

UNIVERZITA PALACKÉHO V OLOMOUCI
PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA
KATEDRA GEOLOGIE

MINERALOGIE A PODMÍNKY VZNIKU
VYBRANÝCH MINERALIZACÍ V LOMU
POHLED (MOLDANUBIKUM)

DIPLOMOVÁ PRÁCE

Eva Mastíková

magisterský, Bi – GO

prezenční

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

Olomouc 2011

Čestně prohlašuji, že jsem diplomovou práci vypracovala samostatně, a že všechna použitá literatura je řádně citována.

V Olomouci dne 16. prosince 2011

.....
podpis

Ráda bych poděkovala svému vedoucímu diplomové práce RNDr. Z. Dolníčkovi Ph.D. za odborné vedení, konzultace a pomoc při terénním a laboratorním výzkumu. Dále bych chtěla poděkovat všem, kteří se nějakým způsobem podíleli na řešení mé diplomové práce. Práce byla podpořena projektem IGA UP PrF_2011_010.

Bibliografická identifikace:

Jméno a příjmení autora: Eva Mastíková

Název práce: Mineralogie a podmínky vzniku vybraných mineralizací v lomu Pohled (moldanubikum)

Typ práce: Diplomová práce

Pracoviště: Katedra geologie

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

Rok obhajoby: 2012

Abstrakt: Práce přináší nové poznatky k mineralogii žilných mineralizací a stanovení podmínek jejich vzniku. V lomu Pohled bylo rozpoznáno pět typů žilných mineralizací a jedna vtroušeninová molybdenitová mineralizace. Z toho čtyři (polymetalická, kalcitová, dolomitová a alpská) byly podrobně charakterizovány na základě makroskopického a mikroskopického studia, WDX analýz, fluidních inkluzí, stabilních izotopů a stopových prvků.

Polymetalická mineralizace je tvořena pyritem, sfaleritem, galenitem, pyrhotinem a arzenopyritem ± chalkopyritem ± gustavitem a joséitem ± scheelitem. Hlušínovými minerály jsou křemen, kalcit, ojediněle chlorit a muskovit. Kalcitová mineralizace je tvořena kalcitem, někdy s příměsí pyritu, křemene či fluoritu. Sporadicky se vyskytující dolomitová mineralizace tvoří většinou paragenezi dolomitu s kalcitem a křemenem. Mineralizace alpského typu jsou tvořeny křemenem, kalcitem, pyritem a chloritem, ojediněle i pyrhotinem, molybdenitem, muskovitem, živcem, allanitem ± titanitem ± markazitem ± scheelitem ± churchitem a rabdofánem.

Hydrotermální roztok, ze kterého krystalizovaly zkoumané mineralizace, byl nízko až středně salinní (0,2-11,2 hm.% NaCl ekv.). Jeho teplota se pohybovala od 40 do 250°C. Původ matečního fluida lze na základě hodnot $\delta^{18}\text{O}$ fluid (0 ± 4 ‰ SMOW) hledat v mořské vodě v kombinaci s vodou srážkovou. Hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ fluid (-3 až -16 ‰ PDB) odpovídají „hlubinnému“ až organickému uhlíku. Hodnoty $\delta^{34}\text{S}$ sulfidů se pohybují od +1 do +4 ‰ CDT, což odpovídá zdroji síry v okolních horninách.

Klíčová slova: moldanubikum, lom Pohled, mineralogie, fluidní inkluze, stabilní izotopy, REE

Počet stran: 88

Počet příloh: 0

Jazyk: Český jazyk

Bibliographical identification:

Autor's first name and surname: Eva Mastíková

Title: Mineralogy and formation conditions of selected mineralizations in the quarry Pohled (Moldanubicum)

Type of thesis: master

Department: Department of Geology

Supervisor: RNDr. Zdeněk Dolníček, Ph.D.

The year of presentation: 2012

Abstract: The thesis brings new knowledge to the mineralogy of vein mineralization and the conditions of their formation. In the Pohled quarry, there are distinguished five types of vein mineralizations and one disseminated Mo-mineralization. Out of these, four mineralizations (polymetallic, calcite, dolomite and Alpine-type) were characterized in detail, based on macroscopic and microscopic studies, WDX analysis, fluid inclusions, stable isotopes and REE.

Polymetallic mineralization consists of pyrite, sphalerite, galena, pyrrhotite and arsenopyrite ± chalcopyrite ± gustavite and joséite ± scheelite. The gangue minerals are quartz, calcite and occasionally chlorite and muscovite. The calcite mineralization consists of calcite, sometimes with admixtures of pyrite, quartz or fluorite. Sporadically occurring dolomite mineralization mainly consists of dolomite, calcite and quartz. The Alpine-type mineralization is formed by quartz, calcite, pyrite and chlorite, and occasionally by pyrrhotite, molybdenite, muscovite, feldspar, allanite ± titanite ± marcasite ± scheelite ± churchite and rhabdophane.

The hydrothermal fluid, from which examined mineralizations crystallized, had low to moderate salinity (from 0.2 to 11.2 wt. %NaCl eq.). The temperature ranged from 40 to 250°C. The origin of the hydrothermal fluid can be found in seawater in combination with meteoric water, based on the calculated fluid $\delta^{18}\text{O}$ values (0 ± 4 ‰ SMOW). The $\delta^{13}\text{C}$ values of fluid (from -3 to -16 ‰ PDB) correspond to the mixing of “deep“ and organic carbon. The

$\delta^{34}\text{S}$ values of sulphides range from +1 to +4‰ CDT, which correspond to the source of sulfur in the surrounding rocks.

Key words: Moldanubicum, Pohled quarry, mineralogy, fluid inclusion, REE, stable isotopes

Number of pages: 88

Number of appendices: 0

Language: Czech

Obsah

1. Úvod	9
2. Geologická pozice studované lokality	11
3. Mineralogické výzkumy na lokalitě Pohled.....	15
3.1. Žilná polymetalická mineralizace.....	15
3.2. Vtroušeninová molybdenitová mineralizace	19
3.3. Ostatní hydrotermální mineralizace.....	19
4. Metodika.....	21
5. Výsledky.....	27
5.1 Mineralogie vybraných typů mineralizací	29
5.1.1. Molybdenitové vtroušeninové zrudnění	29
5.1.2. Žilná polymetalická mineralizace.....	30
5.1.3 Žilná křemenná mineralizace	44
5.1.4 Žilná kalcitová mineralizace.....	44
5.1.5 Žilná dolomitová mineralizace	46
5.1.6 Mineralizace alpského typu.....	46
5.2. Studium fluidních inkluzí	53
5.2.1. Fluidní inkluze v kalcitech	53
5.2.2. Fluidní inkluze v dolomitech.....	56
5.2.3. Fluidní inkluze v křemenech	57
5.3. Studium stabilních izotopů	60
5.3.1. Izotopová termometrie.....	62
5.4. Stopové prvky.....	64
6. Interpretace a diskuze.....	68
6.1 Podmínky vzniku hydrotermálních mineralizací.....	68
6.1.1. Žilná polymetalická mineralizace.....	68

6.1.2. Žilná kalcitová mineralizace.....	71
6.1.3. Žilná dolomitová mineralizace.....	71
6.1.4. Mineralizace alpského typu.....	72
6.1.5. Vzájemné porovnání jednotlivých mineralizací.....	74
6.2 Porovnání s podobnými mineralizacemi	77
6.2.1. Polymetalická žilná mineralizace.....	77
6.2.2. Žilná kalcitová mineralizace.....	80
6.2.3. Žilná dolomitová mineralizace.....	80
6.2.4. Mineralizace alpského typu.....	81
7. Závěr.....	82
LITERATURA.....	84

1. Úvod

Lom Pohled je aktivní lom nacházející se ve stejnojmenné obci čtyři kilometry východně od Havlíčkova Brodu. Má přibližně kruhový půdorys a celkem 5 etáží (obr. 1). Těžba byla započata v roce 1939 a předpokládaná doba těžení je odhadována ještě na 8 let. Těženým materiálem je amfibolit, rula a žula, které jsou po úpravě drcením využívány pro silniční a drážní stavby. Z geomorfologického hlediska se lom nachází v oblasti Českomoravské vrchoviny a podle regionálně-geologického členění spadá do pestré skupiny moldanubika, situované blízko východního okraje moldanubického plutonu.

Lokalita Pohled spadá do střední části havlíčkobrodského rudního revíru, pro nějž jsou typické četné výskyty žilné Pb-Zn-Ag mineralizace. V této oblasti probíhala ve středověku intenzivní těžba a zpracování stříbrnosných rud. V kontrastu s významem revíru je jeho relativně malá prozkoumanost, zejména pokud jde o mineralogické poměry, chemismus jednotlivých minerálů a interpretaci geneze zrudnění. Výhodou lokality Pohled jakožto aktivního lomu je možnost studovat mineralizace in situ a na nezvětralých odkryvech. V neposlední řadě je třeba poznamenat, že daná lokalita je zajímavá i z hlediska výskytu jiných typů mineralizací, jako je například ojediněle se vyskytující mineralizace alpského typu.

Ve své práci se zabývám podrobnější mineralogickou a genetickou charakteristiku vybraných žilných a vtroušeninových mineralizací z lomu Pohled, a to na základě kombinace studia literatury a vlastního výzkumu. Práce si klade za cíl přinést nové poznatky k mineralogii žilných mineralizací a pokusit se zjistit, za jakých podmínek jednotlivé mineralizace vznikaly. Práce navazuje na nepublikovanou bakalářskou práci (Mastíková 2009) a přejímá z ní některá data.



Obr. 1.: Celkový pohled na lom Pohled.

2. Geologická pozice studované lokality

Moldanubická oblast Českého masivu je nejvýchodnější součástí moldanubické zóny variských internid. Tato jednotka se vyznačuje extrémně složitou a dlouhodobou variskou tektometamorfózou. Mísař et al. (1983) rozlišil 2 stádia metamorfózy: 1) starší dalradského typu (vyšší tlaky a nižší teploty) a 2) mladší (hercynskou) typickou nižšími tlaky a vyššími teplotami. Ke svým okolním jednotkám má moldanubikum tektonické omezení - na jihu se moldanubikum noří pod sedimenty alpské předhlubně, na JZ pod platformní sedimenty permu a mezozoika a na východní straně je moldanubikum nasunuto na okrajové jednotky moravsko-slezské oblasti (Mísař et al. 1983). Hlavní tektonickou linií je tzv. přibyslavská mylonitová zóna, která přeťala moldanubikum SSV-JJZ směru a představuje nasunutí východního moldanubika na mikrodesku Brunie během raných stupňů vývoje kolem 335 Ma (Žák et al. 2011). Stáří protolitu metamorfitů moldanubika se odhaduje přibližně od spodnoproterozoického po kambrické, možná až devonské (Cháb et al. 2008).

Obecně je moldanubikum charakterizováno silně metamorfovanými horninami proniknutými intruzivními tělesy granitoidních hornin a téměř chybějícím sedimentárním pokryvem (Chlupáč et al. 2002). Moldanubikum lze rozdělit do 3 hlavních skupin (Žák et al. 2001):

- 1) **Jednotvárná skupina (ostronská jednotka):** tvořena biotit-cordieritické migmatity a pararulami vzniklými z prevariského siliciklastického (meta-)sedimentárního protolitu.
- 2) **Pestrá skupina (drosendorfská jednotka):** tvořená biotit-sillimanitickými pararulami s pestrými vložkami mramoru, amfibolitu a kvarcitu.
- 3) **Gföhlská jednotka:** tvořená ortorulami a granulity.

Definitivní vzhled byl sjednocen nízkotlakovou vysokoteplotní (LP/HT) metamorfózou spojenou s četnými granitoidními intruzemi (Cháb et al. 2008). Před proniknutím granitů se migmatity zchladily a byly exhumovány rychlostí 6-7 mm/rok do hloubky <9 km.

Magma variských granitoidů ve východní části moldanubika vystoupilo podél hlubinných zlomů mezi 330 a 300 Ma. Největším tělesem je moldanubický pluton o rozloze 6000-10 000 km². Tyto batolity jsou tvořeny různými typy žul (Žák et al. 2011):

- 1) **Typ Weinsberg:** tvořený hrubozrnnou biotitickou žulou s porfyrickými vyrostlicemi K-živců, datovanou v rozmezí 331-323 Ma.
- 2) **Typ Eisgarn:** tvořený peraluminickou dvojslídnu žulou, datovanou v rozmezí 328-327 Ma.
- 3) **Typ Mauthausen/Freistadt:** tvořený mladší biotitickou žulou až granodioritem, datovanými v rozmezí 317-300 Ma.

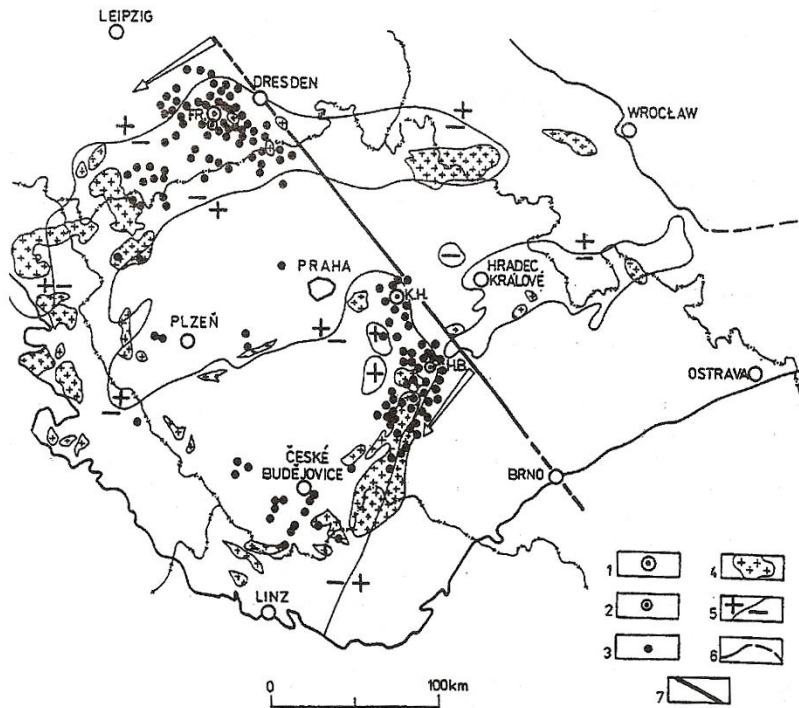
Jednotlivé intruze jsou lokalizovány do dvou navzájem kolmých směrů, SSV-JJZ a ZSZ-VJV. Zatímco batolity směru ZSZ-VJV jsou zastoupeny všemi typy žul, batolity směru SSV-JJZ jsou tvořeny pouze typem Eisgarn (Žák et al. 2011).

Okolí lokality Pohled náleží do monotónní skupiny havlíčkobrodského krystalinika, které spadá do pestré skupiny moldanubika (drosendorfská jednotka) Českého masivu blízko východního okraje moldanubického plutonu. Charakteristické pro širší okolí jsou různě intenzivně migmatitizované pararuly. Výchozí horninou jsou drobové břidlice, zčásti droby a jílovité břidlice (Cháb, Suk 1977). Migmatitizace probíhala v hloubce asi 21 km při teplotě 730°C a tlaku až 6 kbar, pomocí U-Pb stáří monazitu je datována na cca 329 Ma (Žák et al. 2001). Obecně v moldanubiku vzrůstá migmatitizace směrem k jihozápadu (Cháb, Suk 1977). Další silně metamorfovanou horninou je amfibolit. Dle původu lze amfibolity rozdělit do dvou skupin: první vznikly metamorfózou bazických hornin, druhá skupina pochází z vulkanosedimentárních hornin. Amfibolitová tělesa tvoří na lokalitě Pohled vložky o mocnosti do 10 m (<http://pruvodce.geol.cechy.sci.muni.cz/pohled/pohled.htm>). Magmatické horniny jsou zastoupeny dvojslídnu granitem typu Eisgarn („pohledská žula“). Jeho geneze je spojována s melechovským masivem moldanubického plutonu (Beneš 1963). Celková stavba velmi připomíná žilné horniny typu mikrogranitů. Aplitové žíly mají mocnost od několika centimetrů do několika decimetrů a protínají všechny typy hornin (<http://pruvodce.geol.cechy.sci.muni.cz/pohled/pohled.htm>). Pegmatitové žíly jsou méně hojné. Jejich stavba je zonální s granitickou a blokovou jednotkou a na okraji s aplitovým lemem. Mocnost žil dosahuje 40–70 cm (Welser, Záruba 2004, Mastíková 2009). Poměrně častým jevem jsou uzavřeniny ultrabazických hornin v rule. Jejich přítomnost je zvláště antofylitovým reakčním lemem (Turek 2006, Mastíková 2009). Na lokalitě byly nalezeny dva typy uzavřenin. První typ byl klasifikován jako dunit a druhý jako hornblendit (Turek, 2006).

Dalšími horninami, zastoupenými v malém množství, jsou amfibolit, eklogit a pyroxenit (Mastíková 2009).

Celý horninový komplex metamorfovaných hornin má průběh foliace SSZ-JJV se sklonem k ZJZ. Běžné je lokální provrásnění a silné tektonické porušení hornin puklinovými a klivážovými systémy (<http://pruvodce.geol.cechy.sci.muni.cz/pohled/pohled.htm>). Pukliny mají směr SZ-JV nebo SV-JZ se sklonem 8-90°, přičemž převažuje sklon okolo 70°. Místa jsou horniny prostoupeny až několik metrů mocnými mylonitovými zónami (<http://pruvodce.geol.cechy.sci.muni.cz/pohled/pohled.htm>).

Z hlediska výskytu rudních mineralizací je oblast východně od Havlíčkova Brodu známá jako Havlíčkobrodský rudní revír. Počátek těžby stříbrnosných rud se odhaduje od poloviny 13. století (<http://www.muzeumhb.cz/havlikobrodsko-region/history-of-mining/>). V současné době není žádné ložisko těžebně využíváno (Kembický 1984). Poslední průzkumné a těžební práce proběhly v 60. letech 20. století (Dobeš, Malý 2001). Havlíčkobrodský rudní revír je tvořený polymetalickými sulfidickými rudami Pb-Zn-Ag asociace *k-pol* (obr. 2), které se vyznačují vysokým obsahem Fe-sulfidů, sfaleritem bohatým na železo a se zvýšeným obsahem Mn, Sn a In a četnými odmíšeninami chalkopyritu, pyrhotinu a někdy staninu, galenitem bohatým na stříbro, přítomností vzácného kasiteritu, jamesonitu, Ag-minerálů, aj. (Bernard 2000). Rudní ložiska tohoto revíru jsou vázány na zóny hydrotermální alterace s různě vyvinutým obsahem sulfidů barevných kovů. Rudní pásma jsou hojná a jsou orientována v různých směrech, od V-Z do S-J (Hak, Johan 1961). Nejen Bernard et. al (1969) poukazuje na podobnost zdejších žil s žilami kutnohorskými.



Obr. 2: Ložiska a výskyty žilné kyzové polymetalické mineralizace (asociace *k-pol*) v Českém masívu: 1 – dříve ekonomicky významné rudní revíry (K.H. – Kutná Hora, FR. – Freiberg), 2 – méně významný revír (H.B. – Havlíčkův Brod), 3 – další ložiska a výskyty, 4 – středně variské žuly, 5 – rozhraní pozitivních a negativních regionálních gravimetrických anomálií, 6 – ohraničení Českého masívu, 7 – labský lineament, s prodloužením do Dlouhé meze. Šipky vyznačují směr, kterým klesá význam žil asociace *k-pol* a do značné míry i obsah Ag (Bernard 2000).

3. Mineralogické výzkumy na lokalitě Pohled

V lomu Pohled bylo nalezeno vtroušeninové Mo-zrudnění a následující typy žilné mineralizace: žíly s polymetalickým zrudněním, žíly pouze s křemenem, žíly s kalcitem, žíly alpského typu, žíly s palygorskitem (Mastíková 2009). Výzkum na lokalitě byl především zaměřen na žilné polymetalické zrudnění, méně pak na ostatní typy mineralizací.

3.1. Žilná polymetalická mineralizace

Polymetalické sulfidické rudy byly zkoumány z pohledu geochemického i ložiskového s uplatněním nejrůznějších geofyzikálních metod (např. spontánní polarizace, odporová metoda kombinovaného profilování, metalometrie, aj.) za účelem ověření možných ložiskových akumulací rud barevných kovů. Poznatky z prací Havelkové (1961) a Kembického (1984) ukazují, že lokalita Pohled je nadějná na ložiskový výskyt rud barevných kovů.

Mineralogické práce se soustředily na studium geologické pozice, minerálního složení žil, popis a chemické složení jednotlivých minerálů (Hak, Johan 1961; Tuček 1970; Dobeš, Malý 2001; Mastíková 2009). Mastíková (2009) studovala až 30 cm mocnou žílu směru SZ-JV se sklonem 59°, tvořenou hlavně pyrhotinem a černým sfaleritem, uloženou v alterované rule. Na rudní žíle a v jejím nejbližším okolí autorka měřila magnetickou susceptibilitu a obsahy Th, U a K. Nejvyšší hodnoty obsahů radioaktivních prvků i magnetické susceptibility byly v alterovaných horninách bezprostředně v okolí žíly, z čehož vyplývá, že při vzniku zrudnění došlo k přínosu K, U a Th do okolní horniny, a k formování magnetických minerálů. Ve větší vzdálenosti od žíly, kam již nedosahovala alterace, se hodnoty v obou směrech výrazně snížily a následně ustálily (Mastíková 2009). Ostatní žíly s polymetalickým zrudněním mají mnohem menší mocnosti (mm – cm). Většinou jsou rudní minerály pouze příměsí křemenných nebo kalcitových žil a jejich samostatný výskyt je spíše ojedinělý (Mastíková 2009). Nacházejí se hlavně v amfibolitu, částečně i v rule (Tuček 1970).

Nejběžnějším rudním minerálem je **sfalerit** černohnědé až černé barvy, který v lomu Pohled tvoří často monominerální žilky, místy přecházející až v nepravidelné akumulace (Tuček 1970). Uzavírá v sobě ostatní sulfidy (pyrit, pyrhotin a chalkopyrit) a to ve formě inkluzí nebo žilkovitých průniků, časté jsou i žilky křemene. Inkluze jsou nejčastěji nepravidelné, běžně však i izometrické, jen zřídka mají tyčinkovitou podobu (Dobeš, Malý

2001). Sfalerit je vystaven intenzivní metasomatóze za vzniku metakrystalů křemene (Tuček 1970). Vyznačuje se vysokým obsahem železa (13-14 hmot. %) a manganu (0,2-1 hmot. %) (Bernard et al. 1969). Dále je sfalerit jediným nositelem india (Tuček 1970). Studium indiové anomálie v Pohledu se zabývali Hak a Johan (1961), kteří kvantitativní chemickou analýzou ve sfaleritu zjistili obsah FeS 22–24 mol. %, kdežto rentgenometricky pouze 11–13 mol.% FeS. Velký rozdíl v naměřených hodnotách se Hakovi a Johanovi (1961) nepodařilo objasnit. Pomocí kvalitativní spektrální analýzy byly zjištěné příměsi sfaleritu rozděleny na několik skupin. Jako izominerální prvky lze považovat Cd, Co, Fe, Ga, Hg, In, Mn a Ni, anizominerální jsou pak Al, Ca, Mg, Si, Ti, u ostatních prvků je jejich forma výskytu problematická. K substituci india ve sfaleritu nedochází plynule, ale skokem. Obsah india u jednotlivých vzorků kolísá v širokých mezích 0,009 až 0,215 hmot. %. Sfalerity v amfibolitech mají vyšší obsahy In, než sfalerity v pararulách. Maximální obsah india, 0,215 hmot. %, představuje nejvyšší koncentraci zjištěnou v Českém masivu (Hak, Johan 1961).

Běžně se se sfaleritem nachází **galenit**. Často také tvoří samostatné žilky nebo zrnité agregáty o velikosti 1-2 cm. Jeho mikroskopické agregáty jsou pouze xenomorfní, štěpné plochy i trhliny jsou běžně zprohýbané. Podél těchto trhlín je galenit občas přeměněn na anglesit. Relativně často obsahuje mikroskopické vrstvice minerálů stříbra a je proto hlavním nositelem stříbra v revíru (Dobeš, Malý 2001). Běžné jsou i nepatrné uzavřeniny dyskrazitu či čirého kasiteritu (Bernard et al. 1969). Nově byly v galenitu nalezeny inkluze chalkopyritu a také bismutu (Mastíková 2009).

Pyrit se vyskytuje společně se sfaleritem jako kolomorfní akumulace (Tuček 1970). Podle Dobeše a Malého (2001) je právě pyrit nejvýrazněji převládajícím sulfidem. Nejčastěji je masivní, krystaly lze najít spíše výjimečně. V lomu Pohled byly zjištěny největší krystaly o velikosti 4 cm. Běžně se krystaly pyritu objevují v hydrotermálně alterovaných horninách, kde dosahují velikosti až do 2 cm. U některých pyritů byly také zjištěny charakteristické struktury ukazující na vznik sulfurizací pyrhotinu (struktury typu „bird's eyes“). V homogenních pyritových partiích jsou uzavřeny nepravidelné, neostře ohraničené agregáty porézniho pyritu, které jsou často detailně prorostlé markazitem. Při hranicích srůstů s hlušinou je pyrit obvykle automorfní a větší pyritové agregáty jsou velmi často rozpraskané (Dobeš, Malý 2001).

Vzácně je součástí žil i mikroskopický **chalkopyrit**. Nejčastěji se vyskytuje jako inkluze ve sfaleritu či galenitu, xenomorfní zrna vytváří v asociaci s pyritem (Mastíková 2009). Tuček (1970) uvádí jako vzácnou uzavřeninu i valeriit (?) tvořící keříčkovité útvary.

Arsenopyrit tvoří pouze místní akumulace se sfaleritem a löllingitem (Tuček 1970). Mikroskopicky se nachází na okrajích zrn pyritu, s kterým společně po určitou dobu krystalizoval (Mastíková 2009). Automorfní až hypautomorfní krystaly jsou často rozpraskané, někdy vytváří typické trojčatné srostlice (Dobeš, Malý 2001).

Výskyt **löllingitu** je vázán na centrální partie arzenopyritových krystalů. Zrna jsou většinou xenomorfně omezená, bylo však pozorováno i hypidiomorfní omezení prizmaticky protažených krystalů löllingitu (Hak, Johan 1961).

Pyrhotin se vyskytuje mikroskopicky v asociaci s pyritem, nebo ve formě žilek a inkluzí ve sfaleritu (Mastíková 2009). Neobvyklým objevem byla žíla s masivním zrudněním tvořená výhradně pyrhotinem a pyritem (Dobeš, Malý 2001).

Mikroskopicky byly zjištěny **kasiterit, stanin, tetraedrit, pyrargyrit, markazit, dyskrazit**. Agregáty kasiteritu velké do 30 μm se vyskytují ve sfaleritu v asociaci se staninem. Stanin tvoří nepravidelné agregáty nebo žilkové formy ve sfaleritu. Tetraedrit tvoří inkluze v galenitu o velikosti do cca 0,1 mm. Ve formě inkluzí ve sfaleritu a galenitu byl zjištěn i pyrargyrit. Markazit tvoří anizotropní část porézních pyrit-markazitových agregátů vzniklých pravděpodobně z pyrhotinu (Dobeš, Malý 2001). Dyskrazit je vázán výhradně na agregáty galenitu. Vytváří v něm nerovnoměrně rozmístěné inkluze velikosti setin až tisícín milimetru, převážně izometrického, méně jednostranně protaženého habitu (Hak, Johan 1961).

Když se zaměříme na posloupnost krystalizace jednotlivých minerálů, tak nejstarší je sfalerit, pak vznikl pyrhotin, pyrit, chalkopyrit, galenit a nejmladší je arzenopyrit. Sukcese byla stanovena na základě mikroskopického výzkumu (Mastíková 2009). Podle Haka, Johana (1961) probíhal minerogenetický proces souvisle, bez projevů intramineralizační tektoniky. Posloupnost krystalizace uvádějí následovně (od nejstarší po nejmladší): löllingit, arzenopyrit, pyrit, pyrhotin, chalkopyrit, sfalerit, dyskrazit a nejmladší galenit.

Nejrozšířenějším sekundárním minerálem je limonit. Vyplňuje dutiny po rozložených sulfidech, běžný je i v haldovém materiálu. Povlaky o síle maximálně 2-3 mm tvoří také blíže neurčené oxidy manganu. Běžný, ale málo nápadný sádrovec, tvoří jehlicovité číré krystaly, o velikosti max. 5 mm (Dobeš, Malý 2001). V malém množství byl nalezen i malachit (Tuček 1970). V haldovém materiálu je častý jarosit, který tvoří žluté práškovité povlaky. Bílé až žlutooranžové povlaky tvoří minerál rozenit (Dobeš, Malý 2001).

Polymetalická mineralizace lomu Pohled byla studována i z pohledu izotopové geochemie S, C a O (Malý, Dolníček (2005) a Dobeš, Malý (2001)). Izotopové složení síry bylo stanovováno u sulfidů, izotopové složení uhlíku a kyslíku byly provedeny u karbonátů. Izotopová termometrie, založená na izotopech síry, nasvědčuje vysokoteplotnímu charakteru pohledské polymetalické mineralizace. Dobeš, Malý (2001) uvádějí teplotu vzniku cca 450 až 500 °C; Malý, Dolníček (2005) pak o něco menší cca 350-450 °C. Izotopové složení síry sulfidů je homogenní, hodnoty $\delta^{34}\text{S}$ se pohybují mezi +4 až +5 ‰ CDT. Tyto hodnoty jsou blízké izotopovému složení síry okolních hornin (Malý, Dolníček 2005). Homogenní izotopové složení síry ukazuje na relativně stabilní podmínky vzniku zrudnění: neměnný zdroj síry, malé změny teploty, málo proměnlivé pH a Eh hydrotermálního roztoku (Dobeš, Malý 2001). Vypočítané hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ vody hydrotermálního roztoku jsou vysoké (+4 až +10 ‰ SMOW) a to kvůli izotopové výměně kyslíku mezi hydrotermálním roztokem a kyslíkatými minerály matečných hornin, k níž docházelo za vysokých teplot (Malý, Dolníček 2005). Hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ jsou charakteristické pro vody magmatického či metamorfního původu. Hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ fluid (cca -5 až -8 ‰ PDB) signalizují přítomnost „hlubinného“ uhlíku či uhlíku tzv. homogenizované zemské kůry. Vysokoteplotní mineralizace jsou geneticky asociované s variskými magmatickými a metamorfními procesy (Malý, Dolníček 2005).

Dále byla rudní mineralizace studována i z pohledu fluidních (plynokapalných) inkluzí v křemenu. Orientačně se jimi na lokalitě Pohled zabývali pouze Dobeš, Malý (2001) a Ondřík (1996). Ondřík (1996) popisuje inkluze s podílem plynné fáze 15–30 %, s teplotními homogenizacemi od 184 do 350 °C. O něco konkrétnější jsou Dobeš a Malý (2001). Ti zjistili, že fluidum je heterogenní, typu $\text{H}_2\text{O}-(\text{CO}_2-\text{CH}_4)$. Plynná fáze obsahuje přibližně 65 až 70 mol.% CO_2 a 30 až 35 mol.% CH_4 . Fluidum bylo v inkluzích zachyceno pravděpodobně za podmínek částečné nemísivosti vodné a plynné fáze při teplotě pod 300°C. Salinita mezi 1 až 4 hm.% NaCl ekv..

3.2. Vtroušeninová molybdenitová mineralizace

Jediný nález tohoto zrudnění byl nalezen v západní části třetí etáže lomu. Molybdenit byl identifikovaný v odraženém světle (Mastíková 2009), rentgenovou fluorescencí (Moupic, Tošer 1985) a WDX analýzou (Seidlová 2011). Vyskytoval se ve formě vtroušeninového zrudnění v granitech až granodioritech, v jednom případě na rozhraní dvou litotypů, migmatitu a granitu, v rozsahu několik m až desítek m. Molybdenit vytváří 1-2 mm velké šupiny nebo radiálně paprscité agregáty o průměru 4-8 mm, které jsou v hornině nepravidelně (Seidlová 2011) až pravidelně (Moupic, Tošer 1985) rozptýleny. Spolu s ním se pravděpodobně vyskytoval ilmenit, pyrit, chalkopyrit a snad i nafialovělý fluorit. Chemismus molybdenitu je velmi primitivní, obsah Mo je okolo 60 hm. %, S okolo 40 hm. %. Většina minoritních prvků měla své obsahy pod mezí stanovitelnosti (Re, Sb), nebo nebyly vůbec detekovány (As, Te, Bi). Nepatrně vyšší obsah byl u W, Fe, Se a Sn (Seidlová 2011). Mastíkovou (2009) byl Mo-granit podroben chemické analýze. Při porovnání s obyčejným (nealterovaným) granitem má Mo-granit výrazně vyšší obsah uranu (30,6 ppm), thoria (21,6 ppm), síry (2 hmot. %) a nižší obsahy Si, K, Ca, Na a P. Obsah C (0,22 hmot. %) je srovnatelný s alterovaným granitem. Na příčném profilu přes hnízdo Mo-zrudnění byla též měřena a vzájemně porovnávána magnetická susceptibilita, a obsahy Th, U a K. Největší hodnoty byly naměřeny v nejbližším okolí zrudnění, což nasvědčuje přínosu K, U i Th během formování Mo-zrudnění (Mastíková 2009).

3.3. Ostatní hydrotermální mineralizace

Kromě žil s polymetalickým zrudněním byly v lomu nalezeny hydrotermální žíly tvořené v malé či větší míře křemenem a karbonáty (kalcit, dolomit) (Tuček 1970). Mastíková (2009) popisuje žíly s křemenem, kalcitem, žíly alpského typu a žíly s palygorskitem.

Křemenné žíly se vyskytují převážně v jv. části lomu, v pararulách, podstatně méně v amfibolitech (Hak, Johan 1961). Křemen je bílé nebo šedé barvy. Poměrně časté jsou drobné krystaly v dutinách, místy s přechody do křišťálu (Dobeš, Malý 2001).

Kalcitové žilky jsou tvořeny buď samotným kalcitem, nebo s příměsí jiných minerálů. Kalcit tvoří povlaky nebo hrubě až jemně zrnité agregáty, bílé až šedé barvy. Doprovodnými minerály mohou být pyrit, křemen či fluorit. V roce 2007 byla nalezena ve východní části

spodní etáže lomu kalcitová žilka s modrozeleným a fialovým fluorit. Fluorit se vyskytoval ve formě povlaků a drobných krystalů (krychlí) (Mastíková 2009).

Ojedinělý nález žíly alpského typu odhalil výskyt allanitu. Allanit tvořil až 0,5 cm velké jehličkovité agregáty šedé barvy. Ostatními běžnými minerály byly šedý místy drúzovitý křemen, tmavě zelený chlorit, pyrit, pyrhotin a molybdenit (Mastíková 2009).

4. Metodika

Terénní výzkum probíhal od roku 2007. Byl zaměřen na dokumentaci výskytu žilných a vtroušeninových mineralizací. Sklon a směr hydrotermálních žil byly měřeny pomocí geologického kompasu. Naměřené hodnoty byly zpracovány v programu StereoNet. Diagramy pólů žil jsou promítány na spodní polokouli Lambertovy projekce. Dále proběhl odběr reprezentativních vzorků pro pozdější laboratorní výzkum. Veškerá fotografická dokumentace byla pořízena digitálním fotoaparátem Canon Powershot S5IS, nebo Olympus C-7070.

V laboratorní části byly podrobně zpracovány a zhodnoceny odebrané vzorky. Výbrusy zhotovené v laboratoři Katedry geologie PřF UP v Olomouci byly studovány pomocí badatelského mikroskopu Olympus BX 50 pro pozorování v procházejícím i odraženém světle, vybaveném digitálním fotoaparátem Olympus C-7070, kterým byla zhotovena i fotografická dokumentace. Mineralogicky zajímavé výbrusy byly naleštěny na leštičce Struers RotoPol-35 s použitím diamantových leštících suspenzí o zrnitosti 3, 1 a 0,25 μm .

Pro specifikaci podmínek vzniku vybraných mineralizací byly studovány fluidní inkluze. Z některých vzorků (neštěpných, špatně průhledných) byly vyhotoveny oboustranně leštěné preparáty, lepené za studena vteřinovým lepidlem, které byly po zdokumentování následně odlepeny od podložního skla pomocí nitrometanu a rozlámány na potřebnou velikost. Fluidní inkluze byly studovány pomocí optické mikrotermometrie na přístroji LINKAM THMSG 600 na Katedře geologie PřF UP Olomouc. Přesnost měření teploty je u použité aparatury $\pm 0,1$ $^{\circ}\text{C}$ v intervalu -56 až $+50$ $^{\circ}\text{C}$, ± 1 $^{\circ}\text{C}$ při teplotách nad 200 $^{\circ}\text{C}$. Studovány byly následující fázové změny v inkluzích: teploty homogenizace (T_h), teploty zamrznutí (T_f), teploty eutektika (T_e) a teploty tání ledu (T_m), z níž bylo možné vypočítat salinitu fluid. Salinita fluidní fáze byla stanovena podle Bodnara (1993), podle rovnice

$$\text{Salinita (hm. \% NaCl)} = 0,000 + 1,78 \cdot T_m - 0,000442 \cdot T_m^2 + 0,000557 \cdot T_m^3$$

kde T_m je absolutní hodnota teploty tání ledu.

Vzorky pro studium stabilních izotopů byly pečlivě vyseparovány od okolí. U křemene bylo nutné pro odstranění zbytků karbonátů a sulfidů vyluhování v kyselině chlorovodíkové a následné vyvaření v kyselině dusičné a destilované vodě. Poté byly vzorky

rozetřeny v achátové mističce na analytickou jemnost a následně poslány na analýzy stabilních izotopů kyslíku do Institutu mineralogie a geochemie univerzity v Lausanne. Analýzy byly prováděny na hmotnostním spektrometru Finnigan MAT 253 analytičkou Benitou Putlitz. Kyslík z křemene byl uvolňován fluoračním činidlem BrF₅ při teplotě 500-650°C a následně redukován uhlíkem na CO₂. Analýzy izotopového složení karbonátů a sulfidů byly provedeny na hmotnostním spektrometru Finnigan MAT 251 v laboratořích oddělení stabilních izotopů na ČGS v Praze (analyzovaly Mgr. I. Jačková a Ing. Z. Lněničková). CO₂ byl z karbonátů uvolněn reakcí se 100% kyselinou fosforečnou ve vakuu. Sulfidy byly oxidovány oxidem měďnatým na SO₂ při teplotě 800°C ve vakuu. Výsledky jsou vztaženy ke standardům PDB, SMOW a CDT. Přesnost měření byla ±0,1 ‰ SMOW pro kyslík, ±0,05 ‰ PDB a pro uhlík ±0,2 ‰ CDT pro síru. Izotopové složení matečných fluid bylo vypočítáno pomocí frakcionačních rovnic. Frakcionační rovnice jsem převzala podle různých autorů z internetové stránky <http://www2.ggl.ulaval.ca/cgi-bin/isotope/generisotope.cgi> a jsou shrnuty v tabulce 1. Jejich obecnou podobu lze vyjádřit jako:

$$1000 \ln \alpha = A \cdot 10^6 \cdot T^{-2} + B \cdot 10^3 \cdot T^{-2} + C$$

nebo

$$1000 \ln \alpha = A \cdot 10^9 \cdot T^{-3} + B \cdot 10^6 \cdot T^{-2} + C \cdot 10^3 \cdot T^{-2} + D$$

T je teplota v Kelvinech, A, B, C a případně D jsou experimentálně stanovené konstanty.

Tab. 1: Frakcionační rovnice použité při výpočtu izotopického složení matečných fluid.

Stabilní izotopy	Systém	Konstanty frakcionační rovnice	Autor	Platnost rovnice
$\delta^{18}\text{O}$	kalcit - voda	A: 2,78; B: 0,00; C: -2,89	O'Neil et al. (1969)	0-500°C
	dolomit - voda	A: 4,06; B: -4,65; C: 1,71	Zheng (1999)	0-1200°C
	křemen - voda	A: 4,48; B: -4,77; C: 1,71	Zheng (1993)	
$\delta^{13}\text{C}$	kalcit – HCO_3	A: 0,095; B: 0,00; C: 0,90	Deines et al. (1974)	0-100°C
	kalcit – CO_2	A: -0,89; B: 8,56; C: -18,11; D: 8,27	Ohmoto & Rye (1979)	<600°C
	dolomit – CO_2	A: -0,89; B: 8,74; C: -18,11; D: 8,44	Ohmoto & Rye (1979)	<600°C
$\delta^{34}\text{S}$	sfalerit – H_2S	A: 0,10; B: 0,00; C: 0,00	Ohmoto & Rye (1979)	50-705°C
	pyrit – H_2S	A: 0,400; B: 0,00; C: 0,00	Ohmoto & Rye (1979)	200-700°C
	pyrhotin – H_2S	A: 0,100; B: 0,00; C: 0,00	Ohmoto & Rye (1979)	200-600°C

Údaje o chemismu minerálů se opírají o výsledky, které byly stanoveny elektronovou mikrosondou Cameca SX 100 na Ústavu geologických věd PřF MU v Brně (analyzátor P. Gadas). Získané hodnoty byly zpracovány programem Excel pomocí jednoduchých algoritmů. Pro stanovení jednotlivých komponent byly použity následující analytické čáry, krystaly a standardy:

Pro **galenity a chalkopyrity**: S: $K\alpha$ čára, PET, FeS_2 ; Ag: $L\alpha$ čára PET, ryzí Ag; Sb: $L\beta$ čára, PET, elementární Sb; Pb: $M\alpha$ čára, LPET, PbS ; Bi: $M\beta$ čára, LPET, elementární Bi; Cd: $L\beta$ čára, LPET, CdTe ; Hg: $M\alpha$ čára, LPET, HgTe ; Cu: $K\alpha$ čára, LLIF, chalkopyrit; Fe: $K\alpha$ čára, LLIF, FeS_2 ; Co: $K\alpha$ čára, LLIF, ryzí Co; Ni: $K\alpha$ čára, LLIF, pararammelsbergit; As: $L\beta$ čára, TAP, pararammelsbergit; Se: $L\beta$ čára, TAP, PbSe ; Zn: $K\alpha$ čára, LLIF, ZnS ; Cl: $K\alpha$ čára, PET, PbCl_2 . Velikost svazku: 0 μm , parametry svazku: 25keV, 20nA.

Pro **pyrity, arzenopyrity, pyrhotiny a sfalerity**: S: $K\alpha$ čára, PET, FeS_2 ; Ag: $L\alpha$ čára, PET, ryzí Ag; Zn: $K\alpha$ čára, LLIF, ZnS ; Fe: $K\alpha$ čára, LLIF, FeS_2 ; Ni: $K\alpha$ čára, LLIF, pararammelsbergit; Mn: $K\alpha$ čára, LLIF, ryzí Mn; Cu: $K\alpha$ čára, LLIF, chalkopyrit; Co: $K\alpha$

čára, LLIF, ryzí Co; As: L β čára, TAP, pararammelsbergit; Se: L β čára, TAP, PbSe; Cd: L β čára, LPET, CdTe; In: L α čára, LPET, InAs. Velikost svazku: 0 μ m, parametry svazku: 25keV, 20nA.

Pro **bismut, gustavit a joséit**: Te: L β čára, PET, Bi₂Te₂; Sb: L β čára, PET, elementární Sb; S: K α čára, PET, FeS₂; Bi: M β čára, LPET, ryzí Bi; Pb: M α čára, LPET, PbS; Cd: L β čára, LPET, CdTe; Cu: K α čára, LLIF, ryzí Cu; Fe: K α čára, LLIF, FeS₂; Se: L β čára, TAP, PbSe; As: L β čára, TAP, pararammelsbergit; Au: M α (L α) čára, TAP (LLIF), ryzí Au; Cl: K α čára, PET, PbCl₂. Velikost svazku: 0 μ m, parametry svazku: 25keV, 20nA.

Pro **scheelit**: Ta: M α čára, TAP, Cr₂Ta₂O₆; Ca: K α čára, LPET, andradit; Nb: L α čára, PET, columbit; Ti: K α čára, TiO; Sn: L α čára, PET, ryzí Sn; W: L α čára, LLIF, ryzí W; Fe: K α čára, LLIF, columbit; Mn: K α čára, LLIF, rodonit; Pb: M α čára, LPET, PbSe; Mo: L α čára, LPET, ryzí Mo; Bi: M β čára, LPET, ryzí Bi; Si: M β čára, LPET, andradit; Y: L α čára, TAP, YAG; Sc: K α čára, LLIF, ScVO₄; Hf: L α čára, LLIF, ryzí Hf; Al: K α čára, TAP, chromit; Mg: K α čára, TAP, olivín; P: K α čára, PET, fluorapatit; Sb: L β čára, PET, elementární Sb; As: L α čára, TAP, InAs. Velikost svazku: 3 μ m, parametry svazku: 15keV, 10nA.

Pro **allanit, churchit, rabdofán**: Na: K α čára, TAP, albit; Si: K α čára, TAP, titanit; Al: K α čára, TAP, andalusit; Mg: K α čára, TAP, olivín; Y: L α čára, TAP, YGI; La: L α čára, TAP, LaB₆; Ce: L α čára, LPET, CeAl₂; U: M β čára, LPET, ryzí U; Fe: K α čára, LPET, andradit; Cr: K α čára, LLIF, andradit; Cr: K α čára, LLIF, chromit; Mn: K α čára, LPET, rodonit; Ca: K α čára, LLIF, titanit; Ti: K α čára, PET, titanit; Pr: L β čára, PET, PrF₃; Sm: L α čára, LLIF, SmF₃; Nd: L β čára, LLIF, NdF₃; Gd: L β čára, LLIF, GdF₃; Dy: L β čára, LLIF, REE_4; Er: L β čára, LLIF, YErAG; Th: M α čára, LLIF, ryzí Th; K: K α čára, PET, sanidin; F: K α čára, PC1, topaz; Zr: L α čára, TAP, zirkon; Sr: L α čára, TAP, SrSO₄. Velikost svazku: 5 μ m, parametry svazku: 15keV, 20nA.

Pro **chlorit**: Na K α čára, TAP, albit A; Si K α čára, TAP, sanidin; Al K α čára, TAP, sanidin; Mg K α čára, TAP, MgAl₂O₄; Cr K α čára, LPET, chromit; K K α čára, PET, sanidin; Ca K α čára, PET, andradit; Ti K α čára, LPET, titanit; Fe K α čára, LLIF, almandin; Mn K α čára, LLIF, spessartin; Zn K α čára, LLIF, gahnit; Ni K α čára, LLIF, elementární Ni; Cl K α čára, LPET, NaCl; Ba L β čára, LPET, benitoit; F K α čára, PC1, topaz; P K α čára, PET, fluorapatit. Velikost svazku: 4 μ m, parametry svazku: 15keV 10nA.

Pro **kalцит**: Ca K α čára, PET, andradit; K K α čára, PET, sanidin; Fe K α čára, LLIF, andradit; Mg K α čára, TAP, MgAl₂O₄; S K α čára, LPET, baryt; P K α čára, LPET, apatit; Mn K α čára, LLIF, rodonit; Sr L α čára, TAP, SrSO₄; Zn K α čára, LLIF, ZnO; Si K α čára, TAP. Velikost svazku: 8 μ m, parametry svazku: 15keV 10nA .

Pro **apatit**: Mn K α čára, LLIF, spessartin; Fe K α čára, LLIF, almandin; P K α čára, LPET, fluorapatit; Na K α čára, TAP, albit A; Si K α čára, TAP, sanidin; Ba L α čára, LPET, baryt; Sr L α čára, TAP, SrSO₄; F K α čára, PC1, Ca K α čára, PET, titanit; Cl K α čára, PET, vanadinit; Mg K α čára, TAP, pyrop; Y L α čára, TAP, YAG; Ce L α čára, LPET, CeAl₂. Velikost svazku: 6 μ m, parametry svazku: 15keV 10nA.

Pro **muskovit**: Cl: K α čára, LPET, vanadinit; Ba: L β čára, LPET, benitoit; Ti: K α čára, LPET, hornblendit; Fe: K α čára, LLIF, almandin; Mn: K α čára, LLIF, spessartin; Ni: K α čára, LLIF, elementární Ni; Zn: K α čára, LLIF, gahnit; Cr: K α čára, LPET, chromit; F: K α čára, PC1, topaz; K: K α čára, PET, sanidin; Ca: K α čára, PET, andradit; P: K α čára, PET, fluorapatit; Na: K α čára, TAP, albit A; Si: K α čára, TAP, sanidin; Al: K α čára, TAP, sanidin; Mg: K α čára, TAP, MgAl₂O₄. Velikost svazku: 5 μ m, parametry svazku: 15keV 10nA .

Pro **titanit**: Na K α čára, TAP, albit A; Si K α čára, TAP, titanit; Al K α čára, TAP, sanidin; Mg K α čára, TAP, olivín; Y L α čára, TAP, YGI; Sn L α čára, LPET, elementární Sn; Nb L α čára, LPET, kolumbit Ivigtut; Ta L α čára, LLIF, CrTa₂O₆; W L α čára, LLIF, elementární W; Fe K α čára, LLIF, andradit; Mn K α čára, LLIF, rodonit; Bi M β čára, LPET, elementární Bi; Cr K α čára, LPET, chromit; V K β čára, LLIF, Ca K α čára, PET, titanit; F K α čára, PC1, topaz; Zr L α čára, TAP, zirkon; Ti K α čára, PET, titanit; Sc K α čára PET, ScP₅O₁₄. Velikost svazku: 2 μ m, parametry svazku: 15keV 20nA.

Sfaleritová geobarometrie byla počítána podle Hutchinsona a Scotta (1981):

$$P = 42,3 - 32,1 \cdot \log \text{mol\% FeS} (10^8 \text{Pa})$$

Chemické složení chloritů bylo použito k výpočtu teplot mineralizačních fluid. Pro výpočet byla použita řada geotermometrů (Cathelineau 1988, Jowet 1991, Kranidiotis, MacLean 1987) (tab. 2).

Tab. 2: Použité rovnice chloritové termometrie.

Autor (rok)	Rovnice
Cathelineau (1988)	$T(^{\circ}\text{C}) = -61,92 + 321,98 \cdot \text{IVAl}$
Jowett (1991)	$T(^{\circ}\text{C}) = -69 + 319 \cdot [\text{IVAl} + 0,1 \cdot (\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg})]$
Kranidiotis, MacLean (1987)	$T(^{\circ}\text{C}) = 106 \cdot \text{IVAl}^* + 18$

$$\text{IVAl} = 4 - \text{Si (apfu)}$$

$$\text{IVAl}^* = \text{IVAl} + 0,7 \cdot (\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg})$$

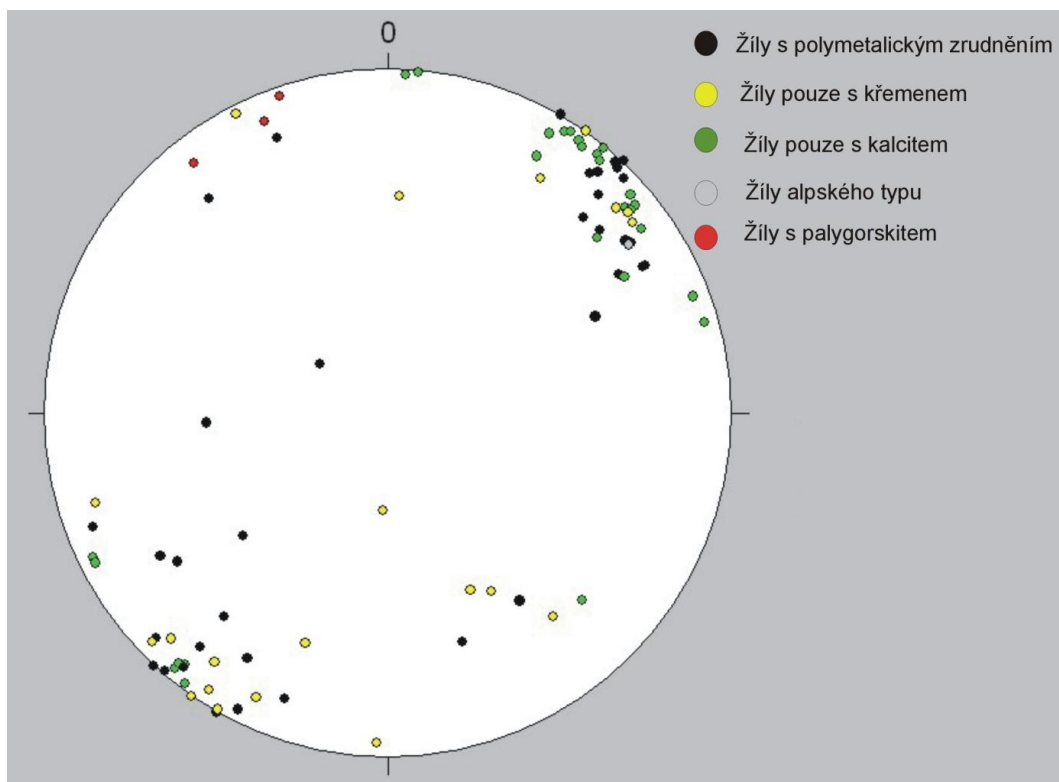
Pro analýzu stopových prvků byl materiál pečlivě vybrán a následně rozpráškován v achátové třecí misce. U některých obtížně separovatelných vzorků bylo nutné vzorky ještě vyluhovat v kyselině octové, přefiltrovat, následně žíhat a až pak rozpráškovat. Analýzy byly provedeny v laboratoři ACME ve Vancouveru v Kanadě metodou ICP – MS. Pro analýzu těžkých kovů byly vzorky rozpuštěny v horké (95°C) lučavce královské a samotná analýza byla provedena za použití metod plazmové emisní spektrofotometrie. Reprodukovatelnost výsledků je mezi 5 – 10% podle opakovaných analýz. Koncentrace REE byly normalizovány na C1 chondrit podle Anderse a Grevesseho (1989).

5. Výsledky

Na lokalitě Pohled bylo nalezeno vtroušeninové Mo-zrudnění a následující typy žilné mineralizace: žíly s polymetalickým zrudněním, křemenné žíly, kalcitové žíly, dolomitové žíly, žíly alpského typu a žíly s palygorskitem. Mezi kalcitovými, dolomitovými a křemennými žilami existují různé přechody s větším či menším zastoupením jednotlivých složek. Podrobnější laboratorní výzkum nebyl realizován u žil s palygorskitem a částečně i u křemenných žil. Veškeré studované vzorky s číselným označením a mineralogickou charakteristikou jsou shrnuty v tabulce 3. Na čísla vzorků je dále v textu odkazováno.

Tab. 3: Přehled studovaných vzorků.

Typ mineralizace	Číslo vzorku	Minerální asociace
molybdenitová	P2	molybdenit + pyrit + chlorit + plagioklas + ortoklas + křemen + apatit + sagenit
polymetalická rudní	P3	arzenopyrit + pyrit + sfalerit + křemen
polymetalická rudní	P10	galenit + sfalerit + pyrit ± pyrhotin ± chalkopyrit ± bismut ± gustavit ± joséit + kalcit
polymetalická rudní	P11	pyrit + galenit + sfalerit ± arzenopyrit ± chalkopyrit + kalcit
polymetalická rudní	P13	galenit + sfalerit + scheelit ± pyrhotin ± bismut + křemen + kalcit + muskovit + chlorit
polymetalická rudní	P14	sfalerit + pyrhotin ± pyrit ± galenit ± arzenopyrit ± chalkopyrit ± bismut + křemen + muskovit
kalcitová	P4	kalcit (2 generace) + pyrit
kalcitová	P5	kalcit + křemen + fialový fluorit
kalcitová	P8	kalcit + křemen + pyrit
kalcitová	P12	kalcit + křemen + zelený fluorit
dolomitová	P1	dolomit (2 generace) + křemen + malachit + pyrit
dolomitová	P9	dolomit + kalcit + křemen
alpská	P6	křemen + chlorit + pyrit + allanit ± titanit ± churchit ± rabdofán
alpská	P7	ob. křemen + záhněda + kalcit (2 generace) + chlorit ± titanit ± scheelit



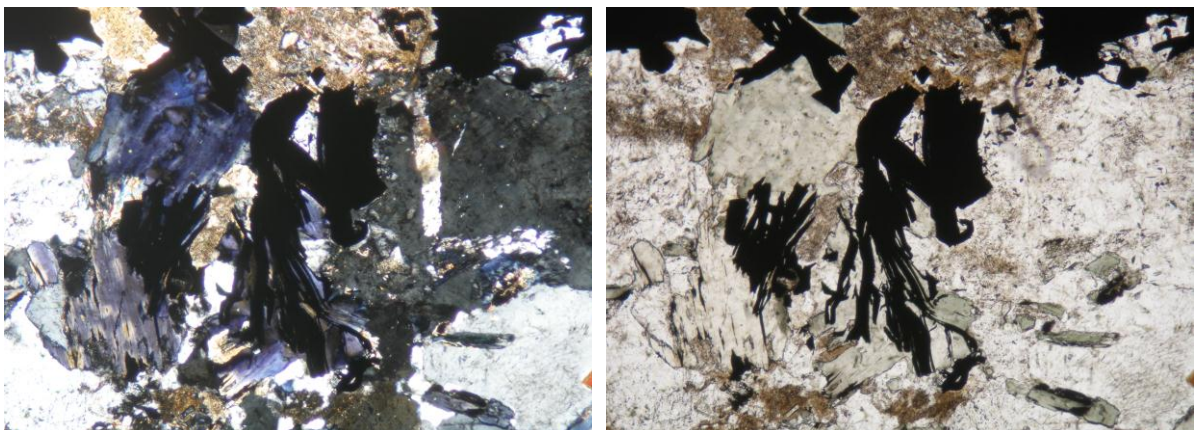
Obr. 3: Diagram pólů žil. Spodní polokoule Lambertovy projekce.

5.1 Mineralogie vybraných typů mineralizací

5.1.1. Molybdenitové vtroušeninové zrudnění

Vtroušeninové molybdenitové zrudnění bylo nalezeno v západní části třetí etáže. Nacházelo se na rozhraní dvou litotypů, migmatitu a granitu. Jižním směrem pokračoval migmatit, kdežto severním granit.

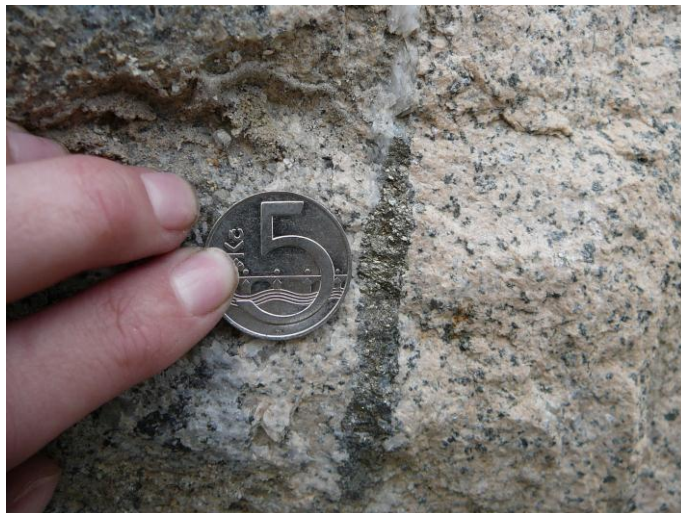
Pro mikroskopii byl zhotoven leštěný výbrus z granitu s vtroušeným molybdenitem (vzorek P2). Molybdenit se vyskytuje v podobě nerovnoměrně rozmístěných, několik mm velkých šupinek. Má šedou barvu s namodralým odstínem. Tabulky molybdenitu s roztřepenými konci byly vždy v kontaktu s chloritem a někdy doprovázeny hypautomorfně omezeným pyritem (obr. 4). Lupínky chloritu vykazovaly anomální modré interferenční barvy, v PPL byl pleochroický (zelenožluté a zelené barvy). Společně s chloritem se i místy vyskytovaly tabulky biotitu, které v jednom případě uzavíraly jehlice sagenitu. Biotit měl v PPL světle hnědou barvu s méně výrazným pleochroismem (sv. hnědá – zelenohnědá). Granit byl dále složen ze živců a křemene. Zrna plagioklasů byla lištovitá, silně sericitizovaná. U některých zrn bylo možné pozorovat charakteristické polysyntetické lamelování, které ovšem nezasahovalo po celém zrně a jednotlivé lamely byly nepravidelné. Z draselných živců byl přítomen ortoklas, který též podléhal sericitizaci. Izometrická xenomorfně omezená zrna křemene obsahovala uzavřeniny fluidních inkluzí. V akcesorickém množství se vyskytovaly automorfní sloupečky apatitu o velikosti okolo 0,1 mm (podélné i příčné průřezy).



Obr. 4: Vtroušeninové molybdenitové zrudnění (vzorek P2) ve výbruse: molybdenit, chlorit, křemen, plagioklas (vlevo XPL, vpravo PPL, šířka záběru 2,7 mm).

5.1.2. Žilná polymetalická mineralizace

Žíly s polymetalickým zrudněním (obr. 5) se vyskytují ve všech typech hornin. Kontakt žil s okolní horninou je ostrý. Hydrotermální alterace se projevuje do vzdálenosti několika cm. Charakteristické je červené zbarvení bočních hornin, které je nejlépe patrné u granitu. Mocnost žil kolísá od několika mm do 10 cm. Nejmocnější žíla dosahovala na některých místech až 30 cm. U mocnějších žil je pozorovatelná zonálnost se shodně střídavým zastoupením minerálů od středu k okraji. Přednostní směr žil je SZ-JV s úklonem k JZ nebo SV. Jejich sklon se pohybuje v rozmezí od 20° do 90° (obr. 3).



Obr. 5: Pyritem bohatá rudní žilka v granitu. Západní část třetí etáže lomu.

Pomocí mikroskopického studia byl vznik polymetalických mineralizací rozdělen na 1) nerudní etapu a 2) rudní etapu. V nerudní etapě krystalizoval křemen, jakožto nejběžnější část hlušínového podílu. Na něj narůstal kalcit a muskovit s chloritem. V následné rudní etapě silně převládalo vylučování rudních minerálů. Jako nejstarší krystalizoval sfalerit, pak vznikaly pyrit, chalkopyrit, galenit a nejmladší je arzenopyrit.

HLUŠINOVÉ MINERÁLY

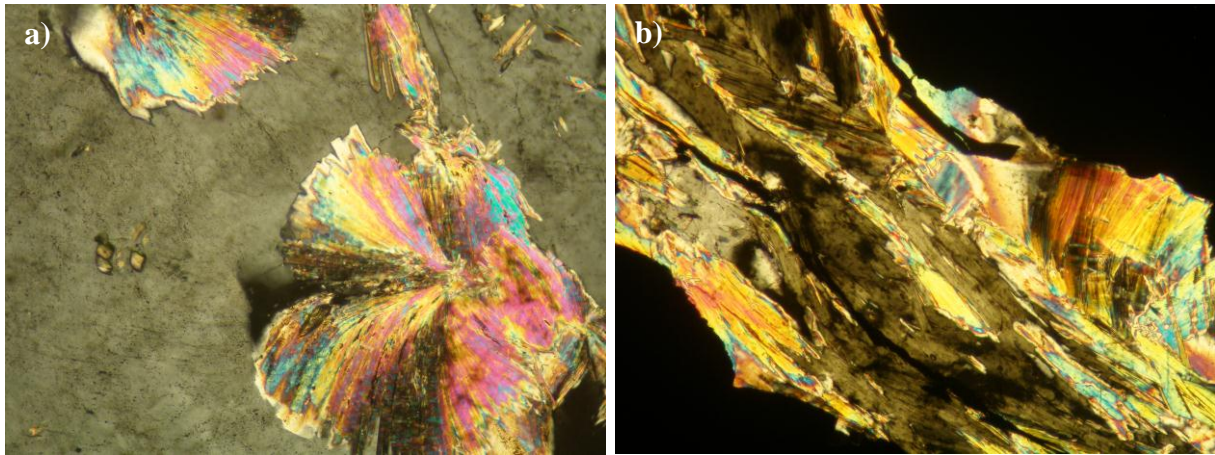
Hlavními hlušínovými minerály jsou křemen a kalcit, ojediněle se vyskytuje chlorit a muskovit. Nejstarší je křemen, pak následoval kalcit a muskovit s chloritem.

Převládajícím minerálem je křemen. Křemen má mléčně bílou barvu a tvoří celistvé agregáty. Mikroskopicky tvoří velká (až 1 mm) xenomorfně omezená zrna, na kontaktu s horninou někdy vytváří automorfně omezená zrna (krystaly) s pozorovatelnými růstovými zónami a undulózním zhášením.

Kalcit se vyskytuje v podobě zrnitých agregátů. Barevně převládá bílý kalcit, v jednom případě měl kalcit narůžovělou barvu (vzorek P10). Chemicky obsahoval tento narůžovělý kalcit příměsi Fe (0,003–0,004 apfu), Mg (0,003–0,004 apfu) a zejména Mn (0,017–0,019 apfu). Mikroskopicky byla zrna kalcitu popraskána.

Muskovit se vyskytuje samostatně nebo v asociaci s chloritem. Muskovit tvoří většinou lišty, které jsou poskládány do vějířků (obr. 6a). Interferenční barva v XPL je modrá, fialová, oranžová II. řádu.

Chlorit se běžně vyskytuje na okraji rudních žil, často spolu s muskovitem (obr. 6b). Vytváří lupínky s anomální zelenou či modrou interferenční barvou a se sv. zeleným-tm. zeleným pleochroismem. Pro klasifikaci chloritu byly výsledky WDX analýz (tab. 4) vyneseny do klasifikačních diagramů podle Melky (1965) (obr. 7) a Baylisse (1975) (obr. 8). Chemismus chloritů z polymetalické mineralizace odpovídá podle obou klasifikací klinochloru ($Si = 2,75–2,77$; $F/FM = 0,39–0,40$). Chloritová termometrie poskytuje teploty mezi 161–342°C (tab. 11). Takto široké rozmezí je dáno použitím rozdílných geotermometrů. Geotermometrie podle Jowetta (1991) a Cathelineau (1988) ukazují prakticky podobné teploty. Nižší teploty jsou získané z rovnice podle Kranidiotise, MacLeana (1987).



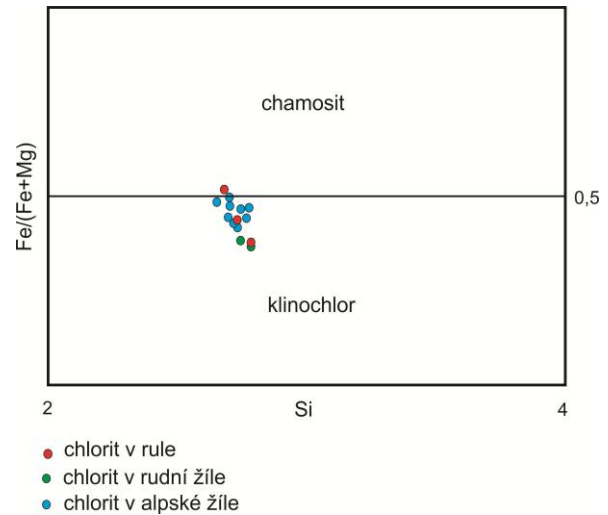
Obr. 6: Fylosilikáty v polymetalické žilné mineralizaci: a) Vějířovitý agregát muskovitu v křemeni; b) Chlorit s muskovitem ve sfaleritu (XPL, šířka záběru 1,3 mm).

		počet Si	počet Si		
			do 2,75	2,75 - 3,10	nad 3,1
Mg-Fe chlority	Fe-chlority	F/FM nad 0,52	THURINGIT	CHAMOSIT	DELESSIT
	Mg-chlority	F/FM pod 0,52	RIPIDOLIT	KLINOCHLOR	PENNIN

$$F/FM = (Fe + Mn + Cr) / (Fe + Mn + Cr + Mg)$$

- chlorit v rule
- chlorit v rudní žíle
- chlorit v alpské žíle

Obr. 7: Studované chlority v klasifikačním diagramu podle Melky (1965).



Obr. 8: Studované chlority v klasifikačním diagramu Baylisse (1975).

Tab. 4: WDX analýzy chloritu (koeficienty empirického vzorce přepočteny na 14 atomů kyslíku).

	1 / P6	2 / P6	3 / P6	4 / P6	5 / P6	6 / P6	7 / P6	8 / P7	9 / P7	10 / P13	11 / P13	1 / H	2 / H	3 / H
P₂O₅	0,25	0,11	0,11	0,14	0,16	0,03	0,04	0,01	0,08	0,01	0,02	0,00	0,10	0,20
SiO₂	25,93	26,52	24,74	25,39	26,05	26,00	26,59	26,79	26,48	26,24	26,36	26,96	25,28	26,09
TiO₂	0,04	0,02	0,01	0,03	0,04	0,01	0,02	0,01	0,04	0,02	0,04	0,03	0,06	0,05
Cr₂O₃	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,00	0,02	0,01	0,03	0,03	0,00	0,16	0,04	0,26
Al₂O₃	21,17	20,94	21,07	21,14	21,23	21,48	21,56	21,63	20,72	19,82	20,37	20,35	21,14	21,27
V₂O₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,22	0,07	0,20	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO_{tot.}	22,86	22,64	24,53	24,03	21,52	25,78	22,48	23,59	24,27	19,34	20,02	20,13	26,64	21,84
MgO	16,31	16,06	14,78	14,76	16,70	14,83	16,88	15,06	15,69	18,45	18,16	18,60	13,99	16,16
BaO	0,02	0,00	0,00	0,04	0,00	0,04	0,03	0,02	0,00	0,05	0,03	0,07	0,03	0,00
MnO	1,11	1,15	1,09	0,99	1,08	0,92	1,28	0,56	0,48	1,25	1,21	0,92	0,63	1,02
NiO	0,01	0,03	0,04	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,07
ZnO	0,10	0,06	0,10	0,02	0,10	0,01	0,00	0,05	0,03	0,05	0,10	0,04	0,10	0,11
CaO	0,13	0,05	0,09	0,09	0,08	0,00	0,04	0,35	0,25	0,07	0,17	0,00	0,15	0,15
K₂O	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,06	0,05	0,04	0,05	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00
Na₂O	0,09	0,05	0,07	0,02	0,09	0,08	0,05	0,06	0,12	0,00	0,07	0,05	0,00	0,10
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,02	0,01	0,03	0,02	0,03	0,05	0,06	0,06	0,06	0,04	0,09	0,01	0,02	0,01
Total	88,07	87,69	86,68	86,74	87,11	89,52	89,17	88,42	88,40	85,37	86,66	87,32	88,21	87,33
P⁵⁺	0,022	0,010	0,010	0,013	0,014	0,003	0,004	0,001	0,007	0,001	0,002		0,009	0,018
Si⁴⁺	2,697	2,763	2,649	2,700	2,719	2,696	2,721	2,771	2,755	2,772	2,750	2,783	2,677	2,722
Ti⁴⁺	0,003	0,002		0,003	0,003	0,001	0,002	0,001	0,003	0,002	0,003	0,002	0,005	0,004
Cr³⁺	0,001	0,002	0,002	0,001	0,002		0,002	0,001	0,003	0,002		0,013	0,003	0,021
Al³⁺	2,595	2,571	2,659	2,650	2,612	2,625	2,600	2,637	2,540	2,467	2,505	2,476	2,638	2,615
V³⁺						0,018	0,006	0,017	0,008					
Fe²⁺	1,989	1,973	2,197	2,137	1,879	2,236	1,924	2,041	2,111	1,708	1,747	1,738	2,359	1,905
Mg²⁺	2,530	2,495	2,360	2,340	2,598	2,293	2,575	2,322	2,433	2,905	2,825	2,863	2,208	2,513
Ba²⁺	0,001			0,001	0,000	0,002	0,001	0,001	0,000	0,002	0,001	0,003	0,001	
Mn²⁺	0,098	0,102	0,099	0,089	0,095	0,081	0,111	0,049	0,042	0,111	0,107	0,081	0,057	0,090
Ni²⁺	0,001	0,002	0,004	0,006	0,000				0,001			0,001	0,001	0,005
Zn²⁺	0,008	0,005	0,008	0,001	0,007	0,001		0,004	0,002	0,004	0,007	0,003	0,008	0,009
Ca²⁺	0,014	0,006	0,010	0,010	0,009	0,000	0,004	0,038	0,027	0,008	0,019		0,017	0,017
K⁺	0,001	0,001		0,001	0,002	0,007	0,007	0,005	0,006	0,001	0,004		0,002	
Na⁺	0,018	0,009	0,015	0,003	0,018	0,017	0,010	0,012	0,025		0,014	0,010		0,019
Catsum	9,978	9,940	10,012	9,954	9,959	9,980	9,967	9,898	9,962	9,983	9,985	9,974	9,985	9,939
Cl⁻	0,003	0,001	0,005	0,003	0,004	0,009	0,010	0,011	0,011	0,007	0,015	0,001	0,003	0,002
O	14,000	14,000	14,00	14,000	14,000	14,000	14,000	14,000	14,000	14,000	14,000	14,000	14,000	14,000
F/M	0,452	0,454	0,493	0,488	0,432	0,503	0,442	0,474	0,470	0,385	0,396	0,390	0,523	0,445
Melka	ripid.	klin.	ripid.	ripid.	ripid.	ripid.	ripid.	klin.	klin.	klin.	klin.	klin.	thuri.	ripid.
Fe/(Fe+Mg)	0,440	0,442	0,482	0,477	0,420	0,494	0,428	0,468	0,465	0,370	0,382	0,378	0,517	0,431
Bayliss	klin.	klin.	klin.	klin.	klin.	klin.	klin.	klin.	klin.	klin.	klin.	klin.	cham..	klin.

Chloritová termometrie (°C):

Jowett	361	340	377	361	353	363	353	338	343	335	342	331	370	352
Cathelineau	358	336	373	357	351	358	350	334	339	334	341	330	364	350
Kranidiotis, MacLean	189	182	197	191	185	193	185	183	185	176	161	175	197	185

1-7/P6 – chlorit v alpské žíle (vzorek P6); 8-9/P97 – chlorit v alpské žíle (vzorek P7); 10-11/P13 chlorit v polymetalické rudní žíle (vzorek P13); H – chlorit v hornině: 1-3/H – chlorit v rule; ripid. – ripidolit, klin. – klinochlor, thuri. – thuringit, cham. – chamosit.

Nejběžnějším rudním minerálem je pyrit se sfaleritem, dále pak galenit, pyrhotin a arzenopyrit. Mikroskopicky byl zjištěn chalkopyrit, WDX analýzou gustavit a joséit. Jednotlivé minerály se vzájemně prorůstají. Následná charakteristika jednotlivých rudních minerálů představuje souhrn výsledků získaných z jednotlivých vzorků.

PYRIT

Pyrit je nejčastějším minerálem polymetalického zrudnění. Makroskopicky obvykle vytváří zrnité agregáty, v dutinách lze nalézt i krystaly. Hexaedry pyritu nepřesahují velikost 0,5 cm. Barva je mosazně žlutá. Mikroskopicky je pyrit hypautomorfně nebo xenomorfně omezený. Vyskytuje se v nejrůznějších asociacích. Narůstá na sfalerit, nebo se v něm vyskytuje ve formě žilek či inkluzí. V jiném případě pyrit narůstá na chalkopyrit. U vzorku P10 bylo pozorováno zatlačování pyrhotinu pyritem za vzniku struktury typu „ptačích očí“ (obr. 9)

Chemicky je pyrit čistý: Fe (0,976 – 1,052 apfu), S (1,983 – 2,000 apfu), As (0,005 – 0,033 apfu). Pouze v jednom případě obsahoval příměs Ag (0,008 apfu) (tab. 5).

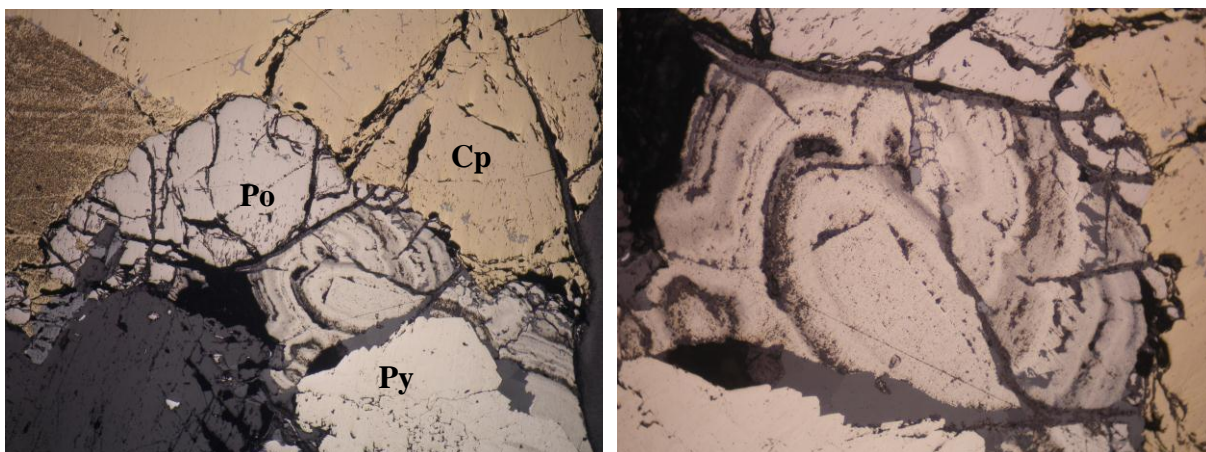
Tab. 5: Vybrané WDX analýzy pyritu, arzenopyritu a pyrhotinu.

	1/P14	2/P14	3/P14	4/P14	5/P14	6/P11	7/P14	8/P14
Fe	45,87	46,03	45,96	34,93	35,00	36,39	58,05	57,97
Ag	0,72	0,00	0,03	0,05	0,00	0,00	0,01	0,00
Zn	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00
Ni	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02
Mn	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Cu	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00
Co	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cd	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00
In	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
S	52,97	52,72	53,10	22,40	22,59	21,62	39,89	39,39
As	0,01	0,00	0,57	42,10	41,52	41,34	0,00	0,00
Se	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Total	99,57	98,76	99,70	99,50	99,16	99,37	97,99	97,40
Fe	0,994	1,002	0,989	0,993	0,996	1,063	0,835	0,845
Ag	0,008							
Catsum	1,002	1,002	0,989	0,993	0,996		0,835	0,845
S	2,000	2,000	1,991	1,108	1,120	1,100	1,000	1,000
As			0,009	0,892	0,880	0,900		
Ansum	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	1,000	1,000
Apfu	3,002	3,002	2,989	2,993	2,996	3,063	1,835	1,844

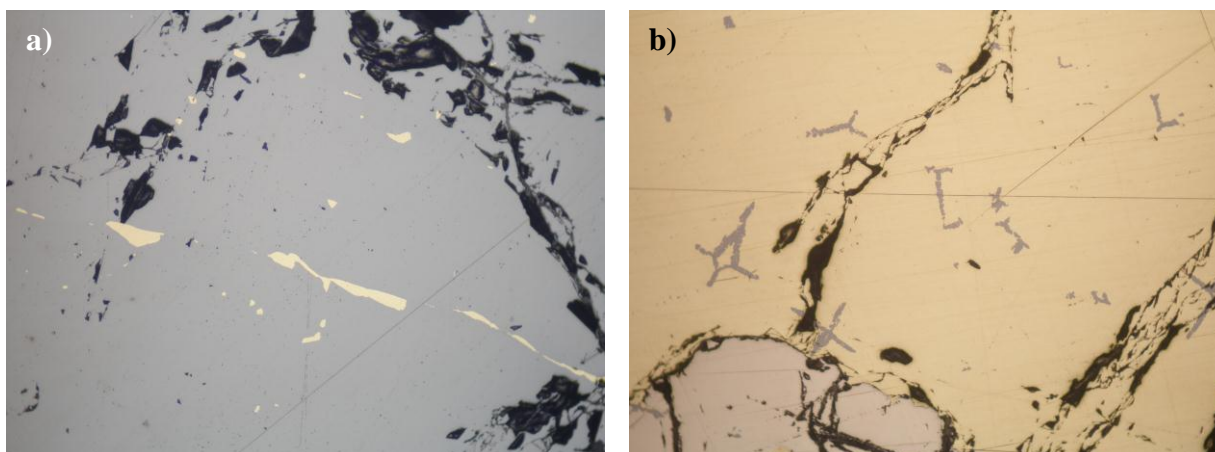
1-3 pyrit; 4-6 arzenopyrit; 7-8 pyrhotin.

SFALERIT

Sfalerit je druhý nejběžnější sulfid a krystalizačně nejstarší rudní minerál. Makroskopicky tvoří hrubozrnné agregáty černé barvy. Bývá často v asociaci s ostatními sulfidy. Největší akumulace sfaleritu byla s pyrhotinem, které společně tvořily rudní žílu o mocnosti až 30 cm. Mikroskopicky vytváří xenomorfně omezená zrna. Běžný je výskyt tzv. „chalkopyritové infekce“ či žilek (obr. 10a), nebo pyritové či pyrhotinové inkluze uvnitř zrn sfaleritu. V jednom případě (vzorek P10) byly pozorovány kostrovité struktury sfaleritu (obr. 10b) uzavřené v chalkopyritu.



Obr. 9: Přeměna pyrhotinu v pyrit za vzniku tzv. struktury „ptačích očí“ v odraženém světle ve vzorku P10. (vlevo šířka záběru 1,3 mm, vpravo šířka záběru 0,6 mm). Py – pyrit, Po – pyrhotin, Cp – chalkopyrit.



Obr. 10: Sfalerit v odraženém světle ve vzorku P10. a) sfalerit s žilkami a inkluzemi chalkopyritu; b) kostrovité struktury sfaleritu v chalkopyritu (šířka záběru 0,6 mm).

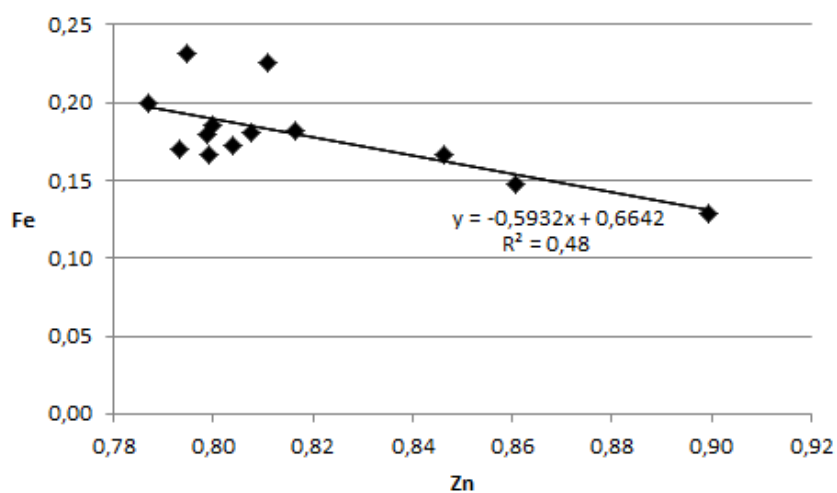
Výsledky WDX analýz (tab. 6) prokázaly izomorfní zastupování zinku (0,787–0,90 apfu) v empirickém vzorku sfaleritu železem (0,13–0,23 apfu) (obr. 11). Další příměsí jsou Mn (0,003–0,013 apfu), Cu (0,001–0,003 apfu) a Cd (0,003–0,006 apfu).

Tab. 6: Vybrané WDX analýzy sfaleritu.

	1/P10	2/P11	3/P11
Zn	52,90	57,17	59,29
Ag	0,00	0,00	0,04
Fe	11,48	9,61	7,24
Ni	0,01	0,01	0,01
Mn	0,71	0,38	0,32
Cu	0,01	0,09	0,13
Co	0,03	0,02	0,00
Cd	0,54	0,70	0,71
In	0,01	0,00	0,01
S	32,95	33,11	32,32
As	0,04	0,03	0,02
Se	0,00	0,00	0,00
Total	98,67	101,10	100,08
Zn	0,787	0,846	0,899
Fe	0,200	0,167	0,129
Mn	0,013	0,007	0,006
Cu		0,001	0,002
Cd	0,005	0,006	0,006
Catsum	1,004	1,027	1,042
S	1,000	1,000	1,000
Ansum	1,000	1,000	1,000
Apfu	2,004	2,027	2,042

Tab. 7: Vybrané WDX analýzy galenitu.

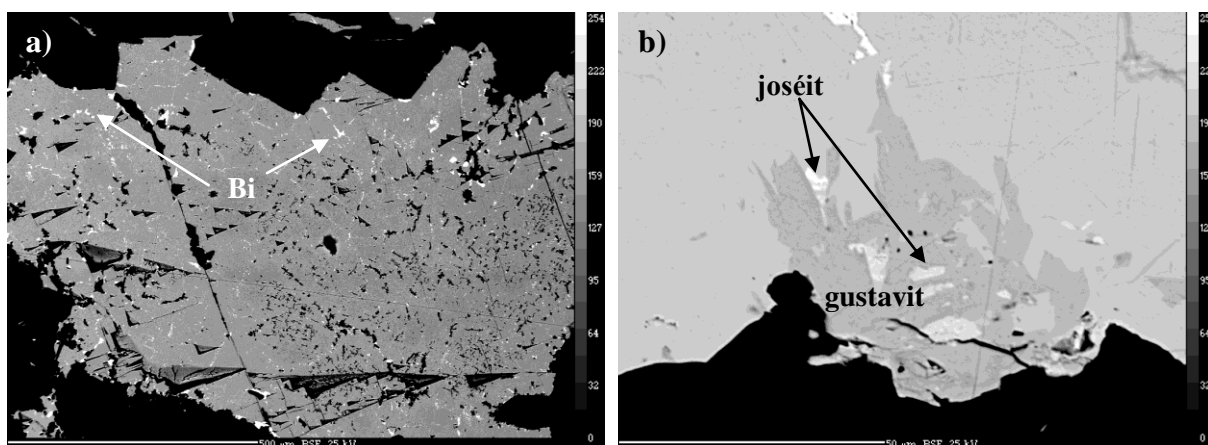
	1/P14	2/P14	3/P10
Pb	85,31	81,82	79,20
Ag	0,22	1,29	2,20
Bi	0,56	3,09	5,06
Cd	0,00	0,00	0,00
Hg	0,00	0,00	0,00
Cu	0,33	0,00	0,01
Fe	0,11	0,00	0,00
Co	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00
Zn	0,00	0,00	0,00
S	13,33	13,54	13,59
As	0,00	0,04	0,08
Se	0,00	0,01	0,08
Sb	0,01	0,00	0,05
Cl	0,00	0,00	0,00
Total	99,87	99,79	100,26
Pb	0,990	0,933	0,897
Ag	0,005	0,028	0,048
Bi	0,006	0,035	0,057
Cu	0,013		
Fe	0,005		
Catsum	1,019	0,997	1,002
S	1,000	0,998	0,995
As			0,002
Se			0,002
Ansum	1,000	0,998	1,000
Apfu	2,019	1,995	2,002



Obr. 11: Izomorfní zastupování zinku železem ve sfaleritu. Obsahy v apfu.

GALENIT

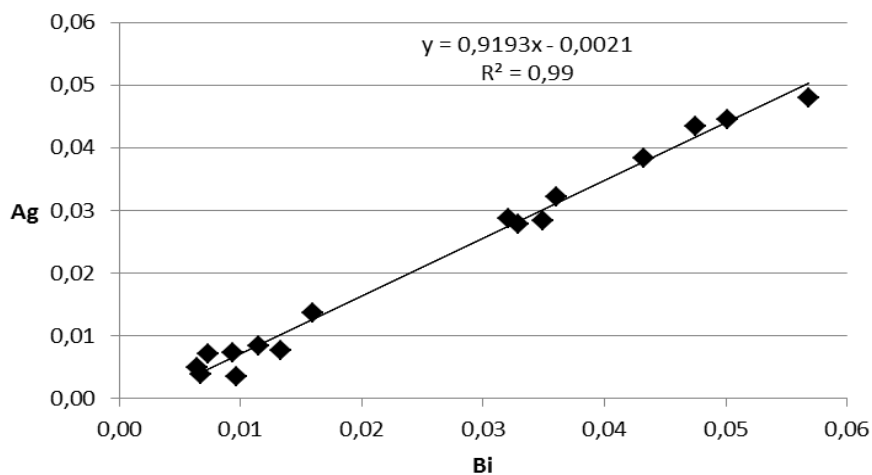
Třetím nejhojnějším rudním minerálem je galenit. Olověně šedé galenitové agregáty dosahují velikosti okolo 2 cm. V nábruse se vyznačuje charakteristickým trojúhelníkovitými vyštípnutími. V zrnech se vyskytuje proměnlivé zastoupení mikroskopických inkluzí dalších minerálů. Z běžných minerálů se jedná o okrouhlé uzavřeniny chalkopyritu. Zajímavé jsou inkluze bismutu, gustavitu a joséitu. Oválné inkluze ryzího bismutu (obr. 12a) mají porézni strukturu a jejich velikost se pohybuje běžně okolo 12 μm . Gustavit a joséit (vzorek P10) (obr. 12b) se vyskytují pouze lokálně a společně. Gustavit tvoří podélně protažená zrna, joséit zrna nepravidelná. Galenit se vyskytuje i ve formě uzavřenin v arzenopyritu, u kterého dochází k postupnému zatlačování.



Obr. 12: Galenit s minerálními inkluzemi v odražených elektronech. a) bismut v galenitu (vzorek P14) (měřítko 500 μm); b) gustavit a joséit v galenitu (vzorek P10) (měřítko 50 μm).

WDX analýza (tab. 7) prokázala izomorfní zastupování olova (0,90–0,99 apfu) v chemickém vzorci galenitu stříbrem (0,003–0,048 apfu) společně s bismutem (0,006–0,057) (obr. 13). Vysoký stupeň korelace mezi obsahy Ag a Bi ($R^2 = 0,99$) nasvědčuje existenci pevného roztoku mezi galenitem a schapbachitem (AgBiS_2). Dále se galenit vyznačuje zvýšenými obsahy Cu (0,013 apfu) a Fe (0,004–0,005 apfu).

Inkluze bismutu obsahují následující příměsi: Pb (0,001–0,008 apfu), Cu (0,001–0,035 apfu), Fe (0,002–0,031 apfu), Te (0,003 apfu), Cd (0,001–0,004 apfu), Ag (0,001 apfu) a Sb (0,002 apfu) (tab. 8).



Obr. 13: Izomorfní zastupování olova v galenitu stříbrem a bismutem. Hodnoty v apfu.

Tab. 8: Vybrané WDX analýzy bismutu v galenitu.

	1/P14	2/P14	3/P14	4/P10	5/P13
Bi	97,27	99,21	99,12	100,06	100,03
Pb	0,06	0,19	0,10	0,10	0,10
Te	0,01	0,16	0,00	0,00	0,00
Cd	0,11	0,17	0,21	0,07	0,23
Cu	1,13	0,02	0,01	0,00	0,00
Fe	0,87	0,01	0,00	0,00	0,05
Se	0,08	0,00	0,05	0,00	0,00
Au	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
Ag	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00
S	0,18	0,07	0,02	0,02	0,09
As	0,03	0,07	0,00	0,00	0,00
Sb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10
Cl		0,00	0,00	0,00	0,00
Total	99,75	99,90	99,52	100,29	100,61
Bi	0,918	0,985	0,992	0,996	0,986
Pb		0,002	0,001	0,001	0,001
Cu	0,035	0,001			
Fe	0,031				0,002
Te		0,003			
Cd		0,003	0,004	0,001	0,004
Ag				0,001	
Sb					0,002
Catsum	0,983	0,995	0,997	0,999	0,994
S	0,011	0,004	0,002	0,001	0,006
As		0,002			
Se			0,001		

ARZENOPYRIT

Arzenopyrit se makroskopicky vyskytuje spíše lokálně. Mikroskopicky je relativně hojný. Zrna jsou automorfně až hypautomorfně omezená o velikosti až 0,5 mm. Narůstá na sfalerit, v tomto případě obsahoval i uzavřeniny sfaleritu. Jindy je na okrajích zrn pyritu, s kterým společně po určitou dobu krystalizoval.

Bodové WDX analýzy (tab. 5) prokázaly, že zrna arzenopyritu neobsahují žádné chemické příměsi. Obsah železa se pohyboval od 0,993 do 1,063 apfu; As (0,880–0,948 apfu), S (1,052–1,170 apfu).

PYRHOTIN

Ve výjimečných případech tvoří pyrhotin hlavní minerální výplň rudních žil. Vyskytuje se ve formě masivních agregátů nebo v podobě drobných zrn ve sfaleritu. Mikroskopicky se pyrhotin vyskytuje pouze ojedinele, a to v asociaci s pyritem nebo ve formě žilek a inkluzí ve sfaleritu. V zrnech pyrhotinu se vyskytují i inkluze bismutu. Část pyrhotinu podlehlá přeměně na pyrit (struktury „ptačí oči“) (obr. 9).

Chemicky pyrhotin neobsahuje žádné příměsi, obsah Fe se pohybuje od 0,835 apfu do 0,863 apfu (tab. 5).

SCHEELIT

Scheelit je součástí minerální výplně některých polymetalických žil (vzorek P13). Makroskopicky byl určen díky intenzivní světle modré luminiscenci v ultrafialovém záření. Mikroskopicky byl scheelit v asociaci s chloritem. Zrna byla izometrická až podélně protažená s hypautomorfním omezením. V XPL měl červenou, zelenou barvu II. řádu, v PPL bezbarvý. V některých případech byla v katodoluminiscenci pozorována zonálnost (obr. 14).

WDX analýzou (tab. 9) se zjišťoval rozdíl mezi světlou a tmavou částí scheelitu pozorovatelnou v katodoluminiscenci. Obě části obsahují značné množství příměsí s velmi nízkým procentuálním zastoupením (na hranici detekovatelnosti mikrosondy). Veškeré příměsi se pohybovaly v rozmezí 0,001–0,002 apfu. Světlé části se od tmavých liší přítomností Fe a Pb a absencí Mo.

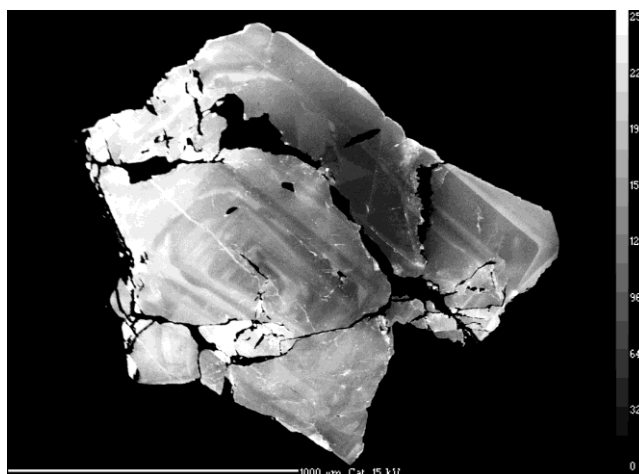
Tab. 9: WDX analýza scheelitu.

	1/P14	2/P13	3/P13
WO₃	81,31	80,79	80,24
MoO₃	0,02	0,03	0,02
Ta₂O₅	0,00	0,10	0,10
Nb₂O₅	0,00	0,02	0,00
P₂O₅	0,00	0,04	0,04
SnO₂	0,00	0,00	0,00
SiO₂	0,04	0,03	0,03
HfO₂	0,00	0,00	0,00
TiO₂	0,00	0,00	0,00
Bi₂O₃	0,04	0,00	0,01
Sc₂O₃	0,00	0,00	0,00
Y₂O₃	0,00	0,05	0,05
Al₂O₃	0,00	0,00	0,00
Sb₂O₃	0,00	0,00	0,00
As₂O₃	0,01	0,01	0,00
CaO	18,77	19,45	19,47
FeO	0,00	0,01	0,01
MnO	0,00	0,02	0,04
PbO	0,00	0,04	0,04
MgO	0,02	0,00	0,00
Total	100,21	100,57	100,07
W⁶⁺	1,010	0,997	0,995
Ta⁵⁺		0,001	0,001
P⁵⁺		0,002	0,002
Si⁴⁺	0,002	0,001	0,002
Y³⁺		0,001	0,001
Mo³⁺		0,001	
Mn²⁺		0,001	0,002
Ca²⁺	0,963	0,992	0,998
Fe²⁺			0,001
Pb²⁺			0,001
Catsum	1,011	1,996	2,002
O	4,000	4,000	4,000

Tab. 10: Vybrané WDX analýzy chalkopyritu.

	1/P14	2/P14	3/P10
Cu	32,57	34,11	33,91
Fe	30,72	30,32	30,02
Ag	0,03	0,22	0,05
Co	0,00	0,00	0,00
Pb	0,02	0,02	0,00
Bi	0,00	0,01	0,00
Cd	0,00	0,00	0,00
Hg	0,01	0,00	0,00
Ni	0,78	0,00	0,01
Zn	0,02	0,03	0,10
S	35,58	34,78	35,02
Se	0,02	0,00	0,00
As	0,00	0,00	0,00
Sb	0,00	0,00	0,00
Total	99,75	99,50	99,11
Cu	0,924	0,990	0,977
Fe	0,991	1,001	0,984
Ag		0,004	0,001
Ni	0,024		
Zn		0,001	0,003
Castum	1,939	1,995	1,965
S	1,999	2,000	2,000
Se	0,001		
Ansum	2,000	2,000	2,000
Apfu	3,939	3,995	4,965

2 tmavé partie v CL; 3 světlé partie v CL.

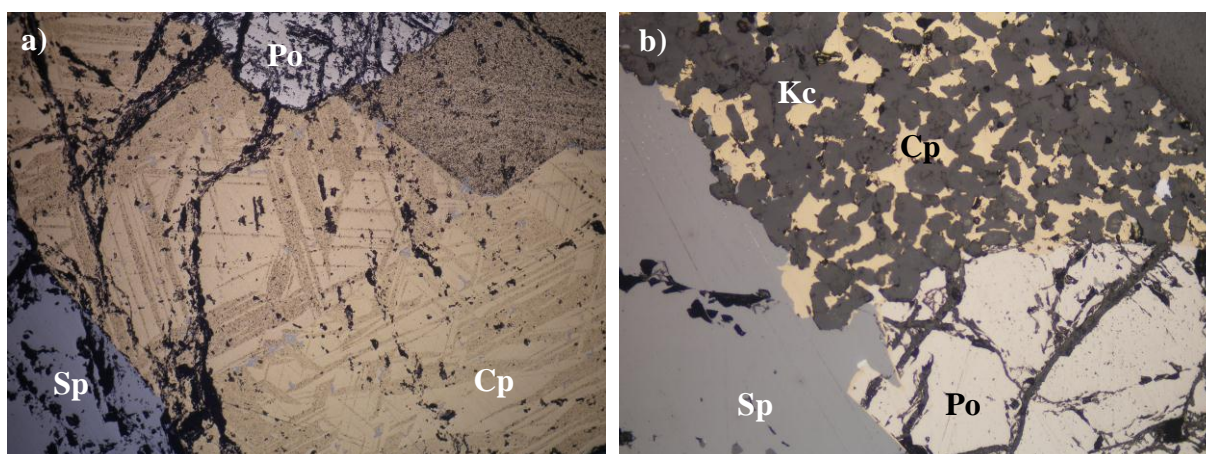


Obr. 14: Scheelit v katodoluminiscenci (vzorek P13) (měřítko 1000 μm).

CHALKOPYRIT

Většinou tvoří žilky ve sfaleritu či galenitu. Xenomorfní zrna vytváří asociaci s pyritem či sfaleritem. Jako hostitelský minerál může v sobě uzavírat kostrovité struktury sfaleritu (obr. 10b) (vzorek P10). Na obr. 15a si lze všimnout nehomogenní vnitřní stavby chalkopyritového agregátu, zdůrazněnou rozdílnou leštitelností jednotlivých individuí. Ve vzorku P10 je chalkopyrit místy selektivně zatlačován kalcitem (obr. 15b).

WDX analýza (tab. 10) prokázala příměsi Ag (0,001-0,004 apfu), Zn (0,001–0,003 apfu) a v jednom případě 0,024 apfu Ni.



Obr. 15: Vzorek P10 v odraženém světle a) nehomogenní vnitřní stavba agregátu chalkopyritu; b) selektivní zatlačování chalkopyritu kalcitem (šířka záběru 1,3 mm). Po – pyritin, Cp – chalkopyrit, Sp – sfalerit, Kc - kalcit.

GUSTAVIT a JOSÉIT

Gustavit ($\text{PbAgBi}_3\text{S}_6$) a joséit $\text{Bi}_4(\text{S,Te})_3$ (obr. 12b) se vyskytují pouze lokálně jako inkluze v galenitu, a to pouze ve vzorku P10. Identifikovány byly prostřednictvím WDX analýzy. Gustavit tvoří podélně protažená zrna, joséit zrna nepravidelná. Velikost jednotlivých zrn gustavitu se pohybují okolo $10\mu\text{m}$, zrna joséitu jsou o něco menší (max $5\mu\text{m}$). Joséit je zastupován jak typem joséit A (tab. 11 – analýza 5), tak typem joséit B (tab. 11 – analýza 7), a dokonce i přechodným typem (tab. 11 – analýza 6). Gustavit obsahuje příměsi Cu (0,002–0,026 apfu) a Fe (0,036 apfu). Joséit obsahoval příměsi Ag (0,001–0,023 apfu), Pb (0,031–0,117 apfu), Cd (0,005–0,013 apfu), Cu (0,001 apfu) a Fe (0,048 apfu) (tab. 11).

Tab. 11: WDX analýza gustavitu a joséitu ve vzorku P10.

	1	2	3	4	5	6	7
Te	0,03	0,12	0,06	0,08	13,33	18,31	20,11
S	16,92	16,36	16,98	16,70	6,51	3,85	3,04
Sb	0,40	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00
Ag	9,25	9,47	9,41	9,54	0,25	0,01	0,00
Bi	52,80	48,84	53,07	48,51	75,83	73,43	74,30
Pb	19,78	24,93	20,30	24,55	2,40	4,35	0,55
Cd	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,13	0,08
Cu	0,01	0,00	0,15	0,08	0,01	0,00	0,01
Fe	0,00	0,00	0,18	0,02	0,26	0,00	0,00
Se	0,07	0,10	0,02	0,09	0,12	0,09	0,07
As	0,03	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00
Total	99,30	99,81	100,17	99,71	98,77	100,16	98,16
Ag	0,977	1,012	0,984	1,009	0,023	0,001	
Bi	2,876	2,694	2,865	2,647	3,675	3,853	4,065
Pb	1,087	1,387	1,105	1,351	0,117	0,230	0,031
Cd					0,005	0,013	0,008
Cu	0,002		0,026	0,013	0,001		0,001
Fe			0,036	0,005	0,048		
Catsum	4,942	5,093	5,017	5,024	3,869	4,097	4,105
Te	0,003	0,011	0,005	0,007	1,058	1,574	1,801
S	6,006	5,881	5,975	5,939	2,057	1,317	1,083
Sb	0,035			0,007			
Se	0,010	0,015	0,003	0,013	0,016	0,012	0,010
As	0,005			0,009			
Ansum	6,058	5,907	5,983	5,976	3,131	2,903	2,895
Apfu	11,000	11,000	11,000	11,000	7,000	7,000	7,000

1-4 gustavit; 5-7 joséit.

5.1.3 Žilná křemenná mineralizace

Křemenné žíly se vyskytují převážně v granitech, méně v ostatních typech hornin. Největší koncentrace je v jz. části třetí etáže. Orientace žil je velmi variabilní a nelze určit převládající směr, sklon žil se pohybuje od 23° do 90° (obr. 3). Mocnost žil kolísá v řádu mm – cm. Dosah hydrotermální alterace je velmi proměnlivý. U drobných žil dosahuje jen do několika málo cm, u větších pak do 10 cm. Alterace se projevuje načervenalým zbarvením okolní horniny.

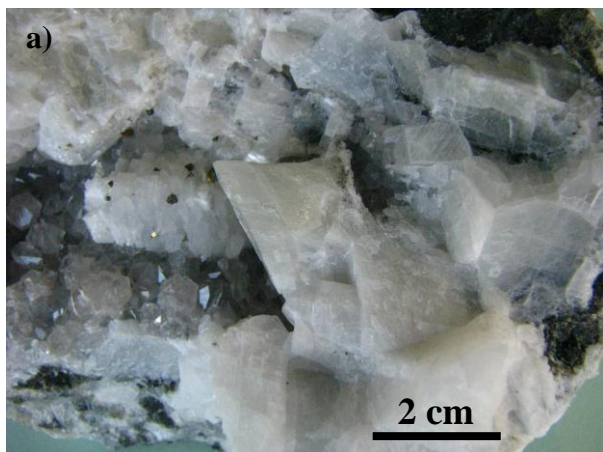
Křemen tvoří nejčastěji nepravidelná zrna a agregáty, má šedou nebo bílou barvu. Doprovodnými minerály často jsou pyrit a chalkopyrit. Dutiny navětralých žil vyplňuje limonit.

5.1.4 Žilná kalcitová mineralizace

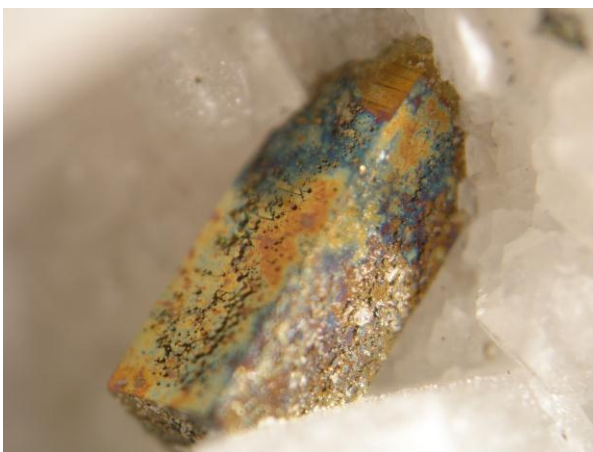
Kalcitové žilky se nacházejí v základních typech hornin (granit, rula). Jejich mocnost se pohybuje kolem několika cm, alterace zasahuje až do vzdálenosti několik desítek cm. Alterace se opět projevuje načervenalým zbarvením okolní horniny. Některé žíly mají kompaktní texturu, časté ovšem bývají textury drúzovité s krystaly kalcitu. Většina žil probíhá ve směru SZ-JV se sklonem od 65° do 89° k JZ, pouze v jednom případě žíla probíhá ve směru ZSZ-VJV (obr. 3).

Kalcitové žíly (obr. 16) jsou tvořeny buď samotným kalcitem, nebo s příměsí jiných minerálů. Doprovodnými minerály mohou být pyrit, křemen či fluorit, na povrchu často s limonitem či malachitem. Velmi častá je parageneze kalcit + křemen. Nejstarším minerálem je křemen, na něj pak narůstá kalcit, až ve dvou generacích. Podrobněji byly kalcitové žíly studovány ve vzorcích P4, P5, P8 a P12.

Kalcit je bílé až šedé barvy, tvoří hrubě až jemně zrnité agregáty. U vzorku P4 se kalcit vyskytuje ve dvou generacích. Starší generace tvoří bílé zrnité agregáty, mladší pak průhlednější krystaly. V jednom vzorku v sobě kalcit uzavíral mikroskopický automorfně omezený apatit. WDX analýza apatitu ukázala příměsí Mn (0,023–0,027 apfu), Fe (0,006–0,020 apfu), Mg (0,007–0,010 apfu) a Y (0,003–0,007 apfu). Na kalcit narůstají drobné krystalky pyritu (obr. 17).



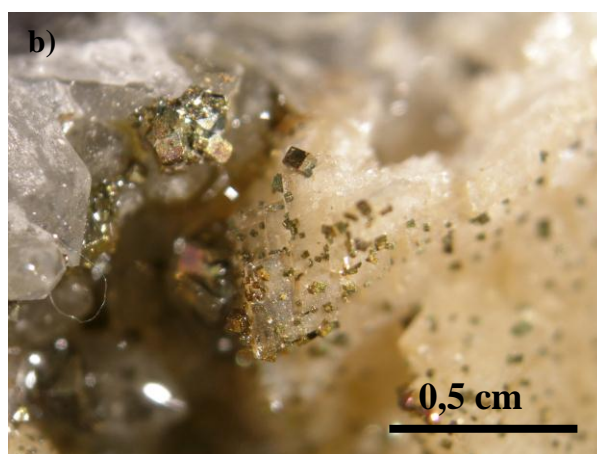
Obr. 16: Kalcitová žíla - kalcit s krystaly křemene a pyritem (vzorek P8).



Obr. 17: Pyrit (velikost krystalu 0,3 cm) narůstající na kalcitu (vzorek P8).



Obr. 18: Fluorit: vlevo zelený (vzorek P12), vpravo fialový (vzorek P5).



Obr. 19: Dolomitová žíla (vzorek P1): a) makroskopický vzhled dvou generací dolomitu na puklině ruly; b) krystaly dolomitu s pyritem pod lupou.

Křemen se vyskytoval většinou v podobě agregátů. Časté jsou i krystaly křemene přecházející v křišťál, vyplňující dutiny. Mezi křemenem se může vyskytovat fluorit. Nalezen byl jak zelený, tak fialový fluorit. Fluority se vyskytují ve formě zrnitých agregátů o velikosti cca 1 cm (obr. 18).

5.1.5 Žilná dolomitová mineralizace

Dolomitové žíly se vyskytují velmi sporadicky. Většinou tvoří paragenezi s kalcitem a křemenem. Mocnost žil kolísá od několika mm – cm. Hydrotermální alterace není příliš znatelná. Textura žil je drúzovitá. Nejstarší z minerálů je křemen, na něj pak narůstá dolomit (až ve dvou generacích). Nejmladší je kalcit, který vyplňuje dutiny dolomitu. Dolomitové žíly jsou zastoupeny vzorky P1 a P9.

Křemen, nejstarší minerál, tvoří agregáty čiré až bílé barvy. Ojediněle se vyskytoval i ve formě krystalů.

Dolomit se u vzorku P1 vyskytuje ve dvou generacích (obr. 19a). Starší dolomit je bílé barvy, průhledný, tvořící drobnější agregáty. Mladší dolomit, narůstající na starší, je naopak zakalený, nažloutlé barvy. Vytváří dokonalé krystaly (klence) o velikosti až 0,5 cm, pouze ojediněle zrnité agregáty.

V drúzových dutinách lze také na mladším dolomitu pozorovat poprašek krychliček pyritu (obr. 19b).

Kalcit tvoří agregáty až nedokonalé krystaly bílé barvy v dutinách dolomitu.

5.1.6 Mineralizace alpského typu

Žíly alpského typu se vyskytují v lomu jen ojediněle. V roce 2006 byla nalezena jedna žíla in situ v lomové stěně, u které jako jediné byl změřen sklon a směr. V roce 2007 byly nalezeny vzorky mineralizace ve východní části třetí etáže v rubanině a několik žil v roce 2009, ve volných balvanech, které byly opět součástí rubaniny v západní části čtvrté etáže. Okolní horninou byla vždy rula. Jediná změřená žíla alpského typu probíhá ve směru SZ-JV se sklonem 74° k JZ (obr. 3). U ostatních žil se dalo pouze zjistit, že probíhají přibližně kolmo na foliaci okolních hornin.

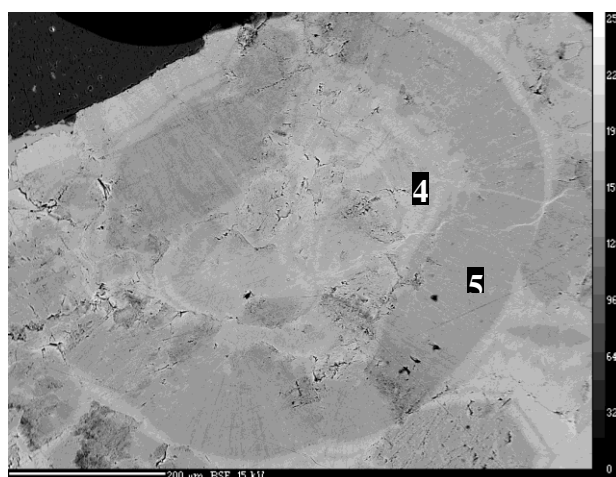
Alpské žíly jsou tvořeny vždy křemenem, kalcitem, pyritem a chloritem. Doprovodnými minerály, které však nemusí být přítomny vždycky, jsou pyrotin, molybdenit, muskovit, živec a allanit. Mikroskopicky a WDX analýzou byl dále zjištěn titanit, markazit, scheelit a další minerály vzácných zemin (churchit, rabdofán). U některých žil byly patrné dutiny o velikosti až 5-10 cm vyplněné krystaly základních minerálů. Místy jsou žíly navětralé, s puklinami povlečenými limonitem. Krystalizačně nejstarším minerálem je křemen, pak následuje chlorit + (allanit), poté kalcit a nejmladší je pyrit. U vzorku P7 vykrytalizoval ještě před křemenem draselný živec.

KŘEMEN

Zřetelně dominantním minerálem je šedý křemen. Vyskytuje se v podobě obecného křemene a záhnědy. Tvoří různě velké agregáty, místy krystaly. Krystaly záhnědy dosahovaly velikosti až 6 cm. Mikroskopicky vytváří křemen xenomorfně omezená izometrická zrna, která undulózně zháší.

CHLORIT

V menší míře je přítomný tmavě zelený chlorit. Vyskytuje se v podobě lupenitých agregátů. Mikroskopicky má tvar šupinek, místy jsou šupinky poskládány do vějířku. Pozorovatelný byl výrazný pleochroismus (zelená – zelenožlutá) a husté paralelně uspořádané štěpné trhliny. Interferenční barva je anomální, tmavě zelená. U příčných průřezů byly v obraze BSE viditelné růstové zóny (obr. 20).



Obr. 20: Růstově zonální chlorit v odražených elektronech (vzorek P6). Čísla bodů odpovídají číslům analýz v tab. 4 (měřítko 200 μm).

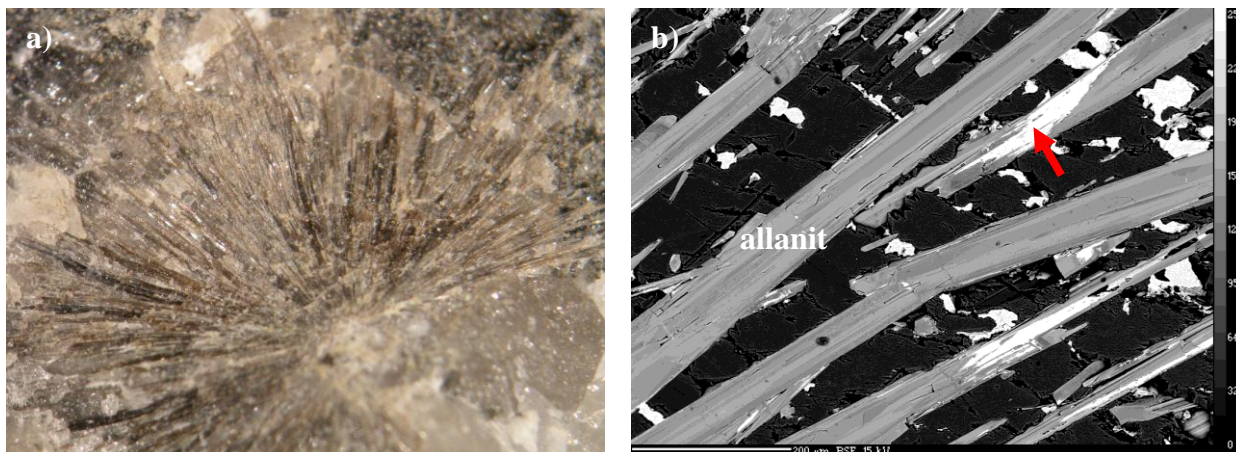
Pro klasifikaci chloritu byly výsledky WDX analýz (tab. 4) vyneseny do klasifikačních diagramů podle Melky (1965) (obr. 7) a Baylisse (1975) (obr. 8). Spolu s chlority tvořící minerální výplň alpských žil (vzorky P6, P7) byly do diagramů na porovnání vyneseny i analýzy okolní horniny (ruly). Podle Baylisse (1975) spadá do pole chamositu pouze jeden vzorek chloritu z ruly, všechny ostatní chlority spadají na základě svého složení do pole klinochloru. Ve starší klasifikaci podle Melky (1965) studované chlority přecházejí od klinochloru přes ripidolit k thuringitu. Do pole klinochloru spadají tři chlority z alpské žíly ($Si = 2,76-2,78$; $F/FM = 0,45-0,47$) a jeden chlorit z ruly ($Si = 2,78$; $F/FM = 0,39$). Do pole thuringitu spadá pouze jeden chlorit z ruly ($Si = 2,67$; $F/FM = 0,52$). Všechny ostatní chlority náleží ripidolitu ($Si = 2,65-2,72$; $F/FM = 0,43-0,50$). V rámci zonálního agregátu (obr. 20) se tmavší poloha (v obraze BSE) liší od světlejší vyšším podílem Mg (2,6 apfu). Klasifikačně oba chlority spadají do ripidolitu (podle Melky). Z diagramů vyplývá, že veškeré chlority, jak v žilovině, tak v hornině, mají chemické složení navzájem velice podobné.

Teploty krystalizace vypočtené ze složení chloritu se pro mineralizace alpského typu (vzorky P6, P7) pohybují v rozmezí 182-377°C (tab. 4). Takto široké rozmezí je dáno použitím rozdílných geotermometrů. Geotermometrie podle Jowetta (1991) a Cathelineau (1988) ukazují prakticky shodné teploty. Nižší teploty jsou získané z rovnice podle Kranidiotise, MacLeana (1987).

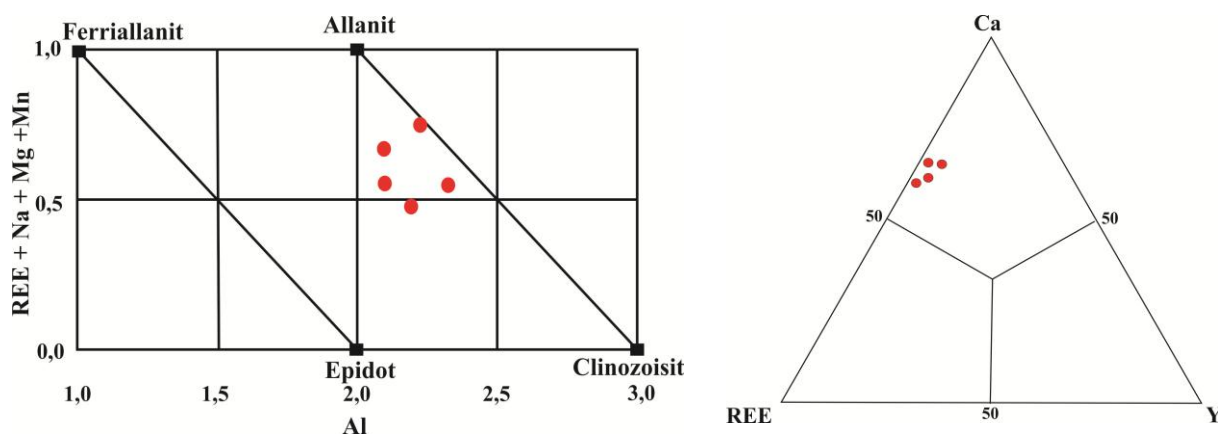
ALLANIT, CHURCHIT A RABDOFÁN

Spolu s chloritem byly na některých místech nalezeny až 0,5 cm velké jehličkovité agregáty allanitu tmavě šedé barvy (obr. 21a) s radiálně paprscitým uspořádáním jehliček. Identifikován byl WDX analýzou (tab. 12), poměr Fe^{3+}/Fe^{2+} byl přepočítán z celkového Fe. Výsledky byly vyneseny do základního diagramu podle Petříka et al. (1995) (obr. 22a), všechny allanity odpovídají klasifikačně allanitu-(Ce) (obr. 22b).

Alterací allanitu došlo k jeho přeměně na druhotné minerály vzácných zemin (obr. 21b). Chemickým složení tyto minerály odpovídají churchitu $YPO_4 \cdot H_2O$ a rabdofánu $(Ca,La,...)PO_4 \cdot H_2O$ (tab. 12). Churchit obsahuje 0,41-0,43 apfu Y, které je částečně nahrazováno Ca (0,20-0,22 apfu) a U (0,10-0,12 apfu). Stejně tak P (0,72-0,75 apfu) je substituován Si (0,14-0,15 apfu). Sumy REE+Y u rabdofánu byly 0,746; 0,759; 1,005 apfu.



Obr. 21: Allanit (vzorek P6). a) jehličkovitý radiálně paprscitý agregát allanitu (velikost 0,5 cm); b) jehličky allanitu zatlačované druhotnými minerály vzácných zemin (označeno červenou šipkou) v odražených elektronech (měřítko 500 μm).



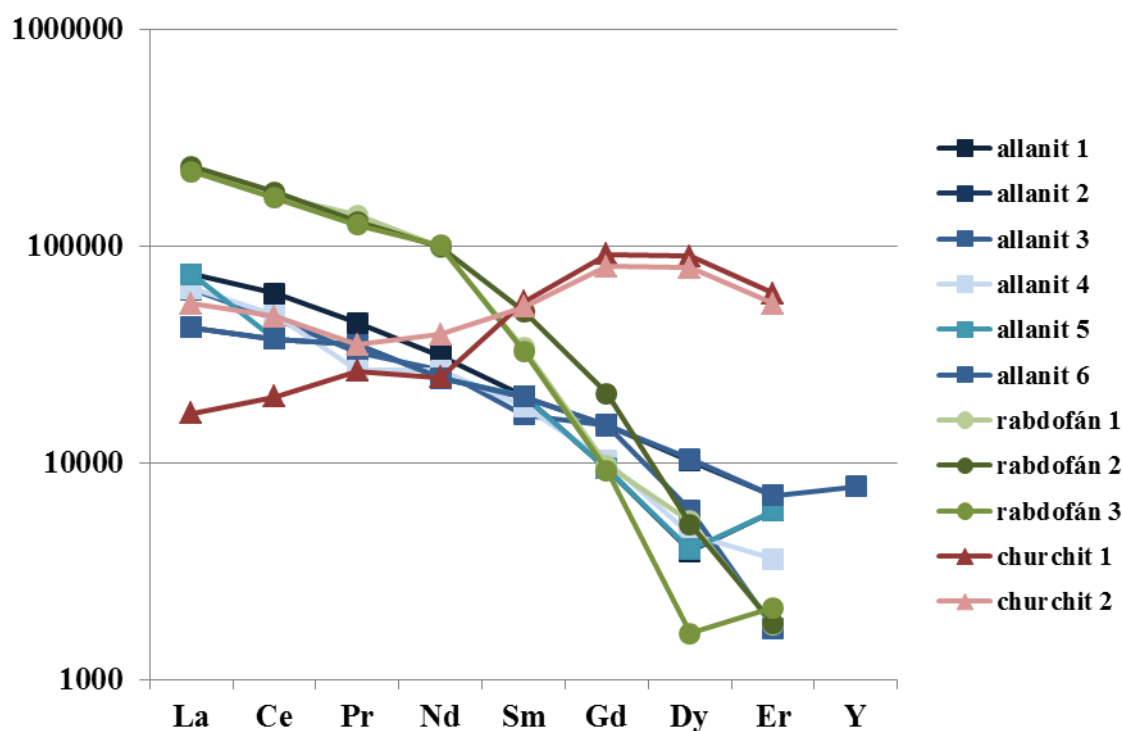
Obr. 22: Grafické znázornění chemismu allanitu. a) diagram podle Petříka et al. (1995) in Gieré, Sorensen (2004); b) trojúhelníkový diagram REE-Y-Ca.

Tab. 12: WDX analýza churchitu, rabdofánu (přepočít na 4 atomy O+F) a vybrané analýzy allanitu (přepočít na 12,5 atomů O+F).

	churchit 1	churchit 1	rabdofán 1	rabdofán 2	rabdofán 3	allanit 3	allanit 4
SO ₃	1,86	1,28	0,69	0,49	0,70	0,00	0,00
P ₂ O ₅	23,24	21,00	27,71	12,10	25,77	0,00	0,00
As ₂ O ₅	0,00	0,00	0,03	0,02	0,06	0,00	0,00
ThO ₂	1,98	1,61	0,57	0,03	0,73	0,00	0,00
UO ₂	13,60	11,68	0,08	0,10	0,11	0,03	0,05
SiO ₂	3,97	3,54	1,24	1,18	1,08	33,12	33,61
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,69	1,26
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,49
La ₂ O ₃	0,93	2,98	12,55	12,84	12,15	3,46	3,52
Ce ₂ O ₃	2,85	6,68	24,09	25,13	23,60	6,53	6,76
Y ₂ O ₃	21,38	18,83	0,83	1,29	0,64	2,41	1,31
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,09	0,20	0,08	20,81	22,10
Dy ₂ O ₃	4,99	4,44	0,00	0,29	0,09	0,34	0,26
Pr ₂ O ₃	0,55	0,73	2,89	2,70	2,61	0,67	0,80
Nd ₂ O ₃	2,62	4,12	10,42	10,46	10,61	2,83	2,83
Gd ₂ O ₃	4,14	3,66	0,44	0,95	0,42	0,67	0,46
Sm ₂ O ₃	1,89	1,79	1,16	1,70	1,12	0,57	0,62
Er ₂ O ₃	2,19	1,98	0,07	0,07	0,08	0,06	0,13
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,69	1,26
CaO	4,92	5,19	8,65	9,08	7,94	13,31	15,13
PbO	0,32	0,22	0,02	0,00	0,00		
MnO	0,09	0,05	0,00	0,00	0,01	0,90	0,34
FeO	0,70	0,88	1,81	2,07	1,62	7,20	6,69
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,18
F	1,04	1,26	0,11	3,01	0,64	0,06	0,12
Total	93,23	91,89	93,43	83,71	90,05	98,61	97,92
S ⁶⁺	0,053	0,039	0,020	0,018	0,021		
P ⁵⁺	0,751	0,715	0,910	0,506	0,882		
Th ⁴⁺	0,017	0,015	0,005	0,000	0,007		
U ⁴⁺	0,115	0,104					
Si ⁴⁺	0,151	0,142	0,048	0,058	0,044	2,819	2,988
Ti ⁴⁺						0,007	0,033
La ³⁺	0,013	0,044	0,179	0,234	0,181	0,109	0,115
Ce ³⁺	0,040	0,098	0,342	0,454	0,349	0,203	0,220
Y ³⁺	0,434	0,403	0,017	0,034	0,014	0,109	0,062
Al ³⁺			0,004	0,012	0,004	2,088	2,316
Dy ³⁺	0,061	0,058		0,005		0,009	0,007
Pr ³⁺	0,008	0,011	0,041	0,049	0,038	0,021	0,026
Nd ³⁺	0,036	0,059	0,144	0,184	0,153	0,086	0,090
Gd ³⁺	0,052	0,049	0,006	0,016	0,006	0,019	0,014
Sm ³⁺	0,025	0,025	0,016	0,029	0,016	0,017	0,019
Er ³⁺	0,026	0,025				0,002	0,004
Fe ³⁺						0,685	0,084

Fe²⁺	0,022	0,029	0,059	0,085	0,055	0,513	0,497
Mg²⁺						0,019	0,024
Ca²⁺	0,201	0,224	0,359	0,480	0,344	1,214	1,441
Mn²⁺						0,065	0,026
Catsum	2,006	2,039	2,150	2,164	2,113	7,983	7,966
F⁻	0,125	0,160	0,013	0,470	0,082	0,017	0,033
O	3,875	3,840	3,987	3,530	3,918	12,483	12,467
Ansum	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	12,500	12,500

Distribuce prvků vzácných zemin všech tří REE-minerálů, normalizovaných vůči chondritu, jsou na obr. 23. U rabdofánu můžeme pozorovat obohacení o lehké prvky vzácných zemin (LREE), naproti tomu u churchitu je distribuce LREE vyrovnaná a nabohacení můžeme pozorovat u MREE.



Obr. 23: Distribuce prvků vzácných zemin (REE) allanitu, churchitu a rabdofánu. (normalizováno chondritem Cl podle Anderse a Grevesseho 1989).

KALCIT, MUSKOVIT, TITANIT

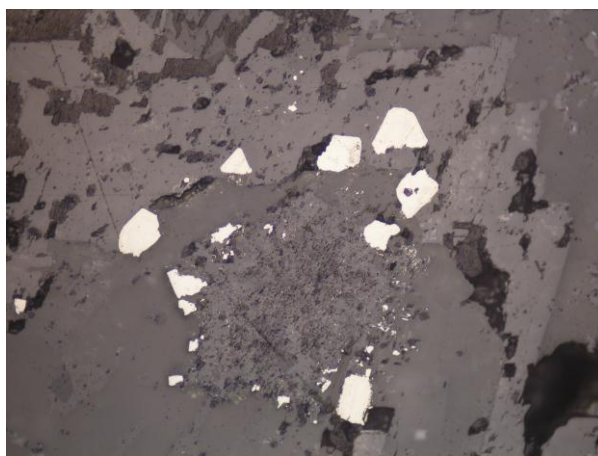
Kalcit vyplňuje prostor mezi křemenem a chloritem. Kalcitová zrna jsou bílé až naoranžovělé barvy. V jednom případě bylo možné rozlišit 2 generační typy. Starší kalcit se vyskytoval v podobě hruběji zrnitých naoranžovělých agregátů, oproti mladšímu kalcitu, který byl spíše jemnozrnný a bílé barvy.

Muskovit se vyskytuje jako akcesorie. Vytváří drobné šupinky či nedokonale vyvinuté tabulky. WDX analýzou byly stanoveny následující příměsi: Fe (0,174 apfu), Mg (0,285 apfu), v menší míře pak Ti (0,022 apfu), Na (0,027 apfu) a Mn (0,007 apfu).

Titanit byl nalezen pouze při studiu na mikrosondě. V BSE obraze u něj lze pozorovat světlejší a tmavší partie. V obsahu příměsí se tyto partie nijak od sebe neliší. Titanit obsahoval příměsí Al (0,119–0,192 apfu), Fe (0,005–0,015 apfu) a F (0,098–0,166 apfu).

RUDNÍ MINERÁLY

Mezi rudní minerály, které byly součástí žil alpského typu, patří pyrit, pyrotin, molybdenit, markazit a scheelit. Nejběžnějším minerálem byl pyrit. Tvoří nedokonalé krystaly mosazně žluté barvy o velikosti cca 0,5 cm. V akcesorickém množství se vyskytuje namodralý molybdenit a pyrotin Scheelit a markazit (obr. 24) byly určeny pouze mikroskopicky, WDX analýza nebyla u nich provedena. Markazit se nacházel uzavřený v kalcitech. Scheelit byl v asociaci s chloritem.



Obr. 24: Markazit v kalcitu (vzorek P7) v odraženém světle (šířka záběru 1,3 mm).

5.2. Studium fluidních inkluzí

Fluidní inkluze (FI) byly studovány v kalcitech, dolomitech a křemenech u všech typů mineralizací. Výsledky mikrotermometrických měření inkluzí jsou shrnuty v tabulce 13.

Studované minerály obsahují velké množství primárních (P), v menší míře pseudosekundárních (PS) a sekundárních (S) fluidních inkluzí. Obsahovaly pouze plynnou fázi (V) a vodný roztok (L).

5.2.1. Fluidní inkluze v kalcitech

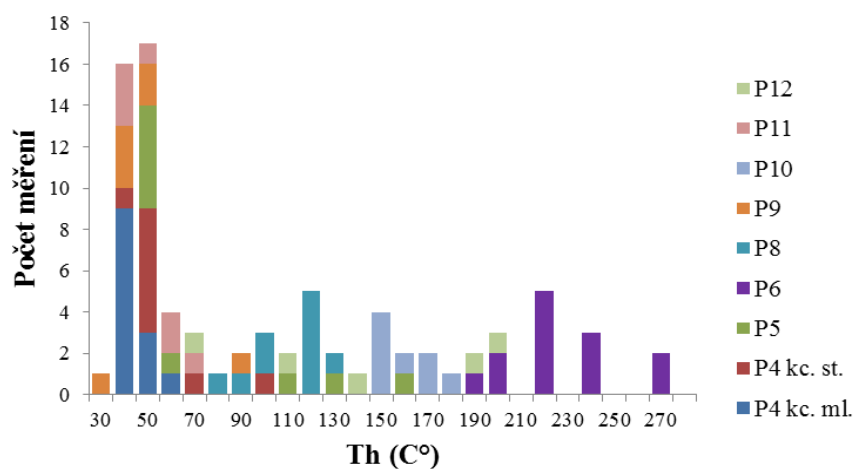
Mikrotermometrickému měření v kalcitu bylo podrobena celkem 8 vzorků, z toho u vzorku P4 byly studovány dvě generace kalcitu. Vzorky reprezentují jednotlivé typy mineralizací. Tvar inkluzí je velmi variabilní, od zcela nepravidelných až po dokonalé tzv. „negativní krystaly“. Velikost uzavřenin se pohybovala od 1 do 45 μm . Fázové složení inkluzí je variabilní, byly zjištěny inkluze kapalná, nebo plynná, nejčastěji ovšem dvoufázové typu L+V, přičemž kapalná fáze zaujímá více než 90% celkového objemu. Ve vzorku P7 byly přítomny pouze jednofázové kapalná inkluze. V kalcitech se vyskytují převážně primární inkluze, ojediněle sekundární či primárně-sekundární. Primární inkluze se vyskytují jednotlivě, přičemž jsou nahodile rozmístěny po celém zrnu. Sekundární inkluze se nacházejí ve skupinkách, či tvoří linie podél trhlin. Místy byl pozorovatelný jev zaškrcování inkluzí.

Teploty homogenizace dvoufázových primárních inkluzí se pohybují mezi 40-275°C (obr. 25). Nejnižší hodnoty T_h (30-130°C) jsou u kalcitových (vzorky P4 a P8), dolomitové (vzorek P9) a jedné rudní (vzorek P11) žíle. Velmi nízké hodnoty T_h (48-77°C) byly zaznamenány u vzorku P11. Střední hodnoty T_h (150-180 °C) vykazuje kalcit ze žíly s polymetalickým zrudněním (vzorek P10). Nejvyšší hodnoty T_h (190-270°C) jsou u kalcitu ze žil alpského typu. Nejširší rozsah (70-200°C) byl změřen u kalcitové žíly P12. U vzorku P7 nebylo možné změřit T_h a to díky nepřítomnosti plynné fáze. U kalcitů ze vzorků P4 (mladší), P5, P8 a P12 byla naměřena i termometrická data u sekundárních inkluzí. Teplota homogenizace u S inkluzí byla 89-281°C.

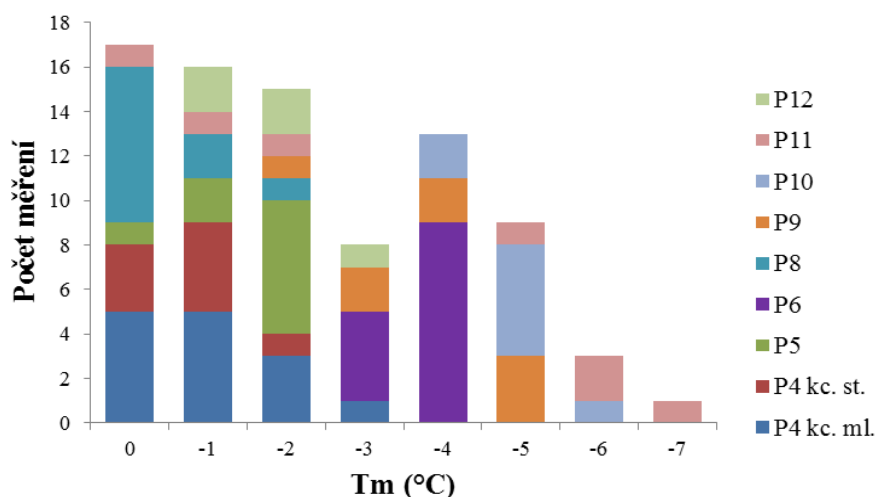
Tab. 13: Výsledky mikrottermometrie fluidních inkluzí.

VZOREK	MINERÁL	GENEZE	FÁZOVÉ SLOŽENÍ	TVAR	VELIKOST (µm)	Th (°C)	Tf (°C)	Te (°C)	Tm (°C)	SALINITA (%)
P4	Kalcit (starší)	P	L, L+V	nepravidelný	5-20	40-101	-40/-46		-0,1/-4,4	0,2-7,0
	kalcit (mladší)	P	L, L+V, V	nepravidelný, podlouhý	1-30	43-69	-32/-48		-0,2/-3,3	0,4-4,4
P5	kalcit	S	L	izometrický	1-2	51-60	-40/-48		-0,2/-3,9	0,4-6,3
		P	L, L+V	nepravidelný	2-10	89-135	-41/-46		-0,1/-2,8	0,1-4,6
P6	kalcit	S	L, L+V	podlouhý	1-5	200-275	-42/44		-1,0/-2,4	1,7-4,0
		P	L+V	oválný, měňavkovitý, protáhlý	2-25	41/-49			-3,9/-4,8	5,7-7,6
P7	kalcit (starší)	P	L	izometrický	6-12	85-126	-41/-48		-2,8/-5,8	4,6-8,9
		P	L+V	podlouhý	1-40	103-281	-21/-46		-0,4/-2,2	0,7-3,7
P8	kalcit	S	L, L+V	izometrický	20-45	40-55	-37/-49		-0,1/-3,9	0,2-6,3
		P	L, L+V	nepravidelný, protáhlý	8-30	150-181	-50/-55		-2,0/-6,1	3,5-8,5
P9	kalcit	P	L, L+V	protáhlý	5-10	48-77	-41/-49		-4,5/-6,3	7,2-9,6
		P	L, L+V	nepravidelný, negativního krystalu	2-20	80-207	-42/-53		-0,1/-7,6	0,2-11,2
P10	kalcit	P	L+V	protáhlý, nepravidelný	1-30	149-199	-33/-43		-1,5/-3,1	2,6-5,1
		S	L+V	protáhlý, nepravidelný, izometrický	4-10	97-130	-47/-51		-1,4/-5,5	2,4-8,5
P11	kalcit	P	L, L+V	nepravidelný	1-10	121-175	-41/-42		-1,3/-1,6	4,0-5,4
		P	L, L+V	nepravidelný, negativního krystalu	2-16	67-140	-40/-47		-3,3/-5,0	5,4-7,9
P12	kalcit	P	L, L+V	měňavkovitý, nepravidelný	5-8	149-253	-42/-50		-0,6/-3,3	1,1-5,4
		S	L+V	nepravidelný, izometrický	10-30	194-260	-41/-50	-26/-42	-2,7/-5,7	4,5-8,8
P1	dolomit (starší)	P	L+V, V	nepravidelný	10-80	99-147	-47/-50	-22/-27	-2,0/-5,6	3,4-8,5
		P	L, L+V, V	měňavkovitý, nepravidelný	10-30	93-148	-33/-46	-31	-0,7/-3,9	1,2-6,3
P9	dolomit	P	L, L+V	měňavkovitý	10-26	70-170	-33/-45		-0,7/-2,5	1,2-4,2
		S	L, L+V	protáhlý, nepravidelný	8-60		-42/-49		-1,0/-4,5	1,7-2,2
P6	křemen	P	L+V	nepravidelný, izometrický	10-30					
		P	L+V, V	nepravidelný	10-80					
P7	křemen	P	L, L+V, V	nepravidelný, izometrický	10-30					
		P	L, L+V, V	měňavkovitý, nepravidelný	10-30					
P9	křemen	S	L, L+V	měňavkovitý	10-26					
		P	L, L+V, V	protáhlý, nepravidelný	8-60					
P11	křemen	P	L, L+V, V	nepravidelný, izometrický	10-30					
		P	L, L+V, V	protáhlý, nepravidelný	8-60					

Při kryometrických měřeních primární inkluze v kalcitech zamrzají za teplot -21 až -55°C , sekundární FI za teplot -37 až -51°C . Chování plynné fáze při zmrazování a rozmrazování u vzorku P11 indikovalo, že by v některých inkluzích mohlo být přítomno i menší množství klatrátového plynu. Teplota eutektika nebyla vzhledem k nepříznivým pozorovacím podmínkám stanovena (malá velikost inkluzí a neznatelné postupné odtávání obsahu inkluzí). Salinita roztoků byla mezi $0,2$ a $11,2$ hm. % NaCl ekv., čemuž nasvědčují teploty tání posledního krystalu ledu mezi $-0,1$ a $-7,6^{\circ}\text{C}$. Nejpočetnější zastoupení (ve vzorcích P4, P5, P8, P12) vykazují hodnoty T_m od $-0,1$ do $-2,0^{\circ}\text{C}$. Nejširší rozsah ($-0,1$ až $-7,6^{\circ}\text{C}$) byl zjištěn u rudní žíly P11 (obr. 26).



Obr. 25: Histogram homogenizačních teplot dvoufázových L+V inkluzí v kalcitech.

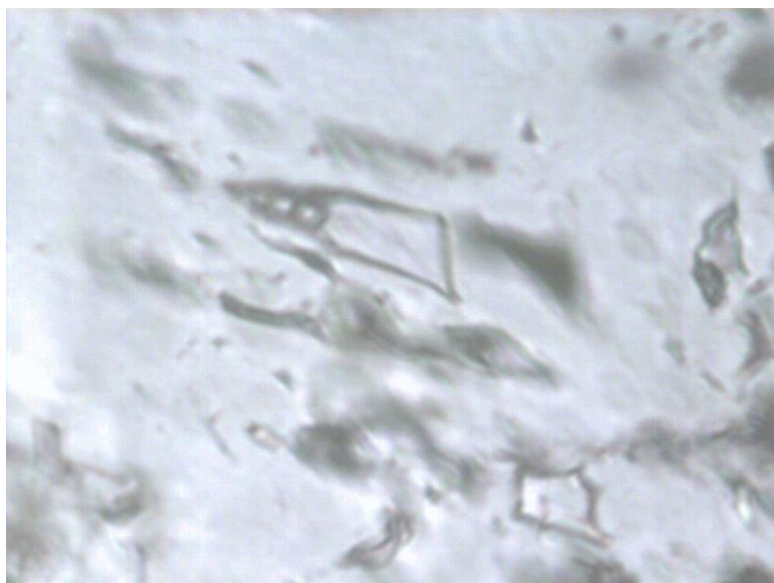


Obr. 26: Histogram teplot tání posledního ledu ve fluidních inkluzích v kalcitech.

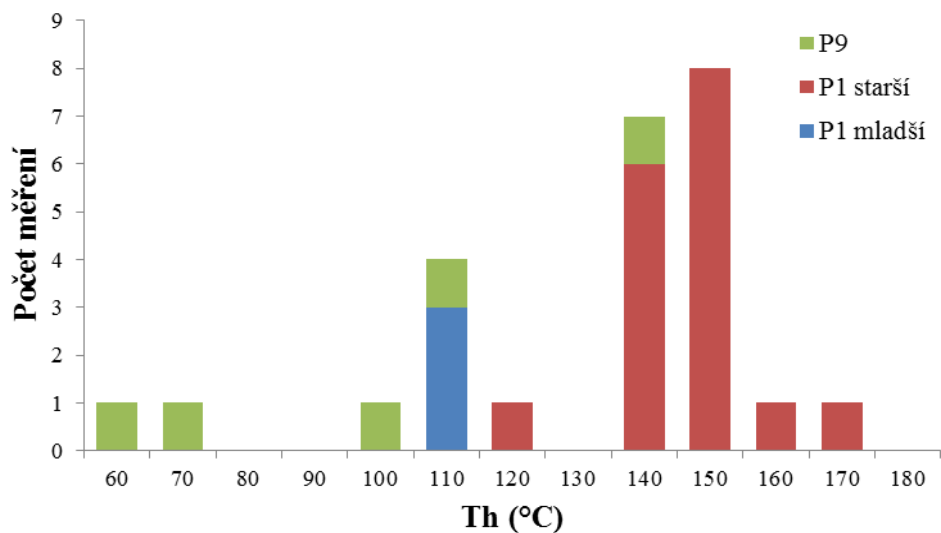
5.2.2. Fluidní inkluze v dolomitech

Fluidní inkluze v dolomitu byly studovány pouze ve dvou vzorcích (P1, P9), přičemž u vzorku P1 byly studovány dvě generace dolomitu. Oba vzorky reprezentují dolomitovou mineralizaci. Přítomny byly jak primární tak sekundární inkluze. Primární inkluze jsou nejčastěji nepravidelného tvaru (obr. 27), někdy je patrný náběh na tvar „negativního krystalu“. Vyskytují se jednotlivě, případně v malých skupinkách. Sekundární inkluze mají červovitý tvar a vyskytují se na vyhojených mikrotrhlinách. Byly zjištěny pouze inkluze obsahující plynnou a kapalnou (vodní roztok) fázi. Velikost primárních inkluzí se pohybuje v intervalu 1 až 16 μm .

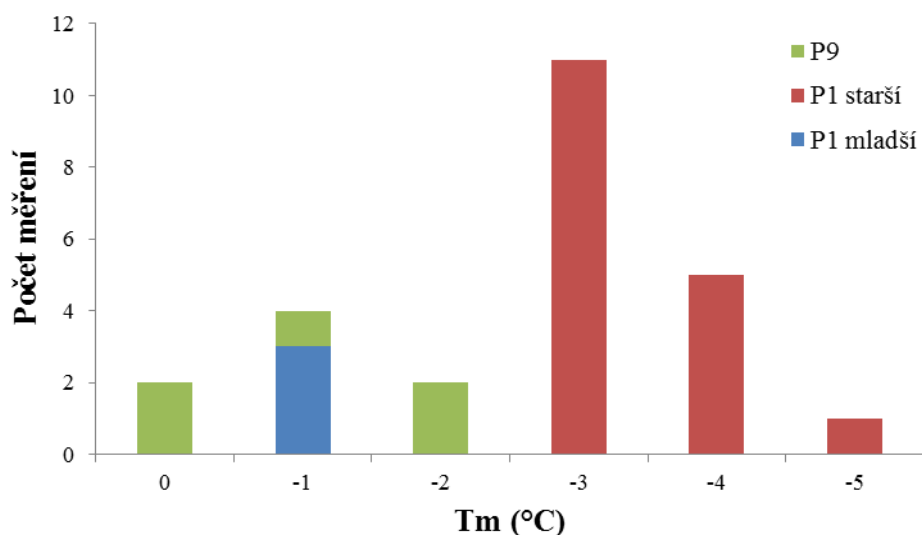
Teploty homogenizací inkluzí s bublinou vykazují rozsah 67-175°C (obr. 28). Jednotlivé vzorky svými T_h na sebe plynule navazují. Nejnižší T_h je u vzorku P9. Inkluze zamrzají při teplotách od -40 do -50°C. Teplota eutektika nebyla vzhledem k nepříznivým pozorovacím podmínkám stanovena (malá velikost inkluzí a neznatelné postupné odtávání obsahu inkluzí). Tání posledního ledu nastává při teplotách od -0,6 do -5°C (obr. 29), což naznačuje salinitu mezi 1,1-7,9 hm.% NaCl ekv. (Bodnar 1993).



Obr. 27: Primární dvoufázová inkluze v mladším dolomitu (vzorek P1) za pokojové teploty, velikost 0,024 mm.



Obr. 28: Histogram homogenizačních teplot dvoufázových L+V inkluzí v dolomitech.

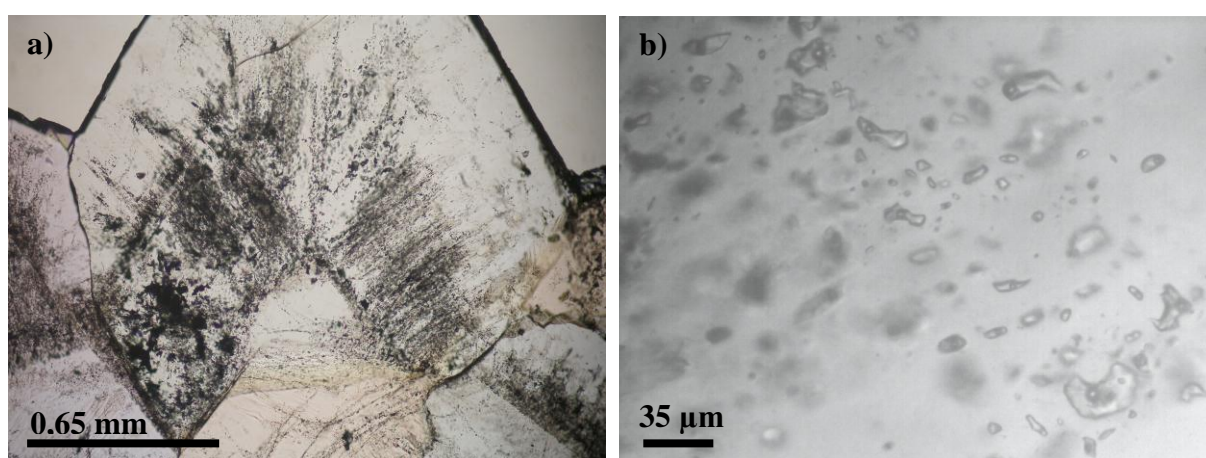


Obr. 29: Histogram teplot tání posledního ledu ve fluidních inkluzích v dolomitech.

5.2.3. Fluidní inkluze v křemenech

Plynokapalné uzavřeniny křemene byly studovány ve 4 vzorcích, v reprezentaci polymetalické rudní mineralizace (vzorek P11), dolomitové mineralizace (vzorek P9) a alpské mineralizace (vzorky P6, P7). Zastoupeny jsou jak primární tak sekundární inkluze, sporadicky i inkluze primárně-sekundární. Primární inkluze jsou vázány na růstové zóny (obr.

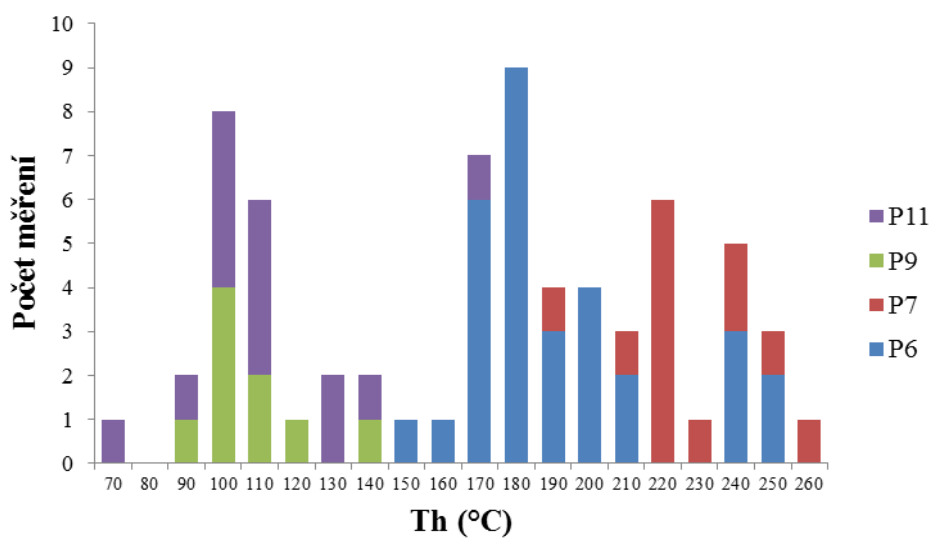
30), nebo jsou solitérní. Sekundární a primárně-sekundární inkluze se vyskytují na vyhojených mikrotrhlinách či protínají růstové zóny. Tvary inkluzí jsou ponejvíce nepravidelné, někdy podélně protáhlé či měňavkovité, velmi výjimečně izometrické. PS inkluze mívají kónický tvar. Velikost inkluzí je poměrně velká od 10 do 80 μm . Za pokojové teploty byly fluidní inkluze dvoufázové i jednofázové. Jednofázové FI byly vyplněny pouze kapalnou fází. Část inkluzí byla zcela černá a neprůhledná, takže k jejich fázovému složení se nelze vyjádřit. Dvoufázové inkluze byly typu L+V, kapalná fáze zaujímala okolo 90% celkového objemu. Jednotlivé růstové zóny jsou tvořeny jak drobnými jednofázovými, tak velkými dvoufázovými inkluzemi vyskytujícími se společně.



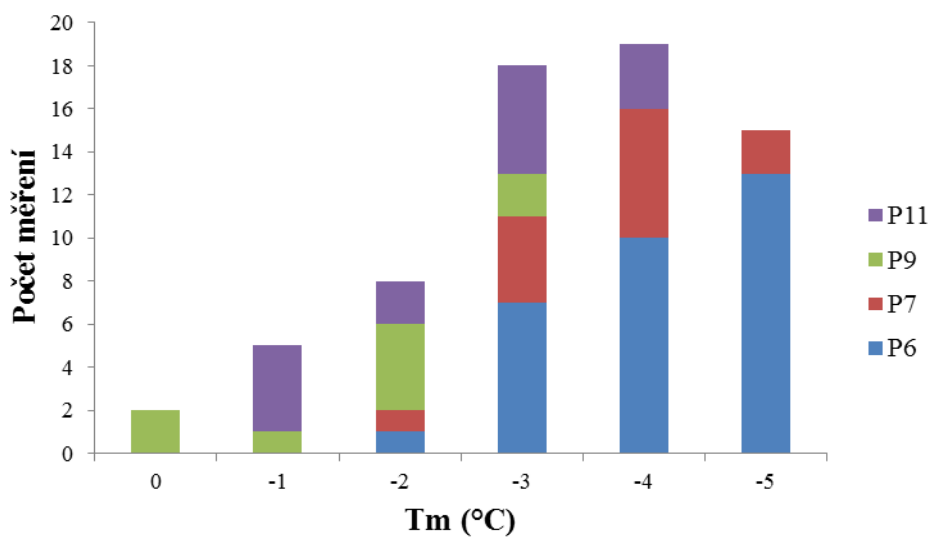
Obr. 30: Fluidní inkluze v křemenu. a) Růstové zóny v krystalu křemene (vzorek P11); b) Primární dvoufázové a jednofázové fluidní inkluze za pokojové teploty ve vzorku P6.

Dvoufázové inkluze homogenizují na kapalinu za teplot T_h 70°C až 260°C (obr. 31). Vyšší hodnoty T_h (150-260°C) vykazují inkluze z alpských žil. Nižší T_h (70-140°C) jsou naopak u inkluzí z dolomitových a polymetalických rudních žil. U vzorku P9 byly změřeny i sekundární FI. T_h se pohybovaly v rozmezí od 93°C do 148°C. U velmi tmavých inkluzí nebyly při kryometrii pozorovány žádné změny. Při ochlazování inkluze zamrzají za teplot -33°C až -50°C, sekundární při teplotách -34°C až -45°C. U některých vzorků (P6, P7, P9) se podařilo změřit i teplotu eutektika (T_e) v rozmezí od -22°C do -41,8°C, což indikuje přítomnost systému $\text{H}_2\text{O} - \text{NaCl} - \text{KCl} (\pm \text{MgCl}_2 \pm \text{FeCl}_2)$ (Zachariáš 2000). K poslednímu tání ledu (T_m) u primárních FI docházelo při teplotách od -0,7°C do -5,7°C (obr. 32), což odpovídá salinitě od 1,2 do 8,8 hm.% NaCl ekv. (Bodnar 1993). Nejnížší teploty T_m (-2°C až -5°C) jsou u vzorků P6 a P7 reprezentujících mineralizaci alpského typu. Nejvyšší hodnoty (0

až -3°C) byly naměřeny naopak u dolomitové žíly (vzorek P9) a střední (-1 až -4°C) u polymetalické rudní žíly (vzorek P11).



Obr. 31: Histogram homogenizačních teplot dvoufázových L+V inkluzí v křemenech.



Obr. 32: Histogram teplot tání posledního ledu ve fluidních inkluzích v křemenech.

5.3. Studium stabilních izotopů

Laboratorně stanovené hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ a $\delta^{18}\text{O}$ v kalcitech, dolomitech a křemenech, a hodnoty $\delta^{34}\text{S}$ molybdenitu, pyritu, arzenopyritu, pyrhotinu a sfaleritu jsou uvedeny v tabulce 14.

Tab. 14: Izotopické složení uhlíku, kyslíku a síry ve studovaných vzorcích a vypočítané hodnoty $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^{34}\text{S}$ matečních fluid.

		Minerál			Hydrotermální roztok		
Vzorek	Minerál	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ SMOW)	T(°C)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ SMOW)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB)
P4	kalcit ml.	-7,77	-7,92	+22,75	44/69*	-2,2/+1,9	-8,9/-9,6
P4	kalcit st.	-1,80	-10,94	+19,63	40/100*	-5,8/+2,7	-3,7/-3,4
P5	kalcit	-10,58	-11,52	+19,03	51/60*	-4,5/-3,1	-13/-11,6
P6	kalcit	-14,06	-18,69	+11,64	200/275*	+2,1/+5,3	-13,9/-12,7
					182/377**	+1,1/+7,9	-11,2/-14,4
P7	kalcit st.	-6,41	-9,01	+21,62	80****	+2,2	-8,1
					183/343**	+11,1/+17,2	-4,0/-6,7
P7	kalcit ml.	-6,90	9,26	+21,37			
P8	kalcit	-10,19	-16,35	+14,50	85/126*	-4,7/+0,3	-15,2/-12,3
P9	kalcit	-8,75	-8,03	+22,63	40/90*	-2,3/+4,4	-10,6/-10,4
P10	kalcit	-12,81	-18,29	+12,06	150/181*	-0,6/+1,5	-14,3/-13,2
P11	kalcit	-11,90	-10,30	+20,29	48/77*	-3,8/+0,5	-13,7/-13,6
P12	kalcit	-11,34	-18,09	+12,26	80/207*	-7,1/+3,1	-16,8/-11,0
P1	dolomit	-6,13	-16,45	+13,96	123/175*	-1,9/+2,4	-10,2/-7,8
P9	dolomit	-9,97	-9,58	+21,03	67/140*	-2,1/+6,8	-17,9/-13,1
P6	křemen			+10,90	149/253*	-4,6/+2,1	
					182/377**	-0,9/+5,9	
P9	křemen			+16,60	99/147*	-4,7/+0,8	
P11	křemen			+15,10	70/170*	-10,7/+1,4	

		Minerál	Hydrotermální roztok	
Vzorek	Minerál	$\delta^{34}\text{S}$ (‰ CDT)	T(°C)	$\delta^{34}\text{S}$ (‰ CDT)
P2	molybdenit	+2,87	-	-
P3	pyrit	+4,72	200-500****	+2,9/+4,1
P4	pyrit	+13,11	200****	+11,3
P3	arzenopyrit	+7,77	200-500****	-
P14	pyrhotin	+4,34	200-500****	+3,9/+4,2
P14	sfalerit	+4,98	200-500****	+4,5/+4,8
P10	sfalerit	+3,19	200-500****	+2,7/+3,0

* Teplota získaná z fluidních inkluzí

** Teplota získaná z chloritové termometrie

*** Teplota získaná z izotopové termometrie

**** Modelová/předpokládaná teplota

STABILNÍ IZOTOPY UHLÍKU A KYSLÍKU V KARBONÁTECH

Stabilní izotopy uhlíku a kyslíku byly studovány v kalcitech a dolomitech z různých mineralizací. Hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ kalcitů se pohybují v rozmezí +11,6 až +22,8 ‰ SMOW. Jednotlivé mineralizace obsahují kalcity, které vykazují jak hodnoty izotopicky lehčí (+11,6 až +14,5 ‰ SMOW), tak hodnoty izotopicky těžší (+19,0 až +22,6 ‰ SMOW). Vzorky s nižšími hodnotami $\delta^{18}\text{O}$ mají i velmi nízké hodnoty $\delta^{13}\text{C}$. Hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ kalcitů mají hodnoty -14,1 až -1,8 ‰ PDB.

Izotopové analýzy dolomitu byly provedeny u dvou vzorků reprezentujících dolomitovou mineralizaci. Hodnota $\delta^{18}\text{O}$ dolomitu je +14,0 (vzorek P1) a +21,0 ‰ PDB (vzorek P9). Hodnota $\delta^{13}\text{C}$ dolomitu je -9,6 až -16,5 ‰ PDB.

STABILNÍ IZOTOPY KYSLÍKU V KŘEMENECH

Izotopové analýzy kyslíku křemene byly provedeny u tří vzorků: z alpské mineralizace (vzorek P6), dolomitové mineralizace (vzorek P9) a hlušina z rudní mineralizace (vzorek P11). Hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ křemenů kolísají v intervalu mezi +10,9 a +16,6 ‰ SMOW. Nejnižší hodnota je u alpské mineralizace (+10,9 ‰ SMOW), o něco vyšší hodnoty jsou u polymetalické (+15,1 ‰ SMOW) a nejvyšší u dolomitové mineralizace (+16,6 ‰ SMOW).

STABILNÍ IZOTOPY SÍRY V SULFIDECH

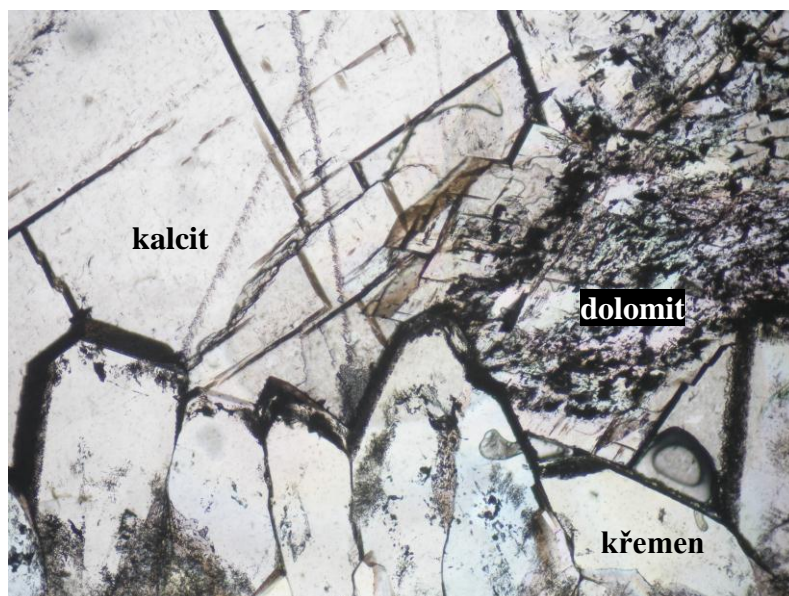
Hodnoty $\delta^{34}\text{S}$ byly stanoveny u molybdenitu, pyritu, arzenopyritu, pyrhotinu a sfaleritu. Výsledky jsou uvedeny v tabulce 14.

Molybdenit pochází z vtroušeninového Mo- zrudnění v granitu (P2), jeho hodnota $\delta^{34}\text{S}$ je 2,9 ‰ CDT. Hodnota $\delta^{34}\text{S}$ u pyritů je nižší u polymetalické mineralizace (4,7 ‰ CDT; vzorek P3) a nejvyšší u kalcitové mineralizace (13,1 ‰ CDT; vzorek P4). Ostatní analyzované rudní minerály pocházejí z polymetalické mineralizace. Arzenopyrit ze vzorku P3 má hodnotu 7,8 ‰ CDT. Ve vzorku P14 se analyzoval pyrhotin (3,4 ‰ CDT) a sfalerit (4,0 ‰ CDT). Dále bylo zjištěno izotopické složení $\delta^{34}\text{S}$ u sfaleritu ze vzorku P10 (3,2 ‰ CDT).

5.3.1. Izotopová termometrie

Izotopová termometrie slouží k odhadu teplot krystalizace dvou a více minerálů na základě stabilních izotopů kyslíku či síry. Aby bylo možné izotopovou termometrii využít, musí být splněny některé podmínky. Důležitý je mikroskopicky ověřený předpoklad společné geneze minerálů.

Celkem byly analyzovány 2 páry a 1 trojice kyslíkatých minerálů, u kterých jsou dostupné i výsledky studia FI a jsou vždy ve společné asociaci v rámci konkrétního vzorku. Jedná se o páry kalcit – křemen (vzorky P11, P6) a trojici kalcit – dolomit – křemen (vzorek P9, obr. 33). Minerální dvojice (trojice) pocházejí ze žil alpského typu (vzorek P6), z polymetalických rudních žil (vzorek P11) a z dolomitové žíly (vzorek P9). Samotná termometrická aplikace u nich ale nebyla možná, vzhledem k nižším hodnotám $\delta^{18}\text{O}$ křemene oproti kalcitu či dolomitu (viz tab. 14). Z toho lze s jistotou usuzovat, že dané minerály nekrystalizovaly současně za téže teploty a (nebo) z téhož roztoku, a tudíž mezi nimi nedošlo k ustálení izotopické rovnováhy.



Obr. 33: Společná asociace kalcitu a dolomitu narůstající na krystaly křemene (vzorek P9). Výbrus, PPL.

Ze sulfidů je pro určení teploty krystalizace nejpoužívanější dvojice galenit-sfalerit. Tyto dva minerály ovšem nebyly ve společné asociaci analyzovány. K dispozici byly dvě dvojice sulfidických minerálů z polymetalických mineralizací: pyrhotin-sfalerit (vzorek P14) a pyrit-arzenopyrit (vzorek P3). U žádné z dvojic ale nebyla termometrie možná. Dvojici pyrhotin-sfalerit nelze použít z důvodu stejné velikosti frakcionačního faktoru pro oba minerály. U dvojice pyrit-arzenopyrit nebyla termometrie možná z důvodu neznalosti frakcionačního faktoru pro arzenopyrit (viz <http://www2.ggl.ulaval.ca/cgi-bin/isotope/generisotope.cgi>).

5.4. Stopové prvky

Stopové prvky byly stanoveny ve vybraných kalcitech (vzorky P4, P10), dolomitu (vzorek P1), chloritu (vzorek P7) a horninách (rula, granit). U hornin se jednalo o okolní rulu z alpské žíly s allanitem, nealterovaný granit, alterovaný granit (odebraný z kontaktu se žilou s polymetalickou mineralizací) a granit s vtroušeninovým molybdenitovým zrudněním.

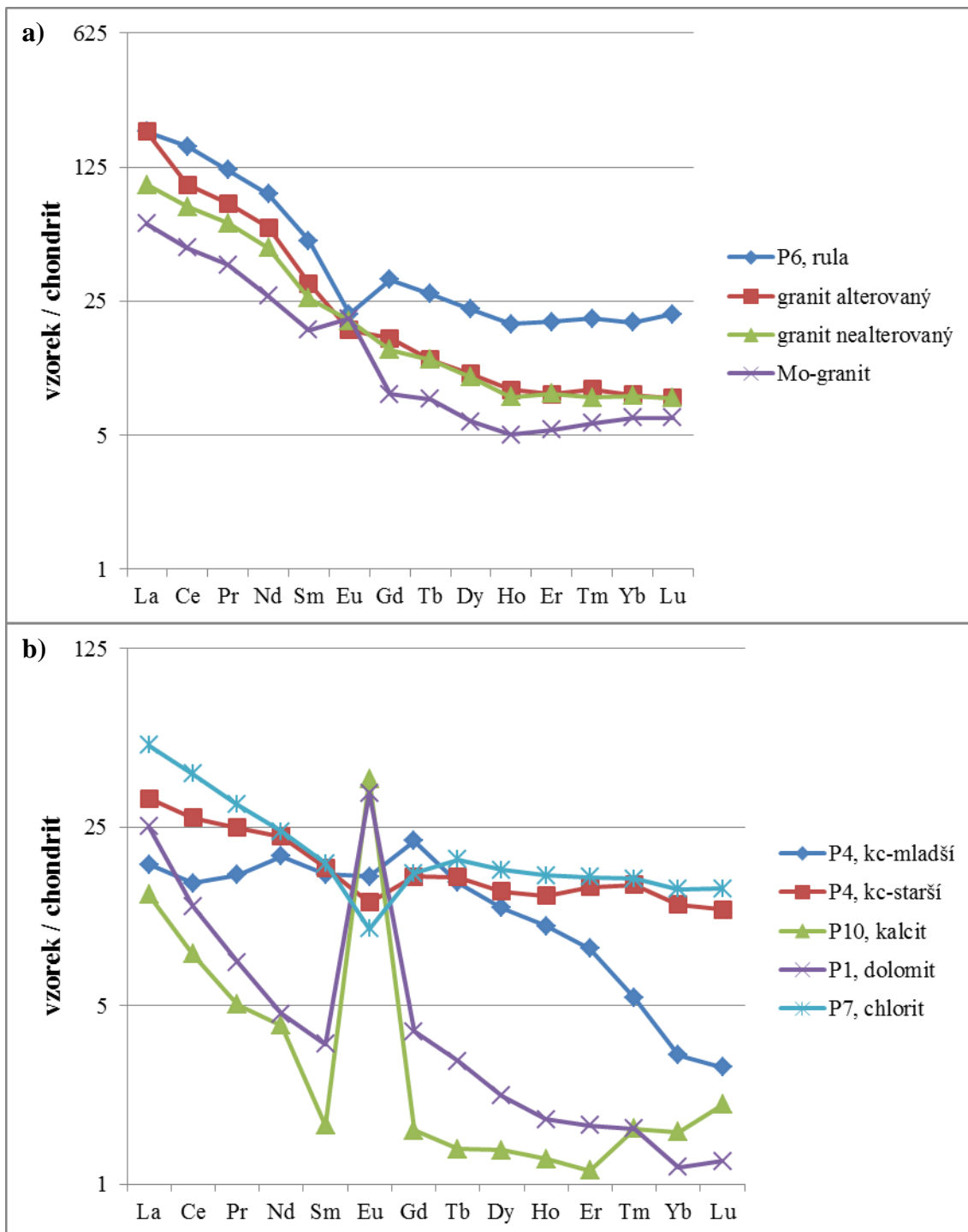
Obecně vykazují zvýšené obsahy stopových prvků horniny oproti minerálům (tab. 15). U všech minerálů jsou zvýšené obsahy stroncia a yttria. Nejvyšší hodnoty **stroncia** jsou u kalcitu P10 (458 ppm) a u mladšího kalcitu P4 (129 ppm). Nižší hodnoty (pod 100 ppm) mají dolomit P1 (85 ppm), starší kalcit P4 (83 ppm) a chlorit P7 (72 ppm). **Yttrium** je přítomno v maximálním množství 29,5 ppm v mladším kalcitu P4, nízké hodnoty vykazují kalcit P10 (2,5 ppm) a dolomit P1 (5,7 ppm). Další prvky mají zvýšené hodnoty pouze ojediněle u jednotlivých vzorků. Mezi takové vzorky patří chlorit P7, u kterého je zvýšená hodnota **galia** (48 ppm), **vanadu** (365 ppm), **zinku** (113 ppm) a **niklu** (40 ppm). Dalším vzorkem je kalcit P10, který má zvýšené hodnoty **wolframu** (11,3 ppm), **olova** (1712 ppm) a **bismutu** (100 ppm). Tyto zvýšené obsahy těžkých kovů indikují kontaminaci vzorku galenitem při separaci. Koncentrace prvků vzácných zemin (**REE**) jsou v karbonátech relativně nízké (14-37 ppm), kromě staršího kalcitu P4 (53 ppm) a chloritu P7 (68 ppm). Obsahy ostatních prvků jsou velmi nízké, nebo dokonce pod limitem stanovitelnosti.

U hornin vykazují zvýšené hodnoty typické litofilní prvky baryum, rubidium, stroncium, zirkonium a REE. Nejvyšší obsah **barya** má alterovaný granit (1810 ppm) a Mo-granit (1300 ppm). **Rubidium** dosahuje nejvyšší hodnoty 554 ppm u alterovaného granitu. **Stroncium** má nejvyšší obsah u nealterovaného granitu (668 ppm). **Zirkonium** má u všech horninových vzorků rámcově stejnou koncentraci (142-277 ppm). Koncentrace prvků vzácných zemin je nejnižší u granitu s vtroušeným molybdenitovým zrudněním (68 ppm), ostatní granity přesahují hranici 100 ppm, nejvyšší obsah REE je ale u ruly P6 (223 ppm). Mírně zvýšené hodnoty jsou u Cs, Ga, Hf, Nb, Th, U, W, Y, Zn, Ni a As. Obsahy ostatních prvků jsou velmi nízké nebo se pohybují pod limitem stanovitelnosti.

Tab. 15: Obsahy stopových prvků ve vybraných minerálech a horninách. Všechny hodnoty jsou v ppm, pouze Au v ppb.

	P4 kc-mladší	P4 kc-starší	P10 kalcit	P1 dolomit	P7 chlorit	P6 rula	granit alterovaný	granit nealterovaný	Mo-granit
Ba	<1	3	3	5	3	546	1800	870	1300
Be	<1	<1	2	<1	4	3	<1	2	3
Co	<0,2	<0,2	<0,2	0,3	6,1	16,6	1,9	5,1	5,3
Cs	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	0,2	7,8	8,5	6	7,1
Ga	2,3	0,8	1,8	1,1	48,4	23,6	14,1	19	23
Hf	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	7,7	4,6	4,6	5,4
Nb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	17,2	10,1	8,6	10
Rb	<0,1	0,2	0,2	0,5	0,4	216	554	159	309
Sn	<1	<1	<1	<1	<1	5	2	2	3
Sr	129	83	458	85	72	201	253	670	448
Ta	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	1,1	0,9	0,7	0,7
Th	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	0,3	16,1	14,5	10,6	21,6
U	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	0,4	3,2	9,5	5	30,6
V	<8	<8	<8	<8	365	128	37	40	46
W	<0,5	2,2	11,3	<0,5	0,5	14,1	48,2	22,7	68,5
Zr	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	4,6	277	142	144	192
Y	29,5	21	2,5	5,7	26,2	30,9	14,7	14,2	9,6
Mo	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	1,5	1,5	3,2	>2000
Cu	<0,1	0,4	4,6	0,6	<0,1	69	11,1	12,5	23,8
Pb	<0,1	8,2	1700	0,3	1,7	5,8	110	8	20,9
Zn	<1	39	53	2	113	80	45	33	32
Ni	3,2	3,4	2,5	5,0	40,4	30,8	3,6	5	5,7
As	<0,5	0,7	<0,5	1,0	<0,5	53,5	87,7	1,2	0,5
Cd	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	<.1
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	0,1	0,4	0,2	0,5
Bi	<0,1	0,4	100	<0,1	<0,1	0,6	2,7	<0,1	3,9
Ag	<0,1	<0,1	5,4	<0,1	<0,1	0,1	1,1	<0,1	0,2
Au	<0,5	<0,5	<0,5	1,3	<0,5	1,5	1,2	<0,5	10,8
Hg	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01
Tl	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	<0,1	0,5	0,2	0,3	0,2
Se	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	6,9
La	4,2	7,6	3,2	5,9	12,3	45	31,4	23,8	14,9
Ce	9,1	16,4	4,8	7,4	24,4	96,6	61,2	47	28,6
Pr	1,45	2,22	0,45	0,66	2,73	10,78	7,2	5,67	3,44
Nd	8,7	10,4	1,9	2,1	10,9	40,9	27,3	21,4	12
Sm	2,41	2,55	0,25	0,52	2,65	7,58	4,55	3,8	2,6
Eu	0,9	0,71	2,17	1,91	0,56	1,2	0,99	1,11	1,14
Gd	4,34	3,15	0,32	0,78	3,25	6,36	3,14	2,74	1,61
Tb	0,55	0,58	0,05	0,11	0,68	0,99	0,48	0,45	0,28
Dy	2,93	3,41	0,33	0,54	4,13	5,5	2,53	2,44	1,43
Ho	0,57	0,75	0,07	0,1	0,9	1,06	0,48	0,44	0,28
Er	1,33	2,32	0,18	0,27	2,53	3,11	1,3	1,31	0,85
Tm	0,13	0,36	0,04	0,04	0,38	0,49	0,21	0,19	0,14
Yb	0,52	2,02	0,26	0,19	2,32	3,16	1,32	1,3	1
Lu	0,07	0,29	0,05	0,03	0,35	0,52	0,19	0,19	0,15
Σ REE	37,2	52,76	14,07	20,55	68,08	223,25	142,29	111,84	68,42
Ce/Ce*	0,9	0,9	0,9	0,8	1,0	1,0	0,7	0,9	0,9
Eu/Eu*	0,8	0,8	23,3	9,1	0,6	0,5	0,8	1,0	1,6

Distribuce REE normalizované na chondrit CI (Anders a Grevesse, 1989) jsou variabilní (obr. 34). Křivky ukazují obohacení o lehké prvky vzácných zemin (LREE) u všech vzorků (hornin i minerálů). U některých vzorků lze pozorovat europiové anomálie. Z hornin se jedná o negativní Eu anomálii u ruly P6 ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,5$) a pozitivní Eu anomálii u Mo-granitu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,6$). U alterovaného a nealterovaného granitu lze sledovat plynulý pokles hodnot s rostoucím atomovým číslem prvků. U minerálů má negativní Eu anomálii starší a mladší kalcit P4 ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,8$), velmi výrazná pozitivní Eu anomálie je pozorovatelná u kalcitu P10 ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 23,3$) a dolomitu P1 ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 9,1$). Distribuce těžkých prvků vzácných zemin (HREE) je u každého minerálního vzorku odlišná. Vodorovný průběh mají st. kalcit ze vzorku P4 a chlorit ze vzorku P7. U ml. kalcitu P4 a dolomitu P1 lze pozorovat prudký pokles, u kalcitu P10 dokonce obohacení na nejtěžší HREE (Tm-Lu). U mineralizace alpského typu reprezentovanou chloritem P7 lze vyzorovat zvýšené hodnoty Gd oproti ostatním vzorkům.



Obr. 34: Distribuce vzácných zemin. a) v horninách; b) v minerálech. (normalizováno chondritem CI podle Anderse a Grevesse, 1989).

6. Interpretace a diskuze

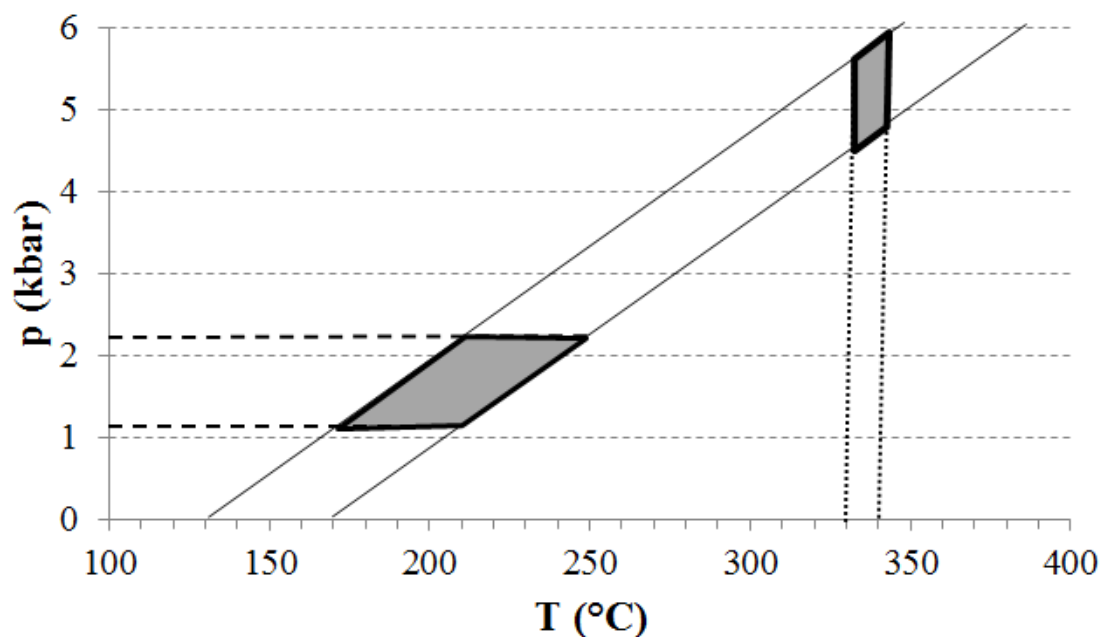
6.1 Podmínky vzniku hydrotermálních mineralizací

6.1.1. Žilná polymetalická mineralizace

Žilná polymetalická mineralizace je tvořena pyritem, sfaleritem, galenitem, arzenopyritem, pyrhotinem a ojediněle chalkopyritem. Hlušínovými minerály jsou křemen a kalcit, v menší míře chlorit a muskovit.

Výšeteplotní krystalizaci polymetalické mineralizace dokládá přítomnost scheelitu a příměs Bi s absencí Sb v galenitu. Teplotní podmínky vzniku této mineralizace jsou odvozeny z FI kalcitu a křemene, chloritové termometrie, sfaleritové geobarometrie (viz níže) a izotopové termometrie. Fluidní inkluze v kalcitu vykazují relativně nízkou teplotu homogenizace ($T_h = 48-181^\circ\text{C}$). U křemene byla teplota homogenizace shodná s kalcitem ($T_h = 70-170^\circ\text{C}$) (tab. 13). Teploty homogenizací pro inkluze v křemenu uvádí Dobeš, Malý (2001) pod 300°C . Ondřík (1996) naproti tomu zjistil inkluze s teplotami homogenizace od 184 do 350°C . Chloritová termometrie indikuje teploty mezi $161-342^\circ\text{C}$ (podle různých autorů) (tab. 4). Nižší teploty ($180-200^\circ\text{C}$) podle Kranidiotise, MacLeana (1987) se přibližně kryjí s horním limitem teplot homogenizace získaných z FI. Malý, Dolníček (2005) uvádějí z izotopové termometrie (dvojice pyrit-sfalerit) teplotu 593°C . Ale již samotní autoři považují takto vysokou teplotu za irelevantní. Sfaleritová geobarometrie v kombinaci s izochorou FI indikuje tlaky $1-2$ kbar při teplotě $170-220^\circ\text{C}$. Za předpokládaný rozsah teplot krystalizace se přikláním k hodnotě okolo 200°C . Tuto teplotu dokládají mnou naměřené T_h z fluidních inkluzí, chloritová termometrie podle Kranidiotise a MacLeana (1987) a odpovídající tlak ze sfaleritové geobarometrie. Rozmezí předpokládané teploty odpovídá středně teplotní mineralizaci.

Teploty z chloritového termometru podle Cathelineau (1988) a Jowetta (1991) v kombinaci s hodnotami T_h fluidních inkluzí udávají pro teplotu $330-340^\circ\text{C}$ nereálné tlaky fluid těsně pod 5 kbar (obr. 35), což odpovídá hloubce necelých 19 km pro vznik žil. Pro kutnohorské rudní žíly byl tlak zjištěn $2,2-2,7$ kbar (Sztacho 1991).



Obr. 35: PT podmínky polymetalické mineralizace interpretované kombinací izochor fluidních inkluzí v kalcitu a křemenu. Čárkovaně jsou PT podmínky vymezené sfaleritovou geobarometrií, tečkovaně jsou PT podmínky vymezené chloritovou termometrií.

Reálnější tlakové podmínky byly zjištěny použitím sfaleritové geobarometrie podle Hutchinsona, Scotta (1981). K výpočtu jsou vhodné sfalerity neobsahující inkluze chalkopyritu. Chalkopyrit totiž mění molární obsah FeS ve sfaleritu nahrazováním železa mědí a posunuje tak tlakové odhady k vyšším hodnotám (De Waal, Johnson 1981 in Barnet, Rybka 1988). Další podmínkou je dosažení rovnovážného stavu mezi sfaleritem, pyrhotinem a pyritem, nejlépe mikroskopicky ověřeného stykem těchto tří minerálů v „trojném bodě“ (Drábek, Rybka 1986). Obecně platí, že se stoupajícím tlakem bude FeS ve sfaleritu klesat, přičemž vliv teploty lze zanedbat do teploty 650°C (Drábek, Rybka 1986). Dané podmínky nejsou u sfaleritů z lokality Pohled striktně splněny. Trojice minerálů sfalerit-pyrit-pyrhotin se sice vyskytují společně v minerální asociaci, ale navzájem se nestýkají v „trojném bodě“. Analyzovány byly sfalerity ze vzorků P10, P11, P13 a P14 (tab. 5). Obsahy Fe po přepočtení na FeS odpovídají 12,9-20,55 mol. %, tomu odpovídá tlak 0,2-6,5 kbar (tab. 16). Některé výsledky jsou ovšem nadhodnoceny díky nečistým sfaleritům s uzavřeninami chalkopyritů. Většina hodnot se však pohybuje v intervalu 1,2-2,3 kbar.

Tab. 16: Vypočtené tlaky odpovídající obsahu FeS ve sfaleritu.

Vzorek	Fe (hmot. %)	FeS (mol. %)	Tlak (kbar)
P10	10,35	18,54	1,6
P10	11,48	20,55	0,2
P11	7,24	12,97	6,5
P11	9,61	17,21	2,6
P13	10,31	18,45	1,6
P13	10,65	19,08	1,2
P14	10,11	18,11	1,9
P14	10,50	18,79	1,4
P14	10,08	18,04	2,0
P14	9,82	17,58	2,3
P14	8,40	15,05	4,5

Diagram závislosti Th/Tm (obr. 37) ukazuje shodný trend pro kalcity i pro křemen, a mísení dvou různých fluid s rozdílnou salinitou a přibližně stejnou teplotou homogenizace.

Hodnota $\delta^{18}\text{O}$ vody hydrotermálního roztoku, z něhož krystaloval kalcit, kolísá pro teploty 48-181 °C mezi -0,6 a +1,5 ‰ SMOW. Pro křemen jsou hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ fluid -10,7 až +1,4 ‰ SMOW. Průměrně se tedy hodnota $\delta^{18}\text{O}$ fluid pro kalcit i křemen pohybuje v rozmezí -4 až +1 ‰ SMOW. Tyto hodnoty svědčí o přítomnosti mořské vody v kombinaci s vodou srážkovou. Uhlík fluid má hodnotu -14,3 až -13,2 ‰ PDB, což signalizuje přítomnost organického uhlíku v hydrotermálním procesu. Hodnotu $\delta^{34}\text{S}$ sulfanu fluid bylo možné zjistit u pyritu (vzorek P3), pyrotinu (vzorek P14) a sfaleritu (vzorek P14). Izotopická složení sulfanu hydrotermálního roztoku byla u všech minerálů podobná, v rozmezí +0,9 až +4,8 ‰ CDT pro teplotu 200-500°C. Bohužel na této lokalitě není známa hodnota $\delta^{34}\text{S}$ u hornin, bez které nelze jednoznačně specifikovat zdroj síry. Ale pro hodnoty v intervalu 0 až +5 ‰ CDT je v okolí moldanubického plutonu horninové prostředí považováno za přímý zdroj pro hydrotermální roztok (Malý, Dolníček 2005). Zdroj síry je tedy pravděpodobně v metamorfovaných horninách, nebo v žulách moldanubika.

Kalcit ze vzorku P10 vykazuje obohacení o LREE a výraznou pozitivní Eu anomálii ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 23,3$). Pozitivní Eu anomálie odráží oxidačnímu prostředí v závěru krystalizace. V

distribuci těžkých prvků vzácných zemin (HREE) lze pozorovat obohacení na nejtěžší HREE (Tm-Lu) (obr. 34b).

6.1.2. Žilná kalcitová mineralizace

Zkoumané kalcitové žíly jsou tvořeny především kalcitem a křemenem. Makroskopicky byl určen nejstarším minerálem křemen, na něj pak narůstá kalcit, až ve dvou generacích.

Teplotní podmínky vzniku kalcitové mineralizace jsou odvozeny z FI kalcitu. Teplota homogenizace se pohybuje v širokém rozmezí 40-207 °C (tab. 13). Vyšší hodnoty (207°C) jsou u vzorku P12. Kalcit vykrytalizoval z nízko salinního roztoku (0,4-7,0 % NaCl ekv.) (tab. 13). Závislost Th/salinita (obr. 37) ukazuje trend mísení dvou různých fluid s rozdílnou salinitou a přibližně stejnou teplotou homogenizace.

Vypočtená hodnota $\delta^{18}\text{O}$ fluid je -7,1 až +3,1 ‰ SMOW. Většinou jsou ale hodnoty menší než 0 ‰ SMOW, což svědčí o původu roztoků v kombinaci srážkové a mořské vody. Izotopické složení uhlíku matečního roztoku je -16,8 až -3,4 ‰ PDB. Zápornější hodnoty nasvědčují organickému původu uhlíku. Hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ mezi -8 až -5 ‰ PDB napovídají, že zdroj uhlíku pocházel z hlubinného zdroje, tzn., že může pocházet ze svrchního pláště nebo spodní kůry, případně může jít o uhlík tzv. homogenizované zemské kůry, zprůměrovaný z různých zdrojů (Hladíková 1988). Původ síry z hydrotermálního roztoku lze určit díky pyritu (vzorek P4). Hodnota $\delta^{34}\text{S}$ fluid je pro maximální teplotu 200°C rovna +11,3 ‰ CDT. Pro teploty homogenizace (40-200°C) lze ale předpokládat hodnotu $\delta^{34}\text{S}$ o něco nižší.

Distribuce vzácných zemin (obr. 34b) je u staršího kalcitu (vzorek P4) vyrovnanější s méně výrazným obohacením o LREE a malou negativní Eu anomálií ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,8$). Negativní Eu anomálie odráží redukční prostředí při krystalizaci, což je v souladu i s minerální asociací se sulfidy. U ml. kalcitu můžeme pozorovat prudký pokles u HREE.

6.1.3. Žilná dolomitová mineralizace

Dolomitové žíly jsou tvořeny dolomitem, kalcitem či křemenem. Nejstarší z minerálů je křemen, na něj pak narůstá dolomit (až ve dvou generacích). Nejmladší je kalcit, který vyplňuje dutiny v dolomitu.

Teplotní podmínky dolomitové mineralizace jsou odvozeny pouze z FI dolomitu, kalcitu a křemene. Teplota homogenizace se pohybuje v rozmezí 40 až 175°C (tab. 13). Nejnižší teploty byly naměřeny u kalcitu (vzorek P9) (40-90°C), dolomit měl teploty v rozmezí 67-175°C, křemen pak 70-147°C. Salinita hydrotermálního roztoku dosahuje hodnot 1,1-8,5 % NaCl ekv. Závislost Th/salinita (obr. 37) je u jednotlivých minerálů dolomitové mineralizace odlišná. U dolomitu vzorku P9 se jeví trend postupného zvyšování homogenizační teploty spolu se snižující se salinitou FI, kdežto u dolomitu vzorku P1 a kalcitu (vzorek P9) lze pozorovat dva trendy. První trend naznačují mísení dvou fluid s variabilní salinitou a relativně stálou teplotou homogenizace. Druhý trend je opačný, vyznačuje se mísením dvou fluid s rozdílnou teplotou homogenizace a stálou salinitou. U křemene je opět naznačené mísení dvou fluid s rozdílnou salinitou a relativně stálou teplotou.

Hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ matečných fluid se pohybují pro teploty 40-175°C od -4,7 do +6,8 ‰ SMOW. Původ hydrotermálního roztoku lze opět hledat v mořské vodě v kombinaci s vodou meteorickou. Hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ fluid (-17,6 až -7,8 ‰ PDB) jsou charakteristické pro organický uhlík a částečně pro hlubinný uhlík.

Dolomit ze vzorku P1 vykazuje obohacení o LREE a výraznou pozitivní Eu anomálii ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 9,1$) (obr. 34b). Pozitivní Eu anomálie dokládá nárůst Eh prostředí při krystalizaci. Obohacení o LREE ukazuje na nízký obsah ligandů (F^- , OH^- , CO_3^{2-}) v hydrotermálním roztoku (Bau, Möller 1992). LREE ionty byly snadněji mobilizovány a za neustálé sorpce při migraci fluid byly vznikající minerální fáze obohacovány o LREE.

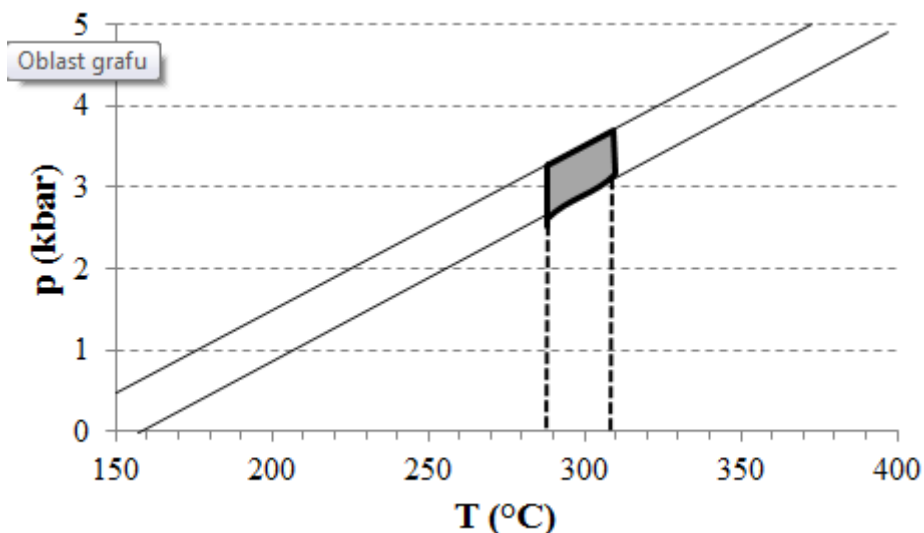
6.1.4. Mineralizace alpského typu

Alpské žíly jsou tvořeny vždy křemenem, kalcitem, pyritem a chloritem. Krystalizačně nejstarším minerálem je křemen, pak následuje chlorit + (allanit), poté kalcit a nejmladší je pyrit.

Teplotní podmínky při krystalizaci alpské mineralizace byly stanovovány prostřednictvím FI kalcitu a křemene a z nezávislého chloritového termometru. Nejnižší možná teplota krystalizace byla prostřednictvím FI zjištěna na 127-273°C, přičemž byla přibližně shodná u kalcitu i křemene. Chloritový termometr indikuje teploty o něco vyšší (182-377°C; podle různých autorů). Vznik rabdofánu na úkor allanitu dokládá, že teplota

hydrotermální roztoku nepřekročila 400°C, při které rabdofán ztrácí vodu a transformuje se na monazit (Krmíček et al. 2005).

Chloritový termometr byl kombinován s hodnotami T_h fluidních inkluzí s cílem blíže specifikovat tlakové podmínky mineralizace alpského typu. Pro teplotu 300°C odpovídá hodnota tlaku cca 3 kbar (obr. 36).



Obr. 36: PT podmínky alpské mineralizace interpretované kombinací izochor fluidních inkluzí v kalcitu a křemenu a chloritového termometru.

Salinita hydrotermálního roztoku je nízká (3,7-8,9 % NaCl ekv.). Diagram T_h /salinita (obr. 37) naznačuje dva trendy. První trend charakteristický pro křemen se vyznačuje variabilní salinitou a relativně stálou teplotou homogenizace. Druhý trend, vyskytující se u kalcitu a křemene, se vyznačuje rozdílnou teplotou homogenizace a stálou salinitou (6-8 % NaCl ekv.). Tento trend je prokreslen méně nápadně a lze ho proto zčásti jen předpokládat.

Použitím hodnot T_h pro výpočet izotopického složení kyslíku hydrotermálního roztoku vychází $\delta^{18}\text{O}$ vody mezi -4,6 a +7,9 ‰ SMOW. Za předpokladu vyšší teploty získané z chloritového termometru jsou výsledky posunuty do kladnějších hodnot a to -0,9 až +17,2 ‰ SMOW. Vysoce pozitivní hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ jsou obecně typické pro vody, které prodělaly významnější izotopovou výměnu kyslíku během interakcí s horninami (vody magmatické, metamorfni, či diagenetické; Sheppard 1986). Možnou variantou je např. mořská voda, které nasvědčuje i vyšší salinita. Zavrhnout nemůžeme ani vodu metamorfni s.l., jejíž izotopové složení kyslíku je výsledkem izotopové výměny mezi vodou a horninami za relativně

zvýšených teplot. Uhlík fluid má hodnotu -14,4 až -4,0 ‰ PDB, což svědčí pro směs organického a hlubinného uhlíku. Hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ fluida jsou získané za použití teplot z chloritové termometrie.

Distribuce REE v chloritu a allanitu (vzorek P7) lze korelovat s okolní horninou rulou ze vzorku P6. Tyto vzorky mají přibližně stejný tvar křivky REE (obr. 34b): nabohacení na LREE s negativní Eu anomálií ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,5$ a $0,6$ ppm) a vyrovnanější průběh HREE, což je typické pro parageneticky starší minerální fáze. Negativní Eu anomálie je nejspíš způsobena vysokoteplotním (až 300°C) původem chloritu (Bau, Möller 1992).

6.1.5. Vzájemné porovnání jednotlivých mineralizací

Z předchozí charakteristiky jednotlivých mineralizací je zřejmé, že se na lokalitě Pohled vyskytují různé žilné minerální asociace obsahující jako hlavní složky křemen a karbonáty (kalcit, dolomit). Teploty vzniku odvozené z FI a chloritové termometrie jsou nejvyšší u alpské mineralizace, pak u polymetalické a shodně jsou na tom kalcitové s dolomitové mineralizace. V salinitě mateřských fluid nejsou u studovaných mineralizací výraznější rozdíly. Hydrotermální roztok byl tedy nízký až středně salinní a jeho teplota se postupně snižovala. Porovnání závislosti teploty homogenizace na salinitě u jednotlivých minerálů je znázorněno na obrázku 37.

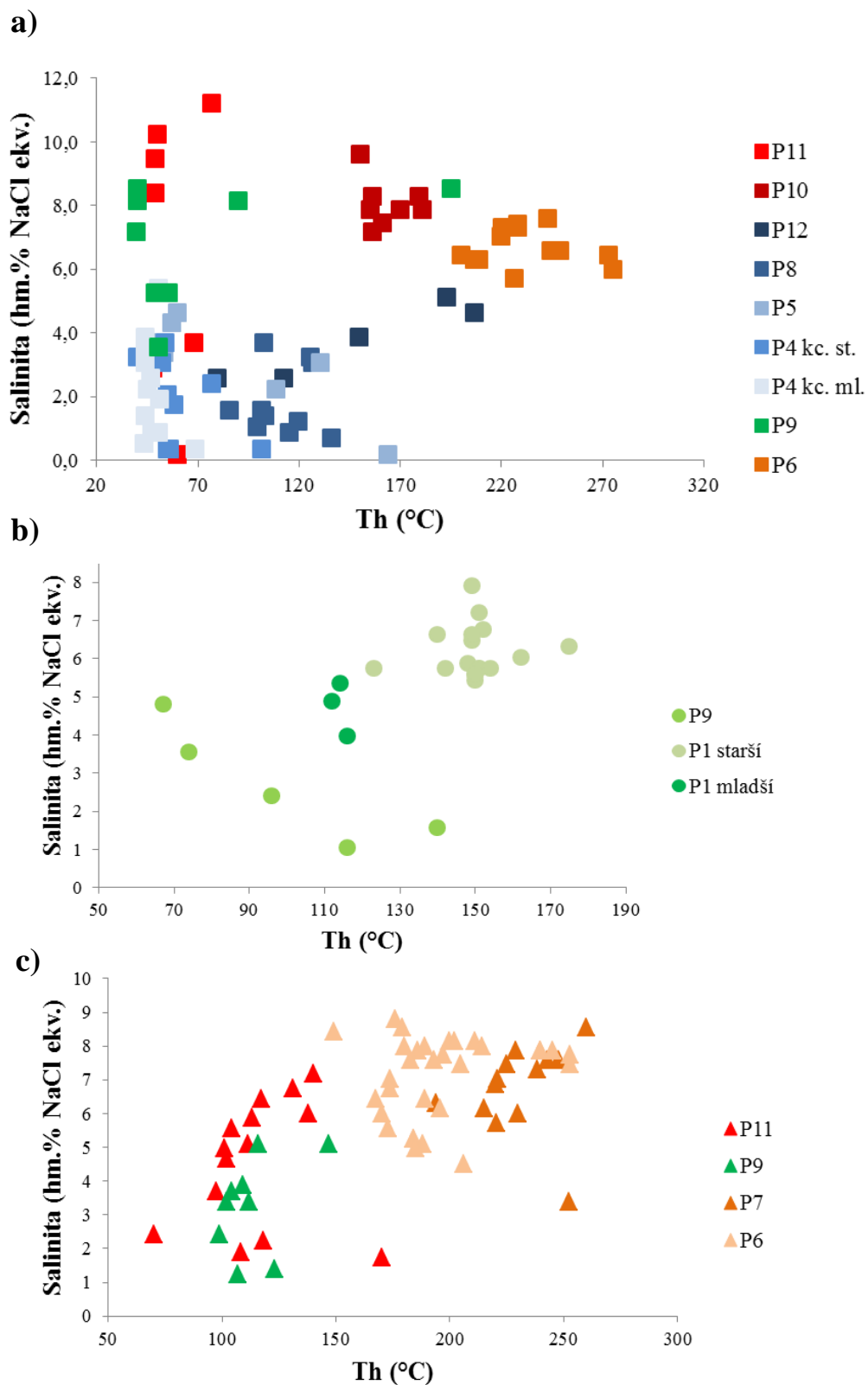
Distribuce naměřených dat u kalcitů v Th/salinita diagramu (obr. 37) naznačuje variabilní mísení fluid. U všech mineralizací je zjevný totožný trend, a to mísení dvou různých fluid s rozdílnou salinitou a přibližně stejnou teplotou homogenizace, přičemž teplota homogenizací je pro jednotlivé mineralizace rozdílná (jak jsem uvedla výše). Většinou se teplota pohybuje okolo 100°C (kalcitová, dolomitová mineralizace), vyšší teploty jsou u mineralizace polymetalické a alpské. O něco méně zřetelný trend je naznačen pro mísení vysokoteplotních a nízkoteplotních fluid, u kterých je relativně stejná, nebo mírně snižující se salinita se snižující se teplotou roztoku. Tento trend je prokreslen méně nápadně a lze ho proto jen zčásti předpokládat. I přesto je v zastoupení u všech mineralizací, nejvíce je prokreslen u alpské mineralizace.

Vypočítané izotopické složení kyslíku vody matečního hydrotermálního roztoku kolísá pro kalcity od -7,1 po +17,2 ‰ SMOW, pro dolomity od -2,1 do +6,8 a pro křemen od -10,7 do +5,9 ‰ SMOW. Výraznější rozdíly v hodnotách $\delta^{18}\text{O}$ mezi jednotlivými typy mineralizací

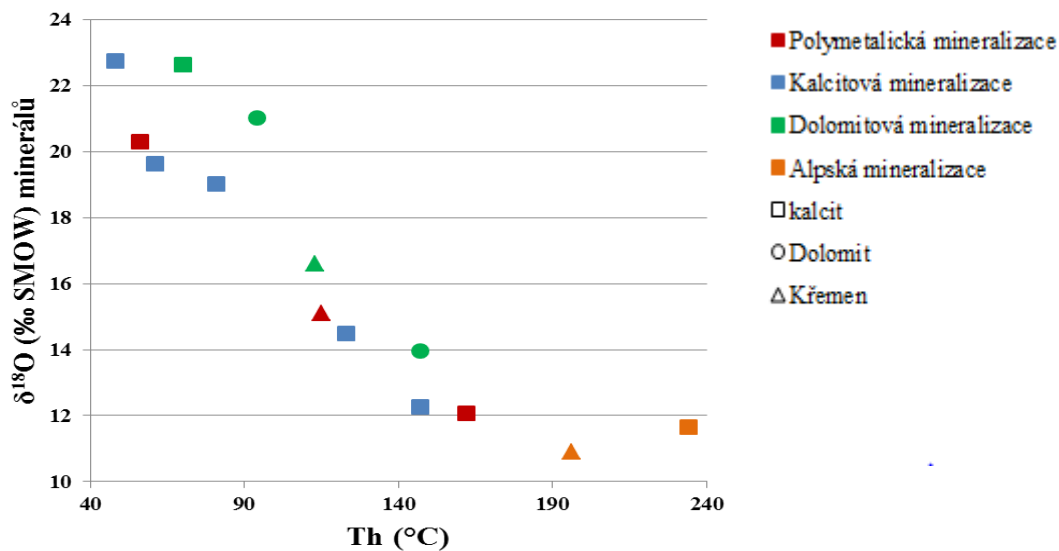
nejsou. Většina hodnot se pohybuje kolem 0 ‰ SMOW. Zvýšené hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ (až 17 ‰ SMOW) fluid jsou pouze u alpské mineralizace, které lze vysvětlit izotopovou výměnou kyslíku během interakcí fluid s horninami. Souhrnem lze tedy říci, že izotopické složení matečných fluid jednotlivých mineralizací poukazuje na jejich možný mořský původ a částečné míšení s meteorickými vodami (obr. 38) a to postupně v teplotním rozmezí 200-250°C (pouze alpská mineralizace), 100-170°C a 50-100°C. V těchto teplotních intervalech je mírně naznačen trend postupného snižování hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ fluid s klesající teplotou. Tento trend může svědčit o snižování intenzity izotopické výměny mezi hydrotermálním roztokem a horninou, nebo nárůst podílu meteorické či mořské vody v hydrotermálním systému. Postupné chladnutí hydrotermálního roztoku při krystalizaci dokládá i závislost $\text{Th}/\delta^{18}\text{O}$ minerálů (obr. 39).

Jednotlivé mineralizace lze na základě hodnot $\delta^{13}\text{C}$ fluid rozdělit do dvou skupin: 1) U polymetalické mineralizace směřovaly hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ fluid více k záporným hodnotám (-14,3 až -13,2 ‰ PDB) typickým pro organický uhlík; 2) Hydrotermální roztok utvářející kalcitové, dolomitové a alpské žíly mohl mít svůj původ jak v organickém uhlíku, tak v „hlubinném“ uhlíku. Závislost $\delta^{13}\text{C}$ na teplotě nejevila žádný trend.

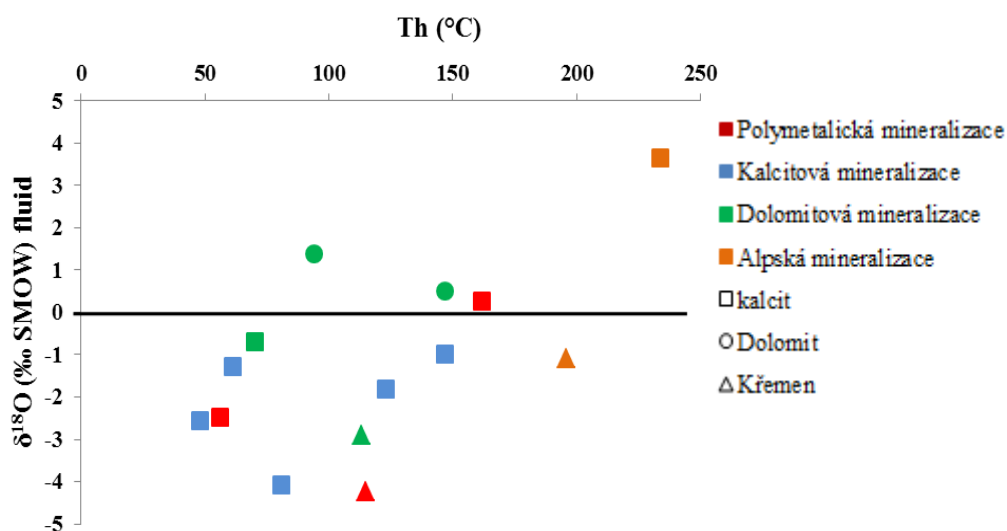
Izotopové složení síry u polymetalické mineralizace ukazuje na relativně stabilní podmínky vzniku zrudnění (neměnný zdroj síry, malé změny teploty,...). Odlišné podmínky (nižší teploty) panovaly při vzniku kalcitové mineralizace, jak dokládá výrazně pozitivní hodnoty $\delta^{34}\text{S}$ v pyritu.



Obr. 37: Diagram Th versus salinita fluidních inkluzí: a) u kalcitů; b) u dolomitů; c) u křemenů. Červená – polymetalická mineralizace, modrá – kalcitová mineralizace, zelená – dolomitová mineralizace, oranžová – alpská mineralizace.



Obr. 38: Diagram hodnot $\delta^{18}\text{O}$ fluid vypočtených pro průměrnou hodnotu Th fluidních inkluzí versus průměrná hodnota Th.



Obr. 39: Diagram hodnota $\delta^{18}\text{O}$ minerálů versus průměrná hodnota Th.

6.2 Porovnání s podobnými mineralizacemi

6.2.1. Polymetalická žilná mineralizace

Další polymetalické mineralizace byly ve střední části Havlíčkobrodského rudního revíru (Stříbrné Hory, Utín, Bartoušov) studovány Němcem (1965); Dobešem, Malým (2001);

Malým, Dolníčkem (2005). Autoři uvádějí, že zrudnění uložené převážně v pararulách má na všech lokalitách charakter žil, jejichž směr je shodný s lokalitou Pohled. V mikroskopickém měřítku byly Dobešem, Malým (2001) nalezeny markazit, stanin, kasiterit, chalkopyrit, tetraedrit, argentit a pyrargyrit, Němcem (1965) pak boulangerit a stefanit. S výše uvedenými autory je shodný výskyt markazitu a chalkopyritu. Z hlušínových minerálů uvádějí Dobeš, Malý (2001) kromě převládajícího křemene i menší výskyt karbonátů – rodochrozit, Mn-bohatý dolomit a Mg-bohatý kutnohorit, především v okolí lokality Utín. V Bartoušově byl zaznamenán výskyt ankeritu a sideritu (Němec 1965). Hlušínové minerály z lokality Pohled jsou křemen, kalcit a dolomit. Z geochemického hlediska jsou podle Dobeše, Malého (2001) ve střední části havlíckobrodského rudního revíru typické vysoké obsahy Fe (11-14 hm.%) a In ve sfaleritu (průměrně 784 ppm), a vysoké obsahy Ag (až 6938 ppm) a Sb (až 3473 ppm) v galenitu. Tyto zvýšené hodnoty potvrzují již dřívější analýzy Němce (1965). Pohled se v těchto zvýšených hodnotách shoduje jen u Fe ve sfaleritu a Ag v galenitu, ostatní prvky jsou v zanedbatelném množství.

Fluidní inkluze byly měřeny pouze v křemeni na lokalitě Utín nedaleko Pohledu. Primární inkluze obsahují H₂O-CH₄ fluidum o složení přibližně 93–96 mol.% H₂O a 4-7 mol.% CH₄. Salinita vodného roztoku je poměrně nízká, zhruba 1-5 hm.% NaCl ekv. Teploty homogenizací jsou oproti Pohledu vysoké, a to mezi 320–380°C. Inkluze byly zachyceny z homogenního fluida. Sekundární dvoufázové fluidní inkluze obsahují pouze vodná fluida, opět s nízkou salinitou (kolem 2 hm.% NaCl ekv.) a teplotami homogenizací přibližně mezi 250 – 260°C (Dobeš, Malý 2001).

Izotopové složení síry sulfidů bylo ve střední části havlíckobrodského rudního revíru analyzováno kromě sfaleritu a pyritu i v galenitu. Hodnoty $\delta^{34}\text{S}$ se pohybují mezi 2,7-6,1 ‰ CDT (Dobeš, Malý 2001), téměř totožné hodnoty (0-5 ‰ CDT) uvádí i Malý, Dolníček (2005). Na základě izotopové termometrie byla odvozena teplota 400-500°C (Malý, Dolníček 2005). Teplotní interval $360 \pm 80^\circ\text{C}$ pro vznik sulfidických mineralizací v havlíckobrodském rudním revíru předpokládá i Bernard, Žák (1992). Hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ fluid z uhlíčanů jsou vysoké, ve většině případů nad 10 ‰ SMOW, vypočítané ovšem pro patrně nadhodnocené teploty 400-500°C (Malý, Dolníček 2005). Hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ jsou pro Havlíckobrodsko nízké (-10 až -15 ‰ PDB) ukazující na spoluúčast organického uhlíku.

Lze předpokládat, že hydrotermální roztoky, z kterých vzniklo polymetalické zrudnění Havlíčkobrodského rudního revíru, byly v hlavních rysech totožné, ale v detailech ovlivněné např. interakcí roztoků s okolními horninami (Dobeš, Malý 2001).

Jihlavský rudní revír spadá stejně jako Havlíčkobrodský rudní revír do asociace k-pol (Bernard 2000). Vyznačuje se zvláště výskytem galenitu, sfaleritu a pyritu, méně arzenopyritu a chalkopyritu. Rovněž se uvádí výskyt tetraedritu a molybdenitu (Koutek 1947). Puskal, Vosáhlo (1998) dělí lokality Jihlavska do různých mineralizačních typů. Do asociace k-pol spadají zejména lokality Kamenná, Hybrálec, Ježená, Hosov, Popice a Jezdovice. Mineralizace obsahuje černý sfalerit, pyrit, galenit, v menší míře chalkopyrit, arzenopyrit a pyrhotin. Hlušínovými minerály je křemen a karbonáty. Tuto lokalitu řadí Malý, Dolníček (2005) do vysokoteplotní mineralizace, stejně jako Havlíčkobrodsko.

Hodnoty $\delta^{34}\text{S}$ se pohybovaly v širokém rozsahu od -15 do +6 ‰ CDT, ale nejčastěji v intervalu 0-5 ‰ CDT. Izotopová termometrie aplikovaná Pluskalem, Vosáhlem (1998) svědčí pro teploty 370-410°C. O něco vyšší hodnotu (507°C), hodnocenou autory jako nereálnou, uvádí pro dvojici sfalerit-galenit Malý, Dolníček (2005). Hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ fluid byly v rozmezí 5-20 ‰ SMOW (vypočítáno pro teploty 400-500°C). Nižší hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ hydrotermálního roztoku byly zjištěny během závěrečné fáze mineralizace. Záporné hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ v rozmezí -5 ž -20 ‰ PDB ukazují na spoluúčast organického uhlíku při krystalizaci.

Hlavními minerálními složkami v **Kutnohorském rudním revíru** je pyrit, arzenopyrit, pyrhotin, sfalerit. Z hlušiny je to pak křemen, kutnohorit a dolomit (Pauliš 1998). Sfalerit obsahuje 11-14 hm.% Fe, 0,2-1 hm.% Mn a 0,1 hm.% In (Bernard et al. 1969).

Fluidní inkluze byly studovány na Kutnohorsku pouze v křemeni z rudních mineralizací. Inkluze jsou typu $\text{H}_2\text{O-NaCl}$, jejich celková salinita kolísá od 2,0 do 7,0 hmot. % NaCl ekv. Teploty homogenizací byly naměřeny od 192 do 263°C (Sztacho 1991), nebo až 340°C (Žák et al. 1993), tedy přibližně shodné jako na Havlíčkobrodsku.

Hodnoty $\delta^{34}\text{S}$ fluid se pohybují v rozmezí 2-4 ‰ CDT. Na základě izotopové pyrhotin-galenitové termometrie byla stanovena teplota 380-500°C. Hodnota $\delta^{18}\text{O}$ fluid kolísá mezi +5 a +10 ‰ SMOW, což je typické pro izotopovou výměnu hydrotermálního roztoku s okolní magmatickou nebo metamorfovanou horninou. Izotopické složení uhlíku dosahuje

hodnot -10 až -12 ‰ PDB (Žák et al. 1993). Pro teplotu kolem 430°C byl odhadnut tlak 2,2-2,7 kbar (Sztacho 1991).

Z výše uvedeného vyplývá, že Havlíčkobrodská rudní mineralizace odpovídá všemi hlavními rysy kutnohorskému zrudnění. Rozdíl je v hodnotách $\delta^{18}\text{O}$, které jsou na Kutnohorsku oproti Pohledu vyšší, ale celkově pro havlíčkobrodsko jsou shodné. Jihlavská rudní oblast se s Pohledem (havlíčkobrodskem) neliší naprosto v ničem. Z toho vyplývá, že vznikaly za stejných podmínek.

6.2.2. Žilná kalcitová mineralizace

Kalcitová mineralizace z Pohledu byla porovnávána s kalcitovou mineralizací ze svratecké klenby moravika (lokality Dřínová a Dolní Loučky). Kromě kalcitu byly hojnou součástí mineralizace i sulfidy železa (pyrit, markazit, sfalerit), jakožto nejstarší minerální fáze. Teplota homogenizace byla změřena pouze v jednom případě a udávala hodnotu 48°C. Salinita fluid byla velmi nízká 0-0,5 hm. % NaCl ekv.. Pro teploty 30-50°C vychází hodnota $\delta^{18}\text{O}$ hydrotermálního roztoku mezi -1,5 a -5,2 ‰ SMOW. Hodnota $\delta^{13}\text{C}$ pro tytéž teploty vychází v rozmezí -11,9 až -13,8 ‰ PDB. Hodnota $\delta^{34}\text{S}$ sulfanu matečného roztoku se pohybovala kolem -31‰ CDT (Dolníček 2004).

Rozdílnost mineralizací je již v samotném zastoupení minerálních fází a v sukcesi. Na lokalitě Pohled je kalcit starší než pyrit, kdežto na lokalitách svratecké klenby tvoří sulfidické minerály generaci nejstarší. Také výsledky ze studia fluidních inkluzí a stabilních izotopů ve svratecké klenbě jsou zcela odlišné od Pohledu.

6.2.3. Žilná dolomitová mineralizace

Pohledská dolomitická mineralizace byla porovnávána s obdobnou mineralizací ze svratecké klenby moravika (lokality Dřínová a Dolní Loučky) (Dolníček 2004) a ze strážeckého moldanubika (lokality Horní Bory) (Dolníček et al. 2003). V moraviku jsou dolomitové žíly tvořené pouze dolomitem, méně sideritem a sporadicky sulfidy (sfalerit, chalkopyrit, galenit), uložené v metagranitoidech. Teplota homogenizace byla naměřena v rozmezí 48-125°C, salinita v širokém intervalu 0,4-23,4 hm. % NaCl ekv. Hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ matečných fluid kolísají pro teploty z FI mezi -6,4 až +2 ‰ SMOW. Tento interval odpovídá kombinaci mořské a srážkové vody. Hodnota $\delta^{13}\text{C}$ pro tytéž teploty vychází v rozmezí -7,7 až -9,1 ‰ PDB. Tyto hodnoty odpovídají „hlubinnému“ uhlíku, nebo uhlíku homogenizované

zemské kůry (Dolníček 2004). Pro úplnost autor uvádí i hodnoty $\delta^{34}\text{S}$ hydrotermálního roztoku (z chalkopyritu a sfaleritu), a to kolem +4 ‰ CDT.

Dolomitové žíly v Horních Borech jsou situovány v migmatizovaných pararulách a pegmatitech. Mineralogicky jsou tvořené dolomitem, méně sideritem, křemenem a pyritem. Teplota homogenizace se pohybovala mezi 136-167°C, salinita kolísá v rozmezí 11-26 hm. % NaCl ekv.. Zjištěn byl i tlak při krystalizaci, a to 100-115 bar. Vypočtená hodnota $\delta^{18}\text{O}$ fluid je kolem 0 ‰ SMOW, uhlík je „hlubinného“ původu. Hodnota $\delta^{34}\text{S}$ pyritu je +5,4 ‰ CDT (Dolníček et al. 2003).

Geologická pozice dolomitové mineralizace v Pohledu je souhlasná s Horními Bory i s lokalitami na Tišnovsku. I přes odlišné horninové prostředí jsou hodnoty získané z FI a stabilních izotopů z obou lokalit vesměs podobné s Pohledem. Rozdíl je pouze ve vysoké salinitě fluid.

6.2.4. Mineralizace alpského typu

Mineralizace alpského typu v Pohledu byla porovnávána s mineralizací klasifikovanou Dolníčkem (2004) jako křemen-kalcit-chloritová mineralizace ze svratecké klenby moravika. Dominantní složkou žil je křemen, kalcit a chlorit, akcesoricky se vyskytuje pyrit a biotit. Mineralizace je situována v metagranitoidech. Teploty homogenizací jsou stanoveny jak pro křemen (132-202°C), tak pro kalcit (112-179°C). Salinita fluid roste směrem k parageneticky mladším fázím (křemen 9,7-12,4 hm. % NaCl ekv., kalcit 1,7-20,6 hm. % NaCl ekv.). Chloritová termometrie udává teploty v rozmezí 247 a 284°C. Tlakové podmínky odvozené z FI a Th udává autor pro teplotu 250-300°C kolem 2 kbar. Hodnota $\delta^{18}\text{O}$ fluid kolísá pro teploty 248-284°C mezi +4,4 a +5,7 ‰ SMOW. Hodnota $\delta^{13}\text{C}$ pro tytéž teploty vychází v rozmezí -4,2 a -3,6 ‰ PDB. Hodnota $\delta^{34}\text{S}$ sulfanu matečného roztoku se pohybovala kolem +2,2 ‰ CDT.

Podobnost křemen-kalcit-chloritové mineralizace svratecké klenby s mineralizací alpského typu z Pohledu je zjevná z homogenizačních teplot, které se pro obě lokality pohybují v rozmezí 112-273°C. I salinita celkově odpovídá. Původ hydrotermálního roztoku odvozený ze stabilních izotopů je rovněž srovnatelný s alpskou mineralizací lokality Pohled.

7. Závěr

V lomu Pohled byly rozlišeny a zkoumány čtyři typy mineralizací (polymetalická, kalcitová, dolomitová a alpského typu), uložené v pararulách či granitech. Podmínky jejich vzniku byly interpretovány zejména na základě studia fluidních inkluzí, stabilních izotopů a stopových prvků (REE).

Velmi běžná polymetalická žilná mineralizace je tvořena pyritem, sfaleritem, galenitem, pyrhotinem a arzenopyritem ± chalkopyritem ± scheelitem. Nově byl zjištěn výskyt gustavitu a joséitu. Hlušínovými minerály jsou křemen, kalcit, ojediněle chlorit a muskovit. Přednostní směr žil je SZ-JV s úklonem k JZ nebo SV a sklonem od 20° do 90°. Za předpokládaný rozsah teplot krystalizace je považována teplota okolo 200°C, čemuž odpovídá tlak 1-2 kbar. Salinita fluid dosahovala nízkých až středních hodnot (0,2-11,2 % NaCl ekv.). Pozitivní Eu anomálie u kalcitu odráží oxidační prostředí. Průměrně se hodnota $\delta^{18}\text{O}$ fluid pohybuje v rozmezí -4 až +1 ‰ SMOW. Tyto hodnoty svědčí o přítomnosti mořské vody v kombinaci s vodou srážkovou. Uhlík fluid má hodnotu -14,3 až -13,2 ‰ PDB, což signalizuje přítomnost organického uhlíku v hydrotermálním procesu. Hodnota $\delta^{34}\text{S}$ sulfanu fluid byla v rozmezí +0,9 až +4,8 ‰ CDT. Tyto hodnoty odpovídají horninové síře v okolí moldanubického plutonu. (Malý, Dolníček 2005). Genetické charakteristiky se shodují s údaji v Havlíčkobrodském rudním revíru, Jihlavě i v Kutnohorském rudním revíru.

Kalcitová žilná mineralizace je tvořena kalcitem, někdy s příměsí pyritu, křemene či fluoritu. Většina žil probíhá ve směru SZ-JV se sklonem od 65° do 89° k JZ. Mateřský roztok vykazoval nižší salinitu (0,4-7,0 % NaCl ekv.) a teplotu krystalizace minimálně od 40-210°C. Výsledky analýz REE ukazují na přítomnost negativní Eu anomálie, které odráží redukční prostředí vzniku mineralizace. Podle hodnot $\delta^{18}\text{O}$ fluid (-7,1 až +3,1 ‰ SMOW) můžeme usoudit na přítomnost mořské a srážkové vody. Hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ (-16,8 až -3,4 ‰ PDB) ukazují na původ z hlubinného zdroje, nebo může jít o tzv. uhlík „homogenizované zemské kůry“, v kombinaci s uhlíkem organické hmoty. Hodnota $\delta^{34}\text{S}$ fluid je pro maximální teplotu 200°C rovna +11,3 ‰ CDT.

Sporadicky se vyskytující dolomitová žilná mineralizace je reprezentována většinou paragenezí dolomitu s kalcitem a křemenem. Salinita fluid se pohybovala v rozmezí 1,1-8,5 % NaCl ekv.. Teplota hydrotermálního roztoku byla téměř shodná s kalcitovou mineralizací (40-

175°C). Pozitivní Eu anomálie dokládá nárůst Eh prostředí při krystalizaci. Matečními fluidy byla v dolomitové mineralizaci hlavně mořská voda v kombinaci s vodou meteorickou ($\delta^{18}\text{O}$ od -4,7 do +6,8 ‰ SMOW). Hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ fluid (-17,6 až -7,8 ‰ PDB) jsou charakteristické pro organický uhlík a částečně pro hlubinný uhlík.

Mineralizace alpského typu jsou tvořeny křemenem, kalcitem, pyritem a chloritem, ojediněle i pyrotinem, molybdenitem, muskovitem, živcem, allanitem \pm titanitem \pm markazitem \pm scheelitem. Nově byly zjištěny churchit a rabdofán vzniklé alterací allanitu. Jediná změřená žíla alpského typu probíhá ve směru SZ-JV se sklonem 74° k JZ. Mineralizace vznikala ze středně salinních (3,7-8,9 % NaCl ekv.) a výšeteplotních roztoků (Th = 130-270°C). Pro teplotu 300°C indikovanou chloritovým termometrem odpovídá hodnota tlaku cca 3 kbar. REE data chloritu se vyznačují negativní Eu anomálií, která je nejspíš způsobena vysokoteplotním původem. Na základě studia stabilních izotopů lze usuzovat u alpské mineralizace o intenzivní výměně kyslíku mezi matečným roztokem a okolními horninami. Hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ vody jsou mezi -4,6 až +17,2 ‰ SMOW. Mateční roztok obsahoval „hlubinný“ až organický uhlík, což dokládají hodnoty mezi -4,0 až -14,4 ‰ PDB.

LITERATURA

- Anders E., Grevesse N. (1989): Abundances of the elements: Meteoritic and solar. - *Geochim. Cosmochim. Acta.* 53, 197-214.
- Barnet I., Rybka R. (1988): Sfaleritová geobarometrie na ložisku sulfidů železa Pocinovice u Klatov. - *Věstník ÚÚG*, 63, 2, 113-115. Praha.
- Bau M., Möller P. (1992): Rare earth element fractionation in metamorphogenic hydrothermal calcite, magnesite and siderite. *Mineral. Petrol.* 45, 231 – 246.
- Bayliss P. (1975): Nomenclature of the trioctahedral chlorites. - *Can. Mineral.*, 13, 178 - 180.
- Beneš K. (1963): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000, list M-33-XXII. ČGÚ. Praha.
- Bernard J. H. (2000): Minerály České republiky - stručný přehled. Academia. Praha.
- Bernard J. H., Čech F., Dudek A., Hovorka D., Kettner R., Koděra M., Kopecký L., Němec D., Sekanina J., Slánský E., Staněk J. (1969): Mineralogie Československa. Academia. Praha.
- Bernard J. H., Žák K. (1992): Stable isotope study of Variscan vein Pb-Zn-Ag mineralization of the Bohemian Massif. – *Explor. Mining Geol.*, 1, 1, 81-84.
- Bodnar R. J., (1993): Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions.- *Geochim. Cosmochim. Acta* 57, 683-684.
- Cathelineau M. (1988): Cations site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. - *Clay Miner.*, 23, 471-485. London.
- De Waal S. A., Johnson J. A. (1981): Chemical heterogeneity of sphalerite in a base metal sulfide deposit. - *Econ. Geol.*, 76, 694-705. Lancaster.
- Deines P., Langmuir D., Harmon, R. S. (1974). Stable carbon isotope ratios and the existence of a gas phase in the evolution of carbonate ground waters. - *Geochim. Cosmochim. Acta* 38, 1147-1164.

- Dobeš P., Malý K. (2001): Mineralogie polymetalických rudních výskytů ve střední části havlíčkobrodského revíru. – *Vlast. sborn. Vysoč., odd. přír. věd*, 15, 51–85. Jihlava.
- Dolníček Z. (2004): Mineralogie a podmínky vzniku hydrotermálních mineralizací centrální části svratecké klenby moravika. Rigorózní práce, PřF UP Olomouc.
- Dolníček Z., Malý K., Dvořák J. (2003): Origin of the dolomite mineralization from a pegmatite dike at Horní Bory, Moldanubicum, Czech Republic. – *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, 148, 124-125. Vídeň.
- Drábek M., Rybka R. (1986): Geobarometrie sulfidických rud na lokalitě Svršno v západočeském proterozoiku. – *Věst. ÚÚG*, 61, 1, 37-39. Praha.
- Gieré R., Sorensen S. S. (2004): Allanite and other REE-rich epidote-group minerals. - *Rev. Mineral. Geochem.*, 56, 431-493.
- Hak J., Johan Z. (1961): Mineralogicko-geochemický výzkum indiové anomálie Pohled u Havlíčkova Brodu. - *Sborník geol. věd, ř. TG*, 2, 77-101. Praha.
- Havelková J. (1961): Podrobné geofyzikální měření na lokalitě Pohled-kopec u Havlíčkova Brodu. Diplomová práce, Karlova univerzita. Praha.
- Hladíková J. (1988): Základy geochemie stabilních izotopů lehkých prvků. UJEP. Brno.
- Hutchinson M. N., Scott S. D. (1981): Sphalerite geobarometry in the Cu-Fe-Zn-S system. - *Econ. Geol.*, 76, 143-153. Lancaster.
- Cháb J., Breiter K., Fatka O., Hladil J., Kalvoda J., Šimůnek Z., Štorch P., Vašíček Z., Zajíc J., Zapletal J. (2008): Stručná geologie základu Českého masivu a jeho karbonského a permského pokryvu. ČGS. Praha.
- Cháb J., Suk M. (1977): Regionální metamorfóza na území Čech a Moravy. ÚÚG. Praha.
- Chlupáč I., Brzobohatý R., Kovanda J., Stráník Z. (2002): Geologická minulost České republiky. Academia. Praha.
- Jowett, E. C. (1991): Fitting iron and magnesium into hydrothermal chlorite geothermometer. - GAC/MAC/ SEG Joint Annual Meeting, Program with Abstracts, A62, 16. Toronto.

- Kembický O. (1984): Ložiskově geologické zhodnocení havlíčkobrodského rudního revíru. Diplomová práce, Karlova univerzita. Praha.
- Koutek J. (1947): Příspěvky k poznání drobných rudních ložisek na Českomoravské vysočině II. - *Čas. vlasten. spol. mus. v Olomouci*, 56, 47-53. Olomouc.
- Kranidiotis P., MacLean W. H. (1987): Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. - *Econ. Geol.*, 8, 1898-1911. Lancaster.
- Krmíček L., Sulovský P., Halavínová M. (2005): Výskyt minerálů vzácných zemin na hydrotermálních žilách Dražanské vrchoviny. - *Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 2004*, 64-68, Brno.
- Malý K, Dolníček Z. (2005): Pb-Zn-Ag vein mineralization of the central part of the Českomoravská vrchovina Upland (Czech Republic): S, C and O stable isotope study. - *Bull. Geosci.*, 80, 307-319. Praha.
- Mastíková E. (2009): Geologická dokumentace lomu Pohled (moldanubikum). Bakalářská práce, Univerzita Palackého. Olomouc.
- Melka K. (1965): Návrh na klasifikaci chloritových minerálů. - *Věst. ÚÚG.*, 40, 23 – 27.
- Mísař Z., Dudek A., Havlena V., Weiss J. (1983): Geologie ČSSR I Český masív. Státní pedagogické nakladatelství. Praha.
- Moupic P., Tošer Z. (1985): Nález molybdenitového zrudnění na lokalitě Pohled u Havlíčkova Brodu. - *Čas. Mineral. Geol.*, 30, 3, 331–332. Praha.
- Němec D. (1965): Geologické a paragenetické poměry ložiska Pb-Zn-Ag u Bartoušova na Havlíčkobrodsku. - *Sbor. geol. věd., ř. LG*, 6, 47-79.
- Ohmoto H., Rye R.O. (1979). Isotopes of sulfur and carbon. In: Barnes H.L. (Ed.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, - *John Wiley & Sons*, p. 509-567.
- Ondřík J. (1996): Závěrečná zpráva o vyhledávacím průzkumu na uranové rudy. Geofond. Praha.

- O'Neil J.R., Clayton R.N., Mayeda T.K. (1969): Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. - *J. Chem. Phys.* 51, 5547-5558.
- Pauliš P. (1998): Kutnohorský rudní revír a jeho minerály. - *Bull. mineral.-petrolog. Odd. Nár. Muz.*, 6, 57-70. Praha.
- Puskal O., Vosáhlo J. (1998): Jihlavský rudní obvod. - *Vlastivěd. Sbor. Vysočiny, Odd. Věd přír.*, 13, 157-191. Jihlava.
- Seidlová V. (2011): Mineralogická charakteristika molybdenitového výskytu z lomu Pohled u Havlíčkova Brodu. Bakalářská práce, Masarykova univerzita. Brno.
- Sheppard, S. M. F. (1986): Characterization and isotopic variations in natural waters. – *Rev. Mineral.*, 16, 165–183.
- Sztacho P. (1991): Studium fluidních inkluzí na ložisku polymetalických rud Kutná Hora. – *Zpr. o geol. výzk. v roce 1989.* 169-170. Praha.
- Tuček K. (1970): Naleziště českých nerostů a jejich literatura 1951-1965. Academia. Praha.
- Turek K. (2006): Charakteristika ultrabazických uzavřenin v horninách moldanubika na lokalitách Polnička a Pohled. Bakalářská práce, Masarykova univerzita. Brno.
- Welser P., Záruba J. (2004): Biotitický pegmatit s fluorapatitem od Pohledu u Havlíčkova Brodu. – *Bull. mineral.-petrolog. Odd. Nár. Muz.*, 12, 216-219. Praha.
- Zachariáš J., (2000): Úvod do studia plynokapalných inkluzí. Vyd. UK PřF. Praha.
- Zheng Y. F. (1999). Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals. - *Geochem. J.*, 33, 109-126.
- Zheng, Y. F. (1993). Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals. - *Geochim. Cosmochim. Acta* 57, 1079-1091.
- Žák K., Sztacho P., Hušpauer M., Mikuš M. (1993): Sulfide mineralization of the Kutná Hora ore district; Bohemian Massif: stable isotope and fluid inclusion study. In *Metamorphic fluid and mineral deposits*, 68, ČGÚ. Praha.

Žák J., Verner K., Finger F., Faryad S. W., Chlupáčová M., Veselovský F. (2011): The generation of voluminous S-type granites in the Moldanubian unit, Bohemian Massif, by rapid isothermal exhumation of the metapelitic middle crust. *Lithos* 121, 25-40.

<http://pruvodce.geol.cechy.sci.muni.cz/pohled/pohled.htm>

<http://www.muzeumhb.cz/havlikobrodsko-region/history-of-mining/>

<http://www2.ggl.ulaval.ca/cgi-bin/isotope/generisotope.cgi>