₃ | X (Zimák a kol. 2002) | | |
| Chlorit | (Mg,Fe) ₆ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₈ | X (Vančurová 2006) | X(?) | |
| Pyrit | FeS ₂ | X (Zimák a Večeřa 1991) | X | |
| Galenit | PbS | X (Zimák a Večeřa 1991) | X | |
| Chalkopyrit | CuFeS ₂ | X (Zimák a Večeřa 1991) | X | |
| Sfalerit | ZnS | X (Zimák a Večeřa 1991) | X | |
| Chalkozín | Cu ₂ S | X (Novotný a Pauliš 2006) | X | |
| Covellín | CuS | | X | X |
| Anatas | TiO ₂ | X (Zimák a Večeřa 1991) | | |
| Muskovit | KAl ₂ [AlSi ₃ O ₁₀ (OH) ₂] | X (Zimák a Večeřa 1991) | | |
| Xenotim | YPO ₄ | X (Dolníček 2010) | | |
| TR-minerál (synchysit-(Y), parisit-(Ce) nebo rentgenit-(Ce)) | CaY(CO ₃) ₂ F, Ca(Ce,La) ₂ (CO ₃) ₃ F ₂ , Ce ₃ Ca ₂ F ₃ (CO ₃) ₅ | X (Papoušková 2003) | | |
| Tetraedrit | Cu ₁₂ Sb ₄ S ₁₃ | X(?) (Kupido 1889 in Zimák a Večeřa 1991) | | |

Geneze žilné mineralizace

Mé názory na genezi zrudnění se částečně shodují s nastíněnou koncepcí Zimáka a Večeři (1991). Stejně jako Zimák a Večeřa (1991) jsem při svém makroskopickém a mikroskopickém studiu zastihla ve vzorcích křemen nejméně dvou generací. Se starším bílým křemenem je krystalizačně spjat pyrit, chlorit a jak uvádí Dolníček (2010), také xenotim. Se starším pyritem je

dle Zimáka a Večeři (1991) spjat i anatas. Pyrit je však zastoupen ještě druhou generací, nalezla jsem ho i společně s mladším křemenem v dutině křemene starší generace. Galenit jsem nalezla v asociaci jak se starším, tak i mladším křemenem, je tedy přítomen také ve dvou generacích. Mladší galenit jsem nacházela často v asociaci s ostatními sulfidy, kdežto starší generace se většinou vyskytovala samostatně.

Tab. 5 Kompletní přehled sekundárních minerálů nalezených na hydrotermálních žilách na lokalitě Zlatý důl

| Sekundární minerály | | Dosud zjištěné | Potvrzené v mé práci | Nově popsané v mé práci |
|---------------------------|---|------------------------------|----------------------|-------------------------|
| Chalkozin | Cu ₂ S | X (Zimák a Večeřa 1991) | X | |
| Covellin | CuS | X (Zimák a Večeřa 1991) | X | |
| Malachit | Cu ₂ (CO ₃)(OH) ₂ | X (Zimák a Večeřa 1991) | X | |
| Chryzokol | (Cu,Al) ₂ H ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄ ·xH ₂ O | X (Zimák a Večeřa 1991) | X(?) | |
| Linarit | PbCu(SO ₄)(OH) ₂ | X (Novotný a kol. 2006) | | |
| „Limonit“ | Fe ₂ O ₃ ·xH ₂ O | X (Zimák a Večeřa 1991) | X | |
| Brochantit | Cu ₄ (OH) ₆ SO ₄ | X (Novotný a kol. 2006) | | |
| Stříbro | Ag | X (Novotný a Pauliš 2006) | | |
| Zlato | Au | X (Novotný a kol. 2008) | | |
| Měď | Cu | | X | X |
| Anglesit | PbSO ₄ | X (Papoušková 2003) | | |
| Cerusit | PbCO ₃ | X (Papoušková 2003) | | |
| Bornit | Cu ₅ FeS ₄ | | X | X |
| Dickit | Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄ | X (Dolníček a Filip 2008) | | |
| Pyromorfit | Pb ₅ (PO ₄) ₃ Cl | X (Novotný a Pauliš 2009) | | |
| Aragonit | CaCO ₃ | X (Novotný a Pauliš 2006) | | |
| Oxidy mědi | Cu _x O _y | X (Novotný a Pauliš 2006) | | |
| Oxidy a hydroxidy manganu | Mn ₂ O ₃ ·xH ₂ O | X (Zimák a Večeřa 1991) | X(?) | |
| Chalkantit | CuSO ₄ ·5(H ₂ O) | X (Novotný a kol. 2006) | | |
| Azurit | Cu ₃ (CO ₃) ₂ (OH) ₂ | | X(?) | X(?) |

V asociaci s mladším křemenem krystaloval dle Zimáka a Večeři (1991) muskovit. Chalkopyrit je na žilách zastoupen také nejméně dvěma generacemi, krystaloval v asociaci s mladším, většinou šedě zbarveným, převážně jemnozrnným křemenem, ale také s karbonáty z řady dolomit-ankerit. Sfalerit jsem našla v asociaci s chalkopyritem a křemenem starší periody (vzorek č. 118) a jeho druhou generaci s mladším křemenem, galenitem a chalkopyritem (vzorek č. 10). Jak uvádí Dolníček (2010), nejstarším karbonátem na žilách je siderit, jenž tvoří krystalizační základ pro karbonáty z řady dolomit-ankerit. Karbonát z řady dolomit-ankerit je přítomen v asociaci se starším křemenem, ale také byla zastížena jeho mladší generace, vyplňující dutiny v mladším křemeni, druhá generace je tedy prokazatelně starší než křemen druhé periody. Na závěr druhé etapy krystaloval kalcit, který obklopuje sulfidické minerály a nebo vyplňuje kaverny v křemeni a starším karbonátu. Byly nalezeny i jeho hrubozrnné agregáty (vzorek č. 13). To, že kalcit vznikl v závěru mladší etapy bylo potvrzeno i při mikrotermometrii fluidních inkluzí, homogenizační teploty inkluzí v kalcitu byly o poznání nižší než teploty homogenizace u staršího i mladšího křemene. Nově zjištěný primární covellín je zřejmě krystalizačně spjat s mladším křemenem a bílým kalcitem, s nimiž byl na vzorku zastížen. Závěrečným stádiem je vznik supergenní mineralizace, kterou reprezentují limonit, malachit a azurit, chalkozín, covellín, anglesit, cerusit, bornit, dickit, chryzokol, oxihydroxidy manganu a oxidy mědi, linarit, brochantit, chalkantit a aragonit. Také ryzí měď a stříbro jsou vázány na cementační zónu rudních žil, kde vznikají při rozkladu sulfidických minerálů.

Dle hodnot izotopického složení síry sulfidů zjištěných Zimákem a Večeřou (1991) je pravděpodobné, že síra, jež byla transportována hydrotermálními roztoky, pochází z okolních sedimentů, ze kterých byla vyloužena. Zimák a Večeřa uvažují takto i o původu kovů. Novotný a Pauliš (2006) však usuzují, že kovy pocházejí spíše z roztoků transportovaných z hlubších zón.

Chemismus minerálů

Výsledky chemické analýzy chalkopyritu ukazují na poměrně čistou fázi, z příměsí obsahuje nepatrné množství Se, Ag, Sb, Pb a Zn, jež by mohly být vzhledem k dosti nízkým obsahům vázány izomorfne v krystalové struktuře chalkopyritu. Pro srovnání, Zimák a Večeřa (1991) uvádí také, z pohledu chemického složení, skoro čistý chalkopyrit, pouze s velmi nízkými obsahy Co, Ni, Ag, Se a Sb, jejichž hodnoty jsou nižší než 50 ppm.

Chemická analýza galenitu prokázala vysoký obsah Cu (8,70 hm. % = 0,3 apfu), což si vysvětlují jeho lokalizací ve vzorku → vyskytuje se v lemu okolo chalkopyritu společně s chalkozínem, analýza pravděpodobně zachytila i tento chalkozín. Minoritně jsou obsaženy Bi, Sb a As, jež jsou nejspíše v galenitu vázány izomorfne. Pro srovnání Zimák a Večeřa (1991) uvádějí obsahy stopových prvků v galenitu: Ag 446 ppm, Bi 765 ppm a Sb méně než 50 ppm a

Novotný a Pauliš (2006) popisují galenit s vyšším podílem Sb (až 2,91 hm. %), Cu (4100 ppm) a Fe (1200 ppm).

Analýza prokázala minerál ze skupiny chalkozínu s příměsí Fe 0,1 hm. % a Zn 0,05 hm. %. Fe zřejmě pochází z limonitu, s nímž minerál často asociuje. Zn je pravděpodobně vázán v krystalové struktuře minerálu. Svým složením ($\text{Cu}_{1,85}\text{S}$) leží tento minerál mezi anilitem ($\text{Cu}_{1,75}\text{S}$) a djurleitem ($\text{Cu}_{1,96}\text{S}$). Jedná se o sekundární minerál, jenž zatlačuje chalkopyrit, kdežto chalkozín uváděný Novotným a Paulišem (2006) je hypogenní, vytvářející krystalky; obsahy vedlejších a stopových prvků v něm: Pb 2,6 hm. %, Fe 0,3 hm. % a Sb 0,2 hm. %.

Bornit vykazoval stopové hodnoty Pb, Ag, Se, Bi a Zn. Empirické vzorce analyzovaných bornitů by se daly vyjádřit takto: $\text{Cu}_{4,86}\text{Fe}_{0,99}\text{S}_4$ a $\text{Cu}_{4,75}\text{Fe}_{1,04}\text{S}_4$. Bornit nebyl na této lokalitě dosud nalezen, proto nemám žádné podklady pro srovnání chemismu.

Z uvedených analýz nebyla v žádném minerálu zjištěna významnější příměs Ag, nemohu proto uvést žádné nové poznatky o jeho rozšíření na lokalitě, stále tedy zůstává otázkou, zda je možno ve Zlatém dole nalézt samostatné minerály stříbra nebo zda jediným zdrojem tohoto kovu je galenit, případně tetradrit uváděný Kupidem (1889) in Zimák a Večeřa (1991).

Fluidní inkluze

Ve všech studovaných vzorcích jsem pozorovala homogenizaci na kapalinu, jelikož byly přítomny pouze malé bubliny plynné fáze (stupeň zaplnění byl 0,70-0,95). Homogenizační teploty (T_h) u křemene se pohybovaly v poměrně širokém rozmezí hodnot, a to od 99,2 do 292,5 °C. Nejvíce hodnot T_h u primárních inkluzí v křemenu ze vzorku č. 5 bylo naměřených mezi 185 až 195 °C. U primárních inkluzí ze vzorku č. 2 spadalo nejvíce hodnot mezi 125 a 135 °C (obr. 40). U inkluzí v kalcitu byly teploty homogenizace (T_h) nižší, a to od 56,2 do 139,4 °C, přičemž primární inkluze vykazovaly vyšší hodnoty než inkluze sekundární (obr. 40). Teploty tání posledního krystalu ledu (T_m) byly v intervalu od 0 do -27,6 °C, přičemž nejnižší hodnota byla naměřena u primárních inkluzí v kalcitu (obr. 41) a nejvyšší u primárně-sekundárních inkluzí ze stejného vzorku. Teploty tání ledu (T_m) v primárních a primárně-sekundárních inkluzích u křemene ze vzorku č. 5 jsou v rozmezí od -0,7 do -7,0 °C, naproti tomu měřené teploty u inkluzí v křemenu ze vzorku č. 2 vykazují podstatně nižší hodnoty, až -26,0 °C (obr. 41). Jak můžeme vidět v diagramu závislosti T_h vs. T_m u inkluzí v kalcitu (obr. 42), primární inkluze spadají do pole, které je vymezeno T_h okolo 115 až 140 °C a T_m -17 až -28 °C a inkluze primárně-sekundární jsou vymezeny teplotami homogenizace od 55 do 85 °C (pouze jedna odlehlá hodnota nad 100 °C) a T_m -4 až -7 °C. Inkluze v křemenu mají velký rozptyl hodnot T_h , primární inkluze ze vzorku č. 2 spadají přibližně do pole, kde T_h je v rozmezí 100 až 200 °C a T_m -22 až

-26 °C. Primárně-sekundární inkluze jsou vymezeny hodnotami Th od 180 do 290 °C a Tm ve škále hodnot od -4 do -7 °C (obr. 42).

Zjištěné teploty eutektika byly v poměrně širokém rozmezí od -36,0 do -58,5 °C, což indikuje roztoky s Na, Ca, Fe a Mg chloridy (Borisenko 1977).

Můžeme pozorovat několik trendů:

- 1) U kalcitu docházelo k uzavírání výšesalinních (21,3 až 27,2 hm. % NaCl ekv.) fluid o nižší teplotě homogenizace (116-139 °C) obsahujících Na a Ca chloridy a nížesalinních (7 až 9,2 hm. % NaCl ekv.), nízkoteplotních (50-110 °C) fluid s Na a Fe chloridy. Při svém růstu do sebe uzavíral ještě nízkosalinní fluida (0-0,4 hm. % NaCl ekv.) náležející k systému H₂O.
- 2) Při krystalizaci do sebe starší křemen ze vzorku č. 5 uzavíral středně až výše teplotní (180-290 °C), nížesalinní (6,5 až 10 hm. % NaCl ekv.) fluida obsahující Na, Mg a Fe chloridy a nízkosalinní fluida se salinitou 0,7-1,2 hm. % NaCl ekv.
- 3) Mladší křemen s hojnou sulfidickou mineralizací do sebe při svém vzniku a růstu uzavíral níže až středně teplotní (100-200 °C) a výšesalinní (24,2 až 25,5 hm. % NaCl ekv.) fluida.

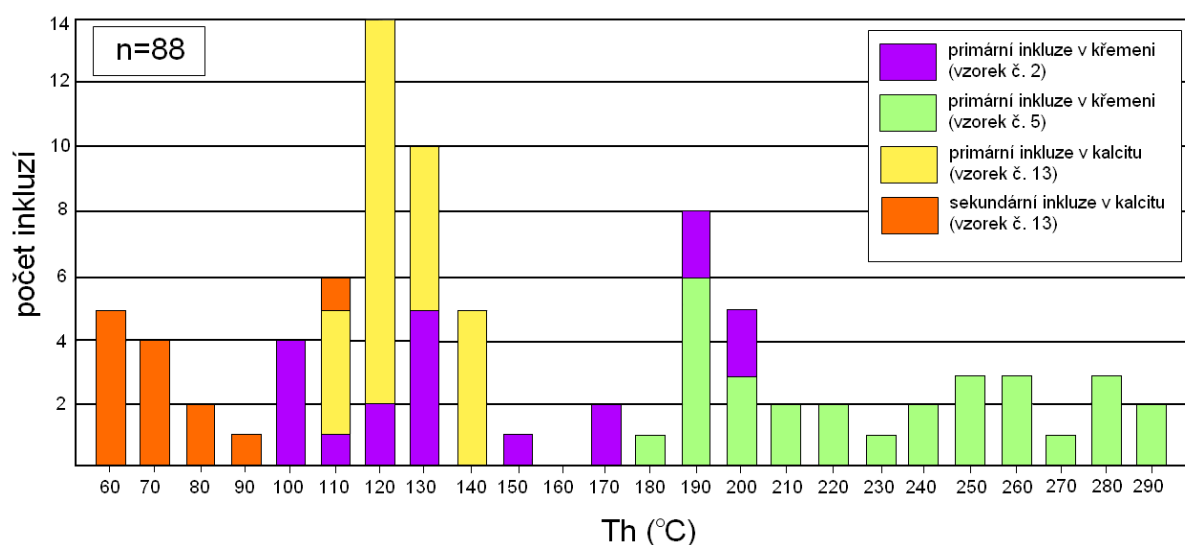
Změřené homogenizační teploty naznačují, že bílý hrubozrnný křemen ze vzorku č. 5, který vykazuje nejvyšší hodnoty Th a nízkou salinitu, pravděpodobně krystaloval nejdříve, šedě zbarvený křemen ze vzorku č. 2 zřejmě krystaloval později, homogenizační teploty inkluzí v něm zachycených jsou o něco nižší, kdežto salinita stoupá. Jako poslední pravděpodobně krystaloval kalcit, který vykazuje nejnižší hodnoty a primární inkluze v něm uzavřené mají salinitu ještě hodně vysokou, ale s postupným ochlazením salinita u sekundárních inkluzí klesá (obr. 43). Toto zjištění je i v souladu s naznačeným sukcesním schématem hlavních hypogenních minerálů, které uvádí Zimák a Večeřa (1991). Podle zjištěných homogenizačních teplot mohu konstatovat, že se jedná o epitermální až mezotermální mineralizaci a potvrdit tak předpoklad Klímka (1983) a Zimáka (1994).

Srovnání výsledků studia fluidních inkluzí s výzkumy na jiných lokalitách v kulmu.

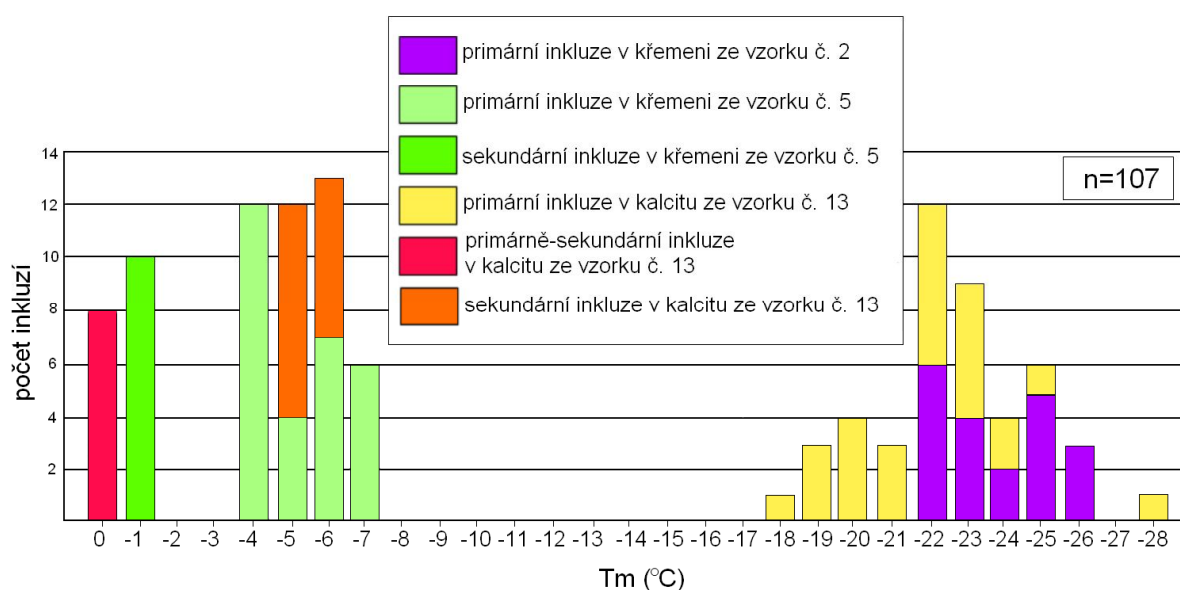
V oblasti kulmu byly fluidní inkluze v minerálech z hydrotermálních žil zkoumány na více lokalitách. V Bystřickém rudním okrsku byly vyjma Zlatého dolu studovány na lokalitách Domašov nad Bystřicí a Hrubá Voda (viz kapitola 3.5); v oblasti Oderských vrchů na lokalitách Staré Oldřůvky, Lhotka u Vítkova, Odry, Nejdek, Jakubčovice nad Odrou, Kajlovec, Vendelín a Dubová a dále na lokalitách Podhůra a Hrabůvka.

Zkoumané inkluze v kalcitech na lokalitách v Oderských vrších (Staré Oldřůvky, Lhotka u Vítkova, Odry) mají homogenizační teploty v rozmezí od 55 do 122,5 °C a salinitu od 0,2 do 26,5 hm. % NaCl ekv. (Kučera 2004).

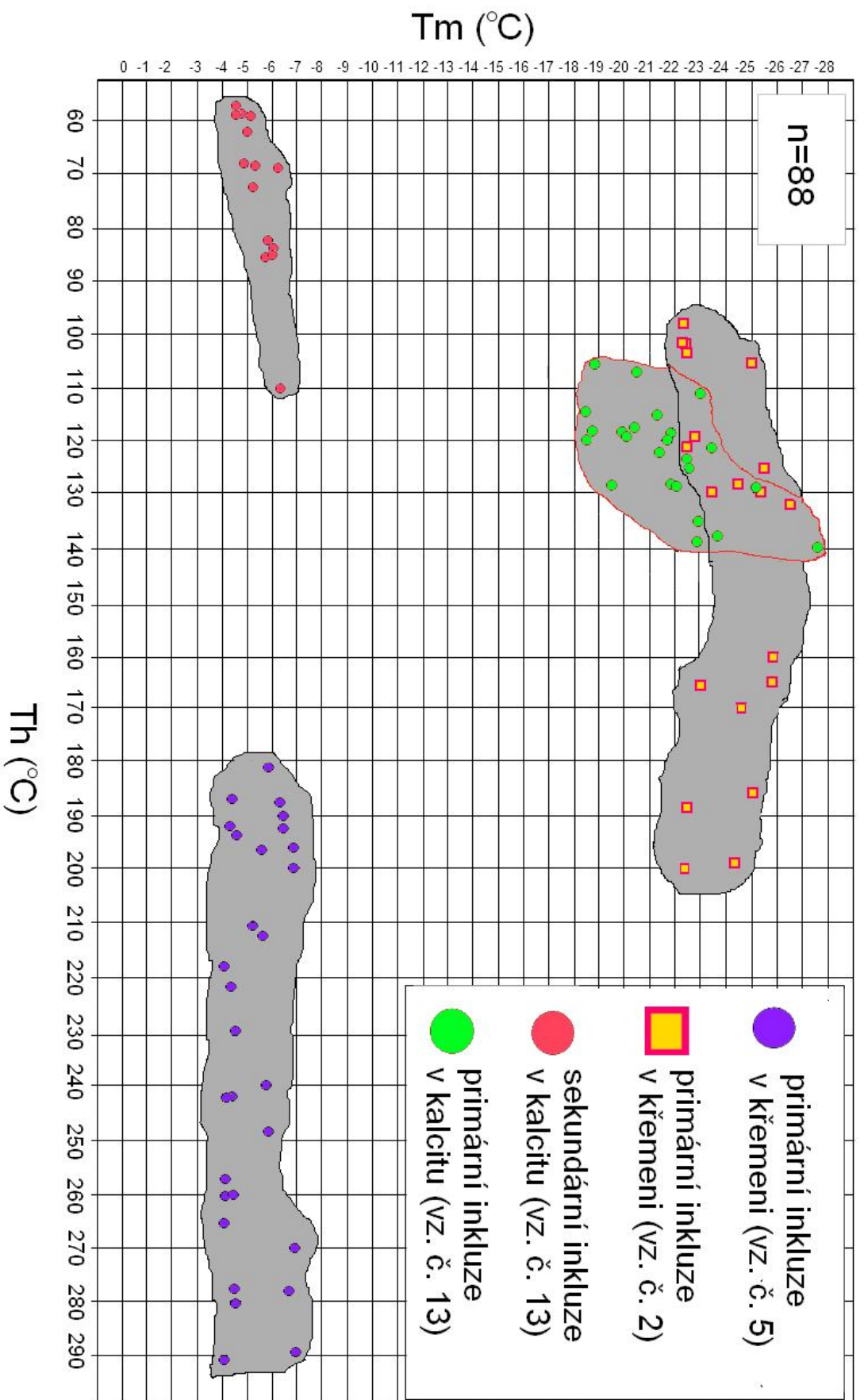
Na lokalitě Hrabůvka zkoumali Slobodník a Dolníček (2001) fluidní inkluze v dolomitech, homogenizační teploty byly ve velmi úzkém rozmezí od 123 do 133 °C a salinita od 14,9 do 17,3 hm. % NaCl ekv. Zimák a kol. (2002) studoval z této lokality fluidní inkluze v dolomitu z posttektonické žíly s kalcitem. Primární inkluze byly H₂O typu se salinitou 0,9 až 2,4 hm. % NaCl ekv. V kalcitu se vyskytovaly fluidní inkluze H₂O typu, které homogenizovaly na kapalinu za teplot 135-140 °C, jejich salinita se pohybovala okolo 2 hm. % NaCl ekv.



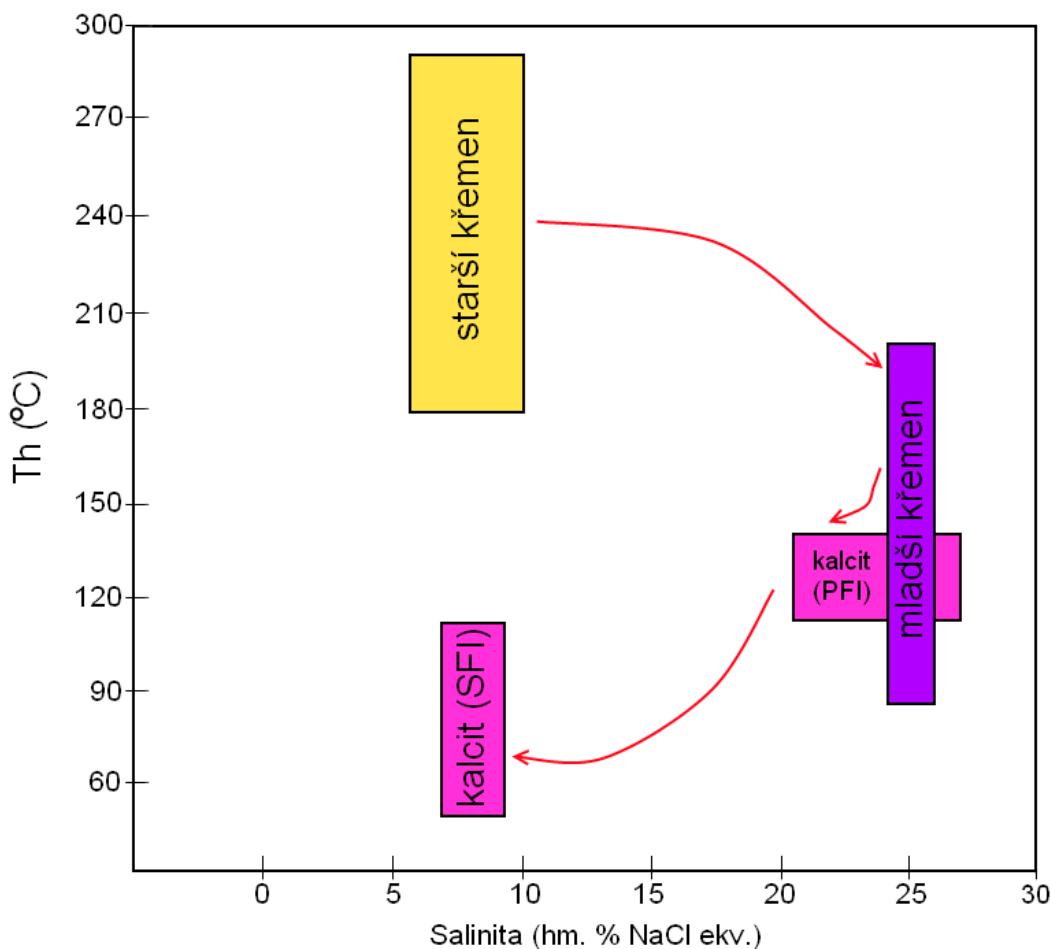
Obr. 40 Histogram četností teplot homogenizace na kapalinu (T_h) v primárních inkluzích v křemenu ze vzorků č. 2 a 5 a v primárních a sekundárních inkluzích v kalcitu ze vzorku č. 13.



Obr. 41 Histogram četností teplot tání posledního krystalu ledu (T_m) v primárních inkluzích v křemenu ze vzorku č. 2, v primárních a sekundárních inkluzích v křemenu ze vzorku č. 5 a v primárních, primárně-sekundárních a sekundárních inkluzích v kalcitu ze vzorku č. 13.



Obr. 42 Diagram závislosti T_h vs. T_m u primárních inkluzí v křemenu ze vzorků č. 2 a 5 a primárních a sekundárních inkluzí v kalcitu ze vzorku č. 13



Obr. 43 Diagram T_h vs. salinita fluid s naznačením možné posloupnosti krystalizace minerálů; starší křemen-vzorek č. 5; mladší křemen-vzorek č. 2; PFI-primární fluidní inkluze, SFI-sekundární fluidní inkluze.

Na lokalitě Podhůra byly pozorovány primární a sekundární fluidní inkluze v kalcitu; sekundární inkluze homogenizovaly za teplot 132 až 140 °C a salinita byla v rozmezí 21,9 až 23 hm. % NaCl ekv. Primární inkluze se vyskytovaly ve dvou generacích, první generace inkluzí se salinitou okolo 23 hm. % NaCl ekv. a druhá se salinitou okolo 1,2 hm. % NaCl ekv. (Zimák a kol. 2002).

Na lokalitě Domašov nad Bystřicí spadají homogenizační teploty fluidních inkluzí v křemeni do širokého rozmezí hodnot od 70 až do 210 °C a salinita se pohybuje od 0,4 do 21,5 hm. % NaCl ekv. Fluidní inkluze v kalcitu ze syntektonické žíly homogenizují za nízkých teplot do 80 °C a mají salinitu od 14,6 do 23,2 hm. % NaCl ekv, oproti tomu inkluze v kalcitu z posttektonické žíly mají salinitu mezi 0,4 až 1,2 hm. % NaCl ekv., homogenizační teploty u nich nebyly měřeny, protože jde o jednofázové kapalné inkluze (Zimák a kol. 2002; Slobodník a kol. 1995).

Fluidní inkluze v křemeni ze syntektonických žil z lokality Hrubá Voda mají homogenizační teploty od 114 až do více než 350 °C a salinitu 3,1 a 11,4 hm. % NaCl ekv. Inkluze v kalcitu mají

nižší teploty homogenizace, od 62 do 177 °C a salinitu v rozmezí od 4,5 do 16,8 hm. % NaCl ekv. Křemen a kalcit z posttektonických žil homogenizují za teplot 76 až 132 °C (byly však naměřeny i hodnoty vyšší než 350 °C). Salinita kolísá od 23,9 do 29,5 hm. % NaCl ekv. (Dolníček a kol. 2003).

Kučera (2009) studoval fluidní inkluze v posttektonických žilách v oblasti kulmu Nízkého Jeseníku a Oderských vrchů a částečně v oblasti Hornoslezské pánve. Starší mineralizace s dolomitem, sfaleritem, barytem a kalcitem vznikala z nízkoteplotních (Th mezi 50 až 148 °C) fluid typu $H_2O-CaCl_2-NaCl(\pm MgCl_2-KCl)$ s vysokou salinitou (7,2 až 28,4 hm. % NaCl ekv.). Mladší mineralizace, kde byl přítomen kalcit a baryt krystalizovala z nízkoteplotních (Th mezi 37 až 115 °C) fluid o nízké salinitě (0,0 až 14,0 hm. % NaCl ekv.).

Mohu tedy konstatovat podobnost mezi hydrotermální mineralizací na lokalitě Zlatý důl a většině lokalit z oblasti kulmu Nízkého Jeseníku a Oderských vrchů. Na všech lokalitách se jedná převážně o epitermální mineralizaci, částečně i mezotermální. Jednotlivé žíly se liší zastoupením křemene, různých typů karbonátů a barytu, někdy převažuje kalcit, jindy dolomit nebo baryt a křemen je podřadný, naopak někdy je v podstatném množství zastoupen křemen a karbonáty nacházíme jen ojediněle, jako je tomu i na lokalitě Zlatý důl. Největší podobnost dle mikrotermometrického měření jsem zjistila z lokalitou Hrubá Voda. Vhodné by bylo ještě doplnit informace o fluidech uzavíraných v karbonátech z řady dolomit-ankerit, což se mi bohužel nepodařilo, jelikož oboustranně leštěná destička nebyla úspěšně vyhotovena.

Šlichové vzorky

Zkoumané šlichové vzorky se výrazně lišily podílem těžké frakce. Bohatší, co se počtu zrn týče i rozmanitější z mineralogického hlediska byl vzorek č. 2 odebraný v blízkosti historického sejpu, na spodním toku potoka, kde je již významná sedimentace. Oproti tomu vzorek č. 1 odebraný ve středním toku potoka asi 40 m sz. od chatek byl poměrně chudý, nalezeno bylo jen několik zrn pyritu, granátu, jedno zrno malachitu a několik antropogenních částic. Převážnou část magnetické frakce tvořil limonit. Ve vzorku č. 2 byl také nejvíce zastoupen limonit, dále velké množství dobře zachovaných krystalků pyritu a granátů, několik zrn zirkonu, chalkopyritu, galenitu, karbonátu z řady dolomit-ankerit, pravděpodobně jedno zrno korundu a šupinka chloritu a několik útržků hornin a zřejmě také turmalín či staurolit. Zastihla jsem i sloupečkovité zrno tmavě zelené barvy, zřejmě některý z minerálů ze skupiny amfibolů a několik žlutohnědých částečně průsvitných nepravidelných zrněk, kde uvažuji, že by se mohlo jednat o monazit, xenotim či staurolit. Nalezeno bylo i množství tzv. „sférulek” tvaru kuliček a také 5 ks stříbrolesklých poměrně dosti měkkých různě zprohýbaných plíšků. Tento materiál může souviset s tavbou železných rud v minulosti v této oblasti nebo s další lidskou činností.

Železářny byly v Mariánském Údolí otevřeny již na počátku 19. stol. Švestka (1996) zkoumal podrobněji antropogenní součásti šlichových vzorků a uvádí, že jsou tvořeny hlavně syntetickými minerály, jež jsou používány jako brusiva, dále sekundárními minerály Pb a Fe, úlomky kovů, struskami, těžkými skly, úlomky keramiky a již zmiňovanými sférulkami. Cca 0,5 km východně od Velké Bystřice bylo ve šlichových vzorcích zjištěno kovové znečištění. Jeho chemické složení bylo následující: Cu 0,768 (apfu), Zn 0,228 (apfu) a Si 0,004 (apfu) a u druhého vzorku: Pb 1,390 (apfu), Sb 0,148 (apfu), Na 0,119 (apfu), S 0,475 (apfu), O 3,145 (apfu) a Cl 1,000 (apfu) (Abraham a kol. 1994, 1995 in Švestka 1996). Při šlichovém průzkumu cca 2 km jv. od Hluboček byly zjištěny čiré skelné sférulky. Chemické složení této sférulky je následující: CaO 35,9 %, Al₂O₃ 10,8 %, MnO 1,3 %, MgO 1,0 %, K₂O 0,7 %, SO₃ 0,7 %, TiO₂ 0,6 %, FeO 0,4 % (Abraham a kol. 1994, 1995 in Švestka 1996). Dvě takové jsem ve svých vzorcích zastihla i já (viz obr. 38 c). Jak uvádí Švestka (1996), některé sférulky mohou vznikat ze sopečných skel, možný je i jejich meteoritický původ, ale většinou jde o těžká skla s různým chemickým složením. Mnou nalezený korund by mohl být také syntetického původu, nicméně díky přítomnosti inkluzí (blíže neurčitelných), které jsem v něm pozorovala, bych tuto možnost vyloučila.

Původ minerálů je poměrně jasný; haldičky se sulfidickým zrudněním jsou pozvolna rozplavovány a minerály se usazují na dně potoka, proto převážná část šlichu je tvořena pyritem a dalšími sulfidy a jejich produkty přeměn (limonit, malachit), které jsem zastihla i při makroskopickém a mikroskopickém studiu vzorků zrudnění odebraných z hald. Zirkon, granáty i další minerály jako amfibol, turmalín, korund, monazit či staurolit s největší pravděpodobností pocházejí z klastického materiálu sedimentů kulmu, tj. z drob, slepenců a prachových a jílových břidlic, které reprezentují geologické prostředí v okolí lokality (Hartley a Otava 2001).

Ve mnou odebraných šlichových vzorcích nebylo zastiženo zlato, nicméně přítomnost zlata v sedimentech potoka Zlatý důl byla již potvrzena při průzkumu Novotného a kol. v roce 2008. Při ověřovacích pracích v Bystřickém rudním revíru odebrali celkem 12 šlichových vzorků ze sedimentů potoka Zlatý důl, ale pouze v jednom vzorku objevili zlato. Odběrové místo bylo situováno nedaleko historického sejpu, přibližně 480 m jv. od rekreačních chatek. Zhruba v těchto místech jsem i já provedla odběr vzorku č. 2. Novotný a kol. (2008) uvádějí, že hlavní podíl těžké frakce tvořil pyrit, ostatní minerály se vyskytly jen v počtu několika málo zrn, a to: granát s převažující almandinovou složkou (potvrzeno na základě 3 bodových analýz: MgO 1,8; Al₂O₃ 20,2; SiO₂ 37,7; CaO 3,4; TiO₂ 0,2; MnO 1,7 a Fe₂O₃ 35,0 hm. %), silně limonitizovaný galenit zatlačovaný sekundárními minerály (patrně cerusitem; bodová analýza: Al 1,2; Ca 0,4; Pb 88,6 hm. %), chalkopyrit přeměněný v malachit, zlato, úlomky křemene a břidlic a několik

blíže neidentifikovatelných zrn, silně postižených supergenními procesy. Jedno méně postižené zrno bylo EDX analýzou určeno jako minerál ze skupiny amfibolu (chemické složení: Na₂O 2,28; MgO 4,37; Al₂O 25,02; SiO₂ 52,87; K₂O 2,92; CaO 0,69; TiO₂ 0,99; MnO 0,40 a Fe₂O₃ 10,42 hm. %. Nalezené zlato má ryzost v průměru 712 a svým chemickým složením (17,41 až 40,92 hm. % Ag) se jedná o elektrum (Novotný a kol. 2008).

8 Závěr

V rámci své bakalářské práce jsem studovala hydrotermální polymetalickou mineralizaci z haldového materiálu z lokality Zlatý důl u Hluboček. Pro výzkum jsem použila metody polarizační mikroskopie, elektronové mikrosondy a mikrotermometrii fluidních inkluzí.

Z mineralogického hlediska je lokalita Zlatý důl poměrně pestrá a s každým dalším výzkumem se získávají poznatky o nově nalezených minerálech, jako tomu bylo i při mém výzkumu. Při svém studiu jsem zastihla celkem 10 primárních a 9 sekundárních minerálů, přičemž 4 minerály byly nově popsány, a to sekundární bornit, zřejmě azurit, hypogenní covellín a pravděpodobně cementační ryzí měď (chemická analýza bohužel nebyla provedena). Při makroskopickém a mikroskopickém studiu vzorků bylo zjištěno několik generací křemene, karbonátů a sulfidických minerálů. Je zřejmé, že formování žil probíhalo nejméně ve dvou, ne-li ve třech periodách.

Analyzováno bylo chemické složení některých primárních sulfidických minerálů, konkrétně chalkopyritu a galenitu a sekundárních minerálů chalkozínu a bornitu, které bylo porovnáno s provedenými analýzami ostatních autorů. Zjištěny byly jen nízké příměsi izomorfně vázaných prvků. Při analýze mnou odebraných vzorků nebyla zjištěna významnější příměs Ag v žádném z minerálů, stále tedy zůstává nezodpovězena otázka, zda je možno ve Zlatém dole nalézt samostatné minerály stříbra nebo zda je jediným zdrojem tohoto kovu galenit, případně tetraedit uváděný Kupidem (1889) in Zimák a Večeřa (1991).

Studium fluidních inkluzí v křemeni a v kalcitu přineslo také nové poznatky, ze kterých je patrné, že mineralizace je velmi podobná hydrotermálním žilám na jiných lokalitách v kulmu moravskoslezské oblasti, má epitermální až mezotermální charakter. Zjištěné teploty eutektika u zkoumaných fluidních inkluzí byly v poměrně širokém rozmezí od -36,0 do -58,5 °C, což indikuje roztoky s Na, Ca, Fe a Mg chloridy (Borisenko 1977). Rozdílné hodnoty salinit a teplot homogenizací v různých vzorcích podporují názor o vícefázovém vzniku rudní mineralizace.

Ve šlichových vzorcích nebyla zjištěna přítomnost zlata, nicméně zlato již v sedimentech potoka prokázáno bylo Novotným a kol. (2008). Ve vzorcích byly zastiženy hlavně sulfidické minerály a produkty jejich přeměn, které byly splavovány z haldiček. Poměrně hojně byly zastoupeny granáty, méně pak zirkony. Ostatní minerály pocházející z kulmských hornin byly zastoupeny jen v počtu několika málo zrn. Za zmínku stojí nález pravděpodobného korundu, který je v náplavech poměrně vzácný, zřejmě se jedná o jeho odrůdu safír. Hojně byl zastoupeny i antropogenní součástky, tzv. „sfěrulky”.

9 Použitá literatura

- 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.
- Češková L., Klímek L.* (1983): Lokalita Hlubočky, Komplexní geologický výzkum vybraných oblastí moravského a slezského bloku. s. 122-126, MS PřF UJEP Brno.
- Dolníček Z.* (2010): Xenotim-(Y) z rudní žíly na lokalitě Zlatý důl u Hluboček (kulm Nízkého Jeseníku). *Geol. Výzk. Mor. Slez.* v r. 2009, 17, s. 133-135. Brno.
- Dolníček Z., Filip J.* (2008): Dickit z hydrotermální žíly na lokalitě Zlatý důl u Hluboček (kulm Nízkého Jeseníku). *Geol. Výzk. Mor. Slez.* v r. 2007, 15, s. 62-64. Brno.
- Dolníček Z., Zimák J., Slobodník M., Malý K.* (2003): Mineralogy and formation conditions of the four types of hydrothermal mineralization from the quarry in Hrubá Voda (Moravo-Silesian Culm). *Acta Univ. Palacki. Olomouc., Fac. Rer. Nat. Geologica*, 38, s. 7-22. Olomouc.
- Dvořák J.* (1994): Variský flyšový vývoj v Nízkém Jeseníku na Moravě a ve Slezsku. *Práce Čes. Geol. Úst.*, 3, 77 s. Praha.
- Fojt B., Ďurišová J., Hladíková J., Kopa D., Skácel J., Šmejkal V., Zimák J.* (1986): Paragenetická studie měďnorudného výskytu "Stříbrník" u Nýznerova. *Čas. Slez. Muz. Opava (A)*, 35, s. 143-169. Opava.
- Hartley A., Otava, J.* (2001): Sediment provenance and dispersal in a deep marine foreland basin: the Lower Carboniferous Culm Basin, Czech Republic. *Journ. Czech Geol. Soc.*, 158, 1, s. 137-150. Praha.
- Cháb J., Suk M.* (1977): Regionální metamorfóza na území Čech a Moravy. *Knih. Ústř. Úst. Geol.*, 50, 156 s. Praha.
- Chlupáč I., Brzobohatý R., Kovanda J., Stráník Z.* (2002): Geologická minulost České republiky. *Academia*, Praha. 436 s.
- Klomínský J.* (1960): Nový výskyt chalkopyritu v severomoravském kulmu. *Přír. Čas. Slezský*, 21, 1, s. 122-123.
- Kruťa T.* (1957): Metalogenetické poměry v kulmských sedimentech na slezské straně Nízkého Jeseníku. *Čas. Mor. Muz.*, 42, s. 5-16. Brno.
- Kučera B.* (1923): Seznam nerostů Moravských a jich nalezišť. *Sbor. Klubu přírodov. v Brně za rok 1922*, 5, s. 189. Brno.

- Kučera J.* (2004): Hydrotermální mineralizace v břidlicových souvrstvích spodního karbonu Nízkého Jeseníku. Geol. Výzk. Mor. Slez. v r. 2003, s. 51-52. Brno.
- Kučera J.* (2009): Povariské paleofluidní systémy v karbonských sedimentech Moravsko-slezského paleozoika. MS, disertační práce, MU v Brně, 90 s. Brno.
- Kumpera O.* (1971): Contribution to the geology of Lower Carboniferous strata in the central and northern part of Nízký Jeseník Hills (with note to structure of Vrbno-Zone). Sbor. Věd. prací Vys. Šk. Báň. v Ostravě, Ř. horn.-geol., 17, 1, s. 125-135. Ostrava.
- Kumpera O.* (1972): Stratigrafie a stavba kulmu v sousedství zlatohorského rudního revíru. Sbor. Věd. prací Vys. Šk. Báň. v Ostravě. Ř. horn.-geol., 18, 4, s. 141-163. Ostrava.
- Kumpera O.* (1983): Geologie spodního karbonu jesenického bloku. Knih. Ústř. Úst. Geol., 59, 172 s. Praha.
- Losert J.* (1957): Ložiska a výskyty olověno-zinkových rud v severomoravském kulmu. Oderské vrchy – okolí Hrabůvky. Rozpravy Českoslov. Akad. věd, Ř. mat.-přír. věd, 67, 4, s. 1-53.
- Losert J.* (1962): Olověno-zinková ložiska a výskyty v Oderských vrších. Kom. Slez. Úst., 20, 51 s. Opava.
- Mísař Z., Dudek A., Havlena V., Weiss J.* (1983): Geologie ČSSR: Díl 1, Český masív. SPN, 333 s. Praha.
- Novák J.* (1978): Topografie dolování a výskytu rud v rudním revíru Fulnek – Odry. Sbor. GPO, 9, s. 70–72. Ostrava.
- Novák J., Štěpán V.* (1984): Báňsko-historický výzkum Hrubého Jeseníku a západní části Nízkého Jeseníku ložisek drahých a barevných kovů, 4. Ložisková oblast Ag-Pb-Cu rud v povodí řeky Bystřice-Lošov, Velká Bystřice, Hlubočky, Hrubá Voda. MS, Ústř. Úst. Geol., 44 s. Praha.
- Novák J., Štěpán V.* (1985): Ložisko Ag-Pb-Cu rud Lošov (Velká Bystřice) v kulmu Nízkého Jeseníku. Sbor. GPO, 30, s. 153-157. Ostrava.
- Novotný P., Král J., Zbirovský J.* (2008): Ověřovací práce v historických důlních dílech v okolí Velké Bystřice. Zpr. Vlast. Muz. Ol., 293-295, s. 58-73. Olomouc.
- Novotný P., Pauliš P.* (2006): Stříbro z Mariánského Údolí a kalcioepetersit z Domašova nad Bystřicí. Zpr. Vlast. Muz. Ol., přír. vědy, 285-287, s. 2-32. Olomouc.
- Novotný P., Pauliš P.* (2009): Pyromorfit z Hluboček-Mariánského Údolí. Zpr. Vlast. Muz. Ol., přír. vědy, 297, s. 34-38. Olomouc.
- Papoušková P.* (2003): Mineralogie drobných rudních výskytů v Údolí Bystřice. MS, dipl. práce, PřF UP. 86 s. Olomouc.

- Purkyňová E.* (1963): Fytostratigrafie moravskoslezského karbonu. Rozpravy Českoslov. Akad. Věd, Ř. matem. přír. věd, 73, 36 s. Praha.
- Rajlich P.* (1974): Variské polyfázové vrásnění a metamorfóza v Hrubém a Nížkém Jeseníku. Práce Odb. Přír. Věd Vlastivěd. Úst., 28, s. 1-47. Olomouc.
- Rost R.* (1956): Těžké minerály: Příručka k určování těžkých minerálů ve výplavcích. Nakladatelství Českoslov. Akad. Věd. 238 s. Praha.
- Sejkora J., Pauliš P., Škoda, R.* (2007): Uranové ložisko Zálesí v Rychlebských horách. Minerál, 15, 4, s. 305-238. České Budějovice.
- Slobodník M., Dolníček Z.* (2001): Základní charakteristika fluid z hydrotermální mineralizace u Hrabůvky, Nížký Jeseník. Geol. Výzk. Mor. Slez. v r. 2000, s. 52-54. Brno.
- Slobodník M., Muchez, P., Viaene, W.* (1995): Mikrotermometrické studium žilné mineralizace v kulmu u Domašova nad Bystřicí. Geol. Výzk. Mor. Slez. v r. 1994, s. 72-73. Brno.
- Skácel J.* (1968): Oblastní surovinová studie Jeseníky. MS, GP Ostrava. 1203 s.
- Švestka J.* (1996): Antropogenní součásti šlichových vzorků. Geol. Výzk. Mor. Slez. v r. 1995. s. 174-175. Brno.
- Vančurová M.* (2006): Mineralogie drobných rudních výskytů v kulmu Nížkého Jeseníku a Oderských vrchů. MS, bakal. práce, PŘF UP. 80 s. Olomouc.
- Zapletal J., Dvořák J., Kumpera J.* (1989): Stratigrafická klasifikace kulmu Nížkého Jeseníku. Věst. Ústř. Úst. Geol., 64, 4, s. 243-250. Praha.
- Zimák J.* (1994): Nové výskyty polymetalické mineralizace v údolí Bystřice (kulm Nížkého Jeseníku). Geol. Výzk. Mor. Slez. v r. 1993, 1, s. 69-70. Brno.
- Zimák J.* (1997): Hydrotermální zrudnění z lomu u Hrubé Vody (kulm Nížkého Jeseníku). Geol. Výzk. Mor. Slez. v r. 1996, s. 68-69. Brno.
- Zimák J., Losos Z., Novotný P., Dobeš P., Hladíková J.* (2002): Study of vein carbonates and notes to the genesis of the hydrothermal mineralization in the Moravo-Silesian Culm. Journ. Czech Geol. Soc., 47, 3-4, s. 111-122. Praha.
- Zimák J., Novotný P.* (2002): Minerály vzácných zemin na hydrotermálních žilách v kulmu Nížkého Jeseníku a Oderských vrchů. Čas. Slez. Muz., Vědy přír., 51, 2, s. 179-182. Opava.
- Zimák J., Novotný, P., Dobeš, P.* (2005): Hydrothermal mineralization at Domašov nad Bystřicí in the Nížký Jeseník Uplands. Bull. Geosci., 80, 3, s. 213-221. Praha.

Zimák J., Večeřa J. (1991): Mineralogická charakteristika Cu-Pb zrudnění na lokalitě „Zlatý důl“ u Hluboček-Mariánského Údolí u Olomouce. Acta Univ. Palacki. Olomuc., Fac. Rer. Nat., 3, Geographica-Geologica 30, s. 63-74. Olomouc.

Internetové zdroje:

(cit. 1): Bohuš M. (2001): Historická těžba zlata a dalších kovů v Mariánském Údolí, Online: <http://www.hlubocky.eu/historicka-tezba-zlata-a-dalsich-kovu-v-marianskem-udoli/>, foto zlatinky: J. Zimák, mapa. J. Zbirovský [cit. k 8.6. 2013]

(cit. 2): Staněk S. (2006): Zrudnění v lomu Milíře na Kružberské přehradě (Moravskoslezský kulm). Online: <http://slon.diamo.cz/hpvt/2006/tradice/T10.htm> [cit. k 8.5.2013]

(cit. 3): Online:

http://www.geology.cz/app/ciselniky/lokalizace/show_map.php?mapa=g50zj&y=535_900&x=1118800&s=1 [cit. k 5.5.2013]

(cit. 4): Online: <http://www.mapy.cz/#!x=17.402702&y=49.619977&z=13&l=16> [cit. k 8.6. 2013]