

**Univerzita Palackého v Olomouci**

**Přírodovědecká fakulta**

**Katedra geologie**



**Mineralogie a podmínky vzniku rudních žil  
z vybraných lokalit jihozápadní části  
nízkojesenického kulmu**

---

**Diplomová práce**

**Michaela Kotlánová**

**Environmentální geologie (N1201)**

**Prezenční studium**

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

**Olomouc 2015**

**Čestně prohlašuji, že jsem diplomovou práci vypracovala samostatně a všechny zdroje jsou řádně citovány.**

**V Olomouci dne**

.....

**podpis**

### **Poděkování**

Chtěla bych poděkovat zejména svému vedoucímu práce RNDr. Zdeňku Dolníčkovi, Ph.D. za pomoc při terénním a laboratorním výzkumu a za cenné rady, které pomohly při řešení dané problematiky. Dále bych ráda poděkovala Mgr. Jaroslavu Kapustovi za pomoc při laboratorní etapě a za provedení EDX analýz, Mgr. Vladimíru Hrazdilovi a RNDr. Stanislavu Houzarovi, Ph.D. z Moravského zemského muzea v Brně a Ing. Pavlu Novotnému z Vlastivědného muzea v Olomouci za umožnění studia sbírek a za zapůjčení vzorků z vybraných lokalit, Mgr. Petru Gadasovi, Ph.D. z Ústavu geologických věd PřF MU v Brně za provedení WDX analýz, prof. W. Prochaskovi z Monanuniversität v Leobenu za zhotovení analýz výluhů fluidních inkluzí, pracovníkům institutu Isotopengeochemie na Universität v Tübingenu za vyhotovení analýz izotopického složení kyslíku křemene, Mgr. I. Jačkové z ČGS v Praze za analýzy izotopického složení C a O karbonátů a S sulfidů, pracovníkům laboratoře ACME ve Vancouveru v Kanadě za provedení analýz stopových prvků, pracovníkům geologických ústavů PřF Univerzity Karlovy v Praze za provedení izotopických analýz Pb a Dr. V. Maškovi z Ústavu molekulární a translační medicíny LF UP v Olomouci za provedení Ramanovských analýz. V neposlední řadě bych chtěla poděkovat Bc. Tereze Doleželové za cenné rady a za psychickou podporu a své rodině a blízkým, kteří mě po celou dobu studia podporovali. Laboratorní část práce byla podpořena projektem IGA PřF-2014019.

## **Bibliografická identifikace**

**Jméno:** Michaela Kotlánová

**Název práce:** Mineralogie a podmínky vzniku rudních žil z vybraných lokalit jihozápadní části nízkohesenického kulmu

**Typ práce:** diplomová práce

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

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

**Rok obhajoby:** 2015

**Abstrakt:** Práce se zabývá mineralogií a podmínkami vzniku rudních žil na vybraných lokalitách v jihozápadní části kulmu Nízkého Jeseníku. Dostupnými metodami (polarizační mikroskopie, WDX a EDX analýzy, mikrotermometrie a analýzy výluhů fluidních inkluzí, izotopické složení S, C, O, stopové prvky v karbonátech a hornině, katodová luminiscence karbonátů, Ramanova spektroskopie a izotopické složení Pb) byly studovány vzorky žiloviny.

Minerální asociaci na žilách tvoří křemen-dolomitický karbonát-kalcit-(baryt) a sulfidické minerály (pyrit, chalkopyrit, galenit, sfalerit). Na lokalitách Hrabůvka, Olšovec a Zlatý důl byl prokázán vícefázový vznik mineralizace. Studovaná mineralizace má epitermální až mezotermální charakter ( $T_h = <50$  až  $290$  °C). Fluidní systém  $H_2O-NaCl-CaCl_2$  je nejčastěji uzavírán v primárních fluidních inkluzích minerálů povariských žil, tato fluida jsou níže až středně teplotní ( $48$  až  $295$  °C), středně až vysokosalinní (15 - 27 hm. % NaCl ekv.). V sekundárních inkluzích byly zjištěny nízkoteplotní ( $<50$  až  $122$  °C) a nízkosalinní (0 - 10 hm. % NaCl ekv.) fluida systému  $H_2O-NaCl-KCl-(MgCl_2-FeCl_2)$ . Původ síry sulfidických minerálů je v okolních kulmských sedimentech (droba, jílová břidlice). Zdrojem uhlíku karbonátů je uhlík homogenizované zemské kůry a částečně i uhlík oxidované organické hmoty. Hlavním zdrojem vody starších fluid je evaporovaná mořská voda, u mladších fluid se významně uplatnila voda meteorická. Nově zjištěné REE minerály na žilách ve Zlatém dole dokládají mobilitu REE v nízkoteplotních, výšesalinních roztocích. Vysoký obsah  $SO_4$  ve fluidech Fe-bohatého dolomitu ze Zlatého dolu ukazuje na původ fluid v permských evaporovaných jezerech. Zdrojem Pb galenitů jsou kulmské sedimenty.

**Klíčová slova:** kulm Nízkého Jeseníku, hydrotermální mineralizace, REE-minerály, fluidní inkluze, stabilní izotopy

**Počet stran:** 117

**Počet příloh:** 0

**Jazyk:** Český jazyk

## **Bibliographical identification**

**Author's first name and surname:** Michaela Kotlánová

**Title:** Mineralogy and formation conditions of ore veins from selected sites in SW part of the Nízký Jeseník Culm

**Type of thesis:** diploma thesis

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

**Supervisor:** RNDr. Zdeněk Dolníček, Ph.D.

**The year of the presentation:** 2015

**Abstract:** Thesis deals with mineralogy and formation conditions of the ore veins in selected localities in the southwestern part in Culm of the Nízký Jeseník Upland. Post-Variscan mineralizations were studied by available methods (polarizing microscopy, WDX and EDX analyses, microthermometry and crush-leach analyses of fluid inclusions, stable isotope geochemistry of sulphur, carbon and oxygen, trace elements in carbonates and host rock, cathodoluminescence of carbonates, Raman spectroscopy and isotopic composition of Pb).

Mineral association on veins is composed of quartz-carbonate of dolomite-ankerite series-calcite-(barite) and of sulphides (pyrite, chalcopyrite, galena, sphalerite). Multiphase character of the mineralization was determined at localities Hrabůvka, Olšovec and Zlatý důl. Studied mineralization has epithermal and partly mesothermal character ( $T_h = <50$  až  $293$  °C). The  $H_2O-NaCl-CaCl_2$  system is mostly enclosed in the primary fluid inclusions in minerals of post-Variscan veins. These fluids had lower to medium homogenization temperatures ( $48$  to  $293$  °C) and medium to high salinities (15 - 27 wt. % NaCl eq.). In secondary fluid inclusions, low to medium salinity (0 - 10 wt. % NaCl eq.) fluids with low homogenization temperatures ( $<50$  to  $122$  °C) were enclosed. System  $H_2O-NaCl-KCl-(MgCl_2-FeCl_2)$  was enclosed in these fluid inclusions. Origin of sulphur of sulphides is in the surrounding Culm sediments (greywacke and shale). The source of carbon is in homogenized carbon of the Earth's crust and partially in carbon of organic matter. The main source of water is evaporated seawater for older fluids. Meteoric water is the main source of water for younger fluids. Newly discovered REE minerals within the ore veins at locality Zlatý důl demonstrated the mobility of REE in low temperature, high salinity solutions. The high content of  $SO_4$  in fluids hosted by Fe-rich dolomite from Zlatý důl suggests the origin of the fluids in the evaporated Permian basins. The source of Pb of galena is in the Culm sediments.

**Key words:** Culm of the Nízký Jeseník Upland, hydrothermal mineralization, REE-minerals, fluid inclusions, stable isotopes

**Number of pages:** 117

**Number of appendices:** 0

**Language:** Czech

<b>Obsah</b>	
<b>1 Úvod</b> .....	<b>7</b>
<b>2 Geologie zájmové oblasti</b> .....	<b>10</b>
<b>2.1 Moravskoslezský kulm</b> .....	<b>10</b>
2.1.1 Kulm Nízkého Jeseníku .....	11
2.1.1.1 <i>Moravické souvrství</i> .....	11
<b>2.2 Karpatská předhlubeň</b> .....	<b>13</b>
2.2.1 Moravská brána .....	14
<b>3 Přehled dosavadních výzkumů v zájmové oblasti</b> .....	<b>16</b>
<b>3.1 Hydrotermální mineralizace v kulmu Nízkého Jeseníku</b> .....	<b>16</b>
<b>3.2 Přehled mineralogických výzkumů na zájmových lokalitách</b> .....	<b>18</b>
3.2.1 Zlatý důl .....	18
3.2.2 Bohuslávky .....	21
3.2.3 Podhoří a údolí Uhřínovského potoka .....	22
3.2.4 Hrabůvka .....	27
3.2.5 Olšovec .....	34
<b>4 Metodika</b> .....	<b>36</b>
<b>5 Výsledky</b> .....	<b>40</b>
<b>5.1 Terénní etapa</b> .....	<b>40</b>
5.1.1 Zlatý důl .....	40
5.1.2 Bohuslávky .....	41
5.1.3 Podhoří a údolí Uhřínovského potoka .....	42
5.1.4 Hrabůvka .....	43
5.1.5 Olšovec .....	45
<b>5.2 Mineralogický popis vzorků žiloviny ze zájmových lokalit</b> .....	<b>47</b>
<b>5.3 Chemismus karbonátů na žilách</b> .....	<b>65</b>
<b>5.4 Stopové prvky v karbonátech a hornině</b> .....	<b>66</b>
<b>5.5 Katodová luminiscence karbonátů</b> .....	<b>67</b>
<b>5.6 Studium fluidních inkluzí</b> .....	<b>67</b>
5.6.1 Petrografie a mikrotermometrické měření fluidních inkluzí .....	67
5.6.2 Výluhy fluidních inkluzí .....	78
<b>5.7 Izotopické složení S, C, O</b> .....	<b>79</b>
<b>5.8 Izotopické složení Pb</b> .....	<b>81</b>
<b>6 Diskuze</b> .....	<b>82</b>
<b>6.1 Mineralogie</b> .....	<b>82</b>
<b>6.2 Složení a původ fluid</b> .....	<b>85</b>
<b>6.3 P-T podmínky vzniku rudních žil</b> .....	<b>97</b>
<b>6.4 REE na posttektonických žilách ve Zlatém dole</b> .....	<b>98</b>
<b>6.5 Zdroj Pb a stáří mineralizace</b> .....	<b>101</b>
<b>6.6 Srovnání s dalšími mineralizacemi v Českém masivu a v rámci variscid</b> .....	<b>102</b>
<b>7 Závěr</b> .....	<b>106</b>
<b>8 Použitá literatura</b> .....	<b>108</b>

## Seznam použitých zkratek:

### A

ank - ankerit

ant - anatas

### B

ba - baryt

bo - bornit

BOH - Bohuslávky

### C

cal - kalcit

cc - chalkozín

CL - katodová luminiscence

co - covellín

cpy - chalkopyrit

cran - minerály crandallitové skupiny

### D

dol - dolomit

DV - Drahanská vrchovina

### F

flor-(REE) - florencit

### G

gor - gorceixit

qoy - goyazit

### H

HR - Hrabůvka

HSP - hornoslezská pánev

HV - Hrubá Voda

### CH

chl - chlorit

### K

KL - Krásné Loučky

ktn - kutnohorit

### L

lim - limonit

### M

min - minrecordit

MZM - Moravské zemské muzeum

### N

NJ - Nízký Jeseník

### O

OL - Olšovec

### P

P - primární

PEK - Pekelské údolí

PS - primárně-sekundární

py - pyrit

### Q

qtz - křemen

### S

S - sekundární

sph - sfalerit

sulph - sulfidické minerály

syn-(Y) - yttriem bohatý synchysit

syn-(Ce) - cerem bohatý synchysit

### T

T<sub>e</sub> - teplota eutektika

T<sub>f</sub> - teplota zamrznutí

T<sub>h</sub> - teplota homogenizace

T<sub>m</sub> - teplota tání posledního krystalu ledu

### U

UH - údolí Uhřínovského potoka

### V

VMO - Vlastivědné muzeum v Olomouci

### Z

ZD - Zlatý důl

## 1 Úvod

V kulmu Nízkého Jeseníku se nachází několik historicky významných rudních ložisek a také řada drobnějších rudních výskytů. Jak uvádí Novák (1976), ve 13. století byly v oblasti kulmu Nízkého Jeseníku dobývány Pb-(Zn) rudy na více než 30 ložiskách. Losert (1962) popisuje 3 hlavní rudní revíry - Fulnecký, Budišovský a Bystřický. Bernard a Pouba (1986) označují za nejvýznamnější ložiska v Budišově nad Budišovkou, Starých Oldřůvkách a Barnově. V údolí řeky Bystřice se nachází taktéž množství drobných výskytů i významnějších ložisek (Bystřický revír), jedná se převážně o Cu-Pb-Ag-(Au?) rudy (Novák a Štěpán 1984, 1985). Velké množství drobnějších rudních indicií je popsáno i z několika lokalit situovaných podél řeky Bečvy (Losert 1957), kde se také nachází nejmenší z rudních revírů, revír Podhořský (Zimák 1997a).

Tato práce navazuje na práci bakalářskou (Kotlánová 2013), ve které byla studována mineralogie hydrotermální mineralizace z historického ložiska Zlatý důl u Hluboček. V diplomové práci se zabývám podrobněji posttektonickými rudními žilami na této lokalitě a pro srovnání i několika dalšími lokalitami, které většinou dosud nebyly podrobněji studovány z hlediska geneze. Rudní žíly na těchto lokalitách jsou zkoumány jak mineralogicky, tak i z pohledu podmínek jejich vzniku. Jedná se často o lokality zaniklé či o opuštěné lomy, ve kterých byly dříve těženy kulmské sedimenty.

Stejně tak jako na ložisku Zlatý důl u Hluboček (d' Elvert 1866 in Losert 1962; Novák a Štěpán 1985), tak i v okolí obcí Podhoří, Potštát, Slavkov a Středolesí bylo pravděpodobně v historické době těženo zlato a barevné kovy (obr. 1), ovšem údajů o těžbě rud v Podhořském rudním revíru je jen velmi málo. Těžba zde zřejmě započala již před r. 1200, další kutací práce probíhaly v 16. a 17. století, v 19. století se zřejmě spustila další vlna honby za zlatem a bylo raženo několik štol (Camerlander 1890 in Losert 1957). Jedna z šachtic se nachází severně hradu Drahotuš, pod ni byla ražena štola, v jejíž blízkosti se nacházejí rozsáhlé odvaly břidlice. Jedná se zřejmě o jednu z tzv. „Špirutovo děr“ (obr. 1), o kterých se však traduje, že byly raženy rolníkem Špirutou, který se domníval, že narazil na ložisko grafítu, nicméně se setkal s nezdarem, protože zde byly zastíženy pouze tmavě zbarvené jílové břidlice a zřejmě jalové křemenné či křemen-kalcitové žíly (ústní sdělení Mgr. I. Mádr 2013; Janoška a Novotný 1997). Později zde zřejmě byly těženy břidlice, které se používaly k pokrývačským účelům (Baďura 1919). O výskytu zlata v této oblasti pojednává i úryvek z jednoho historického pramene:

*Tento hodnověrnej memoriale od mnohých lidí toho povědomé, kteří i ta místa ukazovali a nebožtík pan Jiří starší Bruntálský z Vrbna, když jsme v horách našich obce lipenské našli cimrování v Srnkově a vysývání rudy u jedné jedle doupnité, v níž kylhov necvice nalezeny, dal nabrati, budouc sám s námi Lipenskými přítomen, té vysývané rudy léta 1617 a dal ji prubovati*

*zlatníku pana Bitovského z Bystřice pod Hostýnem, z níž vypruboval zlata jako bobové zrno a stříbra dvakrát tak mnoho. A ten, který od Hory Kutné havíř přišel na tu radu, o tom povídal, že každý rok ve žni, když lidé v poli žnou a v horách nebývají, na tu rudu někdy 10 osob chodí, jenž se nachází takto:*

*„V Srnkově pod Slavkovem pod Obírkou (obr. 1) jsou dolové a jest v nich zlato, a zvláště v tom u vody, co jest roubený, tu jest zlato pravé; i jmenuje se Srnkov nebo Srní důl aneb do Srního dola. A pod tou šachtou jsou dolové zbynuli tři. A tu jest lípa pochylá, dupnitá. U jednoho dolu jest jedle a na ty jedli jest vyřezán krkal a mič a kladivo havířské, muž k tomu konci jako kylhov a přinoža masařská. Tak se k tomu místu ptej a tu jest zlata požítak jistý beze vší pochyby a sklamání*

*Item ptej se na Obírce, k Sobíkovu plazu, a tu jest dosti zlata měkkého a na Vobírce k studni, jinak studýnce, to místo v ohni měli, to u té studýnky blízko jest, mělko dosti zboží dobrého zlata.*

*Item potok jest nad Podhořím, na Hradiškem slove, strany za starou baštu níže buku ve čtyrech vrších, a ten potok se počíná od toho buku, jest na pravou stranu v břehu šachta zakrytá a jest na ní hlíny do pasa shloubí a jest v ní zlato velmi s křemenu jako províjený vrkočem.*

*Item ptej se za Podhořím do Pekla vejše nad Běhanovem k starému mlýnku, a tu, když se doptáš, tu kdeš byla stibka, co kola vodné v ní šly, při té straně, kdež mlýnice stála, tu jest pramen zlata jako dobré břevno, ryzího zlata, a ten mlynář, který na tom mlýně byl, ten je našel, když stybky předělával a nabravši, šel jest odtad od toho mlýna a potom vzkazoval od Hory Kutny, nebo se byl dal mezi havíře (přátelům svým), že Latni v zemi jest hluboko od vrchu v tom jmenovaném místě, a ten pramen se obrátil k stavu, kudy spád byl na kolo vodné, a tak jeho najdeš a není hluboko a jest jeho mnoho v tom místě“ (rukopis zemského archivu č. 283, list 84 in Baďura 1919, doslovný přepis).*

Drobné rudní indicie byly zjištěny také v údolí Uhřínovského potoka, který pramení u obce Uhřínov a teče směrem k obci Hrabůvka (obr. 1), z pohledu geneze bude v této práci zkoumána i Losertem (1957) zjištěná barytová mineralizace.

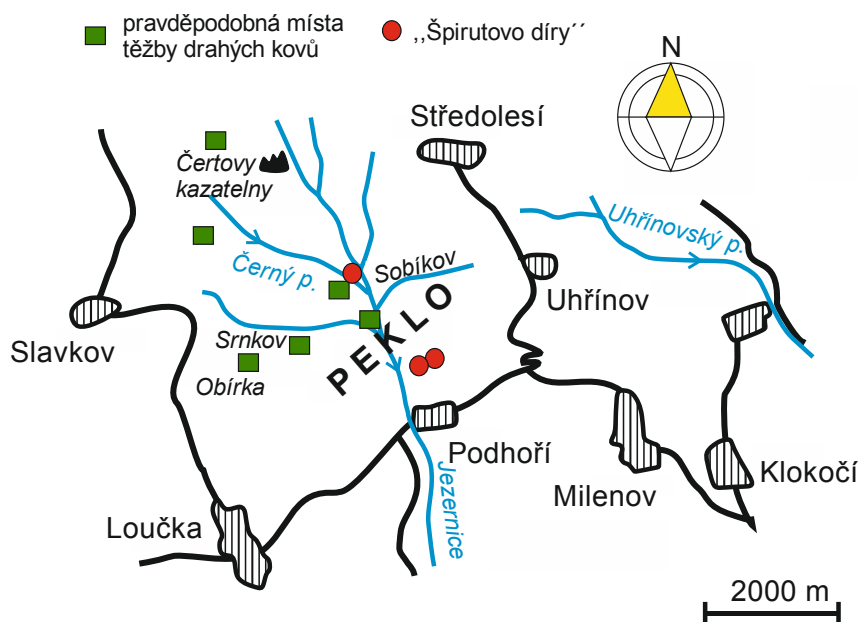
Významnou lokalitou je lom v Hrabůvce, tato lokalita byla v posledních letech studována dosti podrobně jak z hlediska mineralogického a podmínek geneze rudních žil (Zimák 2000, Slobodník a Dolníček 2001, Dolníček 2009, Dolníček a Gadas 2011, Dolníček a kol. 2014), tak i petrografického a litologického (Bábek a kol. 2001, Dolníček a kol. 2002, Gilíková a kol. 2003, Hejtmánková 2013, Dolníček a kol. 2014). Díky postupujícím těžebním pracím v lomu jsou v něm odkrývány stále nové tektonické struktury a žíly. Jedna z žil, která byla odkryta v roce 2005 na druhé etáži lomu, je předmětem studia této práce.



Podobné zrudnění jako v lomu v Hrabůvce, ne však v takovém rozsahu, bylo zjištěno i v nedalekém zatopeném lomu v Olšovci, studium této mineralizace je také zahrnuto v diplomové práci.

U obce Bohuslávky se nachází starý opuštěný lom na břidlici, historické prameny uvádějí, že křemenné žíly, které zde protínají kulmské sedimenty, v sobě často uzavírají krystalky pyritu, který obsahuje malou příměs zlata (Baďura 1919). I tuto lokalitu jsem zařadila do své práce, a to vzhledem k tomu, že zdejší mineralizace dosud nebyla podrobněji zkoumána z hlediska podmínek vzniku.

Práce je rozdělena na několik kapitol, v rešeršní části práce je popsána geologie zájmové oblasti a uveden přehled výzkumů týkajících se mineralogie a podmínek vzniku posttektonických rudních žil na vybraných lokalitách. V části terénní byly na vybraných lokalitách odebrány reprezentativní vzorky žiloviny. Těžiště práce spočívá v etapě laboratorní, kde jsou dostupnými analytickými metodami zkoumány vybrané vzorky žiloviny. Následuje interpretace a diskuse získaných poznatků.



**Obr. 1** Schematická mapka Podhořského rudního revíru s vyznačením pravděpodobných míst po těžbě zlata a barevných kovů a tzv. „Špirutovo děr“; převzato z Janošky a Novotného (1997), upraveno.

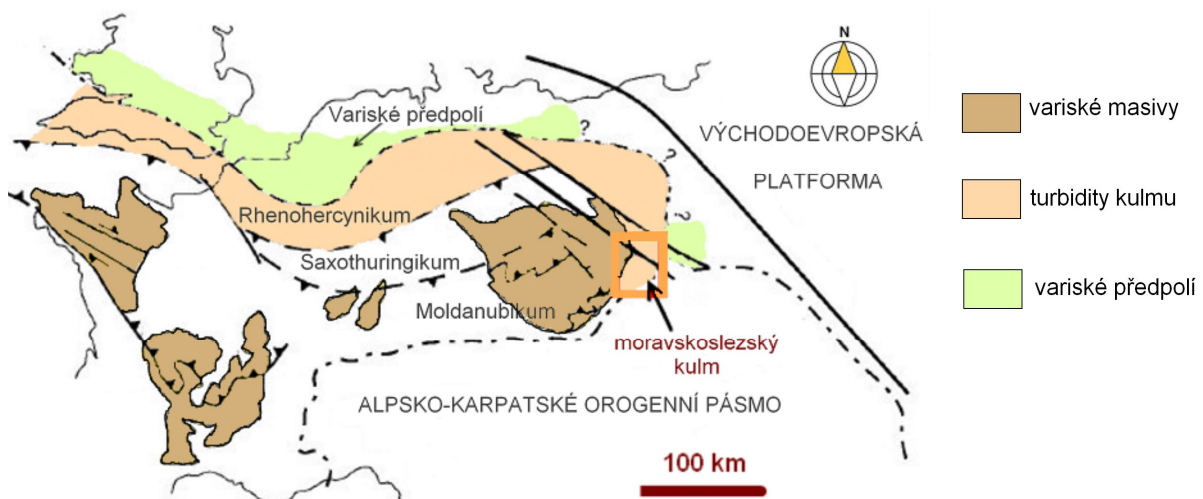
## 2 Geologie zájmové oblasti

### 2.1 Moravskoslezský kulm

Dle Hartleyho a Otavy (2001) tvoří kulm tektonické struktury velkého rozsahu. Tyto struktury mají pánevní charakter a vznikaly v předpolí variského orogénu. V rámci sedimentačních pánví vyčleňují autoři zónu rhenohercynskou a zónu variského předpolí (obr. 2). Rhenohercynská zóna představuje paraautochtonní sedimentační pánve, které jsou charakteristické hlubokomořskými a turbiditními sedimenty. Zóna variského předpolí je charakterizována paralickou až limnickou sedimentací, jež je spjata se vznikem uhelných slojí. Spodní karbon moravskoslezského kulmu představuje nejvýchodnější a nejjižnější část rhenohercynika. Sedimentace v kulmské pánvi byla zahájena o 10-15 Ma dříve než v ostatních částech variského orogénu a představuje první rozšíření kulmské sedimentace v severní Evropě.

V moravskoslezském kulmu se vyčleňuje kulm drahanský a kulm Nízkého Jeseníku, který je rozsáhlejší a tvoří severní část území. Dle Hartleyho a Otavy (2001) představují obě jednotky společný axiální systém turbiditů, snos materiálu do něj byl od J a JZ.

Rozsah moravskoslezského kulmu není ani v dnešní době zcela jasný, dle Mísaře a kol. (1983) je kulm na severozápadě omezen metamorfity Hrubého Jeseníku, na západě boskovickou brázdou a devonem Moravského krasu a na jihovýchodě téměř přímočarým tektonickým stykem s neogenní karpatskou předhlubní, jež je orientován ve směru SV-JZ. Z provedených vrtů je zřejmé, že kulm pokračuje na východ pod flyšové příkrovy Karpat. Jak uvádí Andrusov (1958), směrem na jihovýchod se kulmské komplexy ponořují do značných hloubek, až více než 1100 m.



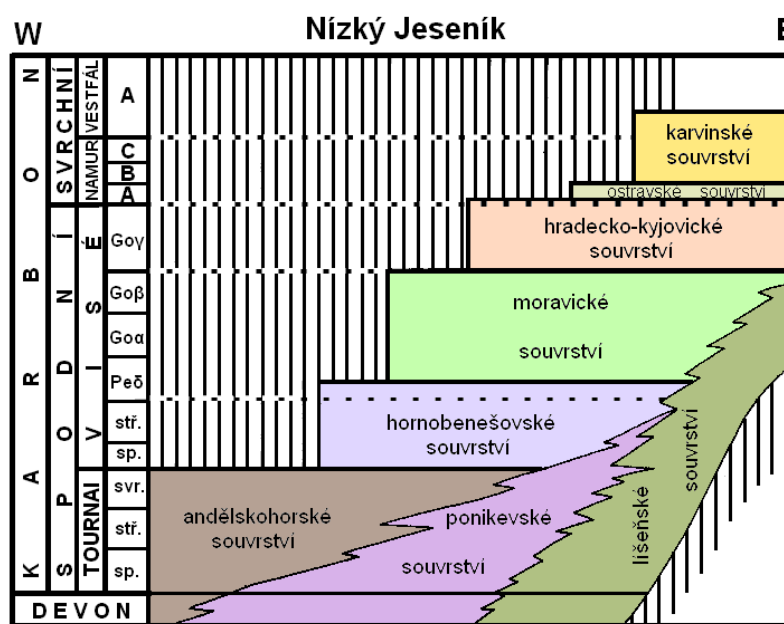
**Obr. 2** Schematická mapka výskytu variských masivů a turbiditů kulmské facie v rámci variského orogénu s vyznačením polohy moravskoslezského kulmu; podklad mapy převzat z Frankeho a Angely (1988) in Hartley a Otava (2001), upraveno.

### 2.1.1 Kulm Nížkého Jeseníku

V kulmu Nížkého Jeseníku jsou vyčleněny 4 souvrství, nejzápadněji položené je souvrství andělskohorské, které směrem na východ přechází do souvrství hornobenešovského. V nadloží hornobenešovského souvrství leží souvrství moravické (obr. 3). Nejvýchodnějším souvrstvím je souvrství hradecko-kyjovické, ve kterém se rozlišují hradecké a kyjovické vrstvy (Kumpera 1983).

V konečné fázi variské orogeneze byly komplexy hornin devonu a spodního karbonu výrazně deformovány a částečně postiženy metamorfózou nízkého stupně, Franců a kol. (2002) uvádí maximální teploty v intervalu 240 až 360 °C a hloubku pohřbení 4-9 km. Stupeň metamorfózy hornin roste směrem na západ a zároveň i na sever, metamorfóza je silně ovlivněna složením výchozích hornin, intenzita roste s množstvím pelitických částic. S rostoucí intenzitou metamorfózy dochází k nabohacení hornin sodíkem a některými stopovými prvky (Kumpera 1983). Dle Chába a Suka (1977) se v andělskohorském souvrství nachází hranice mezi prehnit-pumpellyitovou subfacií a facií zelených břidlic.

Zájmové lokality leží v souvrství moravickém (obr. 4), proto se jím budu podrobněji zabývat.



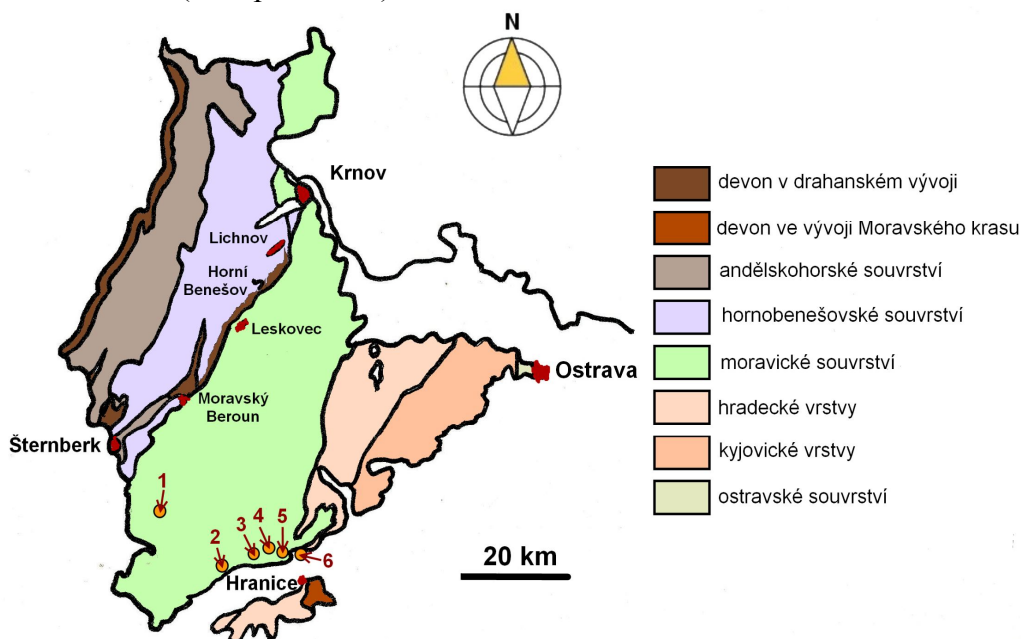
**Obr. 3** Stratigrafická tabulka karbonu v Nížkém Jeseníku a okolí; převzato z Dvořáka (1994), upraveno.

#### 2.1.1.1 Moravické souvrství

Moravické souvrství je charakterizováno rytmickým střídáním flyšových sedimentů, převažují v něm prachové a jílové břidlice a prachovce tmavě šedé barvy (Zapletal a kol. 1989).

V těchto sedimentech se často nachází fosilní flóra, fauna a také ichnofosílie (např. Purkyňová 1963, 1977, Kumpera 1983, Zapletal a Pek 1999, Lehotský 2008, Novák 2011, Bábek a kol. 2001, Mikuláš a kol. 2002). Významné jsou také polohy drob, které na některých místech dosahují mocností až několika stovek metrů, jedná se převážně o droby litické, méně pak o živcové droby. Z geotektonického hlediska spadají droby moravického souvrství do recyklovaného orogénu (Gilíková a kol. 2003). Ojedinělé jsou i čočkovité polohy vápenců (Mísař a kol. 1983). Z hlediska sedimentologického vykazuje moravické souvrství zřetelnou cykličnost (Bábek a kol. 2004). Hrubozrnnější droby a místy i slepence tvoří bazální část sedimentačního cyklu, v nadloží pak nacházíme jemnozrnné laminity (jílovce, prachovce, jílové břidlice), ovšem i mezi laminity jsou někdy nalézány čočky drob. Bábek a kol. (2001) vysvětlují vznik faciálních přechodů mezi polohami laminitů a drobovými polohami "otevíráním" a "zavíráním" přírodních kanálů pro sediment písčité frakce. Celková mocnost moravického souvrství zřejmě přesahuje 2500 m (Kumpera 1983), dle Dvořáka (1994) probíhala sedimentace souvrství nejméně 3 miliony let.

V moravickém souvrství vyčleňujeme vrstvy bohdanovické, vikštejské, cvilínské, brumovické a bělské (Kumpera 1972).

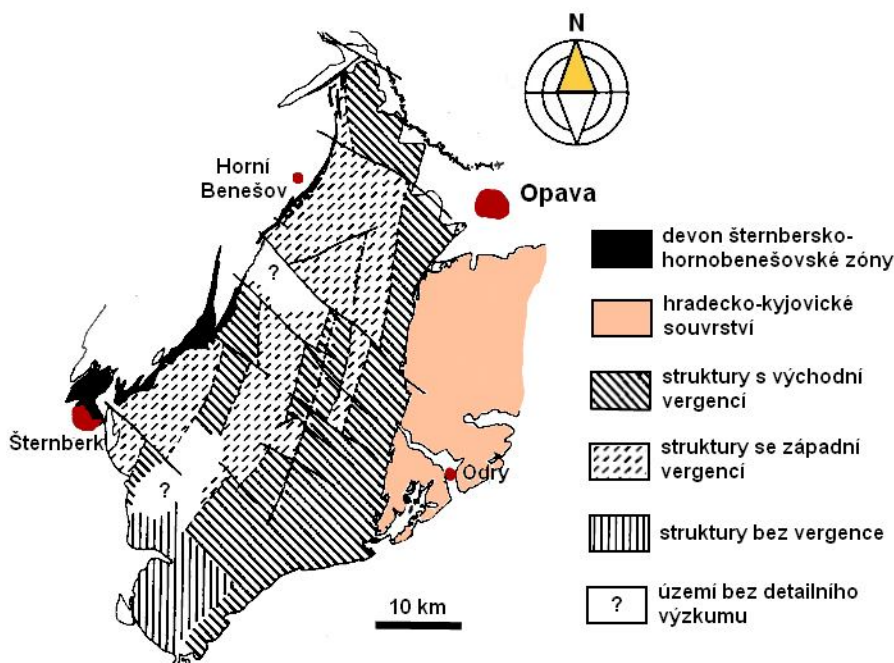


**Obr. 4** Schematická mapa kulmu Nízkého Jeseníku a přilehlých výskytů s vyznačením zájmových lokalit: 1 – Zlatý důl u Hluboček, 2 – Bohuslávky, 3 – Podhoří, 4 – Uhřínov, 5 – Hrabůvka, 6 – Olšovec; podklad mapy převzat z Dvořáka (1994), upraveno.

Jak uvádí Dvořák (1994), v bazální části moravického souvrství mají vrásy různou vergenci, hranici mezi východně a západně orientovanými vergencemi utváří šternbersko-hornobenešovský pruh (obr. 5). Vrásy v moravickém souvrství mají převážně schodovitý charakter, ramena těchto vrás jsou slabě překocena, kliváž je subvertikální pouze v břidličném

vývoji. Vrásové struktury dosahují mocnosti až několika stovek metrů (Havíř a kol. 2003). Kumpera (1983) vyčlenil v kulmu Nízkého Jeseníku několik vrásových systémů. Deformace kulmských sedimentů východovergentními násunými v moravickém souvrství svědčí pro významné vz. zkrácení při pánevní inverzi. Velké množství syntektonických hydrotermálních žil, které jsou tvořeny křemenem a karbonáty v blízkosti násunové plochy poukazuje na fakt, že fluida mají velký podíl na tektonice (Rajlich 1993).

Kumpera (1983) popisuje zlomy SZ-JV směru (zlomy sudetské), které převažují. Zlomy klepáčovský, temenický a bělský, řadí se k sudetským zlomům, jsou situovány paralelně s dislokační strukturou, která odděluje kulm Nízkého Jeseníku od Hornomoravského úvalu. Autor dále popisuje hlubinné zlomy, mezi něž řadí hlubinný zlom šternbersko-hornobenešovského pruhu, zlom bělský a opavickou hlubinnou zónu, která je významná množstvím strukturně geologických a geofyzikálních projevů a také z hlediska vulkanických jevů. Systém podélných zlomů tvoří drobné dislokace ve šternbersko-hornobenešovském pruhu, tyto dislokace jsou pozorovány přímo na výchozech. V podélných zlomových pásmech často bývají čočky či žíly sekrečního křemene, ty dosahují až metrových mocností. V jižní části se vyskytují poruchy, které jsou paralelní s prolomem Moravské brány (Kumpera 1983).



**Obr. 5** Schematická mapka východní části Nízkého Jeseníku s vyznačením západní a východní vergence struktur v moravickém souvrství; převzato z Dvořáka (1994), upraveno.

## 2.2 Karpatská předhlubeň

Zájemové lokality leží v blízkosti zlomové linie, která odděluje dva hlavní geologické celky, Český masiv a Západní Karpaty, konkrétně kulm Nízkého Jeseníku a karpatskou předhlubeň.

Kučera (2009) považuje okrajový zlom Moravské brány směru SV-JZ za hlavní migrační cestu fluid. Je velmi pravděpodobné, že migrace fluid v oblasti karpatské předhlubně při nasouvání Karpat probíhala na značné vzdálenosti. V oblasti kulmu Nízkého Jeseníku byly na některých lokalitách zjištěny neoidní hydrotermální žíly (kap. 3.1), jejichž vznik zřejmě souvisí s touto migrací fluid při nasouvání (Kučera 2009, Dolníček a Slobodník 2002, Kučerová-Charvátová a kol. 2005, Dolníček a kol. 2014).

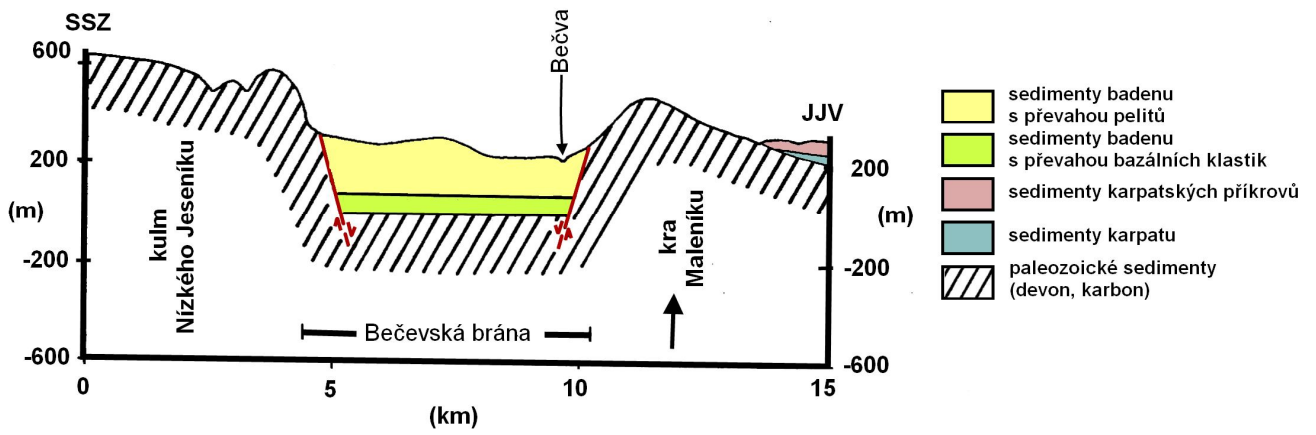
### 2.2.1 Moravská brána

Moravská brána je sníženina směru SV-JZ, která byla vytvořena při tektonických procesech, zaujímá část karpatské předhlubně, která se táhne od Přerova až k Ostravě. Tato struktura vznikla poklesem jihovýchodní části Nízkého Jeseníku. Czudek a Dvořák (1993) dělí Moravskou bránu na dvě oblasti:

- 1) Bečevskou bránu na jihozápadě (obr. 6)
- 2) Oderskou bránu na severovýchodě

Území táhnoucí se od Přerova po Hranice představuje prolom s výraznými zlomovými svahy příkrého rázu (obr. 6), jež jsou tvořeny spodnokarbonskými sedimenty. Dle provedených vrtů byly v podloží kvartérních sedimentů v nejhlubší části prolomu zastiženy spodnobadenské pelity. Na jihozápadě se vyskytují četné dislokace směru SZ-JV, které oddělují Moravskou bránu od Hornomoravského úvalu. Od Hranic směrem na východ je morfolgie odlišná, ráz prolomu se postupně vytrácí. Kra Maleníku spodnokarbonského stáří se podsouvá na SV pod neogén a flyšové příkrovy řadící se k Západním Karpatům.

Ve spodním badenu došlo k poklesu Moravské brány a následně i celé oblasti Nízkého Jeseníku. Na východě dochází k transgresi bazálních sedimentů a spodnobadenských pelitů do údolí tvaru necek či písmene V. U svahů u Hranic, které jsou tvořeny vápenci devonského stáří a nejvýše položené části svahu v blízkosti Hrabůvky, jež je tvořen kulmskými sedimenty, došlo k ohlazení, na svazích byly zachyceny ústřice a zjištěny byly i stopy po vrtání mlžů i dalších živočichů. Ve svrchním pliocénu a hlavně v pleistocénu docházelo k hloubkové erozi (Czudek a Dvořák 1993).



*Obr. 6 Profil jihozápadní části Moravské brány 5,5 km sv. od Lipníku nad Bečvou, převýšeno 5x; převzato z Czudka a Dvořáka (1993), upraveno.*

### 3 Přehled dosavadních výzkumů

#### 3.1 Hydrotermální mineralizace v kulmu Nížkého Jeseníku

V kulmu moravskoslezské oblasti můžeme rozlišit tři typy hydrotermálních žil:

1) syntektonické žíly, které se formovaly během variské orogeneze

Tyto žíly mají často vláknitou texturu a jsou tvořeny křemenem, kalcitem a často i hojně zastoupeným chloritem, který vytváří červíkovité uzavřeniny v křemeni či kalcitu. Z některých lokalit je popsán i albit a minerály ze skupiny  $TiO_2$ . Ze sulfidických minerálů bývá většinou přítomen pouze pyrit a to pouze v akcesorickém množství, ostatní rudní minerály a také karbonáty z řady dolomit-ankerit se na těchto žilách téměř vůbec nevyskytují. Na několika lokalitách byly zjištěny REE minerály (Podhůra - Zimák 1999a, Mladecko - Zimák a Vávra 1999). Syntektonické žíly jsou nejvíce rozšířené v souvrstvích andělskohorském, hornobenešovském a moravickém, v souvrství hradecko-kyjovickém se vyskytují podstatně méně (Zimák a kol. 2002).

Syntektonické žíly se formovaly za poměrně vysokých teplot, často při více než  $100\text{ }^{\circ}\text{C}$  ( $T_h$  dosahují hodnot až  $350\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) z fluid s obsahem převážně Na a Mg chloridů a o salinitě 1,8 až 6,3 hm. % NaCl ekv. (Dolníček a kol. 2003, Pořádek 2014).

Dolníček a kol. (2003) řadí k syntektonickým mineralizacím i křemenné žíly s galenitem, někdy i s akcesorickým kalcitem, tyto žíly jsou popsány z lomu v Hrubé Vodě. Jedná se zřejmě o žíly pozdně variské, které vznikaly z nízko až středně teplotních ( $T_h = 62\text{--}154\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) fluid se střední až vyšší salinitou (7,7–16,8 hm. % NaCl ekv.), fluida se řadí k systému  $H_2O\text{-NaCl-MgCl}_2$ .

2) žíly posttektonické (povariské)

Povariské žíly jsou oproti žilám syntektonickým (variským) méně rozšířené. Žilovina má nejčastěji páskovanou, brekciovitou, masivní nebo drúzovitou texturu (např. Losert 1957, Zimák a Večeřa 1991, Dolníček a kol. 2003, Kotlánová 2013). Z karbonátů jsou nejvíce rozšířeny minerály z řady dolomit-ankerit, většinou se jedná o dolomit či Fe-bohatý dolomit, v menší míře pak o Mg-bohatý ankerit (Zimák a kol. 2002, Kučera 2009). Tyto karbonáty často vykazují zvýšené obsahy prvků vzácných zemin (Kučera 2009). Kalcit je na rudních žilách většinou zastoupen v menší míře (Zimák a kol. 2002), jedná se o chemicky velmi čistý kalcit bez významnějších příměsí (Kučera 2009). Akcesoricky byl na některých lokalitách zjištěn i siderit (např. Hrabůvka - Dolníček 2009, Dolníček a Gadas 2011, Zlatý důl u Hluboček - Vančurová 2006, Nejdek - Zimák 2000). Na složení žil se často ve velké míře podílejí rudní minerály, nejvíce rozšířenými jsou chalkopyrit, galenit, sfalerit a pyrit. Na některých lokalitách jsou popsány v akcesorickém množství i arsenopyrit (např. Uhřínov, Hrabůvka - Losert 1957),



chalkozín (např. Zlatý důl u Hluboček - Novotný a Pauliš 2006) a markazit (např. Bohučovice - Zimák 2002), který, jak uvádí Kučera (2009), je nejmladším sulfidickým minerálem na povariských žilách. Křemen bývá na žilách přítomen většinou v podřadném množství oproti karbonátům, výjimku tvoří např. lokalita Zlatý důl u Hluboček. Z dalších hypogenních minerálů povariských žil jsou z některých lokalit popsány baryt (např. Uhřínov - Losert 1957, Bohučovice - Zimák 2002, Nejdek - Zimák 2000), fluorit (např. Výkleky - Dolníček 2004), albit (např. Hrubá Voda - Zimák 1994, Hrabůvka - Zimák 2000), apatit (Hrubá Voda - Zimák 1994), minerály skupiny TiO<sub>2</sub> (anatas - Zlatý důl u Hluboček - Zimák 1984, rutil - Hrubá Voda - Papoušková 2003) a také REE minerály (např. Zlatý důl u Hluboček - Papoušková 2003, Dolníček 2010, Domašov nad Bystřicí - Zimák a Novotný 2002). Chlorit je na žilách přítomen v podstatně menším množství než na žilách syntektonických (Zimák a kol. 2002).

Krystalizace minerálů těchto žil probíhala za poměrně nízkých teplot, většinou do cca 150 °C, docházelo při tom k uzavírání roztoků s vysokou salinitou (až 29,5 hm. % NaCl ekv.), které se řadí k systému H<sub>2</sub>O-NaCl-CaCl<sub>2</sub>-(MgCl<sub>2</sub>). Tyto roztoky se v některých případech míchaly s fluidy o nízké salinitě (0-9 hm. % NaCl ekv.) náležející k systému H<sub>2</sub>O-NaCl (Dolníček a kol. 2003).

Kučera (2009) popisuje v kulmu Nízkého Jeseníku pouze jednu minerální asociaci na povariských žilách a uvádí následující sukcesní schéma:

**křemen – (arsenopyrit) – karbonát z řady dolomit-ankerit – sfalerit – galenit – chalkopyrit – kalcit – pyrit – baryt – (markazit) – kalcit**

Zpochybňuje tak názory a úvahy Loserta (1957, 1962), který vyčleňuje 3 minerální asociace:

- 1) křemen – karbonát z řady dolomit-ankerit – sfalerit – galenit – chalkopyrit – pyrit**
- 2) baryt – galenit – kalcit**
- 3) křemen – pyrit – arsenopyrit**

Názor Kučery (2009) o jedné minerální asociaci na posttektonických žilách lze však brát pouze velmi idealizovaně, jelikož na několika lokalitách byla zjištěna minerální asociace mírně odlišná, často jsou žíly formovány v několika periodách, proto na některých lokalitách nacházíme např. několik generací rudních minerálů, jako např. galenitu či pyritu (např. Zlatý důl u Hluboček - Kotlánová 2013, Hrabůvka - Losert 1957), ale i hlušinových minerálů - křemene (např. Zlatý důl u Hluboček - Zimák a Večeřa 1991, Kotlánová 2013), karbonátů z řady dolomit-ankerit (např. Zlatý důl u Hluboček - Zimák a Večeřa 1991, Kotlánová 2013) a kalcitu (např. Hrabůvka - Dolníček a Gadas 2011).

Rudní posttektonické žíly jsou v převážné většině vázány na tělesa drob, ojediněle i slepenců. Minerální asociaci na těchto žilách tvoří hlavně karbonáty z řady dolomit-ankerit, křemen a rudní minerály (chalkopyrit, pyrit, galenit, sfalerit), akcesoricky i ostatní výše popsané minerály (Zimák a kol. 2002).

Na polohy břidlic a jemnozrnných laminitů jsou vázány žíly, které jsou často tvořené pouze kalcitem a křemenem s akcesorickými sulfidy (hlavně pyrit, méně chalkopyrit a galenit) (Kučera 2004).

V kulmu Nízkého Jeseníku převládají povariské rudní žíly směru SZ-JV, S-J a SSV-JJZ, v převážné většině jsou tyto žíly kolmé na vrstevní plochy kulmských sedimentů a mají vertikální až subvertikální sklon. Časté je i protínání povariských rudních žil se žilami staršími, syntektonickými (Kučera 2009).

### 3) neoidní žíly

Kučerová-Charvátová a kol. (2005) a Dolníček a kol. (2014) popisují neoidní kalcitové žíly, které se formovaly z nízkoteplotních (méně než 50 °C) fluid o nízké salinitě (0-8 hm. % NaCl ekv.) řadící se k systému  $H_2O-NaCl(\pm KCl \pm MgCl_2 \pm CaCl_2)$ . Na těchto žilách jsou z rudních minerálů zastoupeny zejména pyrit a markazit, akcesoricky i sfalerit, fluida obsahují uhlovodíky. Tyto žíly jsou terciérního stáří a v současné době jsou popsány ze tří lokalit v kulmu Nízkého Jeseníku: z Hrabůvky, Jakubčovic nad Odrou a z lomu cementárny u Hranic.

## 3.2 Přehled mineralogických výzkumů na zájmových lokalitách

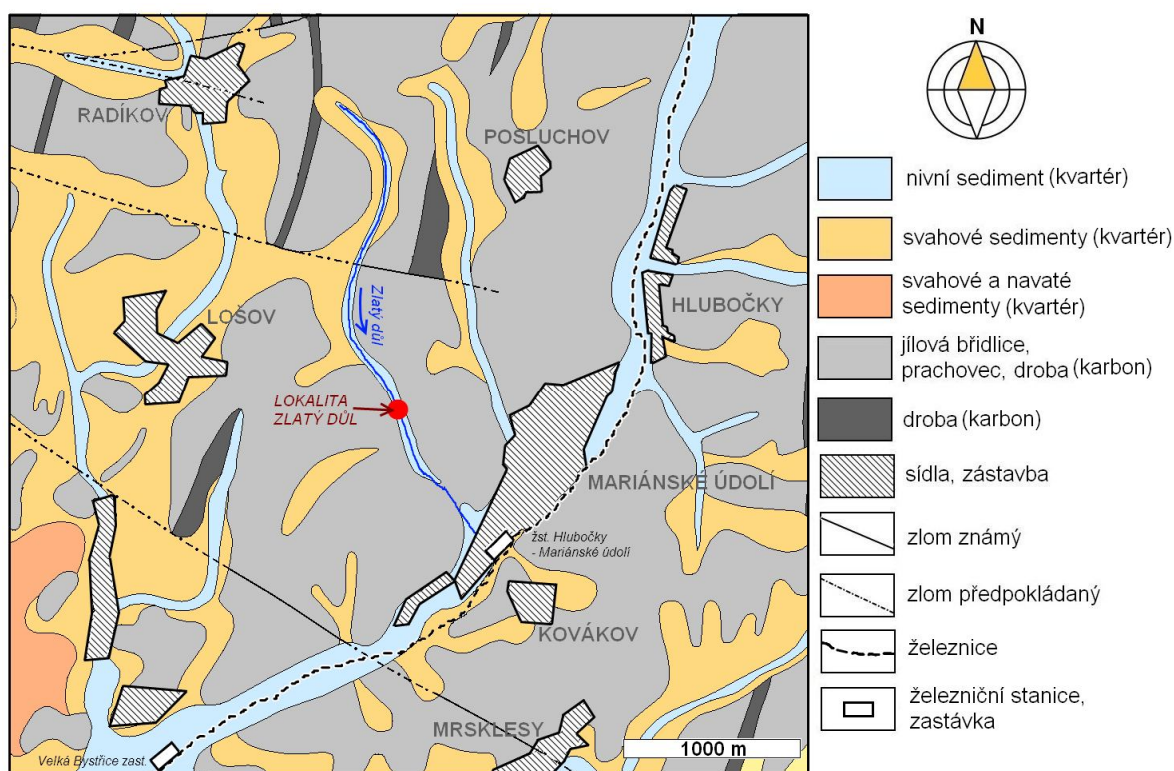
### 3.2.1 Zlatý důl

Lokalita Zlatý důl se nachází přibližně 900 m sz. od žst. Hlubočky - Mariánské Údolí na levém břehu potoka Zlatý důl. Horninové prostředí lokality reprezentují jílové břidlice a prachovce, které se střídají s polohami jemnozrnných drob (obr. 7). Na území lokality Novák a Štěpán (1984) zastihli dvě zrudnělé struktury směru SZ-JV, které se uklánějí 70 ° k SV a jsou porušeny většími dislokacemi směru S-J.

### Povariská hydrotermální mineralizace

Podrobným mineralogickým studiem hydrotermální mineralizace se zabývala Kotlánová (2013), proto zde uvádím pouze seznam dosud nalezených minerálů na této lokalitě (tab. 1). Detailním výzkumem (Zimák a Večeřa 1991, Kotlánová 2013) bylo zjištěno, že mineralizace ve Zlatém dole je vícefázová a má epitermální až mezotermální charakter. Žilovina má nejčastěji páskovanou či vtroušeninovou texturu, méně pak texturu brekciovitou či drúzovitou. (obr. 8). Na žilách převažuje křemen nad karbonáty z řady dolomit-ankerit, což je odlišné oproti

jiným lokalitám v kulmu Nízkého Jeseníku, kde naopak dolomit nebo Fe-bohatý dolomit bývá hlavní komponentou posttektonických rudních žil. Kalcit se vyskytuje v menší míře, většinou vyplňuje dutiny ve starším dolomitu či Fe-bohatém dolomitu nebo proniká těmito karbonáty v podobě žilek o mocnosti do 4 mm. Z karbonátů je popsán i siderit (Vančurová 2006), který se na žilách nachází pouze akcesoricky a jak uvádí Dolníček (2010), tvoří krystalizační základ pro karbonáty z řady dolomit-ankerit. Rudní minerály jsou zastoupeny hlavně chalkopyritem a galenitem, v menší míře pak sfaleritem a pyritem, agregáty těchto sulfidů dosahují velikosti až 3 cm. Zjištěno bylo i velké množství sekundárních minerálů (tab. 1), z nichž za zmínku stojí zejména ryzí stříbro a měď.

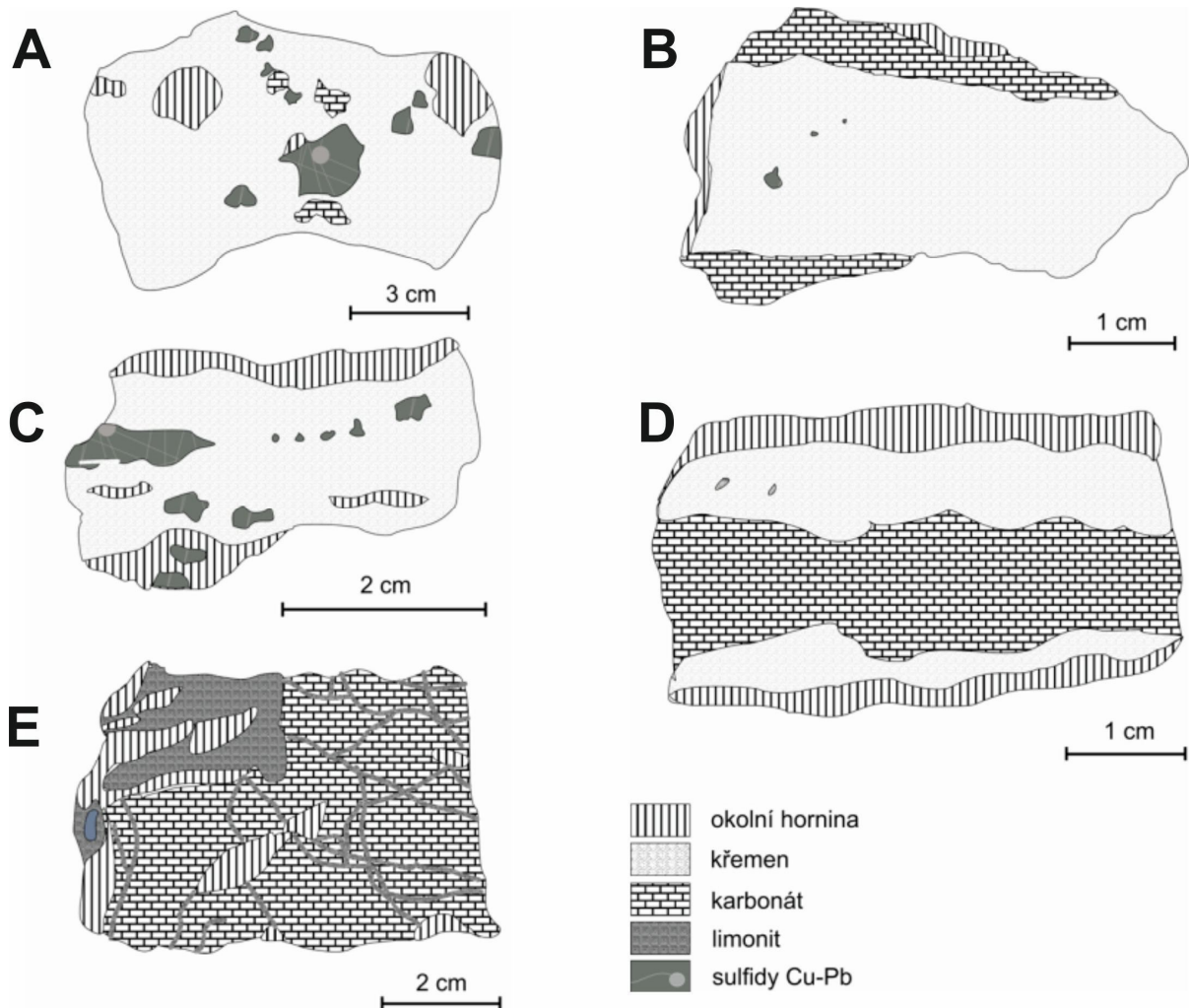


**Obr. 7** Geologická mapa okolí Hluboček s vyznačením polohy lokality Zlatý důl; podklad mapy převzat z [www.geology.cz](http://www.geology.cz), cit. 1, upraveno.

### Geneze povariské hydrotermální mineralizace

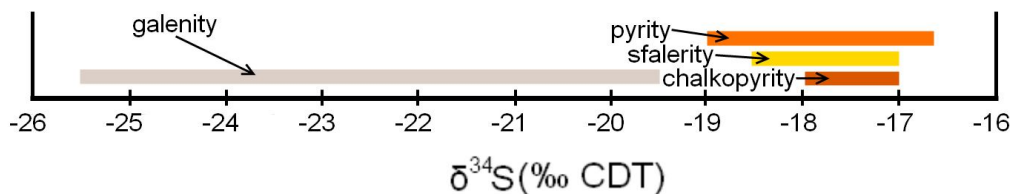
Na lokalitě bylo studováno izotopické složení síry sulfidů (Zimák a Večeřa 1991). Hodnoty  $\delta^{34}\text{S}$  (obr. 9) naznačují, že síra byla zřejmě vyloužena z okolních kulmských hornin. Dle Zimáka a Večeři (1991) není možné určit zdroj kovů, ale autoři uvažují, že pravděpodobně bude jejich původ v okolních horninách. Novotný a Pauliš (2006) hledají zdroj kovů ve větších hloubkách. Pro tento názor podle nich svědčí i zvýšené obsahy některých prvků v galenitech a sfaleritech (pro galenit až 2100 ppm Bi při obsahu 1058 ppm Ag, v některých galenitech i vysoké obsahy

Sb, až 2,9 hm. %; u sfaleritů byly zjištěny vyšší obsahy Cd, až 6600 ppm) (Zimák a Večeřa 1991, Novotný a Pauliš 2006).



**Obr. 8** Textury rudních žil na lokalitě Zlatý důl u Hluboček: a) Vtroušeninová textura; vzorek ZD-4 b), c), d) Páskovaná textura; vzorky ZD-2, ZD-1, ZD-54, e) Síťovitá textura (ZD-3).

Studium fluidních inkluzí (Zimák a kol. 2002, Kotlánová 2013) ukázalo vyšší teploty homogenizace u inkluzí uzavřených v křemenu oproti kalcitu. Kalcit uzavíral vysokosalinní (21,3 až 27,2 hm. % NaCl ekv.) fluida o poměrně nízké teplotě ( $T_h=116-139\text{ }^\circ\text{C}$ ) s obsahem Na a Ca chloridů a nížesalinní (7,0 až 9,2 hm. % NaCl ekv.) a nízkoteplotní ( $T_h=50-110\text{ }^\circ\text{C}$ ) fluida s Na a Fe chloridy. Při růstu docházelo i k uzavírání nízkosalinních fluid (0-0,4 hm. % NaCl ekv.) řadících se k systému  $\text{H}_2\text{O}$ . Křemen je na žilách přítomen nejméně ve dvou generacích.



**Obr. 9** Izotopické složení síry sulfidů z rudních žil z lokality Zlatý důl u Hluboček; data převzata ze Zimáka a Večeři (1991).

Starší křemen uzavírá středněteplotní ( $T_h=180-290\text{ °C}$ ) fluida o střední salinitě (6,5 až 10 hm. % NaCl ekv.) s obsahem Na a Ca chloridů. Při růstu uzavíral křemen starší generace i nízkosalinní fluida se salinitou 0,7-1,2 hm. % NaCl ekv. Křemen mladší generace obsahuje nízko až středně teplotní fluida ( $T_h=99-201\text{ °C}$ ) o vysoké salinitě (23,0 až 25,5 hm. % NaCl ekv.) (Zimák a kol. 2002, Kotlánová 2013).

### 3.2.2 Bohuslávky

Jedná se o opuštěný lom na jílovou břidlici, která se využívala k pokrývačským účelům, dříve zde byly provozovány Jaškovy doly (Mádr a Mádr 1994), těžba v lomu probíhala do roku 1936 (Mgr. I. Mádr, ústní sdělení 2013). Horninové prostředí, kromě již uvedených jílových břidlic, reprezentují v bazální části lomu drobové polohy, které směrem do nadloží přecházejí v jemnozrnné laminity. V nejzápadnější části je zastížena poloha hrubozrnných slepenců (obr. 10).

### Povariská hydrotermální mineralizace

Hydrotermální mineralizace na lokalitě Bohuslávky nebyla dosud podrobněji zkoumána. Losert (1957) uvádí štěpný **karbonát z řady dolomit-ankerit** narůžovělé barvy v drobě. Kruťa (1956) popisuje štěpné vtroušeniny **galenitu**, které mají olověně šedou barvu a kovový lesk, vyskytující se často v asociaci se sfaleritem. Tyto vtroušeniny jsou nalézány v karbonátových žilkách, které vyplňují pukliny v drobě. Autor uvádí i štěpný **kalcit** šedobílé barvy v podobě žilek pronikajících kulmskou drobou a zmiňuje také sloupcovité krystalky **křemene** skládající drúzy, které se nacházejí na puklinách droby. Na puklinách droby byly zjištěny i drobné vtroušeniny **pyritu** v kalcitových žilkách. Dále Kruťa (1956) uvádí vtroušeniny **sfaleritu**, které jsou štěpné, mají červenohnědou barvu a výrazný lesk a nacházejí se na puklinách droby v karbonátových žilkách. Ze sekundárních minerálů Kruťa (1956) popisuje povlaky **limonitu** a dendritické agregáty **manganomelanu** na puklinách droby.

### 3.2.3 Podhoří a údolí Uhřínovského potoka

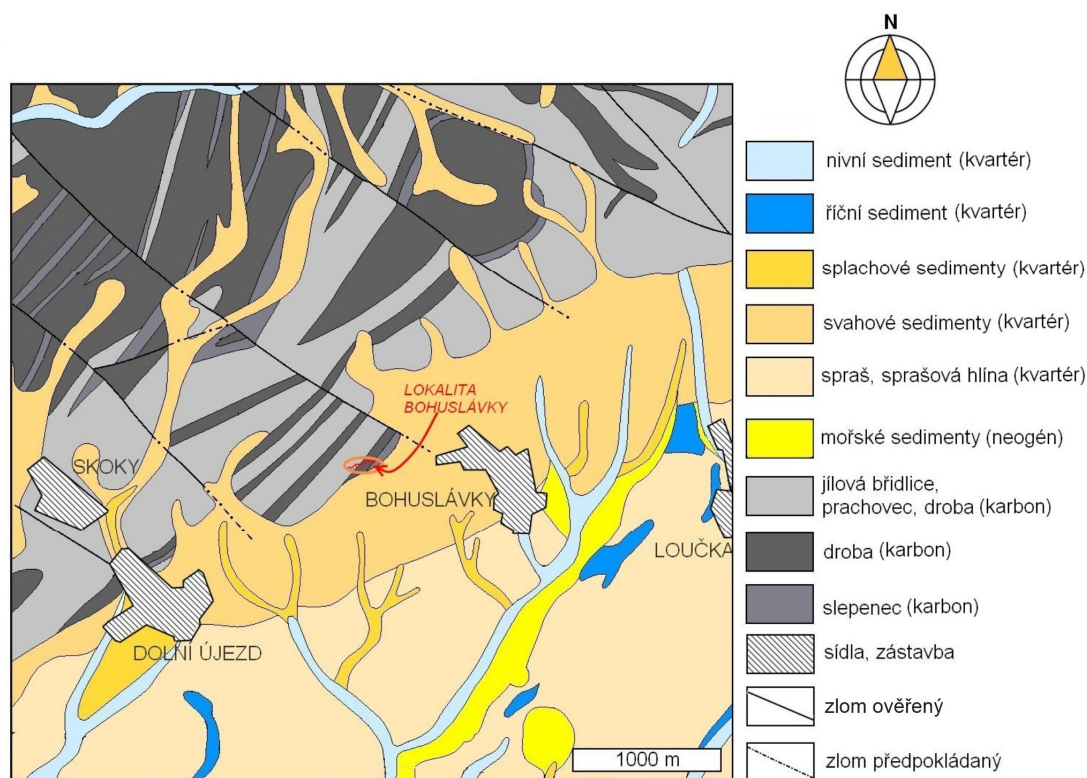
Jak již bylo uvedeno v úvodní kapitole této práce, v okolí obcí Podhoří, Slavkov, Potštát a Středolesí bylo pravděpodobně v historické době těženo zlato a barevné kovy. Jak uvádí Zimák (1997b), Podhořský rudní revír je nejmenším rudním revírem z rudních revírů, které leží ve východní části kulmu Nízkého Jeseníku. Tvoří jej přibližně území mezi obcemi Podhoří, Slavkov a Středolesí a údolím Uhřínovského potoka až k hrádku Kunzovu, s. od Hrabůvky (obr. 11). Horninové prostředí je reprezentováno střídáním jemnozrnných laminitů (jílových břidlic, prachovců) s polohami drob (obr. 11). Novák (1990) považuje Podhořský rudní revír za přechod mezi revírem Fulneckým a Bystřickým.

*Tab. 1 Přehled dosud popsanych minerálů z lokality Zlatý důl.*

Primární minerály		Sekundární minerály	
<b>Anatas</b>	(Zimák 1994)	<b>Anglesit</b>	(Papoušková 2003)
<b>Baryt</b>	(tato práce)	<b>Aragonit</b>	(Novotný a Pauliš 2006)
<b>Covellín</b>	(Kotlánová 2013)	<b>Azurit (?)</b>	(Kotlánová 2013)
<b>Dickit</b>	(Dolníček a Filip 2008)	<b>Bornit</b>	(Kotlánová a Dolníček 2014 b)
<b>Dolomit-ankerit</b>	(Zimák a Večeřa 1991)	<b>Brochantit</b>	(Novotný a kol. 2006)
<b>Chalkopyrit</b>	(Zimák a Večeřa 1991)	<b>Cerusit</b>	(Papoušková 2003)
<b>Chalkozín</b>	(Novotný a Pauliš 2006)	<b>Chalkantit</b>	(Novotný a kol. 2006)
<b>Chlorit</b>	(Vančurová 2006)	<b>Chalkozín</b>	(Zimák a Večeřa 1991)
<b>Galenit</b>	(Zimák a Večeřa 1991)	<b>Chryzokol</b>	(Zimák a Večeřa 1991)
<b>Kalcit</b>	(Zimák a Večeřa 1991)	<b>Limonit</b>	(Zimák a Večeřa 1991)
<b>Minerály ze skupiny crandallitu</b>	(tato práce)	<b>Linarit</b>	(Novotný a kol. 2006)
<b>Muskovit</b>	(Zimák a Večeřa 1991)	<b>Malachit</b>	(Zimák a Večeřa 1991)
<b>Pyrit</b>	(Zimák a Večeřa 1991)	<b>Měď</b>	(Kotlánová a kol. 2014)
<b>Sfalerit</b>	(Zimák a Večeřa 1991)	<b>Oxidy a hydroxidy manganu</b>	(Zimák a Večeřa 1991)
<b>Siderit</b>	(Vančurová 2006)	<b>Oxidy mědi</b>	(Novotný a Pauliš 2006)
<b>Synchysit-(Y), parisit-(Ce) nebo rentgenit-(Ce)</b>	(Papoušková 2003)	<b>Pyromorfit</b>	(Novotný a Pauliš 2009)
<b>Synchysit-(Y), synchysit-(Ce)</b>	(tato práce)	<b>Stříbro</b>	(Novotný a Pauliš 2006)
<b>Tetraedrit</b>	(Kupido in Zimák a Večeřa 1991)		
<b>Xenotim-(Y)</b>	(Dolníček 2010)		
<b>Zlato</b>	(Novotný a kol. 2008)		

Zimák (1997a) uvádí stopy po těžbě rud, které zjistil na lesnatém hřbetu, který je situován mezi Černým potokem a jižnějším přítokem potoka Jezernice. Autor našel čtyři prohlubeniny, dvě z nich jsou o průměru 3-4 m a hloubce 1 m a dvě o něco menší, ležící výše ve svahu.

Prohlubeniny jsou umístěny na linii zhruba směru V-Z (s azimutem okolo 80°) (obr. 12). Na jihozápadním svahu objevil autor příkop o délce okolo 70 m s šířkou 3-4 m a hloubkou 3 m, horní partie je směru SV-JZ, dolní S-J (obr. 12), považuje jej i prohlubeniny za staré dobývky po těžbě rud, nicméně žádná ruda nebyla autorem nalezena. Zimák (1997a) se domnívá, že zrudnění bylo vázáno na dislokační zónu směru přibližně SV-JZ, uklánějící se k JV.

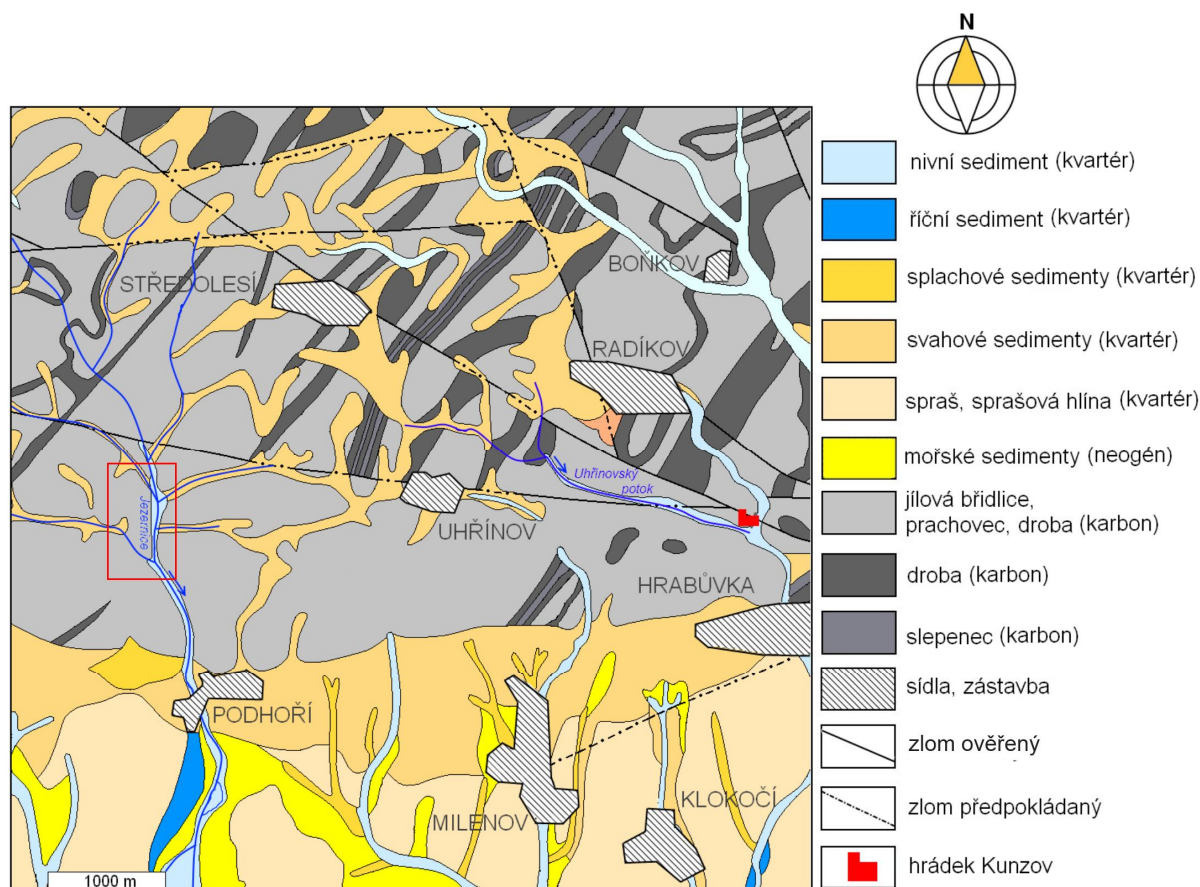


**Obr. 10** Geologická mapa okolí Bohuslávky s vyznačením polohy lokality Bohuslávky; podklad mapy převzat z [www.geology.cz](http://www.geology.cz), cit. 2, upraveno.

V 60. letech minulého století prováděl Losert (1957) podrobný průzkum zaměřený na rudní výskyty v jižní části kulmu Nížkého Jeseníku a Oderských vrchů a zjistil v této oblasti řadu drobných rudních indicií. Kromě rudních žil, které byly hlavním cílem jeho průzkumu, pozoroval v celé oblasti masivní žíly sekrečního křemene o mocnosti až 40 cm, které ukazují na intenzivní tektonické porušení komplexů kulmských hornin.

V korytě potoka Jezernice našel výše zmiňovaný autor křemen-karbonátovou žilovinu s chalkopyritem a pyritem. Sukcesní schéma krystalizace minerálů na této žíle je na obr. 13. Žilovina obdobného charakteru byla zjištěna i v korytě levostranného přítoku Jezernice, přítékajícího od Uhřínova, kde se na složení žiloviny podílel i sfalerit, který je hnědé zbarvený, jemnozrný, s výrazným leskem. Uvedené rudní minerály jsou nalézány i jako vtroušeniny

v okolních horninách. Z koryta tohoto potoka, cca 150 sv. od hájovny v „Pekelském údolí“, uvádí nález křemen-karbonátové žiloviny s pyritem i Zimák (1997 a, b).



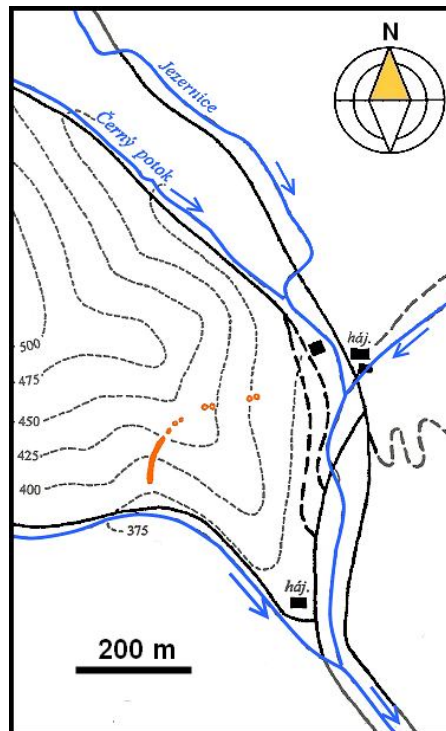
**Obr. 11** Geologická mapa okolí Podhoří a Uhřínova; podklad mapy převzat z [www.geology.cz](http://www.geology.cz), cit. 3, upraveno, červeným rámečkem vyznačen výřez schematické mapky z obr. 12.

Valoun žiloviny o velikosti 15 x 20 x 20 cm byl tvořen křemenem, pyritem, chloritem, kalcitem a Fe-bohatým dolomit. Hydrotermální mineralizace tmelila brekcii okolních hornin. Křemen, nejstarší složka žiloviny, byl přítomen ve třech generacích, v jedné z generací byly zjištěny červíkovité uzavřeniny **chloritu**, individua **křemene** výrazně undulózně zhášela. **Kalcit** vyplňoval praskliny mezi zrny křemene, jeho individua dosahovala velikosti více než 1 cm a byla nepravidelného tvaru. Při pozorování v polarizačním mikroskopu byly pozorovány výrazné dvojčatné lamely, které byly většinou silně deformované, přítomny byly i tzv. „kink bands“. Mladším karbonátem na žile byl **Fe-bohatý dolomit** (potvrzeno EDX analýzou), jenž proniká žilovinou v podobě žilek o mocnosti do 3 mm a je částečně přeměněn v rezavě zbarvený limonit. V polarizačním mikroskopu nebyly u Fe-bohatého dolomitu pozorovány dvojčatné lamely, často byla pozorovatelná opticky nerozlišitelná subzrna tohoto minerálu. Chemismus tohoto karbonátu: 32,11-33,03 hm. % CaO, 9,41-11,66 hm. % FeO, 10,11-11,58 hm. % MgO,



0,84-1,03 hm. % MnO. **Pyrit** je vázán na karbonátové partie žiloviny, v Fe-bohatém dolomitu tvoří jemně zrnité agregáty, u pyritu v kalcitu byl pozorován často kostrovitý vývin (obr. 14 a).

Pyrit tvoří krychličky s patrným rýhováním nebo jemně zrnité agregáty, je nalézán v karbonátové žilovině i v okolních horninách v korytě potoka Jezernice za hájovnou v Pekle. V korytě potoka, přitékajícího od Uhřínova byla asi 100 m za hájovnou zastížena poloha břidlic nápadná svým rezavým zbarvením. Hornina je impregnována pyritem. Konkrece pyritu vejčitého tvaru mají velikost až 5 cm (Losert 1957).



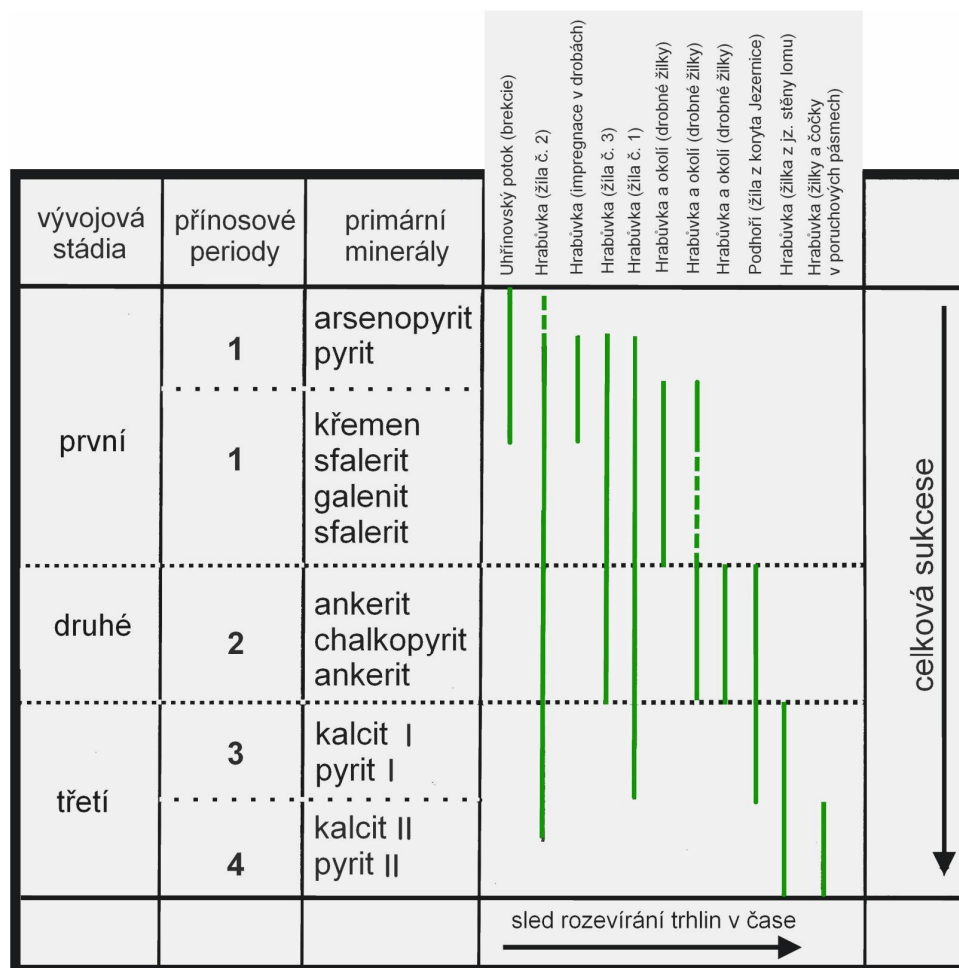
**Obr. 12** Schematická mapka okolí „Pekelského údolí“ s vyznačením pravděpodobných míst po historické těžbě rud; převzato ze Zimáka (1997a), upraveno.

Hydrotermální žilovina tvořená zejména narůžovělým karbonátem z řady dolomit-ankerit s vtroušenými sulfidy byla zjištěna i na dalších lokalitách v oblasti Podhořského rudního revíru, Losert (1957) uvádí např. lokalitu u hájovny „V žabníku“, vsv. od Podhoří, kde autor našel žilky narůžovělého ankeritu o mocnosti 1–8 cm, rudní minerály byly zastoupeny chalkopyritem, který tvořil zrna o velikosti do 5 mm a méně i sfaleritem. Četné nálezy hydrotermální žiloviny jsou i v roklicích menších přítoků potoka Jezernice.

V roce 1997 prováděli Janoška a Novotný ověřovací práce k objasnění středověké těžby se zaměřením na průzkum „Špirutovo děr“ (viz obr. 1), zastíženy však byly pouze křemenné a křemen-kalcitové žíly bez obsahu rudních minerálů.

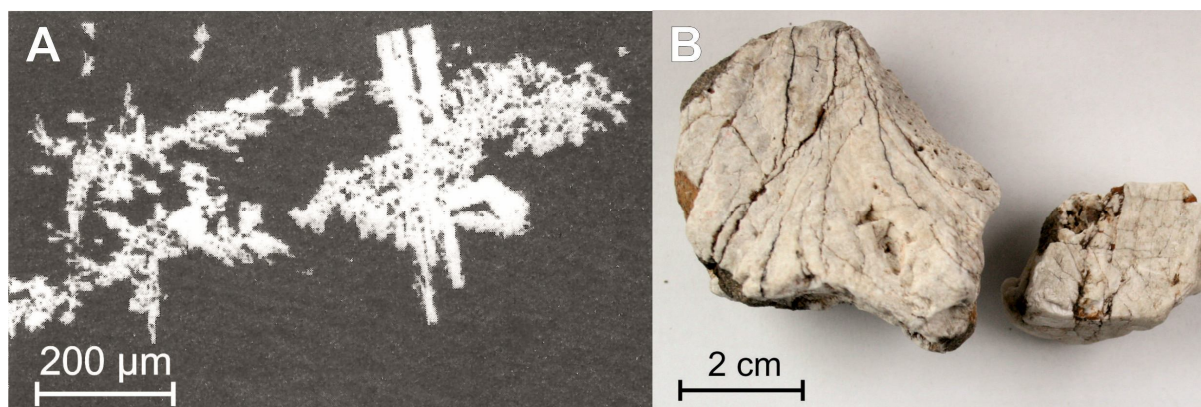
Z koryta Uhřínovského potoka mezi obcemi Středolesí a Hrabůvka popisuje Losert (1957) černé břidlice s žilkami narůžovělého ankeritu s vtroušeninami sfaleritu o velikosti až 1 cm a

galenitu, uvádí také brekcií kulmských sedimentů (dřob a břidlic), která je impregnována pyritem a arsenopyritem. Arsenopyrit vytváří drobné idiomorfnní krystalky o velikosti okolo 0,1 mm. Sukcesní schéma této mineralizace je uvedeno na obr. 13.



**Obr. 13** Sukcesní schémata vybraných mineralizací v lomu v Hrabůvce, údolí Uhřínovského potoka a Podhoří (Losert 1957, upraveno).

V r. 1955 našel Losert v korytě potoka nedaleko hrádku Kunzova (viz obr. 11) kusový baryt. Valouny masivního barytu bílé barvy (obr. 14 b) dosahovaly hmotnosti až 1 kg. Tento minerál se vyskytoval převážně samostatně, ale byl zastížen i v asociaci s kalcitem a v několika případech byl v barytu zjištěn i galenit v podobě zrn o velikosti do 2 cm. Kučera (2009) analyzoval izotopické složení síry tohoto barytu:  $\delta^{34}\text{S} = 8,9 \text{‰ CDT}$ , což svědčí pro původ síry v okolních horninách (Hladíková a Kříbek 1988). Baryt obsahuje 0,85-1,47 hm. % SrO. V místech výskytu barytu byl v potočném štěrku zastížen i 1 kg těžký valoun galenitu. Losert (1957) řadí barytovou mineralizaci s galenitem k neznámé formaci Pb-ložisek v kulmu, jež je odlišná od ostatních výskytů Cu-Pb-Zn rud.



**Obr. 14** a) Kostrovitý vývin pyritu uzavřeného v kalcitu, nábrus, PPL (Zimák 1997a), b) Baryt z Uhřínovského potoka, nález: J. Losert v létě r. 1955, vzorky MZM 1477 a 1478. Foto V. Hrazdil.

### 3.2.4 Hrabůvka

#### Geologie a tektonika

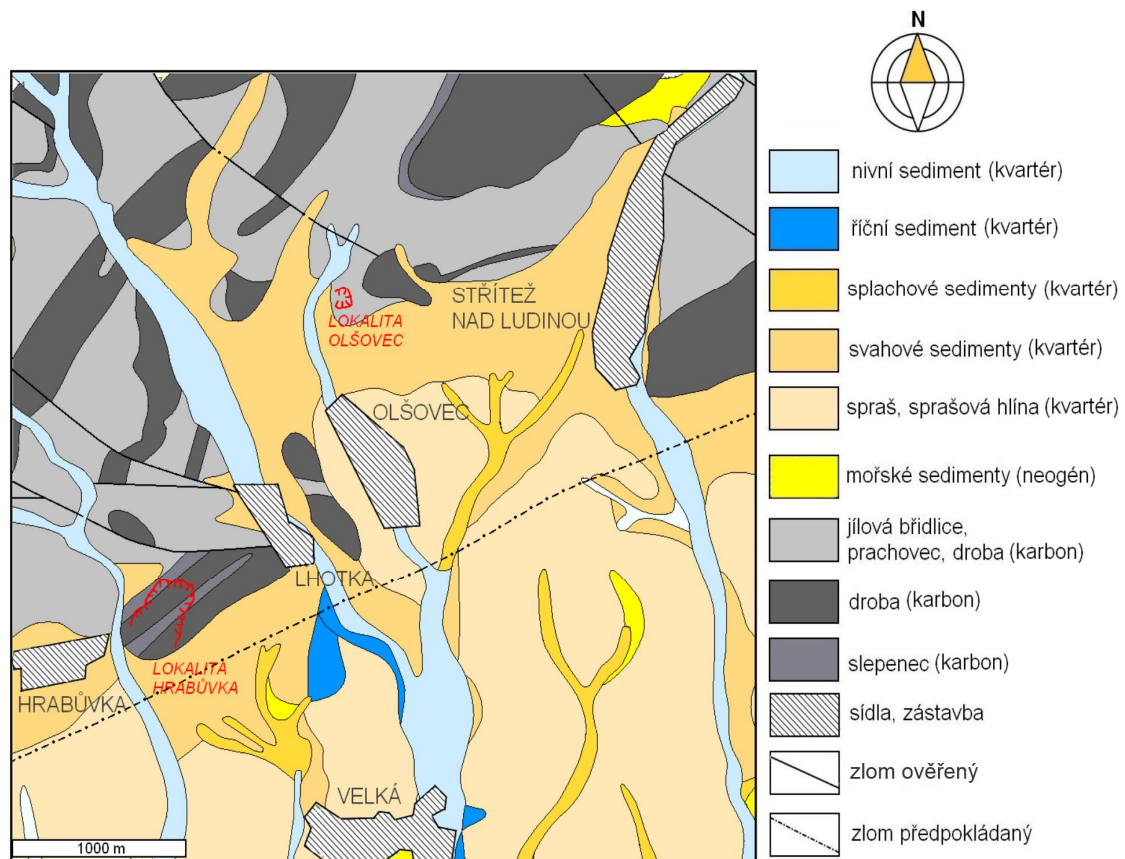
Sedmietážový činný lom na východním okraji obce Hrabůvka se nachází v blízkosti zlomové linie, která omezuje kulm Nížkého Jeseníku a Moravskou bránu (viz obr. 6). V prostoru lomu dochází ke křížení zlomu SV-JZ směru, jenž omezuje Moravskou bránu a zlomu temenického směru SZ-JV (Havíř a Skácelová 1996).

Havíř a kol. (2003) zastihli v lomu v Hrabůvce synklinální část vrásové struktury, jejíž ramena dosahují délky až několik stovek metrů, pokračování této synklinální struktury můžeme pozorovat v lomu v Nejdku, antiklinální část byla zastižena v Olšovci. Geologické prostředí v lomu reprezentují převážně droby, méně pak slepence a jemnozrné turbidity - jílovce, prachovce, jílové břidlice (Bábek a kol. 2001) (obr. 15). Ve spodní části lomu byla zastižena neptunická žíla vápence (Dolníček a kol. 2002), jež protíná vrstevní plochy drob (obr. 16). Jedná se převážně o mikritický vápenec s brekciovitou, masivní nebo laminovanou texturou, jenž z litických klastů obsahuje hlavně klasty drob, méně pak břidlic, fylitů, pískovců, kvarcitů a silicitů, minerální klasty jsou zastoupeny křemenem, muskovitem (Hejtmánková 2013) a opakními minerály (Dolníček a kol. 2014). V matrix vápence byl zastižen i glaukonit. Ve vápenci jsou přítomny hojné fosilie, zejména foraminifery, koráli, jehlice hub a měkkýši (Hejtmánková 2013), což poukazuje na badenské stáří horniny. Pukliny v kulmských horninách jsou místy vyplněny i neoidní kalcit-markazitovou mineralizací, která do sebe uzavírá kapalné uhlovodíky (Dolníček a Slobodník 2002, Dolníček a kol. 2014).

#### Povariská a neoidní hydrotermální mineralizace

Rudní žíly v lomu v Hrabůvce mají nejčastěji páskovanou či brekciovitou texturu (Losert 1957), méně pak texturu drúzovitou (Slobodník a Dolníček 2001, Dolníček a Gadas 2011).

Největší koncentrace rudních minerálů je na třech hlavních žilách (obr. 16). Strukturně jsou si žíly podobné, ovšem rozdílné je zastoupení hypogenních minerálů na těchto žilách, což je patrné z obr. 16 (sukcesní schémata krystalizace minerálů na žilách - viz obr. 13). Na obrázku je zachycena i žíla, která bude studována v rámci této práce. Směry žil se sulfidickým zrudněním jsou přibližně SZ-JV, S-J, ZJZ-VSV a dosahují mocnosti až 25 cm (Slobodník a Dolníček 2001, Zimák 2000). Ve schematické mapce lomu (obr. 16) je vyznačena i pozice neptunických žil vápence, tyto žíly jsou vázány na strmé pukliny v kulmských drobách.



**Obr. 15** Geologická mapa okolí Hrabůvky a Olšovce s vyznačením zájmových lokalit; podklad mapy převzat z [www.geology.cz](http://www.geology.cz), cit. 4, upraveno

### Primární minerály na povariských rudních žilách

#### **Albit**

Zimák (2000) popisuje albit, který vytváří hypidiomorfně omezená zrna o velikosti do 2 mm. Albit je dle autora nejstarším minerálem na žilách, narůstá přímo na horninu.

#### **Křemen**

Křemen na rudních žilách tvoří pásy při okrajích. Barva krystalů je čirá, výplně žil mají mléčně bílou barvu (Losert 1957). I Dolníček (2009) popisuje křemen šedobílé barvy, jenž je nejstarším minerálem na rudní žíle, narůstá na horninu.

## **Chalkopyrit**

Chalkopyrit vytváří zrnka izometrického tvaru o velikosti 1-5 mm, na žíle č. 3 je chalkopyrit nejhojněji zastoupen (obr. 16), mírně převažuje i nad sfaleritem, který je nejrozšířenějším sulfidem na ostatních žilách. Velmi ojediněle byly pozorovány pseudooktaedrické krystalky o velikosti až 6 mm, tyto krystalky jsou často postiženy přeměnou v malachit a limonit (Losert 1957). Dolníček (2009) uvádí vtroušeniny chalkopyritu v dolomitu.

## **Pyrit**

Losert (1957) uvádí tři generace pyritu na rudních žilách. Pyrit I. generace se řadí společně s arsenopyritem k nejstarším minerálům, vytváří shluky xenomorfně omezených zrněk v křemeni nebo drobné závalky. Pyrit II. generace vytváří krystalky o velikosti do 1 mm, krystalky jsou drobné, kuličkovitého tvaru, jsou u něj často pozorovány pestré náběhové barvy. Zjištěn byl v dutinách žiloviny tvořené karbonátem z řady dolomit-ankerit, kde narůstal na klence karbonátu. Drobné oktaedry pyritu této generace byly zjištěny na kalcitové žilce, vytvářely až 1 mm mocnou kůru. Pyrit III. generace tvoří pestré zbarvené práškovité povlaky, narůstá na dělový kalcit. I Dolníček (2009) zmiňuje pyrit vtroušený v dolomitové žilovině.

## **Arsenopyrit**

Zimák (2000) popisuje hypidiomorfní až idiomorfní individua arsenopyritu, který byl nalezen na okraji sfaleritové žíly, individua dosahují velikosti až 0,1 mm. EDX analýzy tohoto arsenopyritu ukázaly 33,60-33,75 hm. % Fe, 43,65-44,57 hm. % As, 0,35-0,55 hm. % Sb, 21,17-21,44 hm. % S.

## **Galenit**

Galenit je hrubozrnný, srůstá se sfaleritem, hnízda galenitu ve sfaleritu váží až 0,5 kg. Krystaly galenitu pozorovány nebyly, ojediněle byla pozorována zonálnost, avšak velmi neostrá. V tektonicky deformovaných partiích žil je galenit jemnozrnný. Galenit obrůstá sfalerit či karbonát z řady dolomit-ankerit. Tento minerál byl zjištěn i v podobě stébelnatých agregátů. Hrubozrnný galenit má často zprohýbané štěpné plochy. Galenit na žilách často zatlačuje sfalerit (Losert 1957).

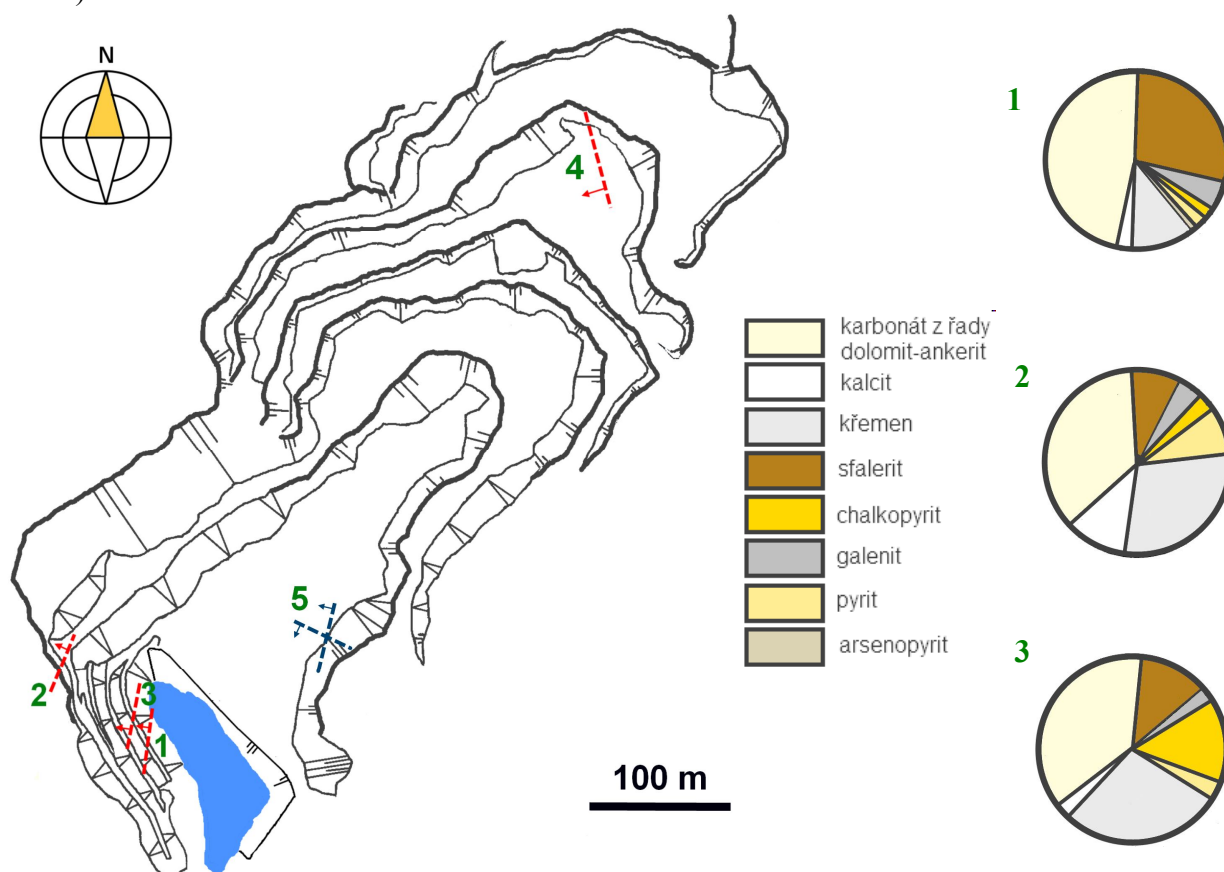
## **Sfalerit**

Sfalerit je na žilách v Hrabůvce nejvíce zastoupeným rudním minerálem (obr. 16) (Losert 1957, Zimák 2000), má různé odstíny žlutohnědé barvy. Zimák (2000) uvádí chemismus sfaleritu: 64,46–66,12 hm. % Zn, 0,63 hm. % Fe, 0,31-0,55 hm. %, Cd, 32,87-33,71 hm. % S. Losert (1957) popisuje hrubě štěpné agregáty nebo kusový sfalerit, jenž vytváří čočky na rudních žilách. Bývá často tektonicky porušen, v tomto případě je tmelen růžovým karbonátem z řady dolomit-ankerit. Krystalky sfaleritu v dutinách modrošedě nabíhají, dosahují max.

velikosti 2 cm. Dolníček (2009) popisuje až několik cm velká hnízda hrubozrnného sfaleritu, který má hnědou barvu.

### Kalcit

Kalcit je na žilách v Hrabůvce zastoupen podstatně méně než karbonát z řady dolomit-ankerit, Losert (1957) jej popisuje z žíly s brekciovitou texturou, kde tvoří pásek při okraji. Někdy tmelí individua křemene, karbonátu z řady dolomit-ankerit, sfaleritu, galenitu a pyritu. Autor uvádí i krystalky, které jsou paprscitě uspořádány, tyto krystaly dělového typu narůstají na pyrit. Výjimečně tvoří kolomorfní povlaky. Jde o čistý kalcit. Dolníček (2009) uvádí kalcit dvou generací. Starší kalcit má bílou barvu a je středně zrnitý, tvoří nárůsty na krystalech dolomitu. Kalcit mladší generace přerůstá starší kalcit, vytváří bezbarvé čočkovité krystaly, jež mají velikost do 3 mm. Zimák (1999b) analyzoval chemismus žilných kalcitů pomocí EDX analýz a zjistil u nich max. 0,74 hm. % MnO, 0,49 hm. % FeO, a 0,62 hm. % MgO. Dolníček a Gadas (2011) uvádějí krystalky kalcitu z žiloviny se sideritem, tento kalcit vykazuje zvýšený obsah Fe (až 2,8 hm. % FeO) a nízké obsahy Mg (do 0,2 hm. % MgO) a Mn (do 0,08 hm. % MnO).



**Obr. 16** Schematická mapka lomu v Hrabůvce s vyznačením pozice hlavních rudních žil (1, 2, 3) a žíly, která je studována v rámci této práce (4). Koláčové diagramy vyjadřují zastoupení hlavních hypogenních minerálů na těchto žilách. Vyznačena je i pozice neptunických žil izotopicky anomálního vápence (5); Údaje o pozici žil a zastoupení minerálů na žilách byly převzaty z Loserta (1957), Dolníčka (2009), Dolníčka a kol. (2002) a Hejtmánkové (2013).

## **Karbonát z řady dolomit-ankerit**

Nejvíce zastoupeným hlušinovým minerálem na žilách v Hrabůvce i v okolí je karbonát z řady dolomit-ankerit (viz obr. 16), tento karbonát má většinou narůžovělou barvu, Losert (1957) popisuje tento karbonát jako jemnozrnný i hrubě štěpný, kusový, s perleťově lesklými štěpnými plochami. Navětráním získává nahnědlou barvu. V dutinách vytváří drobné klence, které mají světle hnědou barvu, tyto klence někdy srůstají ve větší klence, které jsou sedlovitě zprohýbány. Dle provedených analýz odpovídají tyto karbonáty dolomitu (v klasifikaci Trdličky a Hoffmana 1976), obsahy FeO jsou max. 7,93 hm. % a MnO 1,32 hm. % (Zimák 1999). Dolníček (2009) uvádí karbonát této řady, který je středně zrnitý a vyplňuje mezery mezi zrny sfaleritu na rudní žíle, uvádí jeho chemismus (WDX analýza), kde převažuje složka dolomitová (62-85 mol. %), méně pak složka ankeritová (15-34 mol. %), složka kutnohoritová není zastoupena vůbec nebo jen minoritně (0-0,4 mol. %).

## Sekundární minerály na povariských žilách

### **Covellín**

Losert (1957) uvádí covellín pronikající chalkopyritem v podobě tenkých žilek, má chrpově modrou či růžovofialovou barvu.

### **Malachit**

Malachit vzniká přeměnou chalkopyritu, vytváří povlaky práškovitého charakteru a kůry na povrchu žil (Losert 1957).

### **Azurit**

Azurit byl zjištěn Losertem (1957) ve formě skvrnitých náletů v drobě a karbonátové žilovině.

### **Anglesit**

Kopečný in Krut' a (1968) našel v hrabůvském lomu i sekundární anglesit, ovšem neuvádí podrobnější popis.

### **Limonit**

Losert (1957) popisuje povlaky a kůry limonitu v dutinách mylonitových pásem.

## Minerály neoidních žil

### **Markazit**

Markazit je jemnozrnný a nasedá na nejstarší kalcit, tvoří čočky, hnízda a pásy v asociaci s pyritem, ze stopových prvků obsahuje pouze Co (0,18 ppm) a Ni (méně než 0,063 ppm) (Dolníček a Slobodník 2002, Dolníček a kol. 2014).

## **Kalcit**

Kalcit je na žilách přítomen ve dvou generacích. Kalcit I. generace je nejstarší komponentou žil, má hnědou barvu, je podobný vřídlovcí (vzhledem i stavbou), je výrazně růstově zonální, střídají se u něj vrstvičky s odlišnou barvou, některé vrstvy jsou zakaleny množstvím fluidních inkluzí. Výrazně se zonálnost projevuje v katodové luminiscenci, vrstvy jeví světlejší či tmavší odstíny oranžové barvy. Při rozbíjení tohoto kalcitu je cítit naftový zápach. Mladší bílý kalcit II. generace byl na žilách zastížen v podobě zrnitých agregátů či drúzovitých povlaků, pouze výjimečně vykazuje růstovou zonálnost a neprodukuje naftový zápach (Dolníček a Slobodník 2002, Dolníček a kol. 2014).

## **Pyrit**

Pyrit tvoří společně s markazitem čočky nebo pásy, které jsou uzavírány v žilném kalcitu nebo lemují drúzové dutiny. Markazit i pyrit vykazují zonální stavbu, pyrit je chemicky čistý bez významnějšího obsahu stopových prvků (Dolníček a kol. 2014).

## **Sfalerit**

Sfalerit byl zjištěn ve formě izometrických zrněk o velikosti do 50  $\mu\text{m}$  uzavřených v agregátech markazitu a pyritu, z příměsí obsahoval pouze 2,5 hm. % Fe (Dolníček a kol. 2014).

## **Siderit**

Dolníček a Gadas (2011) popisují krystalovaný siderit, který vyplňuje max. 3 mm mocné pukliny v aleuropelitech. Samostatné romboedry sideritu dosahují max. velikosti 0,5 mm, většinou však tvoří souvislou polohu složenou ze srostlých krystalů. Barva sideritu je žlutá až tmavě hnědočervená, průhledné krystalky mají skelný lesk. Dle provedených WDX analýz u něj převažuje sideritová složka (76,2-78,9 mol. %), méně pak kalcitová složka (9,9-13,0 mol. %), magnezitová (9,5-11,0 mol. %), minoritně i složka rodochrozitová (0,0-0,9 mol. %) a smithsonitová (0,0-0,2 mol. %).

Dolníček (2010) popisuje siderit vyplňující centrální část povariské polymetalické hydrotermální žíly. Jemnozrný siderit má bílohnědou barvu a bývá zatlačován limonitem. Dle WDX analýz u sideritu převažuje složka sideritová (69–77 mol. %), méně pak magnezitová (12–19 mol. %), kalcitová (9–10 mol. %), rodochrozitová (1,5–1,9 mol. %) a smithsonitová (0,2–0,6 mol. %), tři analýzy odpovídají sideritu, jedna pak Mg-bohatému sideritu.

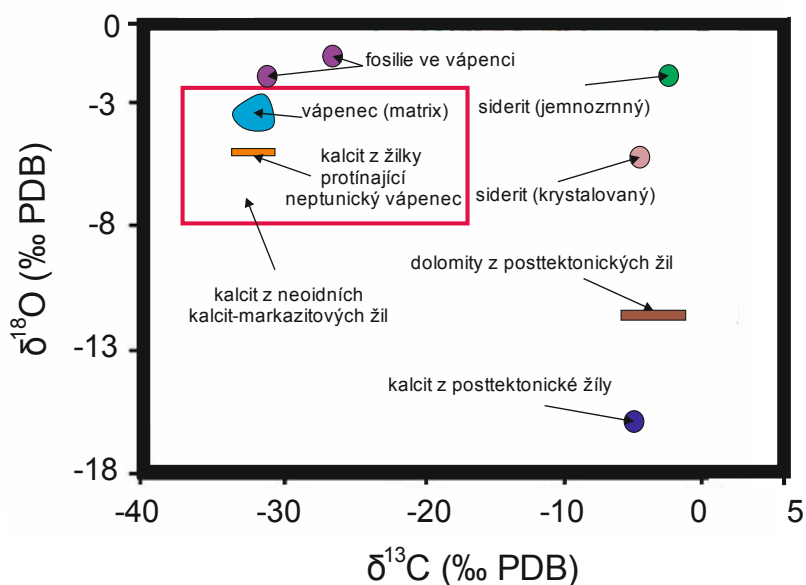
## Geneze povariských a neoidních žil

Na lokalitě Hrabůvka bylo studováno izotopické složení uhlíku a kyslíku dolomitů, kalcitu, jemnozrného i krystalovaného sideritu, matrix neptunických žil vápence, fosilií v něm a



neoidních kalcitových žilek, které jej protínají (Dolníček a kol. 2002, Dolníček 2009, Dolníček a Gadas 2011, Slobodník a Dolníček 2001, Zimák a kol. 2002, Dolníček a kol. 2014). Zjištěné hodnoty  $\delta^{13}\text{C}$  žilných dolomitů, kalcitu i obou sideritů (obr. 17) poukazují na původ uhlíku v homogenizované zemské kůře. Naopak hodnoty  $\delta^{13}\text{C}$  vápence, fosilií v něm a neoidní kalcitové žilky, která jej protíná, jsou anomálně nízké ( $\delta^{13}\text{C} = -17$  až  $-38$  ‰ PDB), což ukazuje na zdroj uhlíku v oxidované organické hmotě (obr. 17) (Dolníček a kol. 2002, Dolníček a kol. 2014).

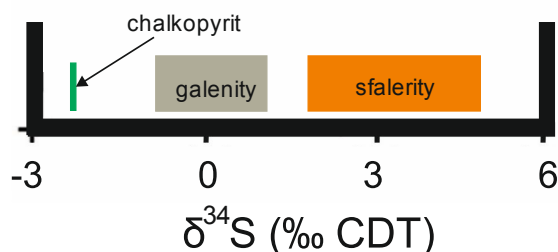
Analyzováno bylo i izotopické složení síry sulfidů (Slobodník a Dolníček 2001), zjištěné hodnoty  $\delta^{34}\text{S}$  sulfidů z povariských polymetalických žil (obr. 18) ukazují na vyloučení síry z okolních hornin (hodnoty  $\delta^{34}\text{S}$  nižší než 0 ‰ CDT – břidlice; vyšší než 0 ‰ CDT – droby, slepence) (Hladíková a Kříbek 1988). Hodnoty  $\delta^{34}\text{S}$  u markazitu z neoidních žil se pohybovaly okolo -20 ‰ CDT, což svědčí pro bakteriální redukci mořského sulfátu (Dolníček a kol. 2014).



**Obr. 17** Diagram  $\delta^{18}\text{O}$  vs.  $\delta^{13}\text{C}$  karbonátů na hydrotermálních žilách a vápence v lomu v Hrabůvce; data převzata z Dolníčka (2009), Dolníčka a Gadaše (2011), Slobodníka a Dolníčka (2001), Zimáka a kol. (2002), Dolníčka a kol. (2014).

Studovány byly také fluidní inkluze v žilných dolomitech, kalcitech, křemeni a sfaleritu (Slobodník a Dolníček 2001, Zimák a kol. 2002, Kučera 2009, Dolníček a kol. 2014) (obr. 19). Teplota eutektika u primárních inkluzí v křemeni a sfaleritu se pohybovala mezi  $-68$  a  $-54$  °C, což indikuje roztoky s Na a Ca chloridy. Nejnižší homogenizační teploty (méně než 50 °C) vykazují fluidní inkluze v kalcitu z neoidních žil, tato fluida mají nízkou salinitu (max. 6,7 hm. % NaCl ekv.). Nízké homogenizační teploty byly zjištěny i u křemene, ten vykazoval vysoké hodnoty salinit, stejně jako primární inkluze ve sfaleritech a dolomitech, u kterých však byly

zjištěny vyšší homogenizační teploty. Nízká až střední salinita a homogenizační teploty okolo 120-150 °C byly zjištěny u primárně-sekundárních či sekundárních (?) inkluzí ve sfaleritu (obr. 19). Fluidní inkluze byly zastiženy i v krystalovaném sideritu (Dolníček a Gadas 2011), tyto inkluze byly pouze jednofázové. Je pravděpodobné, že krystalizace tohoto sideritu probíhala za nízkých teplot (z fluid o teplotě méně než 100 °C).



**Obr. 18** Izotopické složení síry sulfidů z povariských posttektonických žil v lomu v Hrabůvce; data převzata ze Slobodníka a Dolníčka (2001).

### 3.2.5 Olšovec

#### Geologie a tektonika

Lom v Olšovci odkrývá nejvyšší polohy moravického souvrství, v bazální části lomu vystupují droby, které směrem do nadloží přecházejí v jemnozrné laminity (prachovce, jílové břidlice) (Bábek a kol. 2001). Kulmské komplexy v lomu byly postiženy výraznou zlomovou tektonikou, dle provedených měření Nováka (2011) se vrstvy sedimentů uklánějí k SZ, JV, Z a SZ, pozorováno bylo i několik systémů puklin, jež se uklánějí k SV, V, JZ, Z, SZ. Jak uvádí Havíř a kol. (2003), v lomu v Olšovci je zastižena antiklinální část vrásové struktury, vrásová osa je subhorizontální a její směr je S-J až SV-JZ, vrásová ramena této struktury dosahují délky pravděpodobně až stovek metrů. Horní rameno antiklinály, jež je porušeno přesmyky, obsahuje trhliny, které jsou vyplněny křemennou a dolomit-ankeritovou mineralizací, ve které jsou vtroušena zrnka chalkopyritu, pyritu, sfaleritu a galenitu (Losert 1957).

#### Minerály povariské hydrotermální mineralizace

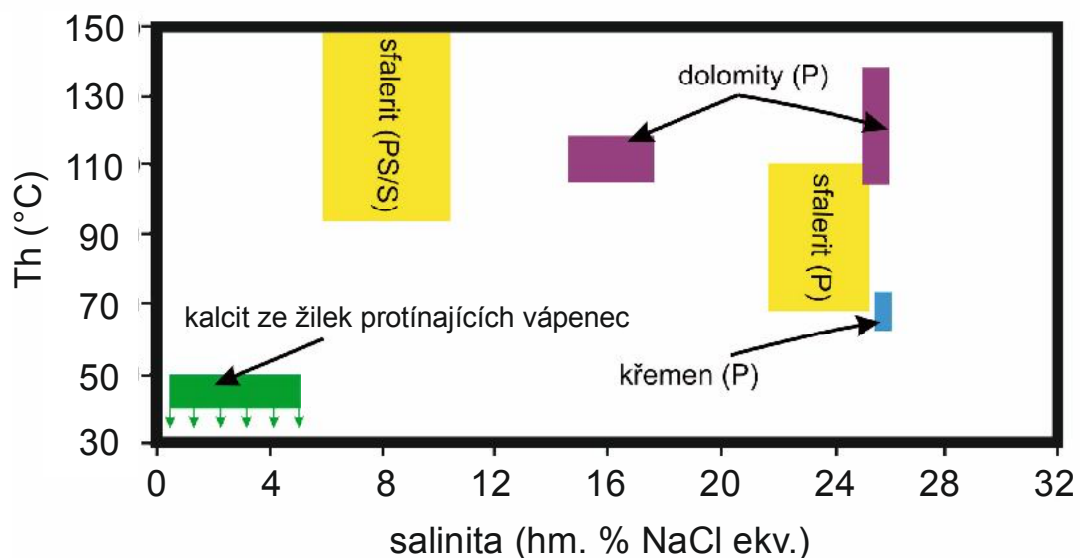
Kruťa (1956) uvádí rýhované krystalky zdvojitěného **albitu** tvořícího drúzy na puklinách drob, popisuje i drobné nedokonale vyvinuté krystalky a vtroušeniny vyskytující se v drobě a v karbonátové žilovině, která vyplňuje pukliny v kulmských sedimentech. **Chalkopyrit** a **pyrit** byly zjištěny v podobě zrnitých agregátů v žilovině tvořené karbonáty. Na puklinách drob byl nalezen **kalcit** tvořící krystalky šedobílé barvy, které skládají drúzy, zjištěn byl i v podobě zrnitých agregátů vyplňujících pukliny. Kučera (2009) uvádí chemické složení žilných kalcitů: 51,95-53,30 hm. % CaO, 0,15-0,28 hm. % MgO, 1,25-1,36 hm. % FeO, 1,00-1,40 hm. % MnO. Jemnozrný, často až celistvý **karbonát z řady dolomit-ankerit** byl popsán z karbonátové

výplně na puklinách droby. **Křemen** vytváří prizmatické krystaly skládající drúzy, vyskytuje se jako výplň v puklinách drob. **Sfalerit** se nachází nejčastěji v asociaci s chalkopyritem či pyritem, méně často s **galenitem**. Má červenohnědou nebo hnědou barvu a výrazný lesk a je nalézán v podobě vtroušenin v drobě a v žilkách tvořených karbonátem. Kučera (2009) uvádí výsledky chemické analýzy sfaleritu: 67,90 hm. % Zn, 0,25 hm. % Fe, 0,44 hm. % Cd, 31,25 hm. % S.

Ze sekundárních minerálů jsou z Olšovce popsány **cerusit** (Kruťa 1965) a **malachit** (Kruťa 1956). Cerusit tvoří povlaky na galenitu, má šedobílou barvu nebo se vyskytuje krystalovaný v dutinách galenitu, krystalky jsou nedokonale vyvinuté, lesklé. Malachit tvoří povlaky na chalkopyritu.

#### Geneze povariských žil

Bylo studováno izotopické složení kyslíku a uhlíku u žilného dolomitu a kalcitu, dolomit vykazoval hodnoty:  $\delta^{13}\text{C} = -5,0 \text{ ‰ PDB}$  a  $\delta^{18}\text{O} = -14,9 \text{ ‰ PDB}$  a kalcit měl  $\delta^{13}\text{C} = -4,6 \text{ ‰ PDB}$  a  $\delta^{18}\text{O} = -14,3 \text{ ‰ PDB}$  (Kučera 2009). Původ uhlíku je zřejmě stejný jako u žilných dolomitů z Hrabůvky, čili z homogenizované zemské kůry.



**Obr. 19** Diagram závislosti  $T_h$  a salinity fluid uzavřených v karbonátech, sfaleritech a křemeni z hydrotermální mineralizace v lomu v Hrabůvce; data převzata ze Slobodníka a Dolníčka (2001), Zimáka a kol. (2002), Kučery (2009), Dolníčka a kol. (2014).

## 4 Metodika

Terénní etapa na lokalitě Zlatý důl probíhala v letech 2012-2015, kdy byly na haldách odebrány vzorky žiloviny s makroskopicky patrným zrudněním. Na ostatních lokalitách probíhal terénní průzkum od podzimu 2013 do jara 2015.

V rámci laboratorní etapy byly vzorky žiloviny nejprve mechanicky očištěny, omyty a osušeny. Dále byly vzorky makroskopicky prohlédnuty a popsány. Z vybraných vzorků jsem zhotovila leštěné výbrusy, nábrusy a oboustranně leštěné destičky pro studium fluidních inkluzí uzavíraných v minerálech povariských žil. Vzorky byly řezány diamantovou pilou na požadovaný rozměr, poté byly ručně broušeny a dolešťovány na leštičce Struers RotoPol-35 s unášecí hlavou Struers Pdm-Force20 za použití leštících diamantových suspenzí o zrnitosti 3 a 0,25  $\mu\text{m}$ . Následně byly výbrusy podrobeny studiu v polarizačním mikroskopu Olympus BX-50. Výbrusy byly studovány v procházejícím i odraženém světle, nábrusy pouze ve světle odraženém. Mikrofotografie výbrusů a nábrusů byly zhotoveny digitálním fotoaparátem Olympus C-7070. Vybrané minerální fáze byly potaženy tenkou vrstvičkou uhlíku a následně analyzovány na Ústavu geologických věd PřF MU v Brně na elektronové mikrosondě Cameca SX-100 ve vlnově disperzním modu. Analýzy byly provedeny Mgr. P. Gadasem, Ph.D. Analýza sulfidických minerálů probíhala za následujících podmínek: urychlovací napětí: 25 kV, proud svazku 20 nA. Jako standardy byly použity: elementární měď (Cu), elementární stříbro (Ag), elementární mangan (Mn), almandin (Fe), elementární antimon (Sb), elementární nikl (Ni), gahnit (Zn), hematit (Fe), lammerit (As), chalkopyrit (Cu, S), ZnS (Zn), elementární bismut (Bi), elementární kobalt (Co), NaCl (Cl), PbSe (Se), sulfl\_HgTe (Hg), sulfl\_CdTe (Cd), PbS (Pb).

Karbonáty vzácných zemin byly analyzovány při urychlovacím napětí 15 kV. Proud svazku byl 10 nA a šířka svazku 5  $\mu\text{m}$ . Jako standardy byly použity: sanidin (Al, Si), SrSO<sub>4</sub> (Sr, S), MgAl<sub>2</sub>O<sub>4</sub> (Mg), albit (Na), YPO<sub>4</sub> (Y), fluorapatit (P, Ca), CePO<sub>4</sub> (Ce), LaPO<sub>4</sub> (La), baryt (Ba), PrPO<sub>4</sub> (Pr), NdPO<sub>4</sub> (Nd), SmPO<sub>4</sub> (Sm), EuPO<sub>4</sub> (Eu), GdPO<sub>4</sub> (Gd), DyPO<sub>4</sub> (Dy), ErPO<sub>4</sub> (Er), U (U), brabantit (Th), almandin (Fe) a topaz (F). Analýzy 40/1 a 41/1 byly provedeny při urychlovacím napětí 15 kV a proudu svazku 20 nA, šíře svazku byla 3  $\mu\text{m}$ . Jako standardy byly použity: fluorapatit (P, Ca), LaPO<sub>4</sub> (La), CePO<sub>4</sub> (Ce), SrSO<sub>4</sub> (Sr), U (U), brabantit (Th), YPO<sub>4</sub> (Y), sanidin (Si, Al), lammerit (As), zirkon (Zr), YbPO<sub>4</sub> (Yb), ErPO<sub>4</sub> (Er), DyPO<sub>4</sub> (Dy), GdPO<sub>4</sub> (Gd), SmPO<sub>4</sub> (Sm), NdPO<sub>4</sub> (Nd), Mn<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub> (Mn), almandin (Fe), ScVO<sub>4</sub> (Sc), TbPO<sub>4</sub> (Tb), HoPO<sub>4</sub> (Ho), TmPO<sub>4</sub> (Tm), LuAG (Lu), EuPO<sub>4</sub> (Eu), PrPO<sub>4</sub> (Pr), vanadinit (Pb), topaz (F) a TiO (Ti).

Fosfáty se analyzovaly za použití urychlovacího napětí 15 kV a proudu 10 nA, šířka svazku byla 7  $\mu\text{m}$ . Jako standardy byly použity následující fáze: albit (Na), sanidin (Al),  $\text{SrSO}_4$  (Sr, S), spessartin (Si, Mn),  $\text{YPO}_4$  (Y),  $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$  (Mg), fluorapatit (P, Ca), almandin (Fe), topaz (F), baryt (Ba), vanadinit (Cl),  $\text{CePO}_4$  (Ce),  $\text{NdPO}_4$  (Nd),  $\text{LaPO}_4$  (La). Analýzy 22/1 až 28/1 byly provedeny za použití urychlovacího napětí 15 kV, proudu 10 nA a šířce svazku 6  $\mu\text{m}$ . Jako standardy byly použity: albit (Na), sanidin (Al, Si),  $\text{YPO}_4$  (Y),  $\text{SrSO}_4$  (Sr),  $\text{LaPO}_4$  (La),  $\text{CePO}_4$  (Ce), fluorapatit (P, Ca), baryt (Ba),  $\text{PrPO}_4$  (Pr),  $\text{NdPO}_4$  (Nd),  $\text{SmPO}_4$  (Sm),  $\text{EuPO}_4$  (Eu),  $\text{GdPO}_4$  (Gd),  $\text{DyPO}_4$  (Dy),  $\text{ErPO}_4$  (Er), U (U), brabantit (Th), vanadinit (Pb), almandin (Fe), topaz (F)

Baryt byl analyzován při urychlovacím napětí 15 kV, proudu svazku 10 nA a šířce svazku 5  $\mu\text{m}$ . Jako standardů bylo použito těchto fází: sanidin (Al, Si),  $\text{SrSO}_4$  (Sr, S),  $\text{MgAl}_2\text{O}_4$  (Mg), albit (Na), fluorapatit (P, Ca),  $\text{CePO}_4$  (Ce),  $\text{LaPO}_4$  (La), baryt (Ba),  $\text{NdPO}_4$  (Nd), almandin (Fe), topaz (F).

Anatas byl analyzován na elektronové mikrosondě v energiově disperzním modu na PŘF Univerzity Palackého v Olomouci. Analýzy byly provedeny Mgr. J. Kapustou při napětí 15 kV a proudu svazku 10 nA. Jako standardy byly použity:  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (Al), diopsid (Si), mikroklin (K) a elementární titan (Ti).

Katodová luminiscence karbonátů byla studována na Katedře geologie PŘF Univerzity Palackého v Olomouci na přístroji se studenou katodou CITL Mk5-1 propojeném s mikroskopem Leica DM2500 P za následujících podmínek: vakuum 0,003 mbar, napětí 15 kV a proudová hustota přibližně 450  $\mu\text{A}/\text{mm}^2$ .

Pro studium fluidních inkluzí v minerálech jsem vyhotovila oboustranně leštěné destičky. U několika vzorků karbonátů a u barytu byly použity štěpné úlomky minerálu. Následovalo petrografické studium fluidních inkluzí v procházejícím světle v polarizačním mikroskopu. Poté byly fluidní inkluze podrobeny mikrotermometrickému měření. U inkluzí byly měřeny následující charakteristiky: teplota zamrznutí ( $T_f$ ), teplota zjištění první kapaliny (eutektická teplota –  $T_e$ ), teplota homogenizace na kapalinu ( $T_h$ ) a teplota tání posledního krystalu ledu ( $T_m$ ), která byla poté využita pro výpočet salinity fluid. Salinita u vodných roztoků systému  $\text{H}_2\text{O}$ -NaCl byla vypočtena podle Bodnara (1993), dle následující rovnice:

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

Ve vybraných vzorcích byly analyzovány výluhy fluidních inkluzí. Vzorky křemene a karbonátu, určené pro studium výluhů fluidních inkluzí byly nejprve rozdrceny na frakci 0,3-1,1 mm a vzorky křemene byly následně povařeny v  $\text{HNO}_3$ . Dále byly vzorky propláchnuty a poté povařeny ve vodě a v destilované vodě. Poté byly vzorky vysušeny a pod binokulárním mikroskopem z nich byly odseparovány jiné minerální fáze a nečistoty. Odvážené množství (1

g) bylo odesláno na Montanuniversität do Leobenu, kde následovalo promytí vzorků v deionizované vodě a následné sušení vzorku za teploty 50 °C. 1 g vysušeného vzorku byl dále rozetřen v achátové misce společně s 5 ml deionizované vody. Následně byla vzniklá suspenze přefiltrována přes 0,2 µm nylonový filtr. Analýza filtrátu byla provedena v iontovém chromatografu Dionex (DX-500). Detekční limity: Cl (10 ppb), Br (2 ppb), F (5 ppb), I (0,1 ppb) a SO<sub>4</sub> (10 ppb). Analýzy byly provedeny prof. W. Prochaskou.

Pro identifikaci modifikace TiO<sub>2</sub> minerálu bylo využito Ramanova spektroskopu (WITec Confocal Raman Imaging Microscope System alpha300 R+) s excitací o vlnové délce 532 nm (výkon dopadající na vzorek - 25 mW, objektiv - 50x/NA 0.8, doba načítání spektra - 1 minuta). Analýzy prováděl dr. V. Mašek na Ústavu molekulární a translační medicíny LF UP.

Vzorky křemene pro studium stabilních izotopů kyslíku byly odseparovány od okolní horniny a jiných minerálních fází. Pro odstranění karbonátů u křemenné žiloviny byly vzorky vyvařeny v HCl. Následně byly vzorky povařeny v HNO<sub>3</sub> pro odstranění sulfidických minerálů, poté byly ještě vzorky propláchnuty a povařeny v destilované vodě. Po usušení byly vzorky podrceny na analytickou jemnost v achátové misce a dále byly odeslány na analýzy na pracoviště Isotopengeochemie, Universität v Tübingenu. Analýzy byly provedeny na hmotnostním spektrometru Finnigan MAT 253. Kyslík se z křemene uvolňoval fluoračním činidlem BrF<sub>5</sub> za teploty 500-650 °C a poté se redukoval uhlíkem na CO<sub>2</sub>.

Izotopové složení uhlíku a kyslíku karbonátů a síry sulfidických minerálů bylo analyzováno v ČGS v Praze na hmotnostním spektrometru Finnigan MAT 251 Mgr. I. Jačkovou. Z karbonátů byl 100 %-ní kyselinou fosforečnou ve vakuu uvolněn CO<sub>2</sub>. Sulfidy byly ve vakuu oxidovány oxidem měďnatým na SO<sub>2</sub> za teploty 800 °C. Jako standardů pro uhlík bylo použito PDB, pro kyslík SMOW a pro síru CDT. Pro kyslík byla přesnost měření ±0,1 ‰, pro uhlík ±0,05 ‰ a pro síru ±0,2 ‰. Pro výpočet izotopového složení C, O a S fluid byly použity následující rovnice v obecné podobě:

$$1000 \ln \alpha = D \frac{(10^6)}{T^2} + E \frac{(10^3)}{T} + F \quad \text{a} \quad 1000 \ln \alpha = C \frac{(10^9)}{T^3} + D \frac{(10^6)}{T^2} + E \frac{(10^3)}{T} + F$$

Rovnice jsou převzaty z internetové stránky <http://www2.ggl.ulaval.ca/cgi-bin/isotope/generisotope.cgi>. (cit. 5), konkrétní použité rovnice jsou uvedeny v tab. 2.

K analýze stopových prvků v dolomitech bylo nejprve nutné minerál separovat od okolní horniny a ostatních minerálních fází. Dále byl materiál podrcen a rozpráškován v achátové třecí misce na analytickou jemnost. Následné analýzy byly provedeny ve Vancouveru v Kanadě v laboratoři ACME, byla použita metoda hmotnostní spektrometrie s indukčně vázaným plazmatem (ICP-MS). U analýzy těžkých kovů bylo nejprve nutné vzorky rozpustit v horké

lázni (95 °C) lučavky královské, poté následovala analýza metodou plazmové emisní spektrofotometrie. Obsahy REE byly analyzovány pomocí ICP-MS. 0,26 g vzorku bylo rozloženo směsí kyselin (HNO<sub>3</sub>, HCl, HF, HClO<sub>4</sub>) ve čtyřech krocích. Detekční limity byly v rozmezí od 0,002 hm. % do 0,04 hm. % pro hlavní oxidy, od 0,1 do 8 ppm pro stopové prvky a od 0,1 do 0,3 ppm pro REE. Při normalizaci obsahů prvků vzácných zemin byl použit C1 chondrit (Palme 1988). Eu a Ce anomálie byly vypočteny dle vztahů:  $Eu/Eu^* = Eu_N/\sqrt{(Sm_N*Gd_N)}$  a  $Ce/Ce^* = Ce_N/\sqrt{(La_N*Pr_N)}$  (McLennan 1989; Monecke a kol. 2002).

**Tab. 2** Konstanty frakcionačních rovnic použité při výpočtu izotopického složení matečných fluid minerálů povariských rudních žil.

Stabilní izotop	Systém	Konstanty	Platnost rovnice	Autor
S	Sfalerit-H <sub>2</sub> S	D: 0,100; E: 0,000; F: 0,000	T = 0 až 1000 °C	Li a Liu (2006)
C	Kalcit-CO <sub>2</sub>	C: -0,8910; D: 8,557; E: -18,110; F: 8,270	T < 600 °C	Ohmoto a Rye (1979)
C	Dolomit-CO <sub>2</sub>	C: -0,8910; D: 8,737; E: -18,110; F: 8,440	T < 600 °C	Ohmoto a Rye (1979)
O	Křemen-H <sub>2</sub> O	D: 4,480; E: -4,770; F: 1,710	-	Zheng (1993)
O	Kalcit-H <sub>2</sub> O	D: 2,780; E: 0,000; F: -2,890	T = 0 až 500 °C	O'neil a kol. (1969)
O	Dolomit-H <sub>2</sub> O	D: 4,060; E: -4,650; F: 1,710	T = 0 až 1200 °C	Zheng (1999)

Pro analýzy izotopického složení olova v galenitech byly minerály nejprve odseparovány od okolní horniny a poté odeslány na analýzy do laboratoře geologických ústavů PřF Univerzity Karlovy v Praze. Vzorek galenitu o navážce 0,2 g byl rozložen ve směsi kyselin (HF, HClO<sub>4</sub>, HNO<sub>3</sub>). Poté byly rozložené vzorky ředěny na koncentraci Pb ~10 µg/L. Následně byly vzorky analyzovány pomocí metody ICP-MS na přístroji Thermo Scientific X Series 2. Jako korekce bylo použito NIST SRM 981. Standardní chyba při měření poměrů <sup>206</sup>Pb/<sup>207</sup>Pb a <sup>208</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb je méně než 0,5% RSD. Modelové stáří olova galenitů ze Zlatého dolu bylo vypočteno dle následující rovnice převzaté z Legierskiho (1973):

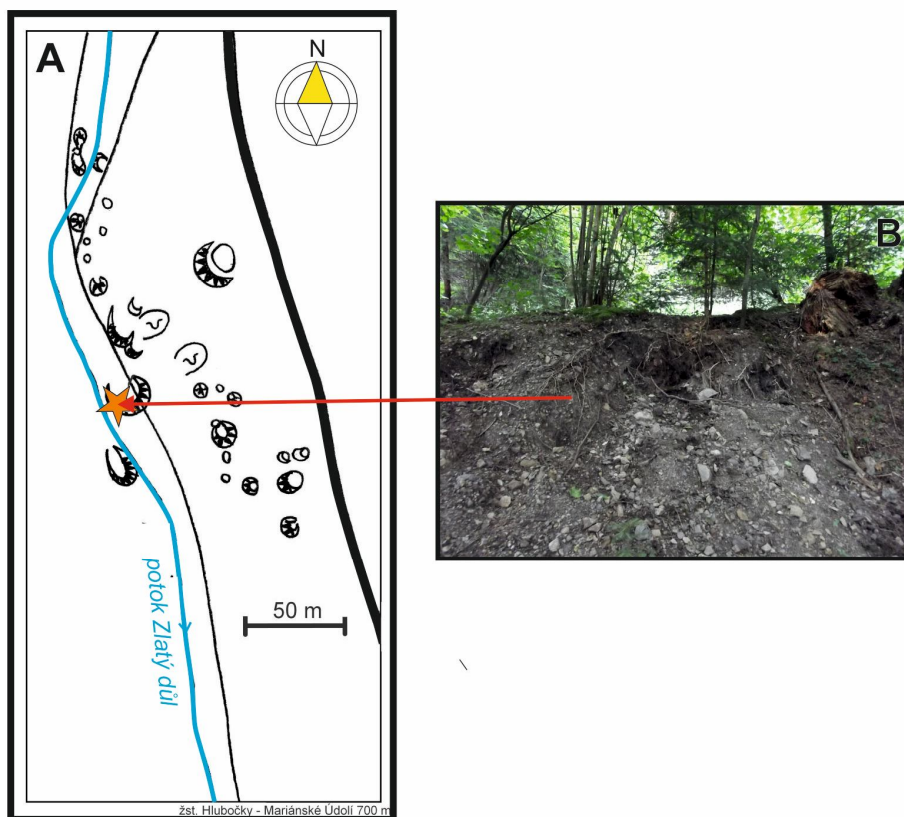
$$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb} = 19,04 - 20,34 (\exp \lambda_{238} \times t_{6-7} - 1) / 15,80 - 0,146 (\exp \lambda_{238} \times t_{6-7} - 1).$$

## 5 Výsledky

### 5.1 Terénní část

#### 5.1.1 Hlubočky – Zlatý důl

Lokalita Zlatý důl je většinou autorů (např. Zimák a Večeřa 1991, Dolníček 2010) uváděna cca 900 m sz. od žst. Hlubočky-Mariánské Údolí na levém břehu potoka Zlatý důl (viz obr. 7), nicméně pozůstatky po historické těžbě polymetalických rud v podobě odvalů a haldíček a také sejpy po rýžování zlata jsou nalézány i blíže a dále na obou březích potoka. Největší koncentrace sulfidických minerálů v žilovině byla zjištěna na haldě, která se nachází cca 20 m jv. od dvou rekreačních objektů (chatek), jež leží cca v polovině údolí potoka Zlatý důl (obr. 20). Za jednou z těchto chatků se nachází menší lom, ve kterém jsou odkryty kulmské sedimenty, reprezentované střídáním se v něm světle zbarvených prachovců s polohami tmavých jílových břidlic. Většina vzorků pro laboratorní výzkum byla odebrána právě na této haldě. Další halda s již méně zastoupenými sulfidy se nachází cca 500 m sz. od soutoku potoka Zlatý důl s řekou Bystřicí, v těchto místech je pravý břeh potoka zpevněn zídka vystavěnou z jemnozrnných kulmských sedimentů (jílových břidlic, prachovců). Makroskopicky zde byly z rudních minerálů pozorovány pouze chalkopyrit a galenit.



**Obr. 20** a) Schematická mapka s vyznačením haldy s největší koncentrací sulfidických minerálů (Kreslil J. Klomínský in Losert 1962, upraveno); b) Halda s žilovinou se sulfidickými minerály, stav k 18.7.2014.



### 5.1.2 Bohuslávky

Lokalita Bohuslávky se nachází cca 700 m z. od obce Bohuslávky (viz obr. 10). Jedná se o opuštěný lom na jílovou břidlici. V nejnižší části lomu je zastížena až 5 m mocná vrstva jemnozrnné až středně zrnité droby (obr. 21 a). Směrem do nadloží přibývá tmavých jílových břidlic, které vykazují typickou tenkou břidličnatost. V nejvýchodnější části lomu byla zastížena poloha středně zrnitého až hrubozrnného slepence, jež nasedá na drobu (obr. 21 b) a směrem do nadloží v ní také ostře přechází. Hydrotermální mineralizace na lokalitě je zastoupena převážně syntektonickými křemen-chloritovými nebo kalcitovými žilami (obr. 21 c). Posttektonická mineralizace je vázána hlavně na polohu drob. Přímo ve stěně lomu nebyly žádné žíly zastíženy, nalezeny byly jen v sutí v úlomcích drob (obr. 21 d). Žíly dosahují max. mocnosti 1 cm, mají páskovanou texturu, jsou tvořeny kalcitem a křemenem. Sulfidické minerály jsou zastoupeny chalkopyritem, méně galenitem, sfaleritem a pyritem. V jemnozrnných laminitech jsou nalézány pouze kalcitové žíly s akcesorickým pyritem.



**Obr. 21** a) Lokalita Bohuslávky - lom, vyznačena drobová poloha (žlutá čára), foto: M. Krejčí, stav k 21.9.2013; b) Poloha hrubozrnného slepence nasedající na polohu jemnozrnné až středně zrnité droby, 5.4.2014; c) Syntektonická kalcitová mineralizace, 5.10.2013; d) Posttektonická mineralizace v drobě, 5.10.2013.

### 5.1.3 Podhoří a údolí Uhřínovského potoka

Jako lokalitu Podhoří a údolí Uhřínovského potoka jsem si označila celý Podhořský rudní revír, tak jak jeho pozici uvádí Zimák (1997a), čili přibližně území mezi obcemi Podhoří, Slavkov, Středolesí, Uhřínov a údolí Uhřínovského potoka až ke hrádku Kunzovu (viz obr. 11). Zaměřila jsem se na vyhledání a průzkum povrchových pozůstatků po těžbě, jak jsou popisovány ve starších pracích (Baďura 1919, Novák 1990, Zimák 1997a, b) a dále pak na průzkum potočního štěrku v tocích Jezernice (obr. 22 a), bezejmenného potoka tekoucího od obce Slavkov (obr. 22 b), bezejmenného toku, jež přitéká do Pekelského údolí od Uhřínova (obr. 22 c) a Uhřínovského potoka (obr. 22 d). V korytech těchto toků jsem hledala úlomky hydrotermální žiloviny s obsahem rudních minerálů.



**Obr. 22** Průzkum potočního štěrku: a) Koryto potoka Jezernice, stav k 19.4.2014; b) Koryto bezejmenného toku tekoucího do Pekelského údolí od obce Slavkov, stav k 19.4.2014; c) Koryto bezejmenného potoka tekoucího do Pekelského údolí od obce Uhřínov, stav k 12.10.2013; d) Koryto Uhřínovského potoka, stav k 26.10.2013, foto: M. Krejčí.

Pátrání po úlomcích žiloviny se sulfidy bylo nejvíce úspěšné v korytě Uhřínovského potoka (viz obr. 22 d), kde byl na pravém břehu, cca 150 m sz. od hrádku Kunzova, nalezen vzorek, jenž je tvořen brekcií kulmských hornin, převážně černých jílových břidlic, které byly

tmeleny hydrotermální žilovinou tvořenou zejména karbonáty - hlavně nažloutlým karbonátem z řady dolomit-ankeritu, méně pak kalcitem. Dále se na složení žiloviny podílel křemen, který byl přítomen při okrajích žil, byl našedlý, v některých partiích až průhledný. Ze sulfidických minerálů byl přítomen sfalerit, agregáty dosahovaly velikosti až 2,5 cm. Sfalerit měl tmavě šedočernou barvu, patrný byl i polokovový lesk. Hojně je zastoupen i pyrit, je jemně zrnitý a koncentruje se do čoček nebo žilek, pyritem je impregnována i okolní hornina. Místy se v žilovině vyskytují vtroušeniny chalkopyritu o velikosti do 2 mm.

Barytová žilovina, uváděná Losertem (1957) nebyla nalezena.

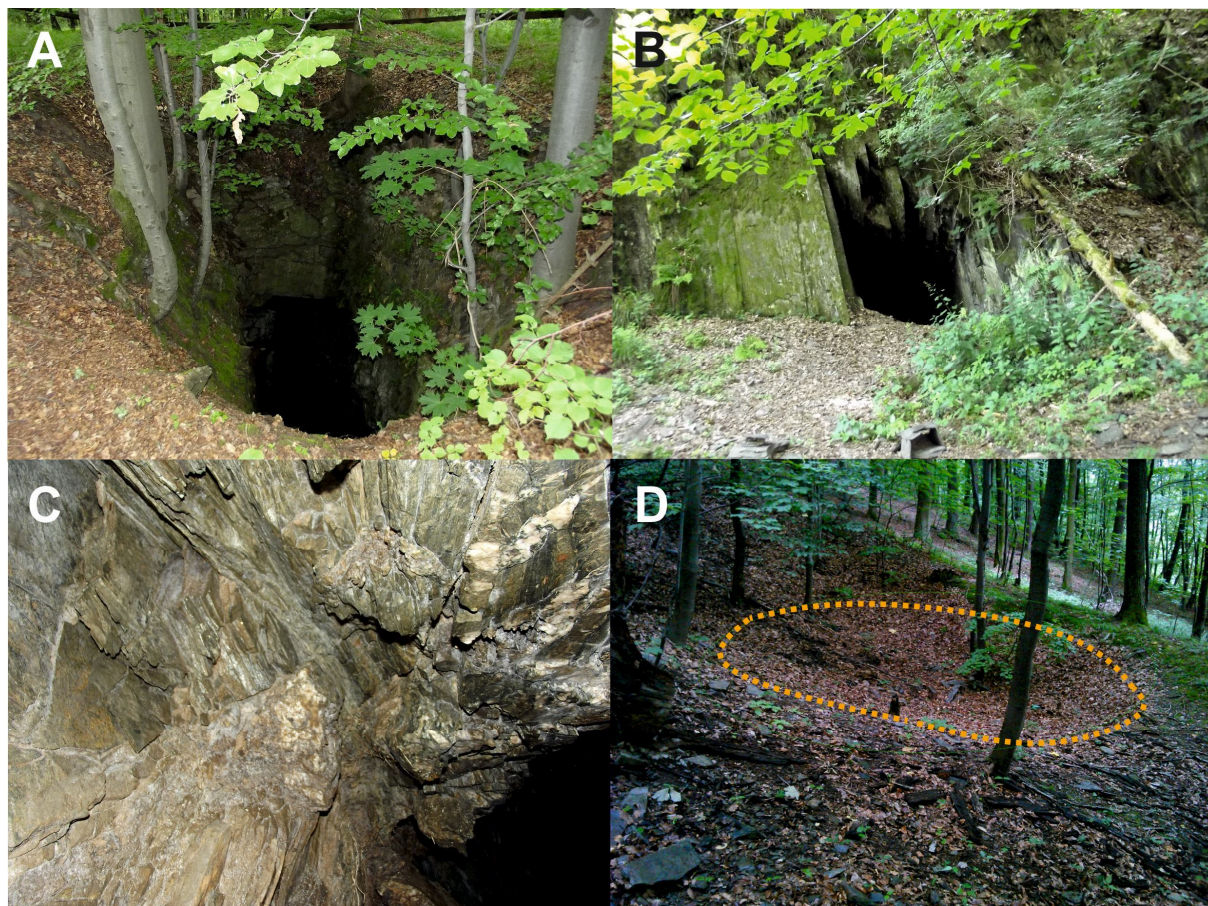
V korytě potoka Jezernice, nedaleko soutoku s Černým potokem, byl nalezen úlomek žiloviny tvořený dolomitickým karbonátem a křemenem, ve kterém jsou vtroušena zrnka medově zbarveného sfaleritu.

Při průzkumu „Špirutovo děr“ ( obr. 23 a) a „Měděné štoly“ (GPS souřadnice: 49,5890°N, 17,6110°E, obr. 23 b), byla hojně nalézána pouze syntektonická žilovina (obr. 23 c) tvořená křemenem, kalcitem a často i velkým množstvím chloritu. Pátrání po posttektonické mineralizaci nebylo úspěšné ani na lokalitě Obírka (viz obr. 1). Na zalesněné ploše, cca 250 m vých. od kóty 622 (Obírka) a cca 120 m zsz. od kóty 610, v okruhu přibližně 100 m od tohoto místa, bylo zjištěno několik pinek s obvaly, přičemž pinky jsou poměrně malých rozměrů (o průměru okolo 2 m a hloubce okolo 1 m). Cca 150 m sev. od Lipnické myslivny bylo ve svahu také objeveno několik prohlubní přibližně kruhovitěho tvaru (pinek ?) (obr. 23 d), které také mohou souviset s těžbou měděných rud v této oblasti. Tyto prohlubně mají průměr až 6 m a hloubku 1 m. Ovšem žádná žilovina zde nebyla nalezena.

#### **5.1.4 Hrabůvka**

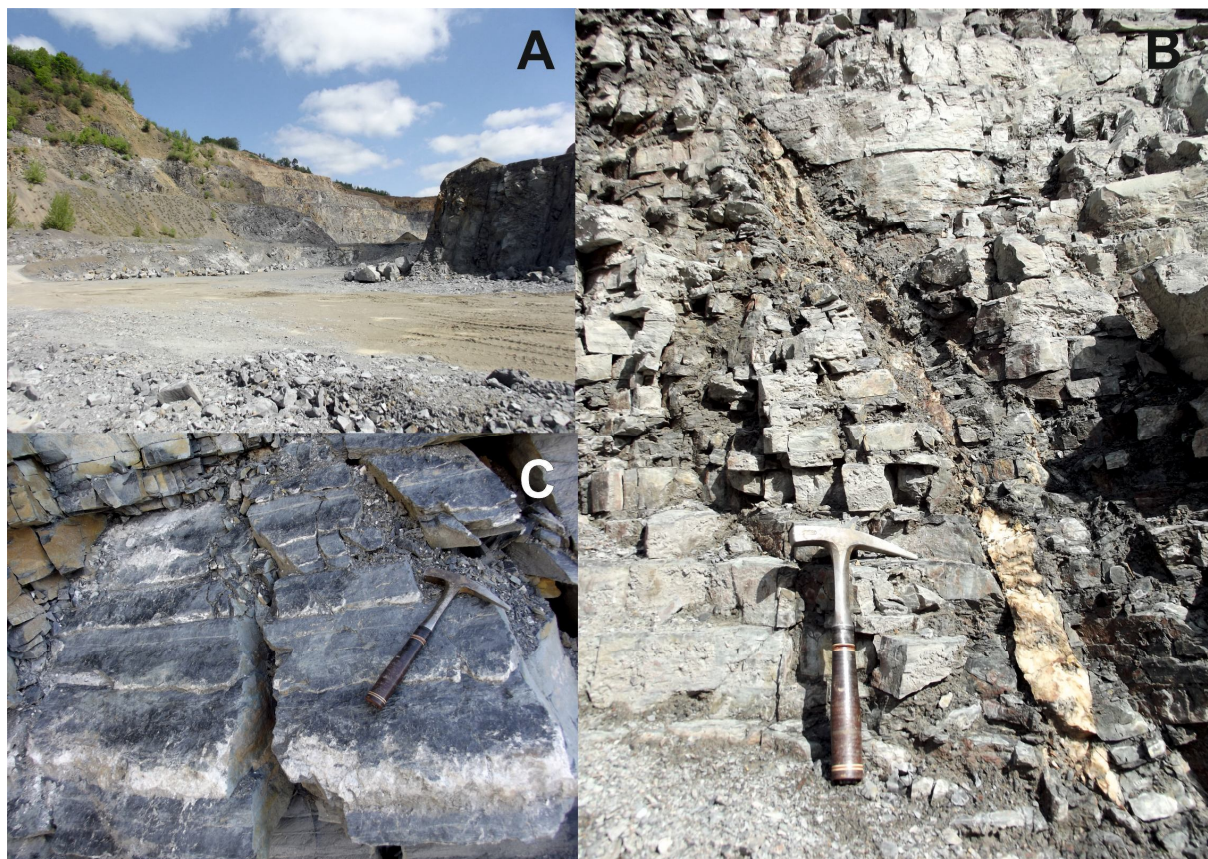
Lokalitou je činný sedmíetážový lom na východním okraji obce Hrabůvka (obr. 24 a), v němž se těží kulmské sedimenty. V nejnižší části lomu jsou zastiženy drobové polohy, na něž nasedají místy hrubozrnné slepence, směrem do nadloží přibývá jemnozrnných laminitů - jílových břidlic, prachovců, jílovců. Na druhé etáži lomu byly zastiženy neptunické žíly vápence, které vyplňovaly pukliny v drobě. Dnes je však místo tohoto výskytu nepřístupné a zasypané sutí, ve které se však úlomky vápence hojně vyskytují. Povariské žíly v lomu jsou vázány převážně na polohy drob, často vyplňují pukliny v těchto horninách. Žíly mají směr převážně S-J nebo SV-JZ, dosahují mocnosti až 15 cm a jsou tvořeny zejména narůžovělým dolomitickým karbonátem (obr. 24 b), ve kterém jsou vtroušeny rudní minerály, nejčastěji sfalerit a chalkopyrit. Při okrajích žil tvoří tenké pásy křemen. Časté jsou i žíly tvořené

kalcitem (obr. 24 c), v těchto žilách jsou sulfidy nalézány méně často. V nejhlubší etáži lomu byla nalezena dolomitická žilovina s drobnými agregáty galenitu (HR-7).



**Obr. 23** a) „Špirutovo“ díra (GPS souřadnice: 49,5784°N, 17,6248°E), stav k 3.8.2014; b) Ústí štoly po těžbě měděných rud, stav k 4.8.2014; c) Hydrotermální mineralizace ve štole z obr. 23 b, stav k 4.8.2014; d) Jedna z pinek (?) nedaleko Lipnické hájovny (GPS souřadnice: 49,5708°N, 17,5826°E, stav k 10.8.2014.

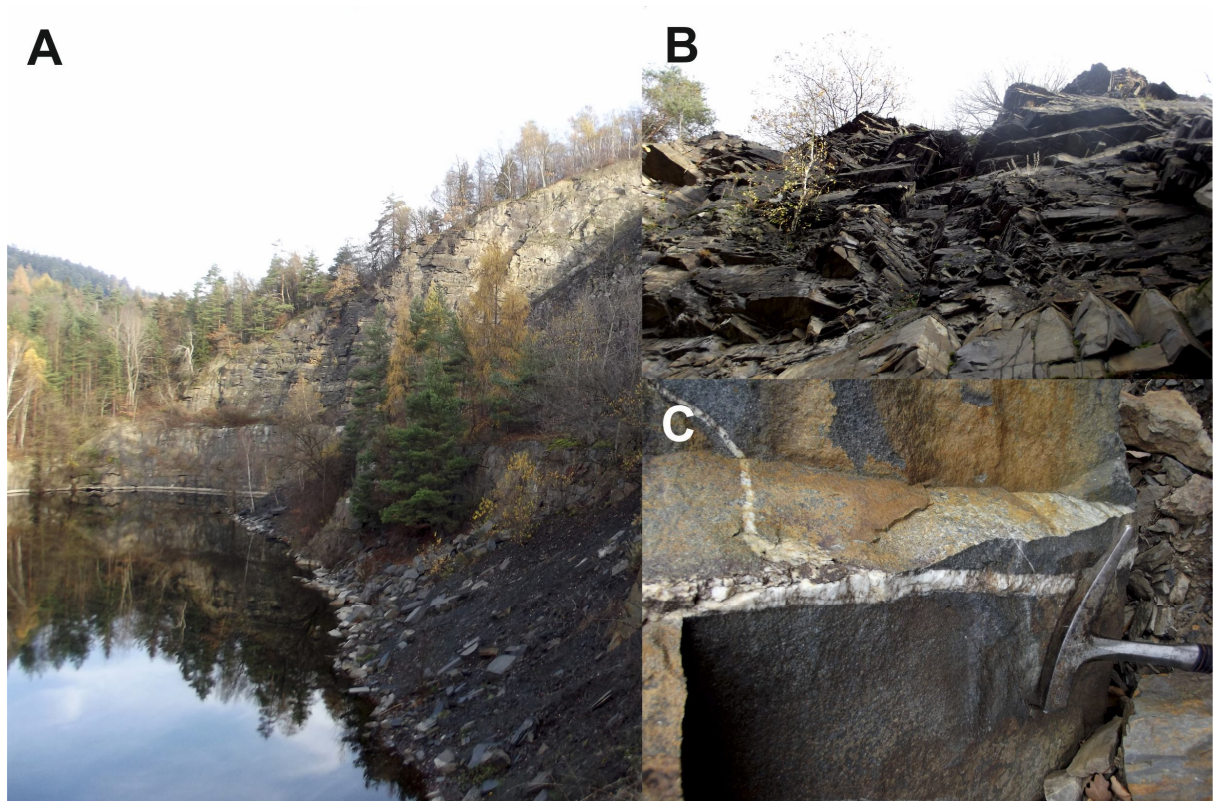
Vzorky pro laboratorní studium (HR-1, 2, 3, 4, 5 a 6) byly odebrány v roce 2005 dr. Dolníčkem a doc. Slobodníkem, když při postupujících těžebních pracích byla na třetí etáži lomu odkryta rudní žíla (viz obr. 16). Tato žíla byla směru SSZ-JJV (236/88), protínala polohu drob a dosahovala mocnosti až 12 cm (Dolníček 2009).



**Obr. 24** a) Pohled na lom v Hrabůvce z nehlubší etáže, stav k 11.5.2015, b) Dolomitová žíla se sporadickými sulfidy protínající kulmské sedimenty v lomu v Hrabůvce, c) Kalcitové žíly protínající jemnozrné kulmské sedimenty v hrabůvském lomu.

### 5.1.5 Olšovec

Lokalitou je zatopený lom sev. od obce Olšovec (obr. 25 a), v němž jsou odkryty kulmské sedimenty moravického a částečně i hradecko-kyjovického souvrství. V bazální části jsou to polohy drob, které směrem do nadloží přecházejí v jemnozrné laminity (jílové břidlice, prachovce) (obr. 25 b). Kulmské sedimenty jsou protínány množstvím hydrotermálních žil, většinou se však jedná o žíly syntektonické (obr. 25 c). Rudní posttektonické žíly jsou nalézány podstatně méně, zastiženy byly hlavně v západní části lomu, kde jsou vázány na polohy drob. Žilovina, která je zkoumána v rámci diplomové práce, byla odebrána dr. Dolníčkem.



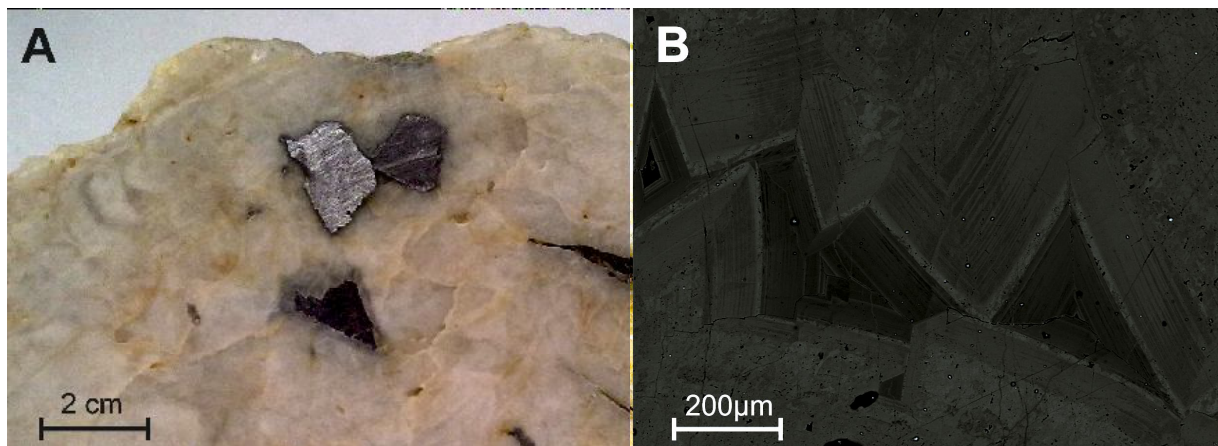
**Obr. 25** a) Pohled na zatopený lom v Olšovci, b) Drobové polohy přecházející směrem do nadloží v jílové břidlice; c) Syntektonická mineralizace v drobě na lokalitě Olšovec.

## 5.2 Mineralogický popis vzorků žiloviny ze zájmových lokalit.

Z makroskopického hlediska se vzorky z jednotlivých lokalit liší jak texturně, tak i zastoupením hlavních hypogenních minerálů.

### *Zlatý důl*

Na lokalitě Zlatý důl mají vzorky žiloviny nejčastěji vtroušeninovou či hnízdovitou texturu, méně pak texturu páskovanou, brekciovitou či drúzovitou (Kotlánová 2013). Dominantním hlušivým minerálem je křemen, který je přítomen ve dvou generacích. Křemen starší generace má bílou či lehce průhlednou barvu, často je hrubozrný a již makroskopicky u něj lze pozorovat zonální stavbu (obr. 26 a). Tvoří samostatné žíly a z rudních minerálů je na něj vázán pouze galenit. Křemen mladší generace je většinou našedlý, je spíše jemnozrný až středně zrnitý a vyskytuje se v asociaci s dolomitickým karbonátem a s rudními minerály. Karbonáty dolomit-ankeritové řady a kalcit jsou na žilách nalézány méně často. Dolomitický karbonát má lehce narůžovělou, nažloutlou nebo nahnědlou barvu, je přítomen ve dvou generacích, mladší generace často krystalizuje v dutinách generace starší. Starší karbonát dolomit-ankeritové skupiny často vykazuje zonální stavbu, pozorovatelnou v polarizačním mikroskopu a zejména v obraze odražených elektronů (obr. 26 b). Kalcit, nejmladší karbonát na žilách, má nejčastěji bílou či lehce průhlednou barvu, krystalizuje v dutinách karbonátu z řady dolomit-ankerit nebo jim proniká v podobě žilek. Z rudních minerálů je přítomen v největší míře chalkopyrit, méně pak galenit, sfalerit a pyrit. Galenit je přítomen ve dvou generacích (obr. 27). Generace starší se nachází v asociaci se starším křemenem (obr. 26 a), druhá generace galenitu je vázána na mladší křemen či dolomitický karbonát a často je nalézána spolu s ostatními sulfidy, nejčastěji s chalkopyritem. Chalkopyrit je také přítomen nejméně ve dvou generacích, přičemž starší generace je vázána na křemen mladší generace. Mladší chalkopyrit se vyskytuje jako vtroušeniny či drobné agregáty v karbonátu dolomit-ankeritové skupiny a kalcitu. Agregáty sulfidických minerálů na žilách dosahují velikosti až 3,5 cm. Ze sekundárních minerálů dominuje „limonit“, přítomný v různé míře téměř ve všech vzorcích. Nejvíce jsou přeměnou postiženy karbonáty z řady dolomit-ankerit. Poměrně hojně je nalézán i malachit a to zejména v okolí chalkopyritu, na jehož úkor vzniká. V asociaci s ním jsou akcesoricky nalézány i azurit a chryzokol. Na řadě vzorků žiloviny bylo pozorováno zatlačování chalkopyritu chalkozímem či covellímem. Kompletní přehled a podrobnější popis minerálů uvádí Kotlánová (2013).



**Obr. 26** a) Křemen starší generace uzavírající starší generaci hrubě štěpného galenitu; vzorek ZD-5, Zlatý důl; b) Zonální dolomitický karbonát mladší generace ze Zlatého dolu, vzorek ZD-3, BSE snímek, foto: J. Kapusta.

Kromě výše popsaných minerálů byl nově objeven baryt, který byl zjištěn při studiu leštěného výbrusu na mikrosondě. Vzorek ZD-214, ve kterém byl baryt nalezen, byl složen z křemene mladší generace, ve kterém byly vtroušeny sulfidické minerály (obr. 28 a), hlavně chalkopyrit, akcesoricky i galenit. Baryt vytvářel oválná či nepravidelná, protažená individua a byl uzavírán v křemeni (obr. 28 b). Tato individua dosahovala max. velikosti 60 μm. Jedná se o chemicky poměrně čistý baryt, z příměsí obsahuje pouze stopové množství Sr (0,012 a 0,088 apfu) a Al (0,018 a 0,024 apfu) (tab. 3).

Hypogenní minerál	1. přínosové stádium	2. přínosové stádium	3. přínosové stádium
křemen	■	■	
dolomitický karbonát		■	
pyrit		■	
galenit	■	■	
chalkopyrit		■	■
sferit		■	
kalцит		■	■
baryt		■	

tektonika      tektonika

**Obr. 27** Sukcesní schéma hlavních hypogenních minerálů na žilách na lokalitě Zlatý důl.

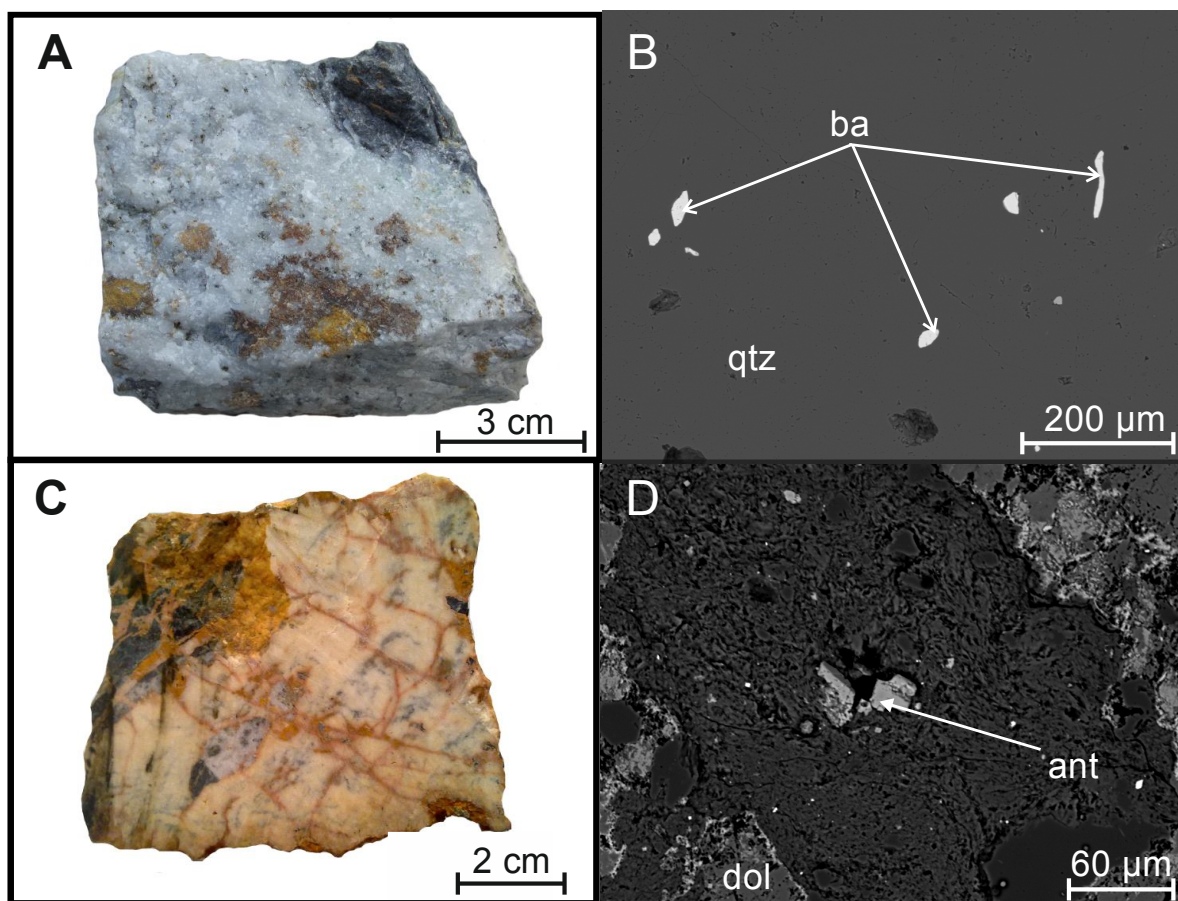
Ve vzorku ZD-3 složeném převážně z dolomitického karbonátu (obr. 28 c), který je protínán mladší kalcitovou žilkou a obsahuje drobné vtroušeniny chalkopyritu a také ryzí měď (Kotlánová a kol. 2014), byl při studiu vzorku na mikrosondě zjištěn minerál ze skupiny TiO<sub>2</sub>. Minerál byl zastížen v dutině hydrotermálně alterované jílové břidlice (obr. 28 d) jako



izometrická zrna, dále pak také uzavírán v dolomitickém karbonátu a mladším křemeni ve stejném vzorku. V těchto minerálech tvořil taktéž izometrická zrna, minerál nejevil zonální stavbu v odraženém světle ani v obraze odražených elektronů. Provedená EDX analýza neukázala na významnější příměsi, pouze stopové obsahy Al (0,013 apfu) a Si (0,018 apfu) (tab. 4). Pomocí Ramanovy spektroskopie byl tento minerál určen jako anatas. Nejsilnější vibrace vykazuje minerál při hodnotě píku  $143\text{ cm}^{-1}$ , slabší pak při hodnotách 396, 517 a  $639\text{ cm}^{-1}$  (obr. 29).

Ve stejném vzorku (ZD-3) byly zjištěny i minerály ze skupiny karbonátů vzácných zemin a několik zrn minerálů crandallitové skupiny. V minerálech ze skupiny karbonátů vzácných zemin se mísí složka synchysitová-(Ce) a synchysitová-(Y). Minerály vytvářejí individua nepravidelného tvaru dosahující velikosti až  $70\text{ }\mu\text{m}$  a jsou uzavírány v dolomitickém karbonátu (obr. 30 a). Tento minerál je nabohacen o lehké a středně těžké prvky vzácných zemin (tab. 5). U čtyřech z šesti analýz převažuje synchysit nabohacený o Y (Y až 0,391 apfu), u dvou analýz je naopak vyšší podíl synchysitu-(Ce) (Ce až 0,267 apfu). Analýza č. 14/1 byla provedena ve vzorku ZD-214, zrna karbonátů vzácných zemin byla uzavírána v křemeni mladší generace. Oproti REE-karbonátům nalezeným v dolomitové žilovině byl touto analýzou zjištěn vyšší obsah La (11,18 hm. %  $\text{La}_2\text{O}_3$ , což odpovídá 0,227 apfu) (tab. 5).

Automorfní krystalky minerálů crandallitové skupiny vyplňují dutiny v dolomitickém karbonátu. Průřezy mají tvar čtverce či trojúhelníku nebo jsou nepravidelného tvaru a mají velikost do  $25\text{ }\mu\text{m}$ . Zrna mají v obraze BSE zonální stavbu (obr. 30 b, c, d), která je způsobena rozdílným chemismem v jednotlivých zónách. Mísí se u nich složka crandallitová s florencitovou-(REE) a goyazitovou. Minerály crandallitové skupiny jsou nabohaceny o lehké vzácné zeminy (tab. 6).  $\Sigma\text{REE}$  u těchto minerálů je v rozmezí 5,18 až 16,21 hm. % oxidů REE; 0,146 až 0,519 apfu REE) (tab. 6).  $\text{P}^{5+}$  je částečně zastupován  $\text{Si}^{4+}$  (až 1,311 apfu) a S (až 0,405 apfu). Světlejší zóny (v obraze BSE) jsou oproti tmavším partiím více nabohaceny o prvky vzácných zemin, ale pouze u dvou analýz je  $\Sigma\text{REE}$  vyšší než suma Ca a prvků, jež jej mohou zastupovat (Mn, Fe, Sr, Na a Mg) (tab. 6). Klasifikačně v těchto minerálech převažuje složka florencitová-(REE) (až 51,4 mol. %, tab. 6). U čtyř analýz je vyšší podíl crandallitové komponenty (u analýzy 26/1 až 56,5 mol. %). Goyazitová složka převažuje pouze u tří analýz. Tato komponenta je nejvíce zastoupena u analýzy 25/1 (63,8 mol. %), která byla provedena ve světlejší zóně minerálu (v obraze BSE). U dvou analýz byla minoritně zastoupena i gorceixitová složka, která se však na složení minerálu podílela jen 0,1 a 0,2 mol. % (tab. 6).



**Obr. 28** a) Křemenná žilovina se sulfidickým zrudněním z lokality Zlatý důl, vzorek ZD-214, b) Zrna barytu uzavřená v křemenné žilovině, BSE snímek, foto: J. Kapusta; vzorek ZD-214, c) Karbonátová žilovina z lokality Zlatý důl, vzorek ZD-3, d) Krystalky anatasu v dutině hydrotermálně alterované jílové břidlice, BSE snímek, foto: J. Kapusta, vzorek ZD-3.

**Tab. 3** WDX analýzy barytu (hm. %) z lokality Zlatý důl a empirické vzorce přepočtené na 4 atomy O.

Vzorek	ZD-214	ZD-214
Analýza č.	15/1	16/1
SO <sub>3</sub>	34,67	33,48
SiO <sub>2</sub>	0,08	0,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,40	0,47
MgO	0,14	0,01
FeO	0,05	0,02
BaO	58,64	61,15
SrO	3,91	0,49
Na <sub>2</sub> O	0,03	0,05
Total	97,92	95,81
S <sup>6+</sup>	0,997	0,997
Si <sup>4+</sup>	0,002	0,002
Al <sup>3+</sup>	0,018	0,024
Mg <sup>2+</sup>	0,007	0,000
Fe <sup>2+</sup>	0,002	0,001
Ba <sup>2+</sup>	0,880	0,952
Sr <sup>2+</sup>	0,088	0,012
Na <sup>+</sup>	0,002	0,005
Catsum	1,996	1,993

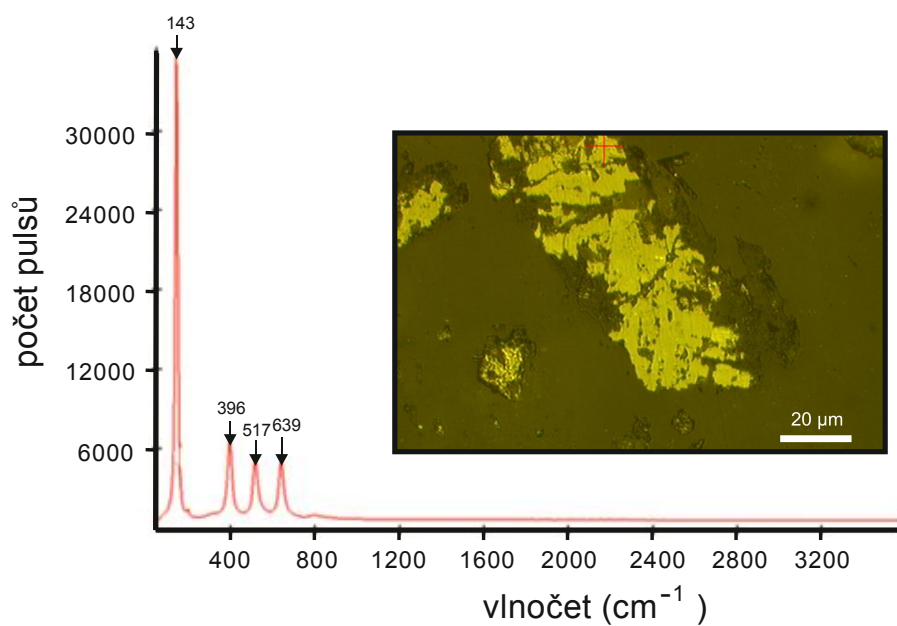
## **Bohuslávky**

Vzorky žiloviny z Bohuslávek mají vždy texturu páskovanou (obr. 31 a, b), kdy okraje žíly jsou tvořeny našedlým křemenem, centrální část žil vyplňuje kalcit, ve kterém jsou drobné vtroušeniny rudních minerálů, nejčastěji chalkopyritu, ale i sfaleritu (obr. 32 a), pyritu a galenitu. Tyto vtroušeniny dosahují max. velikosti 3 cm. U chalkopyritu je již makroskopicky často pozorovatelná částečná nebo i úplná přeměna v tmavě modročerný chalkozín, který vykazuje silný kovový lesk. U některých zrn byla pozorována i přeměna v malachit a limonit. Při pozorování pod binokulární lupou se malachit jeví jako drobné radiálně paprscité agregáty smaragdově zelené barvy a skelného lesku.

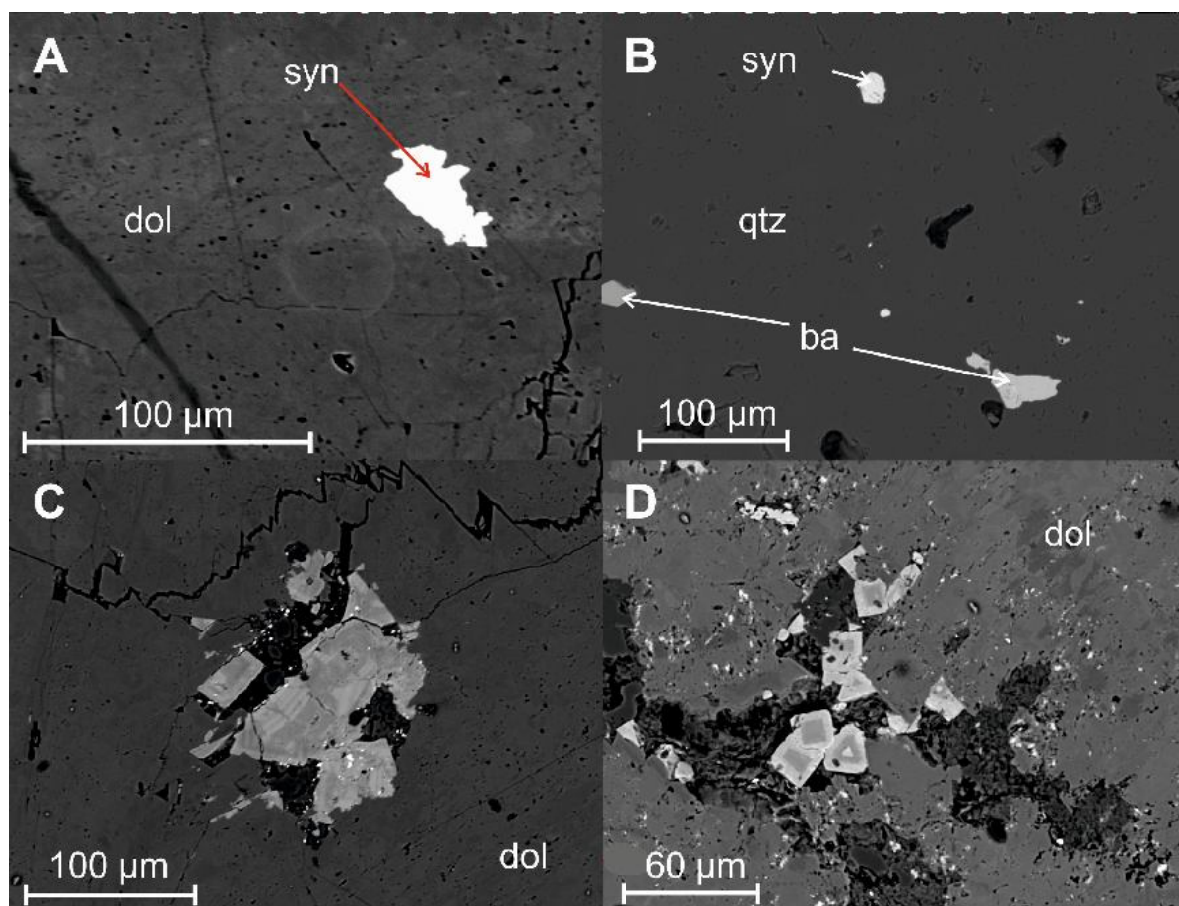
Při pozorování v polarizačním mikroskopu je zřejmé, že křemen vytváří automorfně až hypautomorfně omezená zrna tvaru přibližně šestiúhelníku či protaženého šestiúhelníku o velikosti do 2 mm, nachází se při okraji žíly, je nejstarším minerálem, nasedá přímo na horninu (obr. 33). Křemen je často zakalen množstvím fluidních inkluzí. Inkluze jsou všech genetických typů, nejčastěji se jedná o inkluze primární, často jsou i primárně-sekundární. Některá zrna jsou při okrajích slabě korodována kalcitem. Kalcit tvoří nepravidelná zrna o velikosti do 3 mm, je xenomorfně omezen a jsou u něj zřídka pozorovatelné polysyntetické lamely. Lamely nejsou vždy průběžné skrz celé zrno, někdy jsou velmi slabě deformovány a zprohýbány. Patrná je i dokonalá štěpnost, a to zejména při okrajích výbrusu, kde byla zrna mechanicky porušena. Některá zrna jsou zakalena malým množstvím fluidních inkluzí. Kalcit je v některých partiích částečně přeměněn v nahnědlý limonit. Chalkopyrit vytváří nepravidelné agregáty o velikosti do 3 mm a je uzavírán v kalcitu. Některé z těchto agregátů jsou při okrajích a podél trhlin silně zatlačovány chalkozínem a limonitem (obr. 32 b). Chalkopyrit v odraženém světle nevykazuje ani slabou anizotropii. Galenit tvoří drobné vtroušeniny (do 1 mm) v kalcitu a nepodléhá žádným přeměnám.

**Tab. 4** EDX analýza anatasu (hm. %) z lokality Zlatý důl, empirický vzorec přepočtený na 2 atomy O.

Vzorek ZD-3	
SiO <sub>2</sub>	1,31
TiO <sub>2</sub>	96,46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,65
K <sub>2</sub> O	0,27
Total	98,69
Si <sup>4+</sup>	0,018
Ti <sup>4+</sup>	0,971
Al <sup>3+</sup>	0,013
K <sup>+</sup>	0,005
Catsum	0,994



**Obr. 29** Ramanovo spektrum anatasu ze Zlatého dolu, analyzovaný minerál je na fotografii (odražené světlo).



**Obr. 30** a) Zrno synchysitu uzavřené v dolomitové žilovině, BSE snímek, foto: J. Kapusta; vzorek ZD-3, b) Nepravidelná individua barytu a okrouhlé zrno synchysitu uzavřené v křemenu, vzorek ZD-214, c), d) Zonální krystalky minerálů crandallitové skupiny v dutině dolomitové žiloviny, BSE snímek, foto: J. Kapusta, vzorek ZD-3.

**Tab. 5** WDX analýzy synchysitu (hm. %) ze Zlatého dolu, empirické vzorce přepočtené na bázi cat=2.

Analýza č.	40/1	41/1	33/1	34/1	14/1	15/1
Vzorek	ZD-3	ZD-3	ZD-3	ZD-3	ZD-214	ZD-214
SO <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
SiO <sub>2</sub>	2,76	0,10	0,07	0,05	0,24	0,08
ThO <sub>2</sub>	0,40	1,09	0,05	0,55	0,12	0,29
UO <sub>2</sub>	0,07	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,00	0,00	nest.	nest.	0,00	0,01
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,61	8,13	9,36	9,90	1,27	11,80
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,23	3,26	4,19	3,66	11,18	3,53
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,41	11,19	12,91	12,22	19,61	9,92
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,20	2,18	1,86	1,65	2,37	1,73
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,40	8,84	8,35	8,00	10,57	7,31
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,91	3,39	3,04	3,30	2,03	2,63
Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,47	1,36	1,32	1,39	0,45	1,57
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,05	4,75	4,41	4,48	1,31	4,01
Tb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,49	0,54	nest.	nest.	nest.	nest.
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,04	2,23	2,39	2,82	0,40	2,8
Ho <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,22	0,34	nest.	nest.	nest.	nest.
Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,46	0,27	0,45	0,65	0,12	0,58
Tm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,40	0,45	nest.	nest.	nest.	nest.
Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,00	nest.	nest.	nest.	nest.
CaO	18,66	20,99	18,79	18,65	17,02	19,14
FeO	1,15	1,00	0,37	0,65	0,00	0,19
MnO	0,00	0,00	nest.	nest.	nest.	nest.
PbO	0,08	0,06	0,07	0,07	0,00	nest.
BaO	nest.	nest.	nest.	nest.	0,03	0,00
F	4,28	2,88	5,27	5,26	4,87	4,87
Total	81,39	73,05	72,94	73,32	71,63	70,49
S <sup>6+</sup>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
P <sup>5+</sup>	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Si <sup>4+</sup>	0,120	0,006	0,003	0,002	0,013	0,003
Th <sup>4+</sup>	0,004	0,012	0,001	0,006	0,002	0,003
U <sup>4+</sup>	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al <sup>3+</sup>	0,102	0,000	nest.	nest.	0,000	0,001
Y <sup>3+</sup>	0,174	0,207	0,253	0,267	0,036	0,326
La <sup>3+</sup>	0,068	0,058	0,079	0,067	0,227	0,034
Ce <sup>3+</sup>	0,213	0,196	0,240	0,224	0,391	0,188
Pr <sup>3+</sup>	0,034	0,037	0,033	0,03	0,046	0,031
Nd <sup>3+</sup>	0,161	0,153	0,152	0,145	0,207	0,135
Sm <sup>3+</sup>	0,057	0,055	0,052	0,058	0,039	0,047
Eu <sup>3+</sup>	0,021	0,023	0,024	0,024	0,001	0,028
Gd <sup>3+</sup>	0,073	0,075	0,073	0,076	0,023	0,069
Tb <sup>3+</sup>	0,008	0,009	nest.	nest.	nest.	nest.
Dy <sup>3+</sup>	0,029	0,035	0,040	0,045	0,007	0,047
Ho <sup>3+</sup>	0,003	0,006	nest.	nest.	nest.	nest.
Er <sup>3+</sup>	0,005	0,003	0,006	0,009	0,002	0,009
Tm <sup>3+</sup>	0,005	0,006	nest.	nest.	nest.	nest.
Yb <sup>3+</sup>	0,001	0,000	nest.	nest.	nest.	nest.
Ca <sup>2+</sup>	0,867	1,077	1,020	1,009	0,996	1,068
Fe <sup>2+</sup>	0,052	0,052	0,021	0,036	0,000	0,009
Mn <sup>2+</sup>	0,000	0,000	nest.	nest.	nest.	nest.
Pb <sup>2+</sup>	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	nest.
Ba <sup>2+</sup>	nest.	nest.	nest.	nest.	0,001	0,000
F <sup>-</sup>	0,679	0,540	0,874	0,887	0,888	0,843
ΣREE	0,852	0,863	0,952	0,945	0,979	0,914
Eu/Eu*	1,01	1,04	1,10	1,11	0,84	1,48

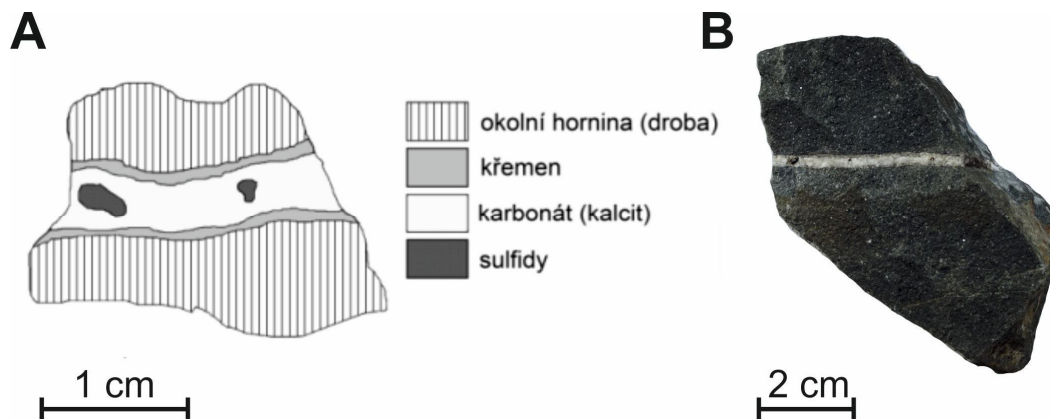
**Tab. 6** WDX analýzy minerálů ze skupiny crandallitu (hm. %) z lokality Zlatý důl, empirické vzorce přepočteny na bázi cat=6, obsahy koncových členů v mol. %.

Analýza č.	24/1 tm.	25/1 sv.	17/1 sv.	18/1 sv.	19/1 tm.	20/1 tm.	21/1 sv.(?)
Vzorek	ZD-3	ZD-3	ZD-3	ZD-3	ZD-3	ZD-3	ZD-3
SO <sub>3</sub>	1,95	1,80	1,86	1,42	6,90	1,65	1,53
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	22,61	24,26	21,94	19,35	23,42	23,48	21,63
SiO <sub>2</sub>	2,15	0,05	0,61	16,47	1,32	2,01	0,86
UO <sub>2</sub>	0,02	0,02	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.
ThO <sub>2</sub>	0,06	0,06	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28,73	31,77	31,73	26,03	32,51	31,67	30,06
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,10	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,19	7,68	7,80	6,73	6,90	6,83	8,78
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,38	3,01	4,17	3,52	3,29	3,05	5,16
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,77	0,69	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,89	2,16	2,30	2,50	2,33	2,42	2,27
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,51	0,32	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.
Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,13	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,31	0,31	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,05	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.
Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,03	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.
SrO	3,55	0,71	4,93	3,86	4,64	4,00	4,13
MgO	0,08	0,05	0,02	0,03	0,04	0,02	0,03
BaO	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	4,56	3,91	3,74	3,15	3,97	4,30	3,23
FeO	0,77	0,28	0,29	0,31	0,26	0,37	0,47
Na <sub>2</sub> O	0,05	0,05	0,12	0,06	0,00	0,00	0,11
F	0,44	0,95	1,31	1,21	0,78	0,73	1,34
Total	78,16	78,41	80,82	84,64	86,36	80,53	79,65
Eu/Eu*		1,26					
S <sup>6+</sup>	0,126	0,114	0,118	0,086	0,405	0,105	0,100
P <sup>5+</sup>	1,670	1,767	1,579	1,306	1,554	1,649	1,610
Si <sup>4+</sup>	0,188	0,004	0,051	1,311	0,104	0,164	0,074
U <sup>4+</sup>	0,000	0,000	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.
Th <sup>4+</sup>	0,001	0,001	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.
Al <sup>3+</sup>	2,953	3,218	3,178	2,445	3,005	3,093	3,114
Y <sup>3+</sup>	0,002	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Ce <sup>3+</sup>	0,199	0,243	0,245	0,196	0,198	0,209	0,28
La <sup>3+</sup>	0,037	0,093	0,133	0,105	0,094	0,095	0,169
Pr <sup>3+</sup>	0,026	0,021	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.
Nd <sup>3+</sup>	0,089	0,067	0,072	0,072	0,066	0,07	0,069
Sm <sup>3+</sup>	0,016	0,010	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.
Eu <sup>3+</sup>	0,000	0,004	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.
Gd <sup>3+</sup>	0,010	0,010	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.
Dy <sup>3+</sup>	0,000	0,002	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.
Er <sup>3+</sup>	0,003	0,003	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.
Sr <sup>2+</sup>	0,178	0,036	0,245	0,177	0,212	0,194	0,211
Mg <sup>2+</sup>	0,010	0,005	0,003	0,001	0,005	0,002	0,004
Ba <sup>2+</sup>	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca <sup>2+</sup>	0,424	0,362	0,342	0,268	0,334	0,384	0,306
Fe <sup>2+</sup>	0,058	0,026	0,026	0,029	0,024	0,035	0,042
Na <sup>+</sup>	0,010	0,010	0,010	0,005	0,000	0,000	0,021
F <sup>-</sup>	0,117	0,248	0,332	0,291	0,187	0,184	0,352
Catsum	6,000	6,001	6,002	6,001	6,001	6,000	6,001
REE+Ca+Mn+Fe+Sr+Na+Mg	1,062	0,897	1,076	0,853	0,933	0,989	1,103
P+Si+S	1,984	1,885	1,748	2,703	2,063	1,855	1,784
ΣREE	0,382	0,456	0,450	0,373	0,358	0,374	0,519
Ca+Mg+Mn+Sr+Fe+Na	0,679	0,439	0,626	0,480	0,575	0,615	0,584
Flor-(REE)	36,3	51,4	42,2	44,0	38,4	37,8	48,0
Cran	46,8	44,3	34,8	35,1	38,9	42,6	32,5
Goy	16,9	4,1	23,0	20,9	22,7	19,1	19,5
Gor		0,2					

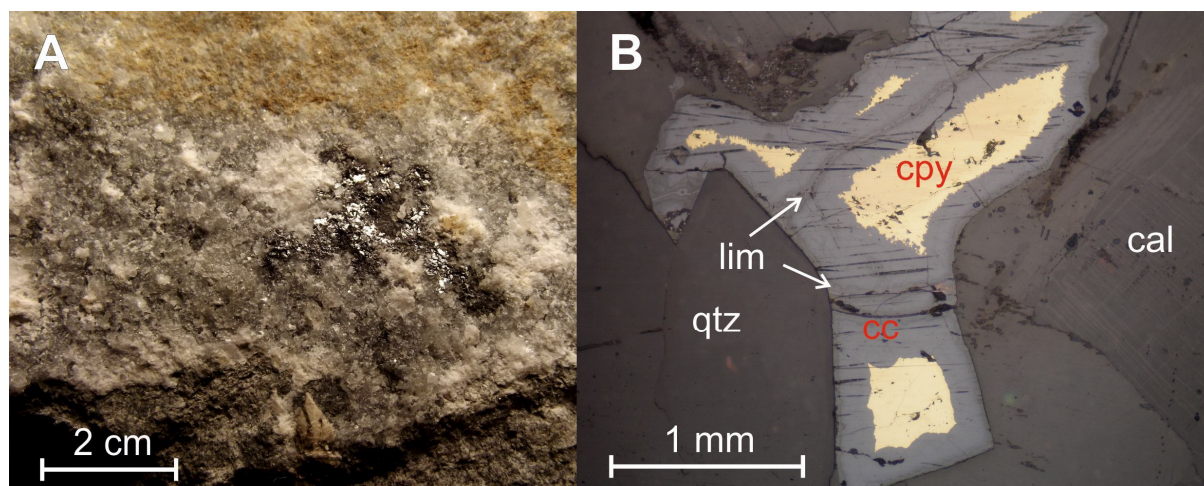
Tab. 6 (Pokračování)

Analýza č.	22/1	23/1	24/1	25/1	26/1	27/1
Vzorek	ZD-4	ZD-5	ZD-6	ZD-7	ZD-8	ZD-9
SO <sub>3</sub>	2,27	4,98	3,16	4,79	2,99	1,60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	23,59	24,46	24,08	23,16	20,29	24,20
SiO <sub>2</sub>	6,67	0,93	2,07	5,18	4,22	1,48
UO <sub>2</sub>	0,09	0,04	0,09	0,03	0,05	0,07
ThO <sub>2</sub>	0,04	0,03	0,03	0,00	0,02	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30,79	31,95	30,40	30,56	27,22	31,77
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,09	2,13	4,75	2,09	2,73	6,85
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,64	0,82	1,94	0,97	1,20	3,39
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,66	0,38	0,56	0,29	0,50	0,83
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,87	1,14	2,55	1,33	1,71	2,35
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,77	0,30	0,44	0,28	0,20	0,40
Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,51	0,29	0,36	0,22	0,34	0,10
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	0,00	0,00	0,01	0,00	0,10
Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	0,00	0,01	0,00	0,00	0,06
SrO	6,15	14,18	9,20	14,08	8,61	5,71
BaO	0,02	0,01	0,04	0,00	0,03	0,02
CaO	3,80	2,37	2,84	2,09	6,59	3,44
FeO	0,49	0,48	1,75	0,50	2,33	0,50
Na <sub>2</sub> O	0,02	0,03	0,02	0,00	0,01	0,05
F	0,52	0,47	0,54	0,47	0,34	0,76
Total	85,23	85,11	84,83	86,05	79,38	83,80
Eu/Eu*	0,29	1,24				
S <sup>6+</sup>	0,132	0,293	0,175	0,280	0,183	0,098
P <sup>5+</sup>	1,561	1,630	1,525	1,522	1,417	1,673
Si <sup>4+</sup>	0,522	0,071	0,153	0,402	0,347	0,123
U <sup>4+</sup>	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001
Th <sup>4+</sup>	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al <sup>3+</sup>	2,839	2,963	2,681	2,797	2,646	3,057
Y <sup>3+</sup>	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004
Ce <sup>3+</sup>	0,118	0,061	0,130	0,061	0,084	0,206
La <sup>3+</sup>	0,047	0,023	0,054	0,028	0,035	0,103
Pr <sup>3+</sup>	0,019	0,009	0,013	0,009	0,015	0,025
Nd <sup>3+</sup>	0,080	0,033	0,067	0,037	0,050	0,069
Sm <sup>3+</sup>	0,019	0,009	0,013	0,005	0,005	0,009
Eu <sup>3+</sup>	0,001	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000
Gd <sup>3+</sup>	0,014	0,008	0,009	0,005	0,010	0,003
Dy <sup>3+</sup>	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002
Er <sup>3+</sup>	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Sr <sup>2+</sup>	0,277	0,647	0,801	0,635	0,411	0,270
Ba <sup>2+</sup>	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000
Ca <sup>2+</sup>	0,320	0,198	0,229	0,173	0,585	0,299
Fe <sup>2+</sup>	0,042	0,043	0,139	0,042	0,208	0,044
Na <sup>+</sup>	0,003	0,005	0,003	0,000	0,001	0,010
F <sup>-</sup>	0,125	0,117	0,133	0,115	0,088	0,191
Catsum	5,999	5,996	5,995	5,996	5,999	5,997
REE+Ca+Mn+Fe+Sr+Na+Mg	0,943	1,039	1,460	0,995	1,405	1,045
P+Si+S	2,215	1,994	1,853	2,204	1,947	1,894
ΣREE	0,302	0,146	0,286	0,145	0,199	0,422
Ca+Mg+Mn+Sr+Fe+Na	0,641	0,893	1,174	0,850	1,206	0,623
Flor-(REE)	32,1	14,1	19,6	14,6	14,2	40,8
Cran	38,5	23,3	25,3	21,6	56,5	33,1
Goy	29,4	62,6	55,0	63,8	29,3	26,1
Gor			0,1			

Limonit potahuje okraje chalkopyritu, má tmavě červenohnědou barvu. Procesem limonitizace jsou postižena i některá ze zrn kalcitu. Tento limonit je tmavě hnědý. Chalkozín zatlačuje některá zrna chalkopyritu při okrajích a podél trhlin, při pozorování v odraženém světle má tmavě modrošedou barvu, nevykazuje zonální stavbu.



**Obr. 31** Páskovaná textura žiloviny z lokality Bohuslávky (vzorek BOH-2): a) Nákres, b) Makrofotografie vzorku.



**Obr. 32** a) Agregát sfaleritu v kalcitové žilovině z lokality Bohuslávky; vzorek VMO, b) Chalkopyrit přeměněný při okrajích a podél trhlin v chalkozín a limonit, odražené světlo, PPL, vzorek BOH-2.

hypogenní minerál	posloupnost krystalizace minerálů v čase
křemen	[Yellow bar]
pyrit	[Yellow bar]
chalkopyrit	[Yellow bar]
galenit	[Yellow bar]
sfalerit	[Yellow bar]
kalcit	[Yellow bar]

**Obr. 33** Sukcesní schéma hypogenních minerálů na žilách na lokalitě Bohuslávky.



### **Podhoří a údolí Uhřínovského potoka**

V korytě Uhřínovského potoka byla nalezena žilovina (vzorky VMO, vzorek UH-1), která má páskovanou nebo brekciovitou texturu. Nejstarším minerálem na žilách je křemen (obr. 34), který se nachází na kontaktu s okolní horninou. Křemen je našedlý, jemnozrný až středně zrnitý, s velikostí zrn do 2,5 mm. Dále se na složení žiloviny podílejí karbonáty (dolomit-ankeritové řady a kalcit) a rudní minerály. Dolomitický karbonát je nažloutlý nebo slabě narůžovělý a středně zrnitý (velikost zrn do 3 mm), nachází se ve středu žíly. Kalcit je bílý, středně zrnitý (do 2 mm), proniká v podobě tenkých žilek dolomitickým karbonátem. Hlavním rudním minerálem je černě zbarvený sfalerit s výrazným polokovovým leskem, v menší míře je zastoupen pyrit a chalkopyrit. Pyrit často impregnuje i okolní horninu (obr. 35 a). Galenit ve mnou nalezených vzorcích ani ve vzorcích z VMO pozorován nebyl.

hypogenní minerál	1. přínosová perioda	tektonika	2. přínosová perioda
křemen	██████████		
dolomitický karbonát			██████████
pyrit	██████████		██████████
chalkopyrit			██████████
sfalerit	██████████		
kalcit			██████████

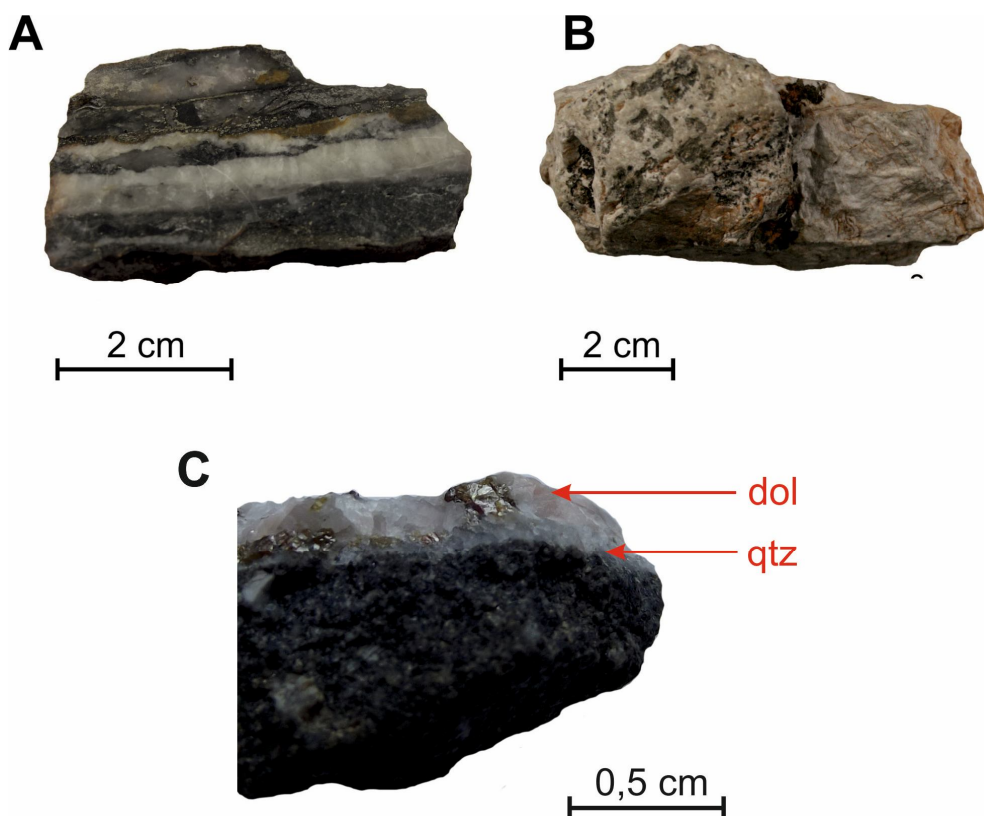
**Obr. 34** Sukcesní schéma hypogenních minerálů na rudních žilách z údolí Uhřínovského potoka.

Při pozorování v polarizačním mikroskopu jsou zrna křemene často omezena hypautomorfně až automorfně, nejčastěji mají tvar šestiúhelníku a dosahují velikosti až 3,5 mm. Tento minerál je pronikán žilkami pyritu a zatlačován jeho metakrystaly (obr. 36 a), jež dosahují velikosti až 1,5 mm. Některá z křemenných zrn vykazují zonální stavbu, pozorovatelnou v PPL, kdy některé zóny jsou zakaleny malým množstvím primárních fluidních inkluzí. Tyto inkluze jsou jednofázové (kapalné) i dvoufázové (plynokapalné) a jsou v zóně nahodile rozmístěny či vytváří malé skupinky. Jiné zóny jsou téměř či úplně bez inkluzí. Dolomitický karbonát vytváří nepravidelná xenomorfně omezená zrna o velikosti do 3 mm, místy vykazuje výraznou zonální stavbu, kdy některé zóny jsou zakaleny produkty přeměn (limonitem) či fluidními inkluzemi. U tohoto minerálu nebyly pozorovány dvojčatné lamely. Kalcit vytváří nepravidelná zrna o velikosti do 2 mm, v PPL je bezbarvý, pouze místy zakalený přítomností fluidních inkluzí. Byly u něj pozorovatelné polysyntetické lamely, některé byly přerušované a slabě zprohýbané. U některých zrn bylo možné pozorovat undulózni zhášení, minerál byl zřejmě postižen tlakovou deformací. Pyrit vytváří automorfně omezená zrna (metakrystaly) v křemeni (obr. 36 a), sfaleritu a dolomitu, dále také nepravidelná, xenomorfně omezená zrna či je přítomen jako

drobné vtroušeniny, inkluze či žilky v těchto minerálech. Zatlačuje také chalkopyrit po okrajích a podél trhlin (obr. 36 b). Pyrit impregnuje i okolní horninu (jílovou břidlici). Chalkopyrit se vyskytuje jako nepravidelná individua o velikosti do 0,7 mm a je uzavírán v dolomitickém karbonátu. Téměř vždy je zatlačován pyritem a často též postižen přeměnou v chalkozín a bornit, méně často i v covellín. Chalkozín zatlačuje chalkopyrit po trhlínách a při okrajích zrn či v něm tvoří různě mocné žilky či nepravidelné inkluze. V několika případech již nebyly patrné ani reliktů chalkopyritu, zrno bylo přeměněno kompletně celé. V odraženém světle má chalkozín různé odstíny modrošedé barvy (obr. 36 c) a někdy je u něj patrná zonální stavba, jež se projevuje různými odstíny modrošedé barvy v určitých zónách. Bornit, stejně jako chalkozín, zatlačuje chalkopyrit po okrajích a podél trhlin a vytváří v něm žilky (obr. 36 c). V odraženém světle je růžovohnědý, nevykazuje ani slabou anizotropii. Akcesorický covellín zatlačuje zrna chalkopyritu společně s chalkozínem, v odraženém světle je sytě modrý, místy je u něj zřetelný dvojdraz a v XPL slabé vnitřní reflexy v odstínech oranžovohnědé barvy.

Odlišnou texturu jeví barytová mineralizace, reprezentovaná vzorky MZM č. 359, 1477 a 1478. Baryt je masivní, bílé barvy (viz obr. 35 b) a částečně je postižen přeměnou v oranžovohnědý limonit, který jím síťovitě prostupuje v podobě vlasových žilek. Barytová mineralizace tmelí brekcii jílových břidlic. Makroskopicky byla ze sulfidických minerálů v barytu pozorována pouze drobná zrnka chalkopyritu o velikosti do 1,5 mm. Baryt je v odraženém světle silně anizotropní, v XPL vykazuje polarizační barvy v odstínech bílé a světle šedé barvy či jsou barvy v některých partiích překryty limonitem s vnitřními reflexy v oranžových odstínech. Chalkopyrit vytváří nepravidelná zrna, jež jsou xenomorfně omezena. Některá ze zrn jsou po okrajích a po trhlínách zatlačována limonitem (obr. 36 d), jiná i chalkozínem či covellínem.

Žilovina nalezená v korytě potoka Jezernice (PEK-1) je tvořena růžovým karbonátem dolomit-ankeritové skupiny, ve kterém jsou uzavřeny drobné agregáty sfaleritu o velikosti do 8 mm. Oproti sfaleritu nalezenému v Uhřínovském potoce je však tento sfalerit tmavě medově hnědý a jeho lesk je diamantový, na krystalových plochách až mastný. Při okrajích žíly jsou tenké pásy našedlého křemene (obr. 35 c).

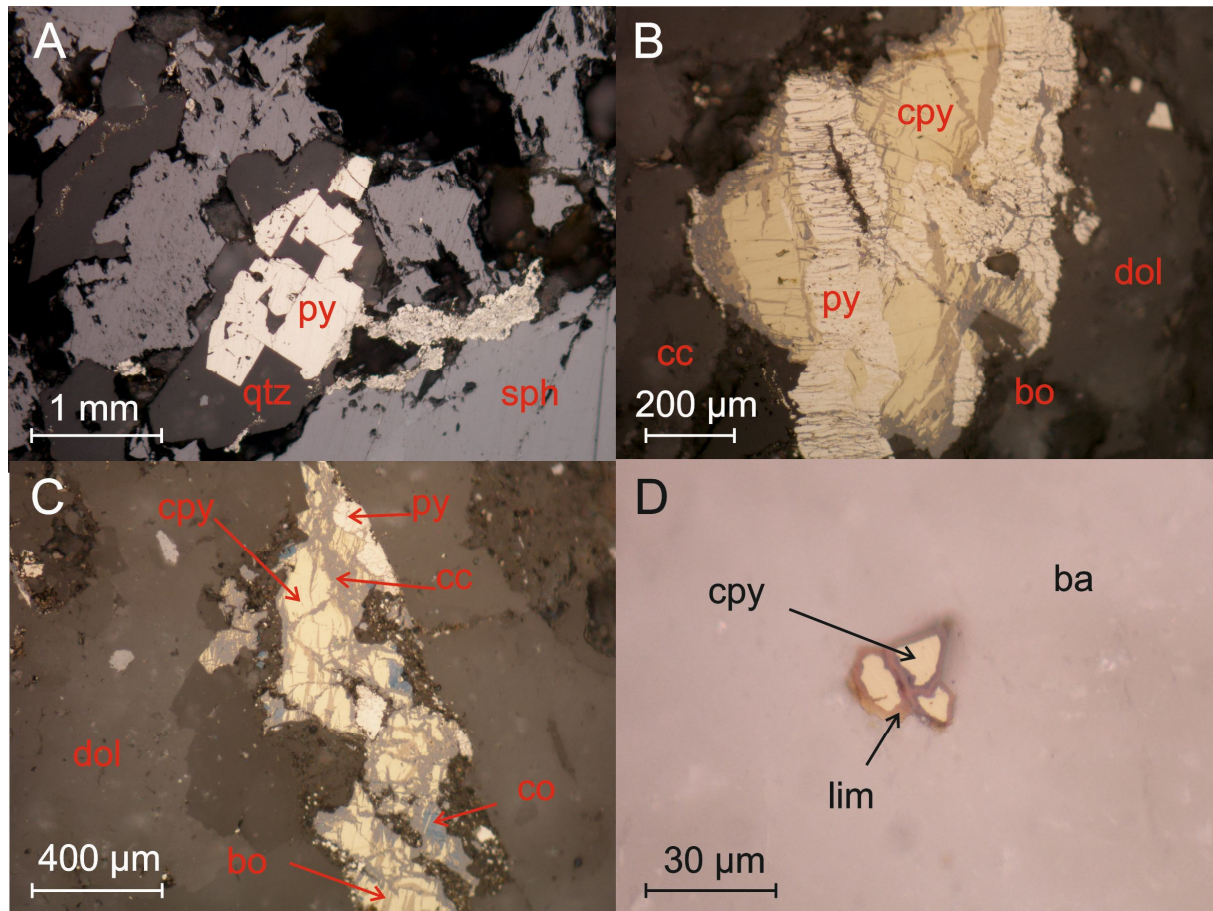


**Obr. 35** a) Páskovaná textura žiloviny z údolí Uhřínovského potoka, vzorek UH-1, b) Barytová žilovina z údolí Uhřínovského potoka, vzorek MZM-359, c) Křemen-dolomitová žilovina se sfaleritem z Pekelského údolí, vzorek PEK-1.

### **Olšovec**

Textura vzorků (vzorky OL-1, 2 a 3) žiloviny z Olšovce je brekciovitá, kdy hydrotermální žilovina tmelí ostrohranné úlomky okolních hornin (drob, jílových břidlic) (obr. 37), mocnost žilek je do 2 cm. Hlavní hlušinový minerál, karbonát dolomit-ankeritové skupiny, se zde vyskytuje v několika generacích (obr. 38). Nejstarším dolomitickým karbonátem pronikají mladší žilky nažloutlého či nahnědlého dolomitického karbonátu, který je navíc protínán mladšími kalcitovými žilkami. Šedě zbarvený křemen narůstá na horninu, je nejstarší složkou žiloviny (obr. 38). Karbonáty často podléhají přeměně v limonit, jejich barva se v tomto případě mění do oranžovohněda či okrova. Sfalerit je nejvíce zastoupeným rudním minerálem, má různé odstíny hnědé i šedé až černošedé barvy. Agregáty sfaleritu mají většinou polokovový lesk, světlejší oranžovohnědé krystalky mají lesk diamantový. Tento minerál vytváří zrnité agregáty o velikosti do 2 mm (obr. 39 a). Vzorek MZM č. 4351 má texturu páskovanou. Vzorek s páskovanou texturou utváří křemen, který jakožto nejstarší složka žiloviny tvoří tenké pásy při okrajích žil. Centrální část je vyplněna karbonátem, ve kterém jsou uzavřeny rudní minerály, hlavně sfalerit v podobě hnízd dosahujících velikosti až 2,5 cm (obr. 39 b). Ve vzorku se

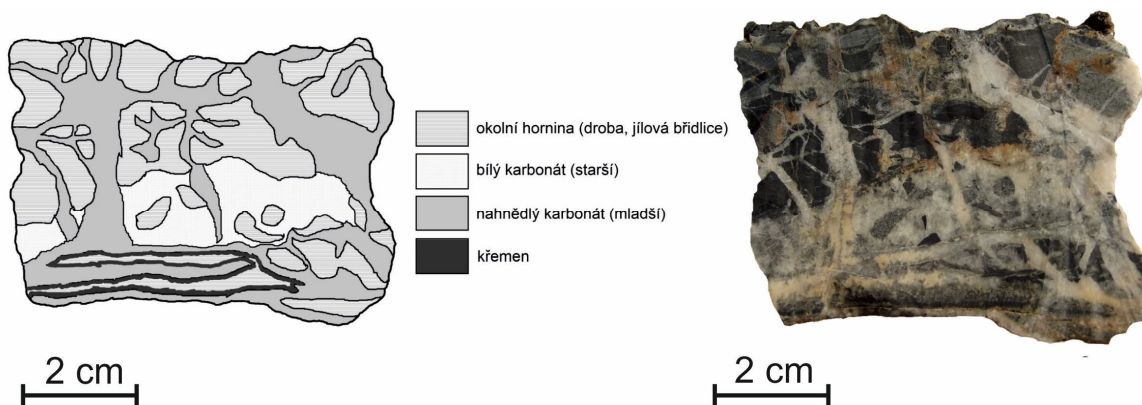
vtroušeninovou texturou (MZM č. 4371), který je tvořen karbonátem z řady dolomit-ankeritu je možno pozorovat vtroušeniny sfaleritu.



**Obr. 36** a) Automorfně omezené krystaly pyritu uzavřené v křemeni a zrnité agregáty a žilky pronikající křemenem a sfaleritem, odražené světlo, PPL, vzorek UH-1, b) Zrno chalkopyritu zatlačované pyritem, chalkozínem a bornitem, odražené světlo, PPL, vzorek UH-1, c) Detail žilek bornitu a chalkozínu prostupujících chalkopyritem, odražené světlo, PPL, vzorek UH-1, d) Zrnka chalkopyritu, částečně přeměněného v limonit, uzavřená v barytové žilovině, odražené světlo, PPL, vzorek MZM č. 359, údolí Uhřínovského potoka.

U vzorku OL-1 s brekciovitou texturou (viz obr. 37), vytváří křemen ve výbruse nepravidelná zrna či hypautomorfně omezená individua tvaru protaženého šestiúhelníku při kontaktu s okolní horninou, velikost individuí je do 2 mm (obr. 40 a). Tento minerál je zakalen množstvím fluidních inkluzí všech genetických typů. Jeho zrna často zháší undulózně, zřejmě byl minerál postížen tlakovou deformací. Dolomitický karbonát se nachází v centrálních partiích žily, vytváří nepravidelná, xenomorfně omezená zrna, méně i automorfnní individua tvaru klence. Zrna mají velikost do 3,5 mm. Polysyntetické lamely u něj nebyly pozorovány. Často vykazuje zonální stavbu, která se v obraze odražených elektronů projevuje střídáním zón s různým chemickým složením (obr. 40 b). Tento minerál je často silně postížen limonitizací. Bylo v něm zjištěno malé množství fluidních inkluzí všech genetických typů, inkluze jsou však

velmi malé a pouze jednofázové, kapalné. Zastiženy byly krátké řádky primárně-sekundárních inkluzí.



**Obr. 37** Vzorek žiloviny s brekciovitou texturou z lokality Olšovec, vzorek OL-1.

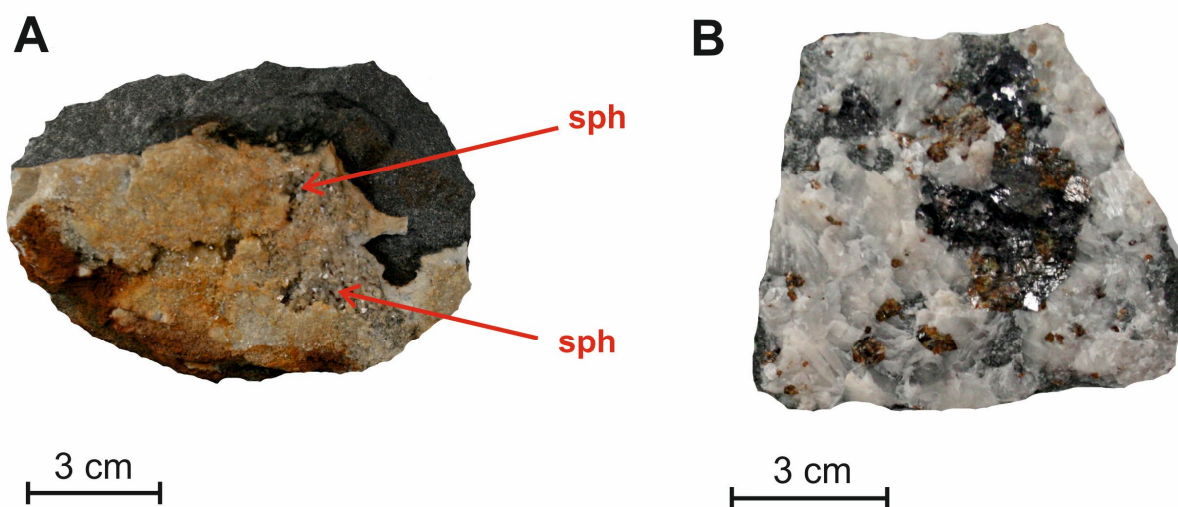
Kalcit nasedá na krystaly dolomitu nebo křemene, či proniká dolomitickým karbonátem v podobě žilek. Tento minerál vytváří nepravidelná individua dosahující velikosti až 3 mm. Jsou u něj patrné polysyntetické lamely, které jsou často slabě deformovány a zprohýbány či nejsou průběžné. Místy byla u kalcitu pozorována zonální stavba, jež byla způsobena tím, že v některých partiích je kalcit postižen přeměnou v limonit a v jiných partiích nikoli. V PPL je v určitých partiích zakalen malým množstvím fluidních inkluzí.

hypogenní minerál	1. přínosová perioda	tektonika	2. přínosová perioda	tektonika	3. přínosová perioda
křemen	■				
dolomitický karbonát			■		
pyrit	■				
chalkopyrit					
sferit	■				
kalcit					■

**Obr. 38** Sukcesní schéma hlavních hypogenních minerálů na žilách na lokalitě Olšovec.

Jedná se převážně o inkluze primární, jež jsou ve vzorku nahodile rozmístěny. Pyrit vytváří nepravidelná, xenomorfně omezená zrna, ojediněle i automorfně omezená individua tvaru čtverce. Tato individua dosahují max. velikosti 0,3 mm. Pyrit nejčastěji impregnuje okolní horninu, v žilovině je nalézán méně často. Tento minerál je uzavírán v dolomitickém karbonátu ve formě nepravidelných větvených agregátů společně s limonitem (obr. 40 c), méně často se vyskytuje i v křemenu. V odraženém světle nevykazuje zonální stavbu. Chalkopyrit je nalézán pouze akcesoricky, vytváří nepravidelná zrna o velikosti do 0,5 mm, jež jsou xenomorfně omezena a je uzavírán v dolomitickém karbonátu (obr. 40 d). V dolomitu je akcesoricky

uzavírán i sfalerit v podobě nepravidelných zrn o velikosti do 0,2 mm. Zjištěn byl i v dutině dolomitického karbonátu jako průřez tvaru přibližně čtverce. V odraženém světle sfalerit nevykazuje zonální stavbu.



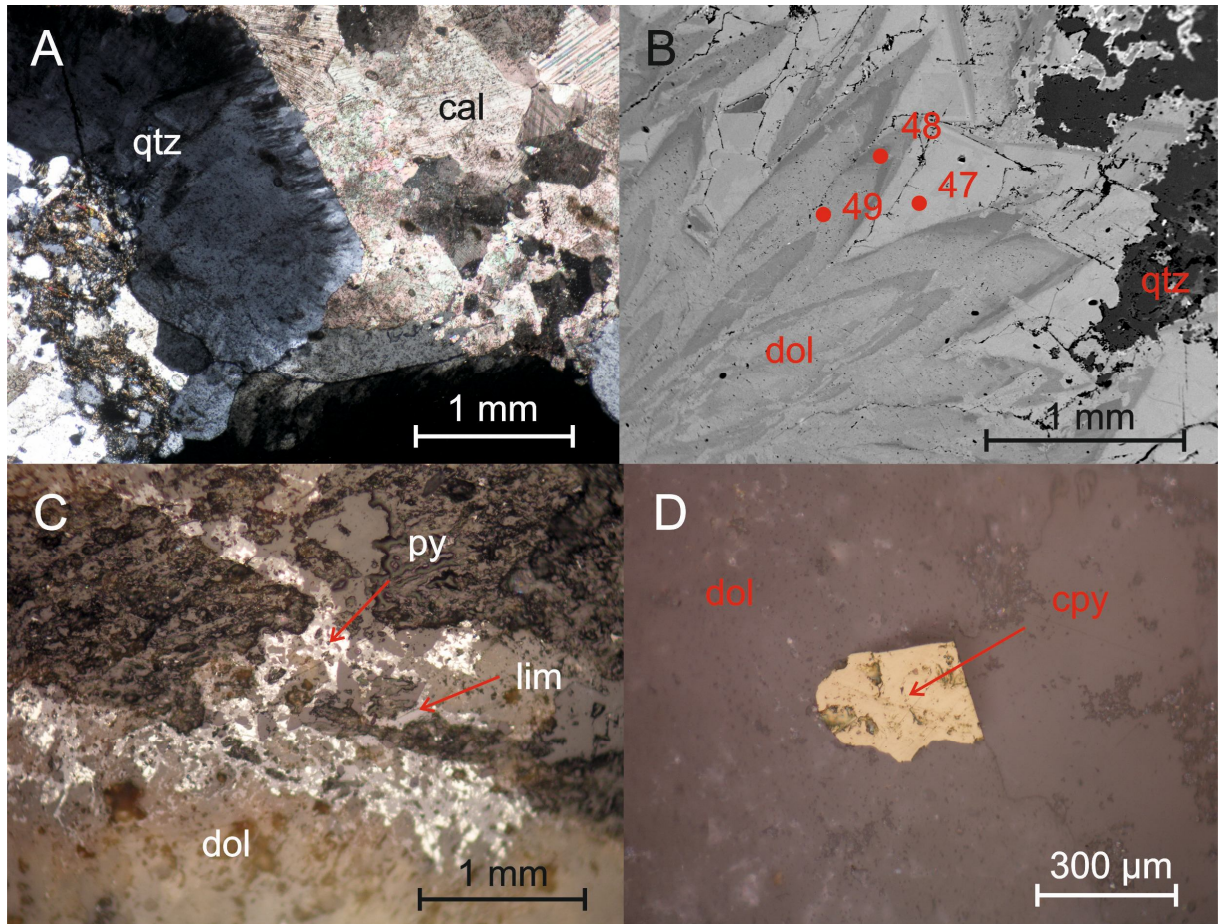
**Obr. 39** a) Vzorek žiloviny z Olšovce s vtroušeninovou texturou, tvořený karbonátem z řady dolomit-ankerit, ve kterém jsou drobné vtroušeniny sfaleritu, vzorek MZM 4371; b) Vzorek žiloviny z Olšovce s hnízdovitou texturou, která je tvořena bílým kalcitem a sfaleritem kumulujícím se do hnízd, vzorek MZM 4351.

### **Hrabůvka**

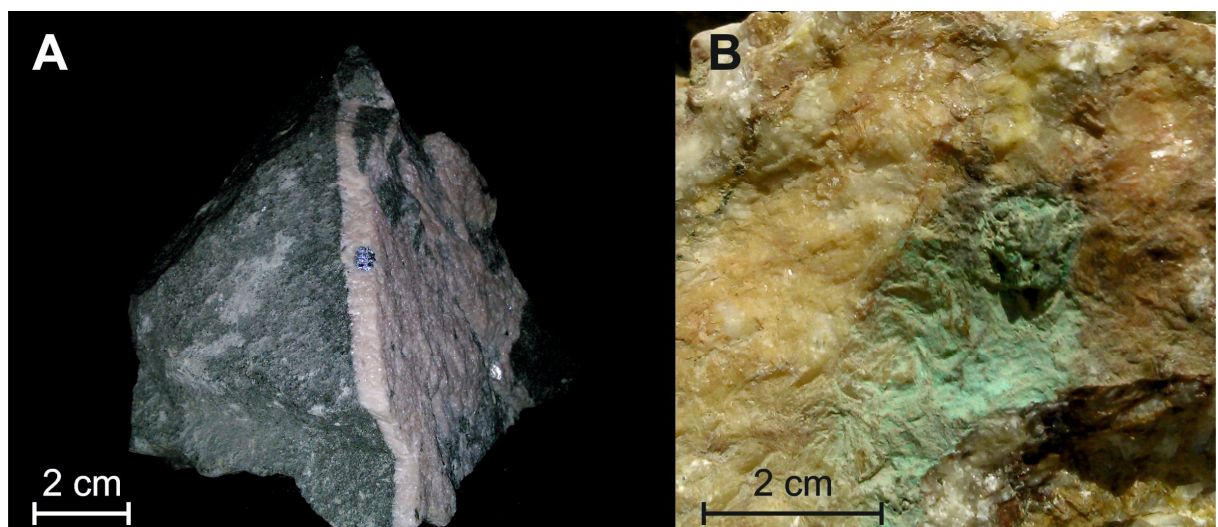
Povariské žíly v lomu v Hrabůvce mají mocnost do 20 cm. Převážná část žil je tvořena narůžovělým karbonátem z řady dolomit-ankerit, ve kterém jsou uzavírány drobné vtroušeniny sulfidických minerálů, zejména sfaleritu a chalkopyritu, méně pyritu. Vzácně lze nalézt i větší akumulace těchto minerálů, hlavně sfaleritu v podobě hrubě štěpných agregátů dosahujících velikosti až 8 cm. Galenit je nalézán jen velmi ojediněle, tvoří vtroušeniny v dolomitickém karbonátu o velikosti do 1 cm (obr. 41 a). Dolomitickým karbonátem někdy pronikají žilky bílého kalcitu o mocnosti do 0,7 cm. Při okrajích žil bývá přítomen křemen, jakožto nejstarší složka. Ze sekundárních minerálů byly na žilách pozorovány pouze „limonit“ a malachit. Limonit je přítomen téměř na všech vzorcích jako okrové, oranžovohnědé až červenohnědé povlaky či žilky a větvené agregáty pronikající dolomitovou žilovinou. Malachit byl zjištěn pouze na několika málo vzorcích ve formě práškovitých náletů (obr. 41 b) a drobných kulovitých agregátů v dolomitové žilovině v asociaci s chalkopyritem.

Zkoumané vzorky (HR-1, 2, 3, 4, 5 a 6) povariské hydrotermální mineralizace z lomu v Hrabůvce, odebrané v r. 2005 dr. Dolníčkem a doc. Slobodníkem, mají texturu symetricky páskovanou (obr. 42 a, b). Nejstarší složkou žiloviny je křemen (obr. 43), který narůstá na horninu (jemnozrnnou drobu). Tento minerál je našedlý a středně zrnitý (velikost zrn do 2,5 mm). Ve výbruse vytváří křemen nepravidelná individua či automorfnní zrna tvaru šestiúhelníku

(obr. 44 a). Některá zrna jsou zonální, zonálnost je způsobena přítomností fluidních inkluzí v určitých zónách. Některá individua křemene zhášejí undulózně. Centrální část žil vyplňují karbonáty a v hojném množství jsou přítomny i rudní minerály. Nejvíce zastoupen je hrubozrnný sfalerit v podobě protažených čočkovitých či hnízdovitých kumulací. Sfalerit má makroskopicky různé odstíny hnědé či šedohnědé barvy a polokovový lesk. Čočky sfaleritu dosahují velikosti až 5 cm. Ostatní rudní minerály (chalkopyrit, pyrit) tvoří menší vtroušeniny o velikosti do 0,5 cm. Karbonáty jsou přítomny v několika generacích. Makroskopicky má dolomitický karbonát nažloutlou, nahnědlou či lehce narůžovělou barvu. Nachází se v centrálních partiích žíly, vyplňuje prostory mezi sulfidickými minerály. Do místy se vyskytujících dutin čnějí klencové krystaly tohoto minerálu. Dolomitický karbonát vytváří ve výbruse nepravidelná, xenomorfně omezená zrna o velikosti do 3 mm a místy podléhá limonitizaci. Uzavírá v sobě malé množství fluidních inkluzí. Jedná se jak o inkluze primární, tak i o primárně-sekundární a sekundární, ovšem jejich rozměry jsou velmi malé (do 5  $\mu\text{m}$ ). V obraze odražených elektronů je patrná oscilačně zonální stavba minerálu způsobená různým chemickým složením v jednotlivých zónách (obr. 44 a). Mladší dolomitický karbonát tvoří ve výbruse nepravidelná, xenomorfně omezená individua či zrna tvaru romboedru. Nasedá na starší karbonát a jeho individua dosahují velikosti až 2 mm. Zonální stavba u něj nebyla pozorována, zřejmá však byla přítomnost fluidních inkluzí, jež byly v zrnech nahodile rozmístěny či vytvářely krátké řádky. Tento karbonát nepodléhá žádné deformaci a limonitizaci je postižen podstatně méně než starší karbonát dolomit-ankeritové řady. Kalcit nasedá na zrna staršího či mladšího dolomitu, jeho individua dosahují velikosti až 5 mm. Byly u něj pozorovány polysyntetické lamely, které jsou většinou nedeformované a průběžné. Zřejmá byla i přítomnost fluidních inkluzí všech genetických typů, nejčastěji se však jedná zřejmě o inkluze primární. Sfalerit vytváří nepravidelné agregáty, které jsou xenomorfně omezeny, velikost agregátů je až 2 cm. V procházejícím světle v PPL je žlutohnědý a ani v odraženém světle nevykazuje zonální stavbu (obr. 44 c). Byly v něm místy pozorovány opakní inkluze, jež měly tvar kapek či tyčinkovitý protažený tvar a jejich velikost byla do 8  $\mu\text{m}$ . Chalkopyrit vytváří nepravidelná zrna uzavřená v dolomitickém karbonátu (obr. 44 b, d) a sfaleritu, sám uzavírá individua pyritu. Individua dosahují velikosti až 5 mm. Pyrit vytváří automorfně omezená zrna tvaru přibližně čtverce či nepravidelné agregáty o velikosti do 3 mm. Je uzavírán v křemenu, sfaleritu, chalkopyritu i dolomitickém karbonátu (obr. 44 d). V odraženém světle nevykazuje zonální stavbu. Pyrit je nejstarším rudním minerálem na žíle. Ze sekundárních minerálů byl zjištěn pouze „limonit“, přeměnou v něj je nejvíce postižen dolomitický karbonát. V odraženém světle se limonit projevuje místy výraznými oranžovými vnitřními reflexy.

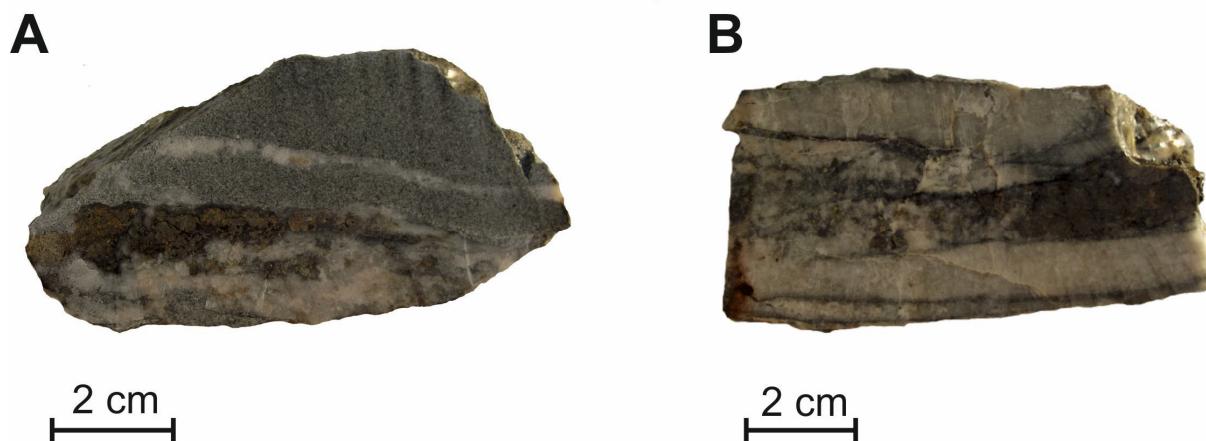


**Obr. 40** a) Křemen na kontaktu s jílovou břidlicí, blíže centru žíly kalcit, XPL, vzorek OL-1, b) Zonální dolomitický karbonát s vyznačením analyzovaných míst, BSE snímek, foto: P. Gadas, vzorek OL-1, c) Pyrit pronikající dolomitovou žilovinou při kontaktu s okolní horninou (jílovou břidlicí), zatlačovaný limonitem, odražené světlo, PPL, vzorek OL-1, d) Zrno chalkopyritu uzavřené v dolomitové žilovině, odražené světlo, PPL, vzorek OL-1.



**Obr. 41** a) Galenit zarostlý v dolomitové žilovině; vzorek HR-7, Hrabůvka, b) Práškový povlak malachitu na dolomitové žilovině, která je silně limonitizována, vzorek HR-10, Hrabůvka.





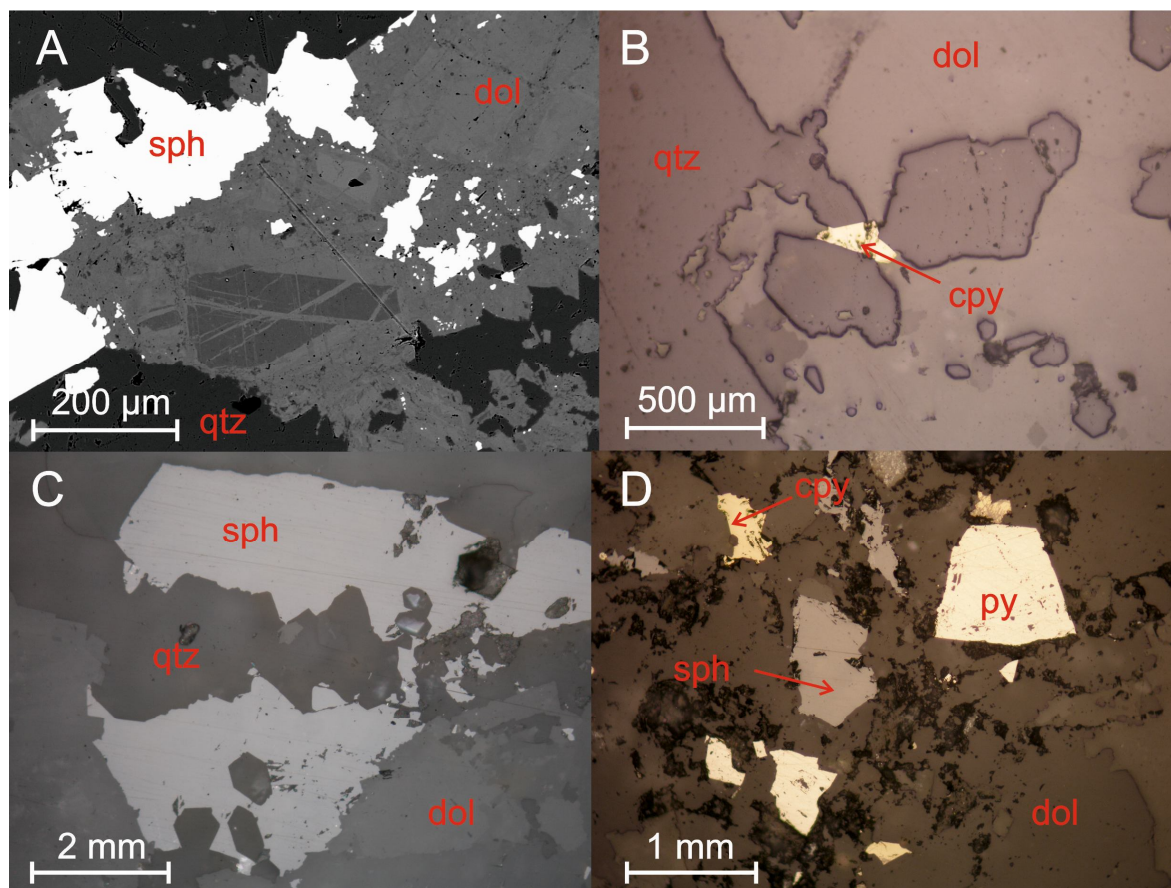
**Obr. 42** Páskovaná textura žiloviny z Hrabůvky: a) Vzorek HR-1, b) Vzorek HR-2.

hypogenní minerál	1. přínosová perioda		2. přínosová perioda		3. přínosová perioda
křemen	■	tekonika		tekonika	
dolomický karbonát	■		■		
pyrit	■				
chalkopyrit	■				
sfalerit	■				
galenit	■				
kalцит					■

**Obr. 43** Sukcesní schéma hlavních hypogenních minerálů na studovaných žilách z Hrabůvky.

### 5.3 Chemismus karbonátů na žilách

Vybrané karbonáty z povariských žil ze zájmových lokalit byly podrobeny WDX analýze (tab. 7). Většina karbonátů spadá do pole Fe-bohatého dolomitu, dva vzorky pak do pole dolomitu a v jednom případě se jedná o Mg-bohatý ankerit (v klasifikaci Trdličky a Hoffmana 1976). Dvě analýzy karbonátů z Hrabůvky - bílý karbonát z okraje žíly a narůžovělý z centra žíly (vzorek HR-1), ukázaly na Fe-bohatý dolomit, stejně tak i v obraze BSE nejtmavší a středně šedý karbonát ze vzorku OL-1 z Olšovce (viz obr. 40 b) a narůžovělý karbonát tvořící samostatnou žílu ze Zlatého dolu (ZD-3). V případě analýzy 47/1 (viz obr. 40 b) ze vzorku z Olšovce se jednalo o Mg-bohatý ankerit. Tmavý karbonát z okraje žíly z Hrabůvky a tmavý, nahnědlý karbonát z centra žíly (HR-1) byly analyzovány jako dolomity. Nejvyšší obsahy manganu byly zjištěny u karbonátů z Hrabůvky (1,15-1,53 hm. % MnO) (tab. 7). Karbonáty ze všech lokalit neobsahují žádné významnější příměsi, pouze u narůžovělého Fe-bohatého dolomitu z Hrabůvky, Zlatého dolu a obou Fe-bohatých dolomitů z Olšovce byla zjištěna příměs zinku (max. 0,14 hm. % ZnO - Hrabůvka) (tab. 7). Ostatní analyzované prvky byly pod mezí detekce ( $\leq 0,05$  hm. %).



**Obr. 44** a) Zrna křemene obklopovaná dolomitickým karbonátem, ve kterém je uzavírán sfalerit, BSE snímek, foto: P. Gadas; HR-1, Hrabůvka, b) Křemen obklopený dolomitem, který uzavírá agregáty chalkopyritu, odražené světlo, PPL, vzorek HR-1; c) Křemen obklopovaný zonálním dolomitickým karbonátem, jenž v sobě uzavírá sfalerit, odražené světlo, vzorek HR-2; d) Zrna pyritu, chalkopyritu a sfaleritu uzavírána v dolomitové žilovině, odražené světlo, PPL, vzorek HR-1.

#### 5.4 Stopové prvky v karbonátech a hornině

Ve vybraných kalcitech a dolomitech rudních žil ze zájmových lokalit byly studovány stopové prvky, včetně REE. Studovány byly i stopové prvky v horninovém vzorku (jílová břidlice) ze Zlatého dolu.

U dolomitického karbonátu z Uhřínova (UH-1) byly stanoveny nejvyšší obsahy Ba (129 ppm), naopak nejnižší obsahy tohoto prvku vykázaly karbonáty ze Zlatého dolu (od 4 do 25 ppm) a kalcit z Olšovce (6 ppm). Dolomit z Hrabůvky měl obsah Ba 38 ppm. Nejvyšší obsahy Sr byly analyzovány v dolomitu z Uhřínova (190 ppm), nejnižší naopak v dolomitech ze Zlatého dolu a Hrabůvky (30,7 až 72,4 ppm). Hodnoty okolo 100 ppm měl kalcit z Olšovce a Zlatého dolu. Obsahy thoria jsou u všech vzorků velmi nízké ( $\leq 1,4$  ppm). Mírně zvýšené jsou obsahy kobaltu v dolomitech ze Zlatého dolu (5,9 až 8 ppm) a v kalcitu z Olšovce (3,5 ppm). Vzorek horniny (jílové břidlice) ze Zlatého dolu vykázal vyšší obsahy typických litofilních

prvků Rb, Sr, Ba, Zr a LREE. Poměrně vysoký je i obsah V (160 ppm), Zn (41 ppm), Ni (30 ppm) a Cu (29,6 ppm) (tab. 8).

Dolomity ze Zlatého dolu jsou nabohaceny o lehké a středně těžké vzácné zeminy, dolomit z Hrabůvky pak i o nejtěžší REE (obsah Yb je 10,08 ppm). Dolomit z Uhřínova je slabě nabohacen pouze o LREE a kalcity ze Zlatého dolu i Olšovce mají spektrum REE poměrně ploché bez výraznějšího nabohacení. Obsahy LREE v dolomitech ze Zlatého dolu přibližně korelují s obsahy těchto prvků v jílové břidlicí z těže lokality, ovšem obsahy MREE a HREE v hornině jsou výrazně nižší (obr. 45) (tab. 8).

### **5.5 Katodová luminiscence karbonátů**

V katodové luminiscenci byly zkoumány vzorky žiloviny s karbonáty ze Zlatého dolu, z Bohuslávek, Olšovce a Hrabůvky, ovšem pouze u vzorků ze Zlatého dolu a Bohuslávek byla patrná luminiscence, zřejmě vzhledem k tomu, že karbonáty z Hrabůvky a Olšovce mají poměrně vysoké obsahy Fe (tab. 8).

Nejvíce výraznou luminiscenci vykazoval kalcit z Bohuslávek (vzorek BOH-1). Tento kalcit jevil růstovou zonálnost v CL, která se projevovala rozdílnými luminiscenčními barvami - od světle žlutooranžové po tmavě oranžovohnědou (obr. 46 a). Bylo zřejmé, že starší kalcit, jenž nasedá na křemen, má luminiscenci tmavší - až tmavě oranžovohnědou než kalcit blíže centra žíly, který má nejčastěji luminiscenci v různých odstínech žlutooranžové barvy (obr. 46 a). Slabší luminiscenci vykazoval dolomitický karbonát z rudní žíly ze Zlatého dolu, jenž vyplňoval dutiny v křemeni (vzorek ZD-1). Luminiscence u něj byla středně až tmavě oranžová až tmavě cihlově oranžová (obr. 46 b). Zonálnost byla nepravidelná s určitými partiemi zrn s rozdílnou luminiscencí, nejčastěji jsou okrajové partie tmavší než střed, nicméně není tomu tak vždy, někdy naopak centrální část zrna vykazuje světle oranžovou luminiscenci a okraje jsou výrazně tmavší.

### **5.6 Studium fluidních inkluzí**

#### **5.6.1 Petrografie a mikrotermometrické měření fluidních inkluzí**

Fluidní inkluze byly mikrotermometricky studovány v kalcitech, křemenech, dolomitech, sfaleritech a barytu z rudních žil. U tří vzorků ze Zlatého dolu byla použita i metoda vodného výluhu pro ověření fluidních systémů uzavíraných v inkluzích.

Dle fázového složení byly zjištěny pouze dva typy inkluzí:

1) *Inkluze jednofázové* - vyplněné pouze kapalinou, které byly nejzastoupenějším typem fluidních inkluzí v minerálech povariských žil. Byly přítomny hojně na všech lokalitách a ve všech zkoumaných minerálech.

2) *Inkluze dvoufázové* - plynokapalné, které byly také poměrně dosti často zastoupeny, ovšem v některých minerálech (např. v barytu ze vzorku MZM-359) nebyly zjištěny vůbec.

**Tab. 7** Chemické WDX analýzy žilných karbonátů (hm. %), empirické vzorce přepočítány na 2 kationty, obsahy koncových členů v mol. %.

	Zlatý důl - narůžovělý karbonát ZD-3	Hrabůvka - bílý karbonát z okraje žily, tmavší HR-2	Hrabůvka - bílý karbonát z okraje žily, světlejší HR-2	Hrabůvka - tmavý růžový karbonát z centra žily HR-2	Hrabůvka - světlý karbonát okolo růžového z centra žily HR-2	Ošovec - světlá zóna karbonátu OL-1	Ošovec - tmavě šedá zóna karbonátu OL-1	Ošovec - středně šedá zóna karbonátu OL-1
Analýza č.	32/1	36/1	37/1	38/1	39/1	47/1	48/1	49/1
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,03	0,01	0,03	0,01	0,00	0,03	0,09
SiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09
SrO	0,00	0,01	0,05	0,00	0,00	0,00	0,19	0,00
FeO	16,98	7,33	12,93	6,94	12,01	18,95	10,96	16,01
MnO	0,63	1,32	1,15	1,29	1,53	0,46	0,29	0,45
MgO	9,28	15,74	11,96	15,98	12,08	8,95	14,25	10,22
ZnO	0,03	0,00	0,00	0,00	0,14	0,00	0,07	0,12
CaO	29,43	29,75	29,68	29,82	30,13	28,81	29,61	28,38
BaO	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,03
CO <sub>2</sub> calc	43,01	45,90	44,07	45,93	45,25	44,31	44,84	43,61
Total	99,40	100,08	99,92	99,99	101,18	101,48	100,24	99,00
P <sup>5+</sup>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002
Si <sup>4+</sup>	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003
Sr <sup>2+</sup>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000
Fe <sup>2+</sup>	0,471	0,196	0,352	0,186	0,325	0,525	0,294	0,449
Mn <sup>2+</sup>	0,018	0,036	0,031	0,035	0,043	0,012	0,008	0,012
Mg <sup>2+</sup>	0,459	0,749	0,58	0,759	0,583	0,441	0,679	0,511
Zn <sup>2+</sup>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,002	0,002
Ca <sup>2+</sup>	1,049	1,018	1,034	1,020	1,044	1,022	1,013	1,019
Ba <sup>2+</sup>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na <sup>+</sup>	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002
Catsum	1,998	1,999	1,998	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Dol	48,4	76,4	60,2	77,4	61,0	45,1	69,1	52,3
Ank	49,7	20,0	36,6	19,0	34,0	53,7	29,9	46,0
Ktn	1,9	3,7	3,2	3,6	4,5	1,2	0,8	1,2
Min					0,4		0,2	0,2

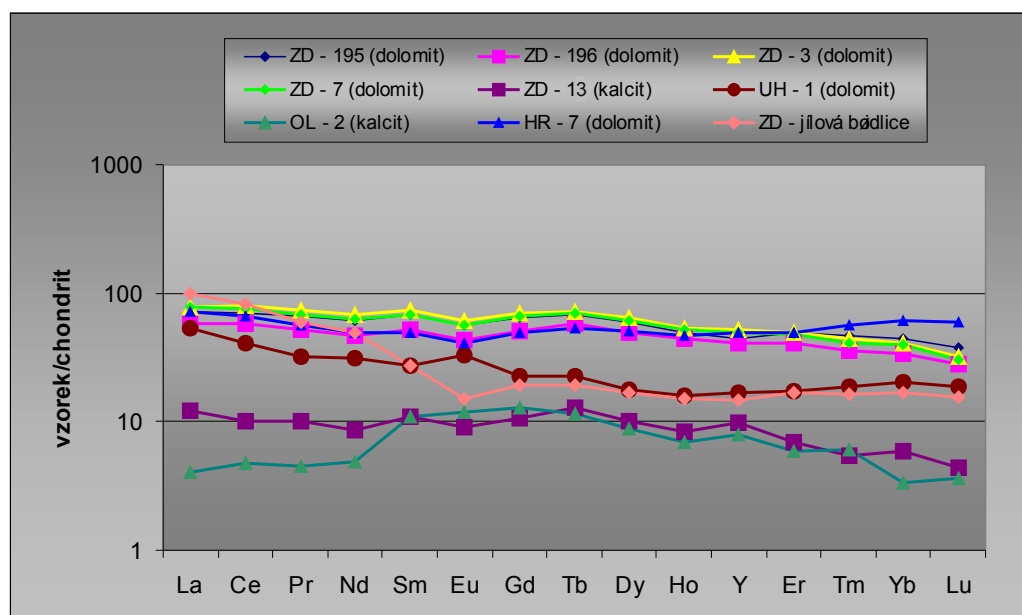
**Tab. 8** Stopové prvky v karbonátech rudních žil ze zájmových lokalit (hodnoty v ppm, Au v ppb, nest. – nestanoveno).

	ZD-195 (dolomit)	ZD-196 (dolomit)	ZD-3 (dolomit)	ZD-7 (dolomit)	ZD-13 (kalcit)	UH-1 (dolomit)	OL-2 (kalcit)	HR-7 (dolomit)	ZD – jílová břidlice
Ba	25	15	6	4	15	129	6	38	522
Be	<1	<1	<1	<1	1	<1	<1	<1	3
Co	6,5	8	5,9	7,2	0,5	0,7	3,5	<0,2	8,6
Cs	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,4	<0,1	<0,1	9,2
Ga	0,6	0,8	<0,5	<0,5	<0,5	1,9	<0,5	1,1	24,8
Hf	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	6,2
Nb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	15,4
Rb	0,3	1	0,4	<0,1	0,6	4,5	0,4	2,8	165,8
Sn	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	4
Sr	40,8	72,4	51,3	42,2	118,5	190,2	108	30,7	93,3
Ta	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	1,3
Th	0,9	1,4	1,4	1,4	0,4	1,2	0,7	0,5	13,9
U	<0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,1	3,5
V	51	29	29	19	10	10	10	<8	160
W	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	2,5
Zr	0,7	1,9	0,5	0,3	1,3	4,9	0,9	6,7	215,9
Y	70,1	64,8	81,8	78	15,6	26,3	12,4	77,5	23,2
La	17,8	14,2	18,9	18,9	3	13	1	17,8	24,6
Ce	44,7	37,3	51,1	48,5	6,4	25,8	3	41,8	51,9
Pr	6,32	4,94	7,17	6,5	0,97	3,1	0,43	5,4	5,77
Nd	29,3	22,2	32,3	29,6	4,1	14,6	2,3	23,2	23,4
Sm	10,37	7,91	11,35	10,54	1,69	4,25	1,68	7,66	4,15
Eu	3,27	2,52	3,54	3,27	0,52	1,91	0,69	2,34	0,87
Gd	13,25	10,37	14,37	13,68	2,2	4,6	2,64	9,95	3,95
Tb	2,53	2,12	2,69	2,61	0,47	0,83	0,43	1,99	0,67
Dy	15,02	12,52	16,18	15,4	2,54	4,56	2,25	12,83	4,29
Ho	2,84	2,52	3,04	2,95	0,48	0,9	0,39	2,64	0,85
Er	8,12	6,76	8,16	7,88	1,15	2,89	0,98	8,27	2,76
Tm	1,22	0,92	1,15	1,05	0,14	0,49	0,13	1,45	0,42
Yb	7,21	5,61	6,76	6,55	0,96	3,37	0,56	10,08	2,76
Lu	0,95	0,7	0,8	0,76	0,11	0,47	0,09	1,5	0,39
Mo	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	0,2
Cu	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	29,6
Pb	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	5,4
Zn	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	41
Ni	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	30
As	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	4,1
Cd	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	<0,1
Bi	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	0,1
Ag	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	<0,1
Au	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	<0,5
Hg	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	<0,1
Tl	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	<0,1
Se	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	<0,5
Log Yb/La	-0,393	-0,403	-0,446	-0,460	-0,495	-0,587	-0,252	-0,247	-0,951
Eu/Eu*	0,85	0,85	0,85	0,83	0,82	1,32	1,00	0,82	0,66
Ce/Ce*	1,01	1,07	1,06	1,05	0,90	0,98	1,10	1,03	1,05
La/Ho	6,3	5,6	6,2	6,4	6,3	14,4	2,6	6,7	28,9
Y/Ho	24,7	25,7	26,9	26,4	32,5	29,2	31,8	29,4	27,3
ΣREE	162,9	130,59	177,51	168,19	24,73	80,77	16,57	146,91	126,78
La <sub>CN</sub> /Yb <sub>CN</sub>	1,66	1,70	1,88	1,94	2,10	2,60	1,20	1,19	6,00

### **Inkluze v dolomitech**

Inkluze v dolomitech byly studovány ve vzorcích ze Zlatého dolu (ZD-3), Uhřínova (UH-1), Hrabůvky (HR-2, HR-7), Olšovce (OL-1) a Pekelského údolí (PEK-1).

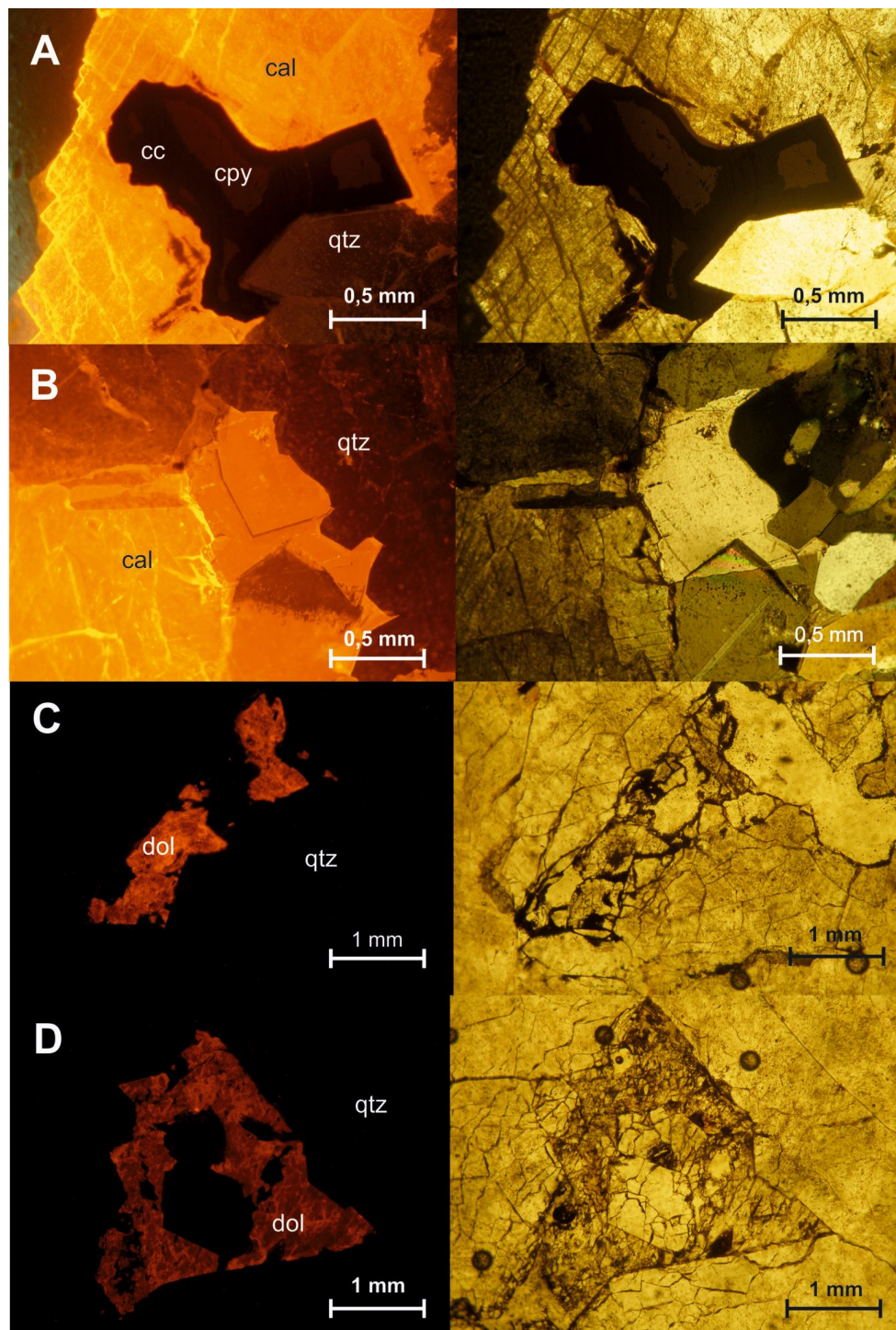
V dolomitech jsou nalézány všechny genetické typy fluidních inkluzí, nicméně ve všech vzorcích převažují inkluze primární. Tyto primární inkluze dosahují většinou malých rozměrů (do 5  $\mu\text{m}$ ), výjimečně jsou nalézány inkluze o velikosti až 20  $\mu\text{m}$  (UH-1). Měřené inkluze mají většinou velikost od 3 do 6  $\mu\text{m}$  a mají rozličný tvar, velmi často jsou ve tvaru negativního krystalu (klence) (obr. 47 a, b), ale časté jsou i inkluze nepravidelné (vzorek PEK-1, obr. 48 a, b) či tyčinkovitého tvaru. Inkluze často kopírují růstové zóny zrn či jsou nalézány soliterně či v menších skupinkách po několika inkluzích. Z hlediska fázového složení se jedná o inkluze jednofázové (kapalné) či dvoufázové (plynokapalné), které většinou převažují. Plyn ve dvoufázových inkluzích zabírá okolo 5-ti obj. %, výjimečně je stupeň zaplnění až 0,80 (u několika málo inkluzí ze vzorku HR-2). Zjištěny byly i inkluze sekundární, které byly nalézány v rádcích procházejících skrz celá zrna. Jejich tvar byl nejčastěji nepravidelný, protažený se směrem trhliny. Tyto inkluze ve většině případů dosahují menších velikostí (do 4  $\mu\text{m}$ ) než inkluze primární. Zjištěny byly jak inkluze kapalné, které převažují, tak i inkluze dvoufázové, plynokapalné, kdy plyn zaujímal okolo 5-ti obj. % inkluze.



**Obr. 45** Chondritem normalizované (Palme 1988) distribuce prvků vzácných zemin v karbonátech rudních žil ze zájmových lokalit a v jílové břidlici ze Zlatého dolu.

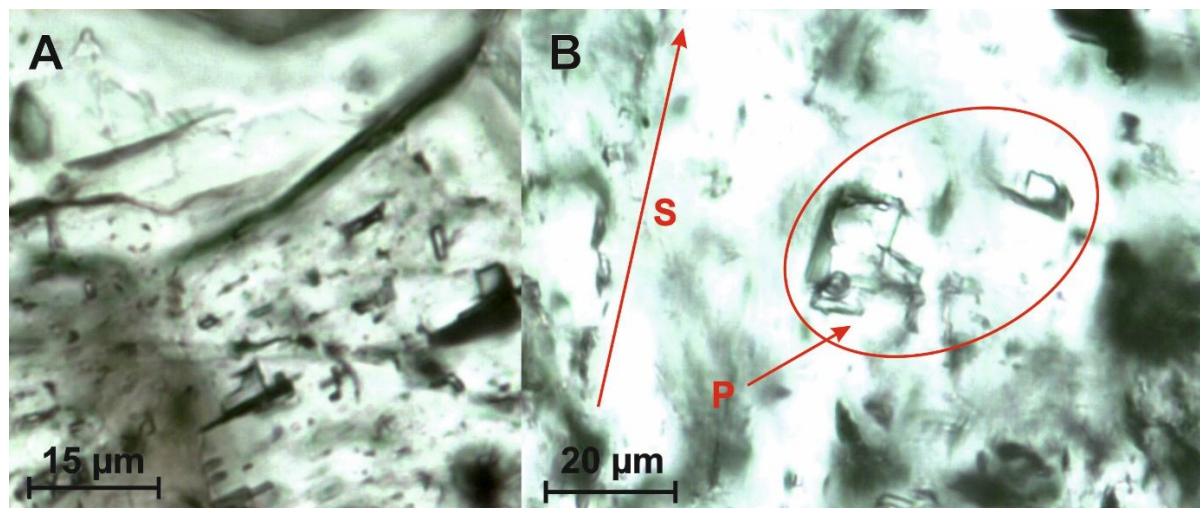
Inkluze v dolomitech byly nejprve zahřívány a byla zjištěna teplota homogenizace, ve všech případech primární inkluze homogenizovaly na kapalinu, a to při teplotách 67 až 138  $^{\circ}\text{C}$ . Následně bylo provedeno kryometrické měření. K vymrznutí celého obsahu inkluzí dochází za teplot od -46 do -72  $^{\circ}\text{C}$ , při následném zahřívání dochází k objevení první kapaliny při teplotách -57,2 až -42,3  $^{\circ}\text{C}$ , čili v inkluzích je uzavírán fluidní systém  $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$  (Borisenko

1977). Jako poslední pevná fáze taje led a to za poměrně širokého rozptylu teplot od  $-25,7$  do  $-15,8$  °C (tab. 9).

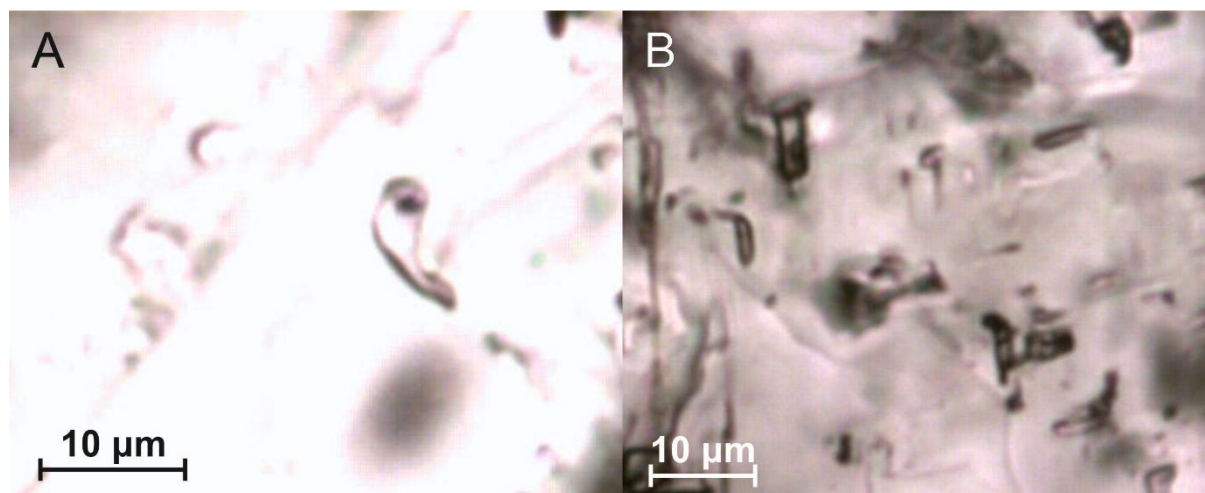


**Obr. 46** Žilné karbonáty v katodové luminiscenci: a) Žlutooranžová luminiscence kalcitu z Bohuslávek - vlevo, pohled v PPL - vpravo; vzorek BOH-1, b) Oranžová luminiscence staršího kalcitu z Bohuslávek nasedajícího na křemen a žlutooranžová luminiscence kalcitu mladšího - vlevo, pohled v PPL - vpravo; vzorek BOH-2, c) Nepravidelně zonální luminiscence dolomitického karbonátu ze Zlatého dolu - vlevo, pohled v PPL - vpravo; vzorek ZD-1, d) Tmavě cihlově oranžová luminiscence dolomitického karbonátu ze Zlatého dolu, jež vyplňuje dutinu v křemenné žilovině - vlevo, pohled v PPL - vpravo, vzorek ZD-1.

PS/S inkluze byly měřeny pouze ve vzorcích ZD-3 a UH-1. Inkluze zamrzají v teplotním rozsahu od -25 do -35 °C. Teplota eutektika zjištěná pouze u vzorku ZD-3 ukázala hodnoty od -22,3 do -20,9 °C, což indikuje fluidní systém H<sub>2</sub>O-NaCl (Borisenko 1977). K tání posledního krystalu ledu docházelo za teplot -4,3 až -0,5 °C. U PS/S inkluzí v dolomitech byla změřena teplota homogenizace 49 až 67 °C (tab. 9), přičemž všechny měřené inkluze homogenizovaly na kapalinu.



**Obr. 47** a) Primární fluidní inkluze v dolomitu z Hrabůvky (vzorek HR-1) za pokojové teploty, b) Primární kapalná a plynokapalná inkluze ve tvaru negativního krystalu (klence) a řádek sekundárních inkluzí uzavíraných v dolomitu z Uhřínova (vzorek UH-1) za pokojové teploty.



**Obr. 48** a) Primární dvoufázová plynokapalná inkluze v dolomitu z Pekelského údolí (PEK-1) za pokojové teploty, b) Primární dvoufázové a jednofázové kapalně inkluze uzavřené v dolomitu z Pekelského údolí (PEK-1) za pokojové teploty.

### **Fluidní inkluze v křemenech**

#### Petrografie fluidních inkluzí

Inkluze v křemenech byly studovány ve vzorcích ze Zlatého dolu (ZD-2, ZD-5, ZD-8), Uhřínova (UH-1), Hrabůvky (HR-2) a Bohuslávky (BOH-1).



Inkluze v křemenu starší (ZD-5) i mladší generace (ZD-2) ze Zlatého dolu již byly studovány v rámci bakalářské práce (Kotlánová 2013). Naměřené mikrotermometrické parametry jsou uvedeny v tab. 9.

V křemenech byly zjištěny inkluze primární (P) i sekundární (S) a poměrně často byly nalézány i primárně-sekundární inkluze (PS). P inkluze se nalézají podél růstových zón nebo jsou v zrně nahodile rozmístěny jako jednotlivé inkluze či menší skupinky po několika inkluzích (obr. 49 a, b). Velikost inkluzí se pohybuje od 2  $\mu\text{m}$  do 20  $\mu\text{m}$  (u vzorku ZD-8), ovšem nejčastěji byly měřeny inkluze o velikosti okolo 4 až 6  $\mu\text{m}$ . Jejich tvar je většinou nepravidelný či izometrický nebo ve tvaru kapky. Zastiženy byly inkluze jednofázové (kapalné), které převažují a také inkluze dvoufázové (plynokapalné), které měly většinou shodný stupeň zaplnění, okolo 0,95. Výjimečně zabíral plyn až 30 obj. % inkluze (u vzorků ZD-8 a ZD-5).

PS inkluze se vyskytují jako krátké řádky v mikrotrhlinách v křemenu, zjištěny byly kapalné a méně často i plynokapalné inkluze. U dvoufázových inkluzí je zastoupení plynné fáze okolo 5-ti obj. %. Inkluze mají většinou protažený tvar se směrem trhliny nebo jsou nepravidelné, oválné či okrouhlé (obr. 49 b) a jejich velikost se pohybuje nejčastěji okolo 3-4  $\mu\text{m}$ , zjištěny však byly i menší či větší inkluze (až 8  $\mu\text{m}$  u vzorku ZD-8).

Sekundární inkluze jsou velmi často uzavírány v křemenu, tvoří řádky procházející přes celá zrna, často se řádky i kříží (obr. 49 c, d). Inkluze jsou pouze jednofázové, kapalné a jejich tvar je nejčastěji kulovitý či oválný, často jsou i protažené, usměrněné nebo mají tvar kapky. Zjištěny byly ve většině studovaných vzorků, nicméně měřené byly jen u vzorku ZD-8, ve kterém dosahovaly inkluze větších velikostí a bylo u nich možné změřit mikrotermometrické parametry. Inkluze ve vzorku ZD-8 dosahují velikosti až 6  $\mu\text{m}$ , v ostatních vzorcích je jejich velikost ve většině případů jen do 3  $\mu\text{m}$ .

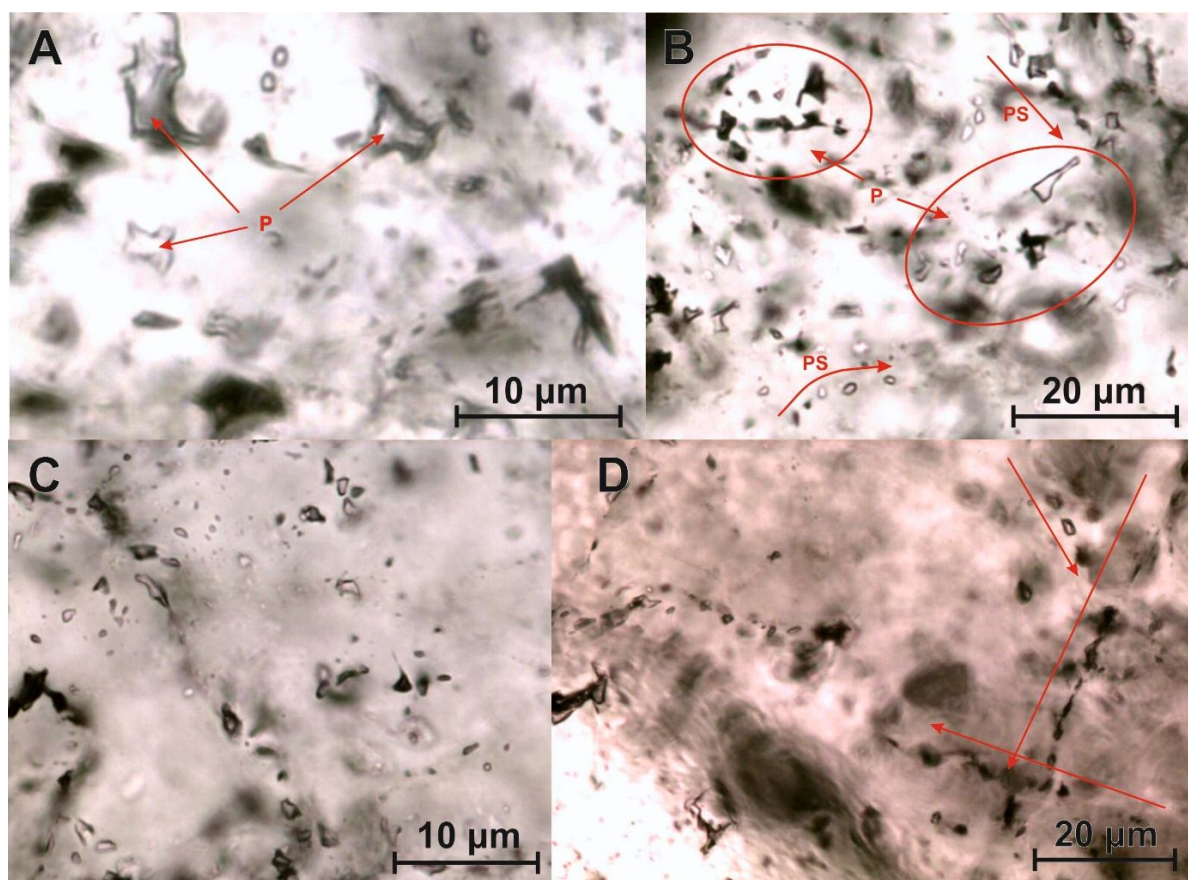
#### Mikrotermometrické měření fluidních inkluzí

P inkluze zamrzají za teplot -46 až -63 °C. Při úplném vymražení se u inkluzí většinou objevuje granulární textura a obsah inkluze náhle ztmavne. Při následném zahřívání vzorku byla zjištěná teplota eutektika, která se pohybovala od -55,7 do -22,9 °C (obr. 50), tyto naměřené hodnoty odpovídají fluidnímu systému  $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-(\text{CaCl}_2)-(\text{KCl})$  (Borisenko (1977)). Jako poslední pevná fáze tál led, jeho poslední krystalek tál v širokém teplotním intervalu od -26,0 do -4,1 °C, přičemž nebyly výraznější rozdíly v  $T_m$  u kapalných inkluzí a u inkluzích s podílem plynu. U některých kapalných inkluzí (vzorky ZD-8, HR-2 – obr. 1) došlo při úplném vymrznutí a následném zahřívání k objevení malé bubliny plynné fáze (do 5-ti obj. %). Všechny měřené inkluze s plynnou fází při zahřívání homogenizovaly na kapalinu, a to v rozmezí teplot

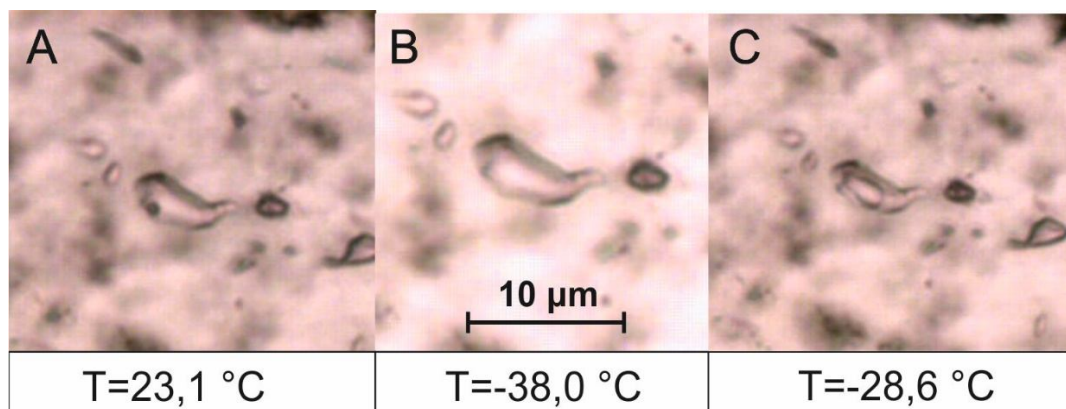
77 až 134 °C (tab. 9). Přítomno bylo i velké množství velmi tmavých až téměř černých primárních inkluzí (vzorek ZD-8, obr. 49 b), tyto inkluze nereagovaly na změnu teploty či díky špatné průhlednosti nebyla žádná fázová změna zaznamenána. Pravděpodobně se jedná o kapalné inkluze, prázdné fluidní inkluze či minerální inkluze.

PS inkluze byly měřeny pouze u vzorku ZD-8. Tyto inkluze zamrzají za teplot -33 až -38 °C a jediná zjištěná teplota eutektika měla hodnotu -23,2 °C, což indikuje fluidní systém H<sub>2</sub>O-NaCl-KCl (Borisenko 1977). U části inkluzí pouze s kapalinou došlo při prvním úplném zmražení a následném zahřátí k objevení bubliny plynné fáze. Tyto inkluze měly homogenizační teploty nižší oproti inkluzím, ve kterých byla plynná fáze přítomna již při pokojové teplotě. Teplota tání poslední pevné fáze (ledu) byla -5,6 až -0,8 °C a inkluze homogenizovaly na kapalinu za teplot 42 až 68 °C (tab. 9).

Při teplotách -52 až -61 °C dochází k vymrznutí celého obsahu sekundárních inkluzí. Eutektické teploty se pohybují od -52,1 do -49,0 °C a ukazují tak na fluidní systém H<sub>2</sub>O-NaCl-CaCl<sub>2</sub> (Borisenko 1977). K tání posledního krystalku ledu dochází při teplotách -4,3 do -0,3 °C (tab. 9).



**Obr. 49** Fluidní inkluze uzavírané v křemeni ze vzorku ZD-8: a) Primární kapalné inkluze, b) Primární kapalné a plynokapalné inkluze v křemeni, tmavé primární inkluze a řádek primárně-sekundárních inkluzí, c) Primární kapalné a plynokapalné inkluze, d) Křížení řádků sekundárních inkluzí.



**Obr. 50** Fázové změny v primární fluidní inkluzi v křemenu ze vzorku ZD-8: a) Inkluze za pokojové teploty, b) Vymražená inkluze a její následné zahřívání a zjištění teploty eutektika (okolo  $-38\text{ }^{\circ}\text{C}$ ), c) Postupné odtávání ledu ( $-28,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ ).

### ***Fluidní inkluze v kalcitech***

#### *Petrografie fluidních inkluzí*

Inkluze v kalcitech jsou většinou hojné, vyskytují se v nich všechny genetické typy. Z hlediska fázového složení mírně převažují inkluze kapalné nad inkluzemi plynokapalnými, ve kterých kapalina zaujímá 90-95 obj. % inkluze. Primární inkluze dosahují max. velikosti 10  $\mu\text{m}$ , ovšem nejčastější je velikost okolo 3 až 4  $\mu\text{m}$ . Jejich tvar je nepravidelný či měňavkovitý, někdy také izometrický, méně pak mají inkluze tvar negativního krystalu (klence), ovšem tento tvar je nedokonalý s neostrými hranami.

PS inkluze jsou většinou protažené, úzké, ve tvaru tyčinky. Méně pak jsou oválné a zaoblené. Jsou převážně jednofázové, kapalné a dosahují malých rozměrů, většinou do 3  $\mu\text{m}$ . Bohužel u nich nebylo možné změřit žádné mikrotermometrické parametry.

Sekundární inkluze byly zjištěny ve vzorcích BOH-1, OL-1, HR-2 a ZD-13. Tyto inkluze protínají celá kalcitová zrna v liniích, někdy linie pokračuje i přes další zrno. Inkluze jsou nejčastěji jednofázové, podstatně méně pak dvoufázové, plynokapalné, kdy kapalina zaujímá nejčastěji 95 obj. %, zřídka 90 obj. %. Tvar inkluzí je rozmanitý, nejčastěji však jsou oválné či nepravidelné, protažené paralelně s trhlinou či mají tvar kapek.

#### *Mikrotermometrické měření fluidních inkluzí*

K zamrznutí primárních inkluzí dochází za velmi širokého rozmezí teplot od  $-19$  do  $-61\text{ }^{\circ}\text{C}$  a měřené eutektické teploty ukázaly hodnoty od  $-52,1$  do  $-11,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ , tyto teploty mohou indikovat řadu fluidních systémů uzavíraných v inkluzích (Borisenko 1977), nejčastěji měřené teploty mezi  $-40$  a  $-50\text{ }^{\circ}\text{C}$  indikují fluidní systém  $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ , nejvyšší měřené teploty ( $-11,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) odpovídají fluidnímu systému  $\text{H}_2\text{O}-\text{KCl}$  (Borisenko 1977). Při následném zahřívání dochází

k tání posledního krystalku ledu při teplotách -27,6 až -8,2 °C. Inkluze homogenizují na kapalinu za nízkých teplot od 48 do 139 °C (tab. 9).



**Obr. 51** a), b) Primární fluidní jednofázové inkluze v křemenu z Hrabůvky (HR-2) za pokojové teploty.

K vymrznutí celého obsahu S inkluzí v kalcitech dochází za teplot -38 až -45 °C. Při následném zahřívání byla zjištěna teplota objevení první kapaliny a to za teplot -37,3 až -21,8 °C, což odpovídá fluidnímu systému H<sub>2</sub>O-NaCl s příměsí dalších solí (MgCl<sub>2</sub>-FeCl<sub>2</sub>-KCl) (Borisenko 1977). Poslední krystal ledu roztál za teplot -6,2 až -0,6 °C. Inkluze s obsahem plynné fáze homogenizovaly na kapalinu v teplotním rozmezí 38 až 110 °C (tab. 9).

### ***Fluidní inkluze ve sfaleritech***

#### *Petrografie fluidních inkluzí*

Inkluze ve sfaleritech nejsou příliš hojné a nejčastěji jsou sekundárního typu. Primární inkluze se nacházejí povětšinou jako samostatné inkluze či menší skupinky několika inkluzí, které jsou v zrně nahodile rozmístěny (obr. 52 a, b, c). Inkluze jsou kapalné i plynokapalné, kdy kapalina většinou zaujímá 95 obj. % inkluze. Inkluze jednofázové mírně převažují nad dvoufázovými. Primární inkluze dosahují velikosti 2-8 µm. Inkluze jsou většinou nepravidelného či tyčinkovitého tvaru, častý je i přibližně kulovitý tvar či tvar čtverce, ovšem s neostrými téměř zaoblenými hranami. Inkluze tohoto tvaru jsou velmi často dosti tmavé, až téměř neprůhledné a plyn může zaujímat až okolo 20-ti obj. % inkluze.

Inkluze sekundární jsou nalézány velmi často, procházejí po liniích skrz celá zrna, mají nejčastěji úzký nepravidelný tvar s několika výběžky (obr. 52 e) a tyto inkluze jsou většinou protaženy paralelně se směrem trhliny, ovšem v několika případech byly protaženy ve směru

kolmém na osu trhliny. Inkluze jsou nejčastěji kapalné, část je i plynokapalná, kdy plyn zaujímá většinou do 5-ti obj. %, přičemž v řádcích spolu koexistují inkluze kapalné i inkluze s podílem plynu. Inkluze jsou často velmi tmavé a jsou u nich špatně pozorovatelné fázové změny (obr. 52 d, e). Pravděpodobně jde o inkluze kapalné či pouze s malým podílem plynné fáze. Obsah jedné z těchto inkluzí byl analyzován pomocí Ramanovy spektroskopie a v inkluzi byla zjištěna pouze H<sub>2</sub>O.

#### Mikrotermometrické měření fluidních inkluzí

Primární inkluze zamrzají při teplotách -49 až -59 °C, eutektické teploty ukázaly hodnoty od -44,8 do -52,1 °C, svědčící pro fluidní systém H<sub>2</sub>O-NaCl-CaCl<sub>2</sub> (Borisenko 1977). Při následném zahřívání tál poslední krystal ledu v teplotním rozmezí -10,5 až -22,3 °C. Inkluze homogenizovaly na kapalinu za teplot 82 až 123 °C (tab. 9).

Obsah sekundárních inkluzí vymrzá za teplot -40 až -45 °C. Eutektická teplota byla zachycena pouze u několika inkluzí a byla v rozmezí -37,8 až -22,1 °C, což stejně jako u inkluzí v křemeni odpovídá fluidnímu systému H<sub>2</sub>O-NaCl s příměsí dalších solí (MgCl<sub>2</sub>-FeCl<sub>2</sub>-KCl) (Borisenko 1977). Poslední krystalek ledu roztál při -6,2 až -2,7 °C. Plynokapalné inkluze homogenizovaly na kapalinu v intervalu teplot 75 až 122 °C (tab. 9).

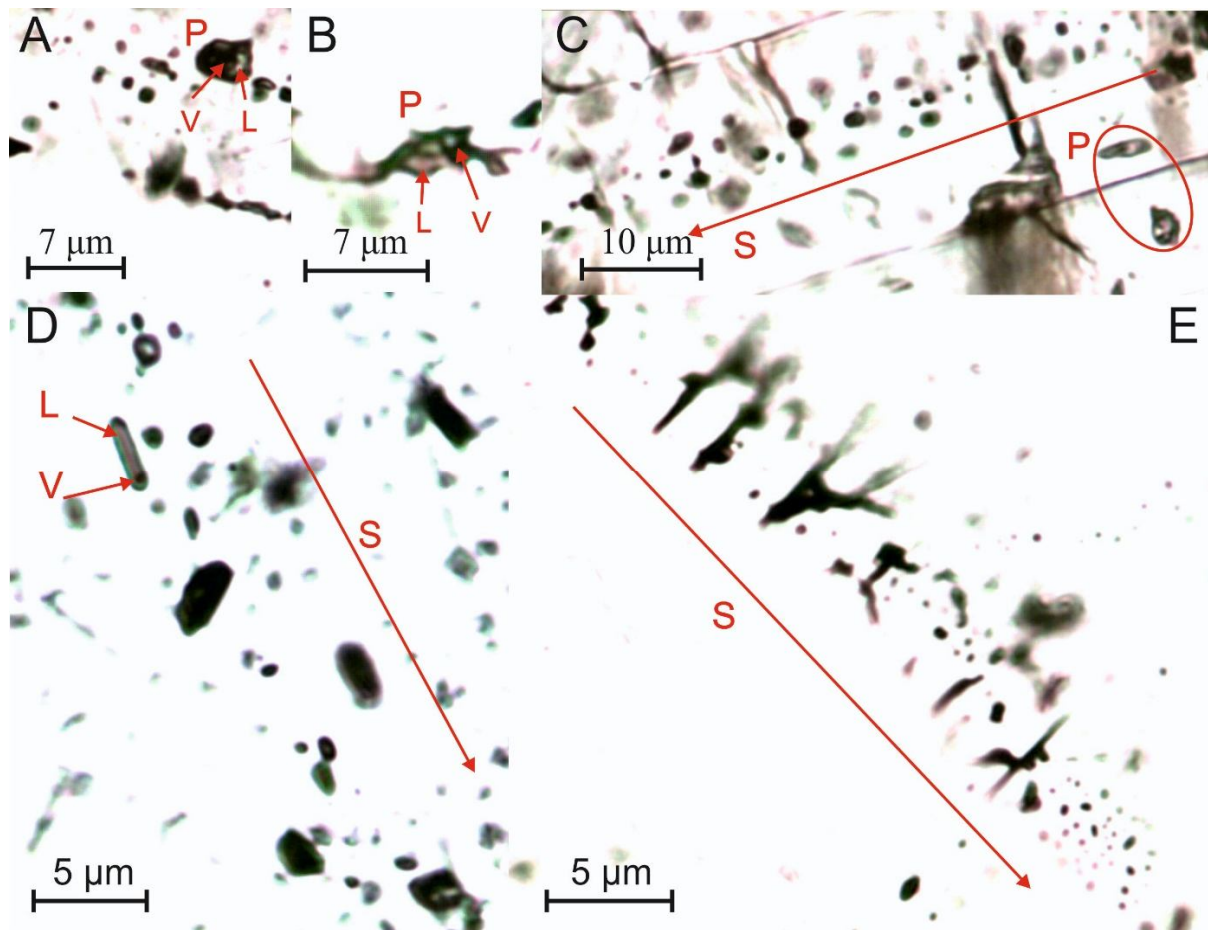
#### **Fluidní inkluze v barytu**

##### Petrografie fluidních inkluzí

V barytu byly inkluze měřeny pouze u vzorku z údolí Uhřínovského potoka nalezeného Losertem (MZM-359). Jedná se o vzorek masivního barytu se vtroušenými zrnky chalkopyritu.

Primární inkluze v barytu jsou pouze jednofázové (kapalné), inkluze s obsahem plynu nebyly zjištěny. Tvar inkluzí je oválný, okrouhlý či nepravidelný a rozměry většinou velmi malé, okolo 2 μm. Výjimečně dosahují větších rozměrů nad 5 μm. Nejčastější jsou solitérní výskyty inkluzí.

Přítomny byly taktéž inkluze primárně sekundární a sekundární. Primárně-sekundární inkluze tvořily krátké řádky o několika inkluzích, byly jednofázové, kapalné, vzhledem k velmi malé velikosti nebyly změřeny žádné mikrotermometrické parametry u těchto inkluzí. Stejně tak tomu bylo i u inkluzí sekundárních, které utvářely řádky, které procházely skrz celá zrna.



**Obr. 52** Fluidní inkluze ve sfaleritu z Hrabůvky (HR-2) za pokojové teploty: a), b) Primární dvoufázové (plynokapalné) inkluze ve sfaleritu, c) primární inkluze a řádek sekundárních inkluzí ve sfaleritu, d) e) Sekundární tmavé inkluze uzavírané ve sfaleritu.

#### Mikrotermometrické měření fluidních inkluzí

Inkluze byly podrobeny kryometrickému měření, zamrzaly za teplot -47 až -61 °C. Při následném zahřívání byly zjištěny teploty tání posledního krystalu ledu, které byly v rozmezí od -11 až -19 °C (tab. 9). Eutektická teplota nebyla vzhledem k malé velikosti a špatným pozorovacím podmínkám inkluzí změřena.

#### 5.6.2 Výluhy fluidních inkluzí

Výluhy fluidních inkluzí byly analyzovány u třech vzorků, jednalo se o křemen starší generace (ZD-5), křemen mladší generace (ZD-8) a Fe-bohatý dolomit ze Zlatého dolu (ZD-3). U Fe-bohatého dolomitu byly analyzovány Na, K, Li, Cl, Br, F, I, NO<sub>3</sub>, SO<sub>4</sub> a u křemene také Ca a Mg (tab. 10), které u karbonátu vykazují nadhodnocené obsahy. U všech vzorků výrazně převažuje Na nad K, u vzorku ZD-3 je obsah Na 5,8 x vyšší než K. Křemen starší generace má z analyzovaných vzorků nejvyšší obsah Na, který je 12,9 x vyšší než obsah K. U křemene mladší generace je obsah Na 6,3 x vyšší než obsah K. Molární poměry K/Cl se pohybují od

0,03 u křemene starší generace až po 0,11 u Fe-bohatého dolomitu. Křemen mladší generace vykázal molární poměr K/Cl 0,06. Molární poměry Cl/Br jsou poměrně nízké, nejnižší poměr byl analyzován u křemene mladší generace (201), naopak nejvyšší u Fe-bohatého dolomitu (240). Starší křemen má molární poměr Cl/Br 208 (tab. 11). U Fe-bohatého dolomitu byl zjištěný vysoký obsah SO<sub>4</sub> (5879 ppb), který je dokonce vyšší než obsah Cl (5250 ppb). U obou vzorků křemene Cl výrazně převažuje nad SO<sub>4</sub>, u mladší generace je obsah Cl 107 x vyšší než SO<sub>4</sub>, u starší generace pak Cl převyšuje SO<sub>4</sub> dokonce 119 x. Mladší křemen vykázal nejvyšší obsah NO<sub>3</sub> (4320 ppb), kdežto u Fe-bohatého dolomitu byl analyzován obsah nejnižší (503 ppb). Starší křemen měl obsah NO<sub>3</sub> ve výluhu 1108 ppb. Obsahy Li a I jsou ve všech vzorcích velmi nízké, Br a F vykazují také poměrně nízké obsahy, nejvyšší obsah Br byl analyzován u staršího křemene (556 ppb), nejnižší pak u Fe-bohatého dolomitu (49 ppb), ve kterém byl naopak nejvyšší obsah F (284 ppb), nejnižší obsah byl zjištěn u mladšího křemene (19,5 ppb) (tab. 10).

### 5.7 Izotopické složení S, C a O

Bylo studováno izotopické složení S sulfidů vybraných minerálů ze zájmových lokalit. U starší generace galenitu ze Zlatého dolu byla stanovena hodnota  $\delta^{34}\text{S}$  -19,2 ‰ CDT a u mladší generace byla zjištěna mírně vyšší hodnota  $\delta^{34}\text{S}$  -16,8 ‰ CDT (tab. 10). Sfalerity z Uhřínova a Hrabůvky vykázaly vyšší a velmi podobné hodnoty  $\delta^{34}\text{S}$  (2,2 a 2,8 ‰ CDT; tab. 12).

Analyzováno bylo i izotopické složení uhlíku a kyslíku žilných karbonátů ze všech zájmových lokalit. Nejnižší hodnota  $\delta^{13}\text{C}$  (-7,9 ‰ PDB) byla zjištěna u hrubozrnného kalcitu ze Zlatého dolu (ZD-13; tab. 13), přičemž hodnota  $\delta^{18}\text{O}$  u téhož vzorku byla nejvyšší (18,6 ‰ SMOW). Nejvyšší hodnota  $\delta^{13}\text{C}$  (-1,7 ‰ PDB) byla naměřena u narůžovělého Fe-bohatého dolomitu z téže lokality (ZD-3), hodnota  $\delta^{18}\text{O}$  byla 13,1 ‰ SMOW. Kalcit i dolomit z Hrabůvky (HR-2) vykazovaly shodné hodnoty  $\delta^{13}\text{C}$  (-4,9 ‰ PDB) i  $\delta^{18}\text{O}$  (17,2 a 17,6 ‰ SMOW). U kalcitu z Bohuslávky (BOH-1) byla stanovena mírně nižší hodnota  $\delta^{13}\text{C}$  (-5,8 ‰ PDB) a  $\delta^{18}\text{O}$  mělo hodnotu 13,3 ‰ SMOW. Dolomit z Uhřínova (UH-1) měl naopak hodnotu  $\delta^{13}\text{C}$  o něco vyšší (-4,0 ‰ PDB) a  $\delta^{18}\text{O}$  bylo 16,2 ‰ SMOW. Kalcit z Olšovce (OL-1) vykazoval vyšší hodnotu  $\delta^{13}\text{C}$  (-4,7 ‰ PDB) než dolomit ze stejné lokality (-6,5 ‰ PDB). Hodnota  $\delta^{18}\text{O}$  byla u kalcitu 15,7 ‰ SMOW a u dolomitu 15,5 ‰ SMOW (tab. 13).

Izotopické složení kyslíku žilného křemene bylo studováno u starší a mladší generace křemene ze Zlatého dolu. Starší křemen ze vzorku ZD-5 měl hodnotu  $\delta^{18}\text{O}$  15,4 ‰ SMOW (tab. 13). U mladšího křemene (ZD-8) byla analyzována hodnota 15,2 ‰ SMOW.

**Tab. 9** Výsledky mikrotermometrického měření fluidních inkluzí v minerálech povariských žil ze zájmových lokalit.

Vzorek	Minerál	Geneze	Fázové složení (stupeň zaplnění)	Velikost (μm)	T <sub>mice</sub> (°C)	T <sub>h</sub> (°C)	T <sub>e</sub> (°C)	Salinita (hm. % NaCl ekv.)
ZD-3	Fe-bohatý dolomit	P	L, L+V (0,95)	2 až 7	-25,7 až -15,8	99 až 138	-55,7 až -46,8	19,5 až 26,3
		PS/S	L+V (0,95)	2 až 4	-4,3 až -0,5	49 až 62	-22,3 až -20,9	1,7 až 6,5
ZD-5	Křemen	P	L+V (0,70-0,95)	3 až 12	-4,1 až -7,0	182 až 293	-37,1 až -36,0	6,5 až 10,5
		S	L	4 až 7	-1,2 až -0,7			≈1,7
ZD-8	Křemen	P	L, L+V (0,70-0,95)	3 až 20	-22,8 až -16,2	77 až 134	-55,4 až -37,8	19,5 až 24,5
		PS	L, L+V (0,95)	2 až 5	-5,6 až -0,8	42 až 68	-23,2	1,7 až 9,2
		S	L	2 až 4	-4,3 až -0,3		-52,1 až -49,0	0,0 až 6,5
ZD-2	Křemen	P	L, L+V (0,95)	3 až 7	-26,0 až -22,3	99 až 201		24,2 až 26,3
ZD-13	Kalcit	P	L+V (0,70-0,95)	3 až 8	-27,6 až -18,4	116 až 139	-56,0 až -46,8	21,3 až 27,2
		PS	L	4 až 5	-0,3 až 0			0,0 až 0,4
		S	L, L+V (0,90-0,95)	4 až 8	-6,2 až -4,5	56 až 110	-37,3 až -36,8	7,0 až 9,2
ZD-38	Kalcit	P	L+V (0,95)	2 až 10	-22,1 až -16,4	68 až 94	-52,1 až -43,1	19,5 až 24,2
HR-2	Sfalerit	P	L+V (0,95)	2 až 8	-20,7 až -10,5	82 až 120	-52,1 až -44,8	15,0 až 23,1
		S	L, L+V (0,95)	2 až 5	-6,2 až -2,7	75 až 122	-37,8 až -22,1	5,0 až 9,2
	Kalcit	P	L+V (0,95)	2 až 7	-21,2 až -16,6	48 až 75	-56,7 až -46,1	20,2 až 23,1
		S	L, L+V (0,95)	2 až 5	-6,2 až -0,8	38 až 52	-25,4 až -21,8	1,7 až 9,2
	Dolomit st.	P	L+V (0,95)	3 až 13	-24,8 až -18,6	95 až 135	-56,8 až -48,2	21,7 až 25,6
	Dolomit ml.	P	L+V (0,95)	2 až 9	-21,3 až -19,2	65 až 87	-53,1 až -46,8	21,7 až 23,1
	Křemen	P	L, L+V (0,95)	2 až 6	-24,2 až -16,3	89 až 115	-55,7 až -43,4	19,5 až 25,0
		PS	L	2 až 5	-2,3 až -0,6			1,7 až 3,4
HR-7	Dolomit	P	L+V (0,95)	2 až 7	-21,2 až -18,7	100 až 126	-52,2 až -42,3	21,7 až 23,1
OL-1	Dolomit st.	P	L, L+V (0,95)	2 až 10	-22,7 až -15,5	67 až 89	-56,7 až -45,1	19,5 až 24,5
		P	L+V (0,95)	2 až 8	-24,3 až -16,7	72 až 84	-57,2 až -42,8	20,2 až 25,0
	Kalcit	P	L+V (0,95)	2 až 5	-18,1 až -8,2	53 až 73	-23,2 až -11,6	11,7 až 21,0
		S	L, L+V (0,95)	2 až 4	-5,8 až -2,7	38 až 54		5,0 až 9,2
UH-1	Dolomit	P	L, L+V (0,95)	4 až 16	-21,4 až -17,2	97 až 112	-54,2 až -45,4	20,2 až 23,1
		PS/S	L+V (0,95)	2 až 6	-4,0 až -0,8	62 až 67		1,7 až 6,5
	Křemen	P	L+V (0,95)	2 až 9	-20,4 až -15,6	107 až 124	-55,3 až -47,6	19,5 až 22,4
		S	L	2 až 4	-1,1 až -0,2			0,0 až 1,7
	Sfalerit	P	L+V (0,95)	3 až 8	-21,3 až -12,1	89 až 125	-52,1 až -44,8	16,0 až 23,1
MZM-350	Baryt	P	L	2 až 7	-18,6 až -10,8			15,0 až 21,7
BOH-1	Kalcit	P	L+V (0,95)	2 až 6	24,9 až -21,0	67 až 103	-56,7 až -36,8	23,1 až 25,6
		S	L, L+V (0,95)	2 až 4	-4,1 až -0,6	57 až 63		1,7 až 6,5
	Křemen	P	L, L+V (0,95)	2 až 6	-21,3 až -17,9	80 až 137	-52,1 až -22,9	21,3 až 23,1
PEK-1	Dolomit	P	L, L+V (0,95)	2 až 8	-20,8 až -16,9	70 až 82	-56,2 až -48,5	20,2 až 23,1
		PS/S	L, L+V (0,95)	2 až 5	-6,8 až -2,1	50 až 57	-53,9 až -46,1	3,4 až 10,5

**Tab. 10** Analýzy výluhů fluidních inkluzí v křemenech a Fe-bohatém dolomitu ze Zlatého dolu (obsahy v ppb).

	Li	Na	K	Mg	Ca	F	Cl	Br	I	NO <sub>3</sub>	SO <sub>4</sub>
ZD-3 Fe bohatý dolomit	-	3578	616			284	5250	49	5,1	503	5880
ZD-5 křemen s galenitem	48	21440	1663	375	7196	115	51341	556	3,5	1108	433
ZD-8 křemen s chalkopyritem	11	12913	2056	312	5957	20	31883	358	3,7	4320	298



**Tab. 11** Vypočtené molární poměry aniontů a kationtů z výluhů fluidních inkluzí v křemenech a Fe-bohatém dolomitu ze Zlatého dolu.

	K/ Na	Na/ K	Mg/ Na	Ca/ Na	Br/ Na	Mg/ Cl	Na/ Cl	Br/ Clx10 <sup>3</sup>	I/ Clx10 <sup>6</sup>	K/ Cl	Ca/ Cl	Cl/ Br	Cl/ SO <sub>4</sub>	Na/ Br
ZD-3	0,10	5,81			0,004		1,05	4,17	270	0,11		240	0,89	252
ZD-5	0,05	12,89	0,02	0,19	0,01	0,01	0,64	4,81	19,34	0,03	0,12	208	119	134
ZD-8	0,09	6,28	0,02	0,26	0,01	0,01	0,62	4,98	32,25	0,06	0,17	201	107	125

**Tab. 12** Izotopické složení sulfidů z rudních žil ze zájmových lokalit a vypočtené hodnoty  $\delta^{34}S_{fluid}$ .

Vzorek	$\delta^{34}S$ (‰ CDT)	$\delta^{34}S_{fluid}$ (‰ CDT)	Th (°C)
Zlatý důl - galenit (mladší) (ZD-8)	-16,8		
Zlatý důl - galenit (starší) (ZD-5)	-19,2		
Uhřínov – sfalerit (UH-2)	2,2	1,4 až 1,6	89 až 125
Hrabůvka – sfalerit (HR-2)	2,8	2,0 až 2,2	82 až 120

**Tab. 13** Izotopické složení uhlíku a kyslíku žilných karbonátů ze zájmových lokalit a izotopické složení kyslíku křemene ze Zlatého dolu a vypočítané izotopové složení matečných fluid.

Vzorek	$\delta^{13}C$ (‰ PDB)	$\delta^{13}C_{fluid}$ (‰ PDB)	$\delta^{18}O$ (‰ PDB)	$\delta^{18}O$ (‰ SMOW)	$\delta^{18}O_{fluid}$ (‰ SMOW)	Th (°C)
Bohuslávky – kalcit (BOH-1)	-5,8	-12,1 až -9,7	-17,1	13,3	-7,8 až -3,5	67 až 103
Olšovec – kalcit (OL-1)	-4,7	-13,8 až -12,2	-14,8	15,7	-10,5 až -7,5	36 až 53
Zlatý důl - kalcit (ZD-13)	-7,9	-11,0 až -9,9	-11,9	18,6	3,1 až 5,2	116 až 139
Uhřínov – dolomit (UH-1)	-4,0	-9,7 až -8,7	-14,6	16,2	-2,6 až -0,8	97 až 112
Zlatý důl – dolomit (ZD-3)	-1,7	-7,2 až -5,0	-17,3	13,1	-5,4 až -1,3	99 až 138
Hrabůvka – kalcit (HR-2)	-4,9	-12,8 až -10,6	-13,2	17,2	-6,9 až -2,8	48 až 75
Olšovec – dolomit st. (OL-1)	-6,5	-14,6 až -12,8	-14,9	15,5	-7,6 až -4,3	67 až 89
Hrabůvka – dolomit (HR-2)	-4,9	-10,8 až -8,3	-13,1	17,4	-2,6 až 1,7	95 až 135
Zlatý důl – křemen (ZD-8)				15,2	-9,4 až -1,8	77 až 134
Zlatý důl – křemen (ZD-5)				15,4	2,5 až 8,1	182 až 295

## 5.8 Izotopické složení Pb

Bylo studováno izotopické složení Pb ve dvou vzorcích galenitu z rudních žil ze Zlatého dolu (vzorky ZD-5 a ZD-73) a v horninovém vzorku (jílová břidlice) z téže lokality. Analyzovány byly izotopické poměry  $^{206}Pb/^{207}Pb$  a  $^{208}Pb/^{206}Pb$ . Vyšší izotopický poměr  $^{206}Pb/^{207}Pb$  byl analyzován u galenitu ze vzorku ZD-5 (1,1738), nižší naopak u mladšího galenitu (ZD-73) (1,1635). Poměr  $^{208}Pb/^{206}Pb$  je nižší u staršího galenitu (2,0984) a vyšší u galenitu mladšího (2,1088). Výsledky analýz jsou uvedeny v tab. 14.

**Tab. 14** Výsledky analýz izotopického složení Pb.

Vzorek	$^{206}Pb/^{207}Pb$		$^{208}Pb/^{206}Pb$		U (ppm)	Pb (ppm)
		$\sigma$		$\sigma$		
Jílová břidlice	1,1698	0,003	2,1052	0,006	3,5	5,4
Galenit ml. (ZD-73)	1,1635	0,006	2,1088	0,01		
Galenit st. (ZD-5)	1,1738	0,004	2,0984	0,005		

## 6 Diskuze

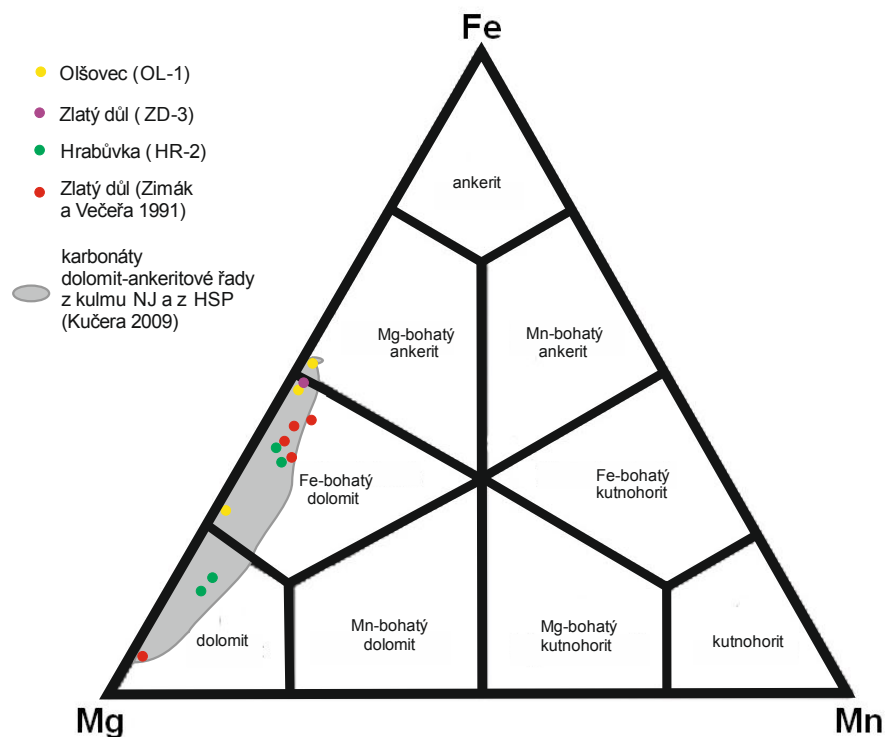
### 6.1 Mineralogie

Z mineralogického hlediska se rudní žíly na studovaných lokalitách liší jak texturně, tak i zastoupením jednotlivých minerálů. Ve Zlatém dole je hlavním hlušivým minerálem křemen, který převažuje nad karbonáty (dolomitickým karbonátem a kalcitem), na všech ostatních lokalitách je tomu naopak. Karbonáty převažují a křemen většinou tvoří jen tenké pásy při okrajích žil. Tento minerál bývá nejstarším minerálem na žilách, nasedá přímo na horninu. Z rudních minerálů dominuje ve Zlatém dole chalkopyrit, o něco méně je zastoupen galenit. Stejně tak je tomu i na žilách v Bohuslávkách. V Hrabůvce, Olšovci a Uhřínově je nejvíce zastoupeným sulfidem sfalerit. Na lokalitách Zlatý důl, Olšovec a Hrabůvka byl díky mineralogickému studiu a mikrotermometrickému studiu fluidních inkluzí prokázán vícefázový vznik mineralizace. Na lokalitě Zlatý důl byly zjištěny dvě generace křemene a sulfidických minerálů (galenitu a chalkopyritu), v Hrabůvce i Olšovci byly zastiženy dvě generace dolomitického karbonátu. Lokality Hrabůvka a Olšovec leží v blízkosti významných zlomů směru SV-JZ, které omezují kulm Nízkého Jeseníku od Moravské brány a nedaleko významného bělského zlomu. Lokalita Zlatý důl je situována nedaleko zlomů SSV-JJZ směru, které omezují kulm Nízkého Jeseníku od Hornomoravského úvalu. Je velmi pravděpodobné, že podél těchto dlouhožijících zlomů fluida migrovala, stejného názoru je i Kučera (2009).

Dle klasifikace Trdličky a Hoffmana (1976) spadají karbonáty ze studovaných lokalit do pole dolomitu či Fe-bohatého dolomitu, pouze v jednom případě padla analýza karbonátu z Olšovce do pole Mg-bohatého ankeritu (obr. 53). Karbonáty ze Zlatého dolu, analyzované Zimákem a Večeřou (1991), spadají do pole Fe-bohatého dolomitu, pouze v jednom případě se jednalo o dolomit (obr. 53). Kučera (2009) uvádí analýzy karbonátů z ostatních lokalit v rámci kulmu Nízkého Jeseníku. Chemické složení karbonátů je v rozmezí 8,3 až 21,3 hm. % MgO, 0,1 až 19,4 hm. % FeO a 0,0 až 3,8 hm. % MnO. Z hornoslezské pánve analyzoval výše zmíněný autor karbonáty dolomit-ankeritové řady, které obsahovaly 8,0 až 18,1 hm. % MgO, 3,8 až 17,8 hm. % FeO a 0,5 až 3,1 hm. % MnO. Z Hrabůvky uvádí Kučera (2009) i nález mladší dolomitové žilky, která obsahuje 8,7 až 8,9 hm. % ZnO. Jelikož studované karbonáty obsahují velké množství Fe (viz tab. 5), nebylo možné pozorovat zonálnost v katodové luminiscenci. Tato zonálnost byla pozorovatelná pouze v obraze BSE (viz obr. 26 b, 40 a, 44 b).

Na sekundární minerály je nejvíce bohatá lokalita Zlatý důl, zjištěny byly např. cementační ryzí měď, stříbro, bornit, chalkozín, covellín a řada dalších minerálů (viz tab. 1), na ostatních lokalitách je asociace sekundárních minerálů poměrně chudá. Většinou je nalézán pouze limonit a malachit. Nový je nález bornitu ze vzorku žiloviny z údolí Uhřínovského potoka (UH-1)

(Kotlánová a Dolníček 2014 a). Jedná se teprve o druhý nález sekundárního bornitu na hydrotermální žíle z oblasti kulmu Nízkého Jeseníku. Dosud byl popsán pouze ze Zlatého dolu (Kotlánová a Dolníček 2014 b) z rudní žíly tvořené křemenem a sulfidickými minerály, kde tvořil lamely v pyritu a chalkopyritu. Tento bornit ze vzorku UH-1 zatlačuje společně s pyritem, chalkozímem a covelinem chalkopyrit, který je uzavírán v dolomitickém karbonátu.

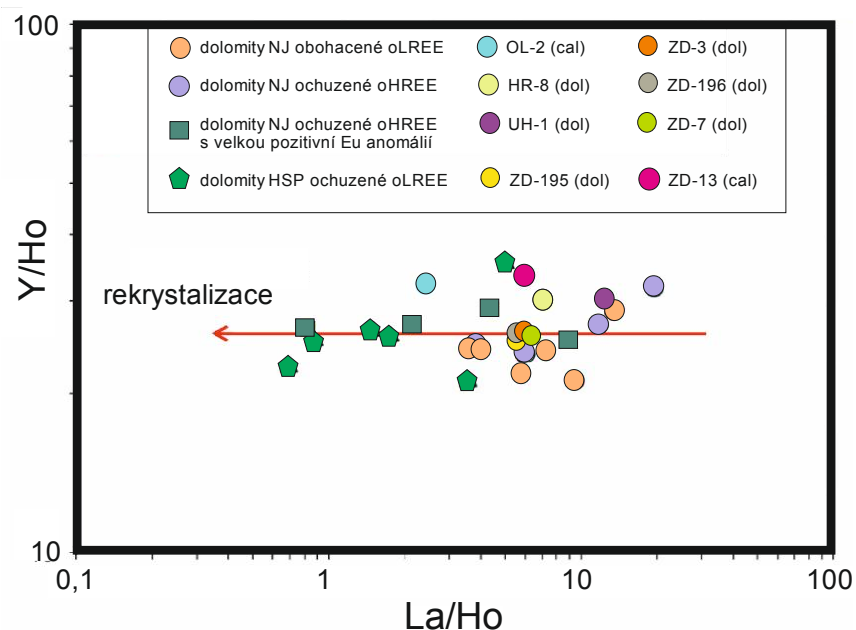


**Obr. 53** Klasifikační diagram karbonátů dolomitové skupiny podle Trdličky a Hoffmana (1976) s projekčními body WDX analýz karbonátů ze zájmových lokalit. Pro lokalitu Zlatý důl byla data převzata od Zimáka a Večeři (1991), pro ostatní lokality kulmu Nízkého Jeseníku a hornoslezské pánve byla data převzata z Kučery (2009) a Zimáka a kol. (2002).

V rámci diplomové práce byly na rudních žilách ze Zlatého dolu zjištěny z lokality dosud nepopsané minerály: primární baryt, minerály ze skupiny crandallitu a karbonáty vzácných zemin (synchysit). Baryt je vázán na mladší generaci křemene a obsahuje zvýšené obsahy Sr (0,49 a 3,91 hm. %) a Al (0,40 a 0,47 hm. %). Obsahy Sr jsou podobné jako v již dříve analyzovaných barytech z ostatních lokalit kulmu Nízkého Jeseníku. Podobné obsahy Sr (až 3,55 hm. %) byly zjištěny např. v barytu z lomu v Podhůře u Lipníka nad Bečvou (Kučera 2009). Naopak nižší obsahy Sr vykázal např. baryt z Nejdku (0,39 hm. %) (Zimák 2002).

U dolomitů rudních žil ze Zlatého dolu došlo k významné frakcionaci REE během interakce fluid s okolními horninami. Chondritem normalizované distribuce prvků vzácných zemin ukazují na nabohacení dolomitů o lehké a středně těžké prvky vzácných zemin ( $\Sigma\text{REE}$  v rozmezí 131 až 178 ppm,  $\text{La}_{\text{CN}}/\text{Yb}_{\text{CN}}=1,66$  až 1,94) a stálou slabě negativní Eu anomálii (0,83

až 0,85) (viz obr. 46), která může poukazovat na to, že při krystalizaci nedošlo k výrazné změně Eh matečných fluid (Rozendaal a Stadler 2001, Lee a kol. 2003). Podobné hodnoty Eu anomálie byly zjištěny u kalcitu ze Zlatého dolu a u dolomitu z Hrabůvky. Naopak slabě pozitivní Eu anomálii vykázal dolomit z Uhřínova (1,32) a kalcit z Olšovce (1,00), u kterých zřejmě došlo k mírné změně Eh roztoku formujícího tyto mineralizace. Pozitivní Eu anomálie poukazuje na nárůst Eh roztoku, který měl původně nízké Eh (Guo a kol. 2010). Dolomitický karbonát z Hrabůvky je vůči dolomitům ze Zlatého dolu i Uhřínova více nabohacen o HREE ( $\Sigma\text{REE} = 147$  ppm,  $\text{La}_{\text{CN}}/\text{Yb}_{\text{CN}}=1,19$ ) (viz obr. 46). U dolomitu z Uhřínova byly zjištěny nejnižší obsahy REE (81 ppm). Spektrum REE u kalcitu ze Zlatého dolu i Olšovce je téměř ploché, bez výraznějšího nabohacení o REE ( $\Sigma\text{REE}$ : OL-1 = 17 ppm a ZD-13 = 25 ppm), což může poukazovat na velmi rychlou krystalizaci těchto minerálů či jejich rekrystalizaci. Posledně zmíněnou teorii podporuje i nízký poměr La/Ho (2,6) v kalcitu z Olšovce. Podobné nízké hodnoty zjistil i Kučera (2009) u dolomitů z hornoslezské pánve a u některých dolomitů z Nížkého Jeseníku, které jsou ochuzené o HREE (obr. 54). Naopak nabohacení dolomitů o LREE a vyšší poměry La/Ho (5,6 až 14,4) v dolomitech i kalcitech rudních žil mohou být dokladem toho, že nedošlo k výraznější rekrystalizaci těchto minerálů (Möller a kol. 1998).

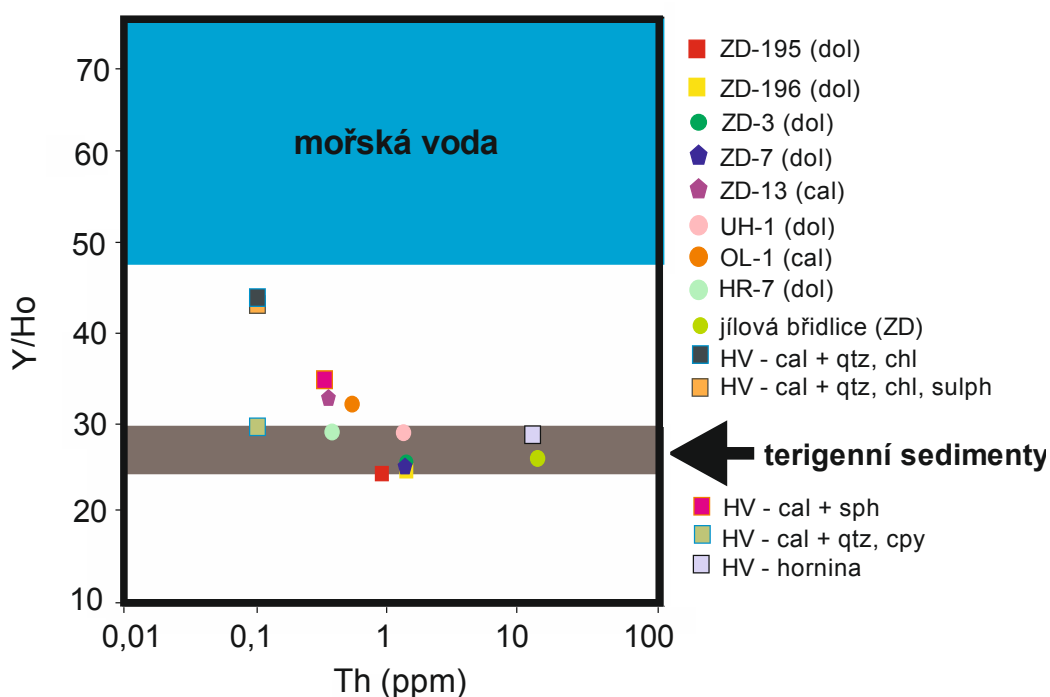


**Obr. 54** Diagram  $\text{La}/\text{Ho}$  vs.  $\text{Y}/\text{Ho}$  v karbonátech povariských žil ze zájmových lokalit. Srovnávací data pro dolomity z Nížkého Jeseníku a hornoslezské pánve byla převzata z Kučery (2009).

Poměry  $\text{Y}/\text{Ho}$  (25 až 33) v karbonátech studovaných žil přibližně korelují s poměrem  $\text{Y}/\text{Ho}$  v jílové břidlici ze Zlatého dolu (27), v kulmském sedimentu z Hrubé Vody (Dolníček a kol. 2003) i v dalších terigenních sedimentech (Zhao a kol. 2013). Poměr  $\text{Y}/\text{Ho}$  v mořské vodě je

v rozmezí 47 až 77 (Bau a Dulski 1994). Jak je zřejmé z grafu Th vs. Y/Ho, karbonáty povariských žil mají nižší poměry Y/Ho než karbonáty ze syntektonických žil z Hrubé Vody (HV cal + qtz, chl, HV cal + qtz, chl, sulph), u kterých se poměr Y/Ho téměř shoduje s Y/Ho v mořské vodě (obr. 55). U karbonátů povariských žil je naopak zřejmé, že fluida byla více ovlivněna horninovým prostředím terigenních sedimentů (obr. 55).

U minerálů syntektonických žil byly dle výzkumu Dolníčka a kol. (2003) zjištěny nízké obsahy Th (0,1 ppm), nepatrně vyšší obsahy byly zjištěny v této práci u dolomitů ze Zlatého dolu a Uhřínova (obr. 55). Slabě zvýšené obsahy Rb a Zr ve vzorcích dolomitu z Uhřínova a Hrabůvky (UH-1 a HR-7) jsou zřejmě způsobeny znečištěním separovaného minerálu okolní horninou. Zvýšené obsahy Ba v dolomitu z Uhřínova mohou svědčit pro minerální uzavřeniny barytu, který byl z této oblasti nalezen Losertem (1957, 1962). Zvýšené obsahy Sr byly zjištěny u dolomitu z Uhřínova (190 ppm), kalcitu z Olšovce (108 ppm) a ze Zlatého dolu (119 ppm). V kalcitech bývá Sr poměrně častou příměsí (Chang a kol. 1995), Sr může vstupovat i do struktury dolomitu, kde zastupuje Ca (Warren 2000).



**Obr. 55** Diagram Th vs. Y/Ho v dolomitech, kalcitech a kulmských sedimentech ze zájmových lokalit, graf převzat ze Zhaa a kol. (2013) a upraven dle dat Baua a Dulského (1994) pro mořskou vodu. Data pro kalcity a horninový vzorek z Hrubé Vody (HV) byla převzata z Dolníčka a kol. (2003).

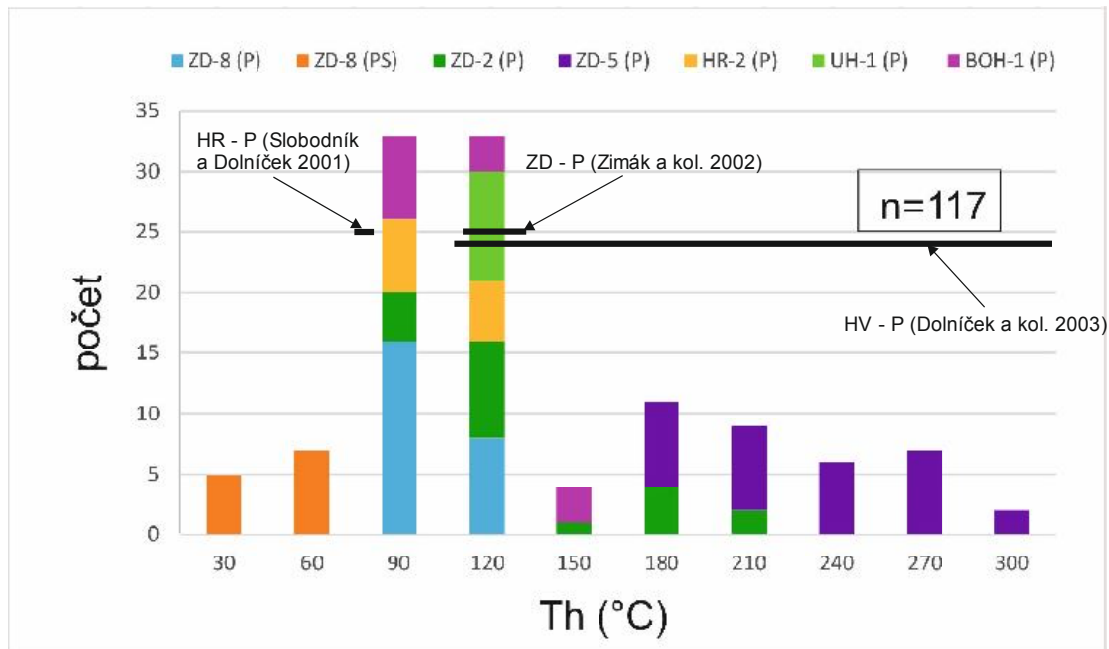
## 6.2 Složení a původ fluid

Mikrotermometricky byly studovány fluidní inkluze v křemenech, dolomitech, kalcitech, sfaleritech a barytu rudních žil a u křemenů a dolomitu ze Zlatého dolu byly analyzovány

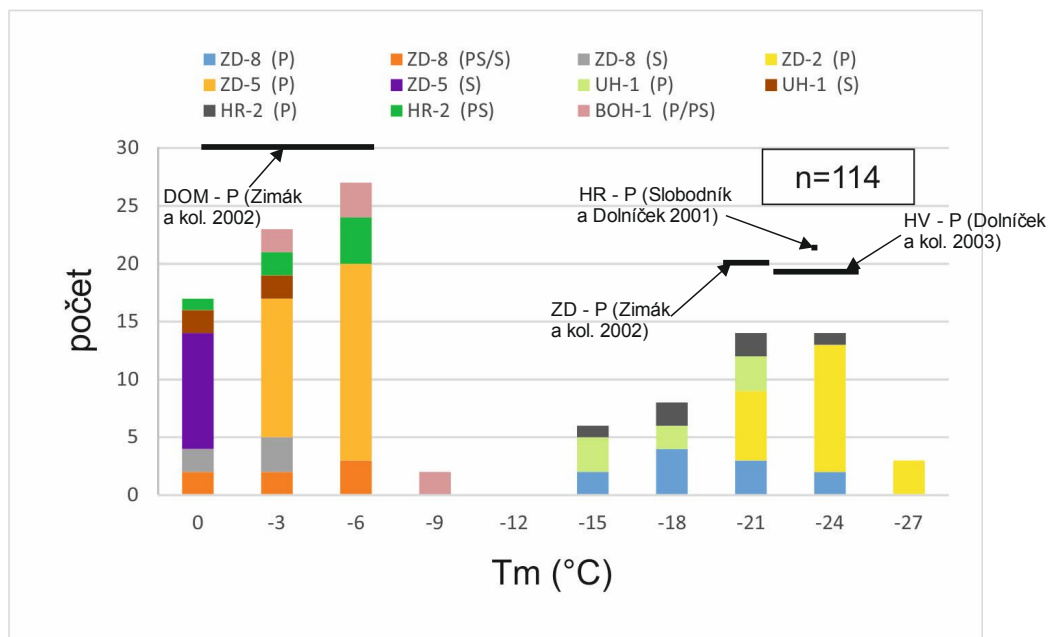
výluhy fluidních inkluzí. Vlastním měřením byl zjištěn pouze jeden základní typ fluid uzavíraný ve fluidních inkluzích:

- 1) H<sub>2</sub>O-soli – Tento typ je přítomen hojně ve všech fluidních inkluzích minerálů studovaných rudních žil. Převažujícími solemi jsou chloridy Na a Ca, méně pak K, Mg, Fe. V některých vzorcích ze Zlatého dolu byly analyticky, ve výluzích fluidních inkluzí, zjištěny i sírany a dusičnany.

Z hlušinových minerálů je dle makroskopického i mikroskopického studia na žilách nejstarší křemen, který nasedá přímo na horninu. V křemenech byla zjištěna fluida systému H<sub>2</sub>O-NaCl-CaCl<sub>2</sub>-(KCl-MgCl<sub>2</sub>-FeCl<sub>2</sub>). Nejvyšší homogenizační teploty primárních fluidních inkluzí (až 290 °C) byly zjištěny u starší generace křemene ze Zlatého dolu (ZD-5). Takto vysoké hodnoty však nemusí být zcela reálné, mohlo se stát, že během přípravy vzorku došlo k porušení hermetičnosti inkluzí. Nicméně vzhledem k vysoké mechanické odolnosti křemene není tato možnost příliš pravděpodobná. Křemen (ZD-5) v sobě uzavírá nízko až středně salinní (2 až 10 hm. % NaCl ekv.) fluida systému H<sub>2</sub>O-NaCl-(CaCl<sub>2</sub>-KCl). Obsah Na ve fluidech u vzorku ZD-5 je 3x vyšší než obsah Ca a poměr Ca: K je 4,3:1. Analyticky byl zjištěn i vyšší obsah NO<sub>3</sub> ve fluidech. Tato studovaná křemenná mineralizace ze vzorku ZD-5 může být pozdně variského stáří, tak jako uvažuje Dolníček a kol. (2003) o obdobných křemenných žilách s galenitem, které jsou nalézány v nedalekém lomu v Hrubé Vodě. Měřené Th v křemenu z těchto žil jsou však nižší (77 až 154 °C pro inkluze s podílem plynné fáze do 5-ti obj. %, inkluze s větším obsahem plynu mají Th pravděpodobně vyšší, až více než 350 °C, ty však nebyly měřeny). Studovaná křemenná mineralizace ze Zlatého dolu (ZD-5) pravděpodobně vznikala ve větších hloubkách. Nižší homogenizační teploty byly zjištěny i u primárních inkluzí v křemenu mladší generace (ZD-2 a ZD-8) a u křemenů z ostatních lokalit (obr. 56), přičemž nejnižší homogenizační teploty byly naměřeny u vzorků ZD-8, BOH-1 a HR-2, nejvyšší pak u vzorku ZD-2. Teploty tání posledního krystalku ledu u primárních inkluzí jsou poměrně nízké, nejnižší hodnoty byly naměřeny u vzorku ZD-2 (až -24,2 °C), vyšší pak u vzorku HR-2, UH-1 a BOH-1 (obr. 57). Křemen mladší generace ze vzorku ZD-8 uzavírá vysokosalinní (20 až 25 hm. % NaCl ekv.) fluida s Na, Ca a K chloridy, homogenizační teploty jsou v rozmezí od 77 do 134 °C a obsah NO<sub>3</sub> (4320 ppb) je vyšší než u křemene starší generace (ZD-5). V křemenech z většiny lokalit jsou uzavírány také PS či S inkluze, které mají nízké teploty homogenizace (do 68 °C u vzorku ZD-8). Většinou není plynná fáze přítomna vůbec, což také ukazuje na velmi nízkou teplotu zachycení těchto fluid (okolo 50 °C) (Huraiová a kol. 2002). Tato fluida mají vysoké teploty tání posledního krystalku ledu a tudíž i odvozené salinity (obr. 57, viz tab. 8).



**Obr. 56** Histogram četnosti naměřených teplot homogenizace uzavíraných ve fluidních inkluzích v křemenech povariských rudních žil ze zájmových lokalit a srovnání s již dříve publikovanými daty z Hrabůvky, Zlatého dolu a Hrubé Vody.



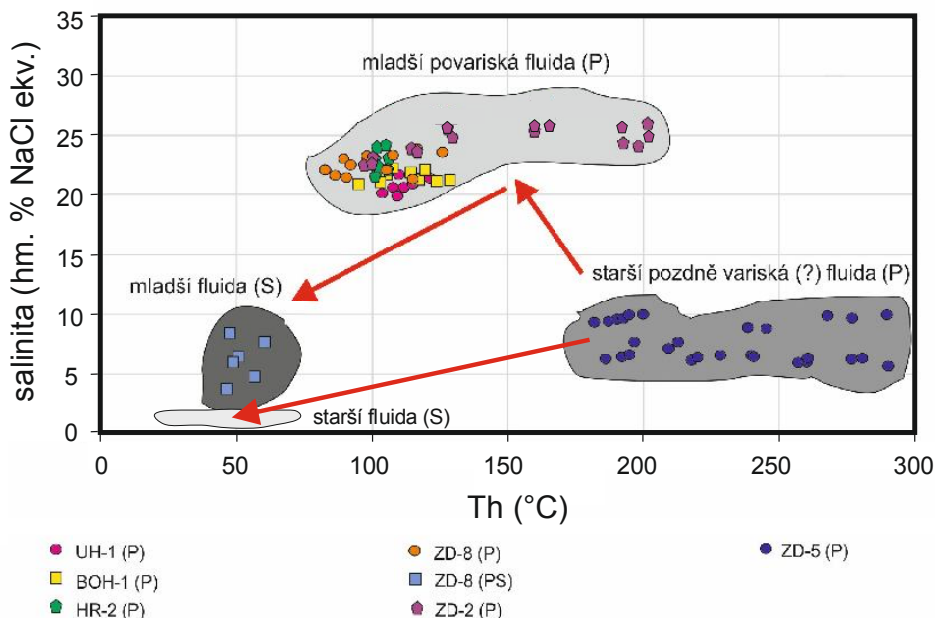
**Obr. 57** Histogram četnosti naměřených teplot tání posledního krystalu ledu fluidních inkluzí v křemenech povariských rudních žil ze zájmových lokalit a srovnání s dříve publikovanými daty pro Hrabůvku, Zlatý důl, Hrubou Vodu a Domašov nad Bystřicí.

V diagramu Th vs. salinita fluidních inkluzí uzavíraných v křemenech rudních žil jsou pozorovatelné dva vývojové trendy (obr. 58):

- 1) Vývoj od starších středněteplotních (182 až 293 °C) (pozdně variských ?) níže až středně salinních (6 až 10 hm. % NaCl) fluid systému  $H_2O-NaCl-(FeCl_2-MgCl_2)$  v primárních

inkluzích u staršího křemene ze Zlatého dolu (ZD-5) směrem k nízkoteplotním (<50 °C), nízkosalinním fluidům (okolo 2 hm. % NaCl ekv.) v sekundárních inkluzích z tatáž vzorku.

- 2) Vývoj od středně teplotních (77 až 201 °C), výše salinních (19 až 27 hm. % NaCl ekv.) mladších fluid systému  $H_2O-NaCl-CaCl_2-(MgCl_2-FeCl_2)$  v primárních inkluzích směrem k nízkoteplotním (<50 až 68 °C), nízkosalinním (0 až 9 hm. % NaCl) fluidům systému  $H_2O-NaCl-(CaCl_2-KCl)$  v sekundárních, případně primárně-sekundárních inkluzích.



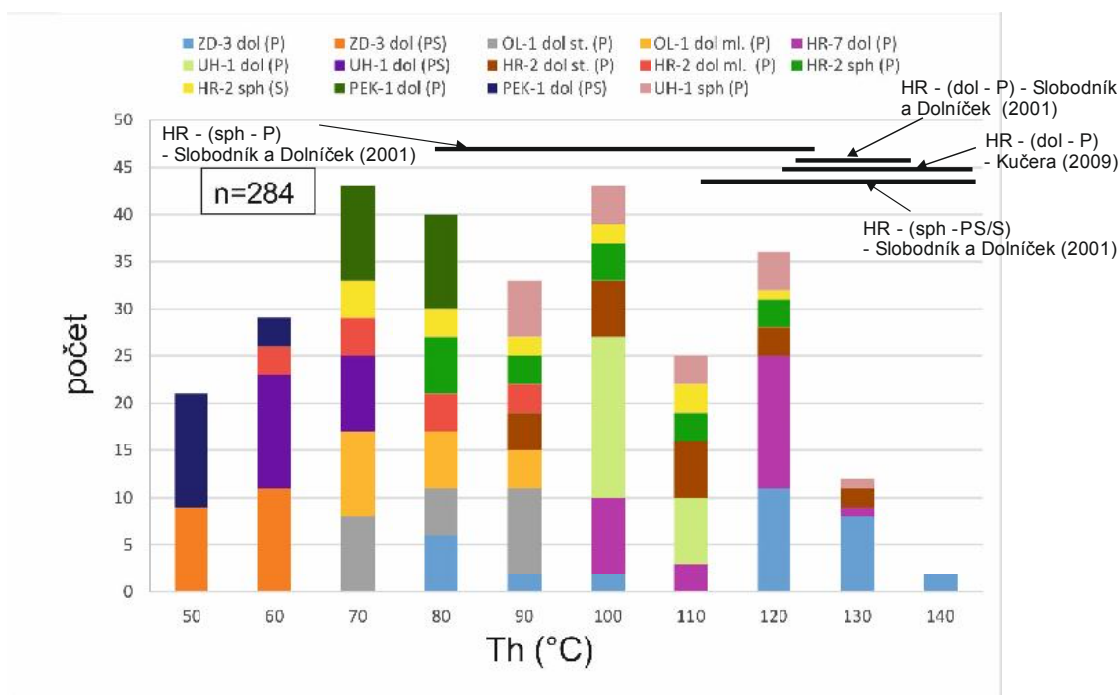
**Obr. 58** Diagram  $Th$  vs. salinita fluidních inkluzí uzavíraných v křemenech povariských žil ze zájmových lokalit, šipky značí vývojový trend.

Nejvyšší homogenizační teploty primárních inkluzí v dolomitech byly naměřeny u vzorků ze Zlatého dolu (až 138 °C) a Hrabůvky (až 135 °C), nízké pak u dolomitu z Pekelského údolí, u mladší generace dolomitu z Hrabůvky a u dolomitů z Olšovce (obr. 59). Teploty tání posledního krystalu ledu jsou v poměrně širokém rozmezí (od -26 do -16 °C), přičemž nejčastěji byly měřeny teploty od -16,5 do -22,5 °C (obr. 60). V primárních inkluzích jsou uzavírána fluida systému  $H_2O-NaCl-CaCl_2$ . V sekundárních inkluzích dominují fluida s Na chloridy (ZD-3), méně pak s Na-Ca chloridy (PEK-1). Fe-bohatý dolomit ze Zlatého dolu v sobě uzavírá nížeteplotní (99 až 138 °C), výšesalinní (20 až 26 hm. % NaCl ekv.) fluida systému  $H_2O-NaCl-CaCl_2$ . Analyzován byl také vysoký obsah  $SO_4$  ve fluidech, který je dokonce vyšší než obsah Cl (molární poměr  $SO_4/Cl$  je 1,12).

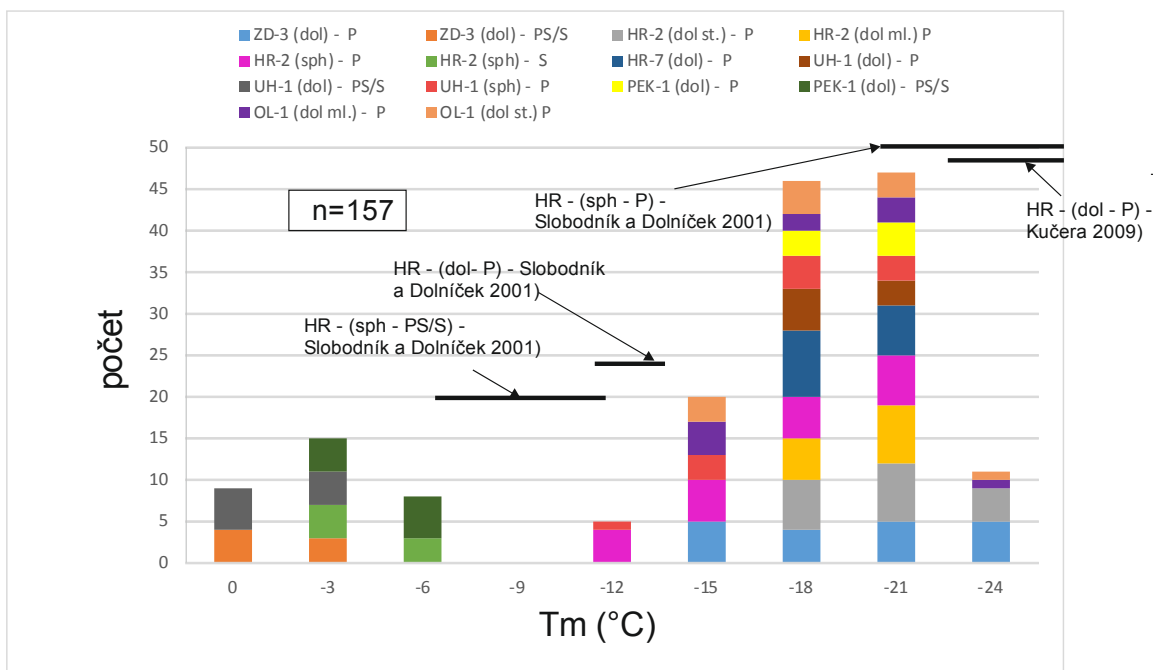


V diagramu Th vs. salinita (obr. 61) je znatelný vývojový trend od starších nížeteplotních (65 až 138 °C), výšesalinních (19 až 26 hm. % NaCl ekv.) fluid uzavíraných v primárních inkluzích, směrem k nízkosalinním (2 až 10 hm. % NaCl ekv.), nízkoteplotním (<50 až 62 °C) fluidům uzavíraným v primárně sekundárních inkluzích.

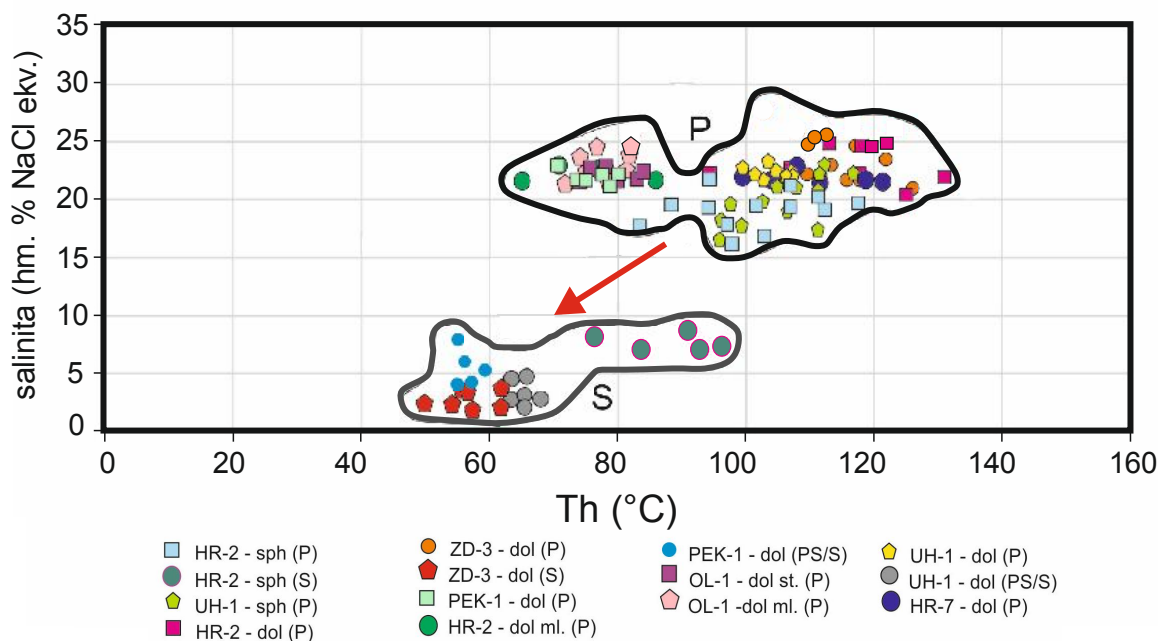
Ve sfaleritech jsou uzavírána obdobná fluida jako v dolomitech, ovšem průměrné teploty tání posledního krystalu ledu jsou vyšší a tudíž vypočtené salinity jsou nižší (15 až 23 hm. % NaCl ekv. u P inkluzí) (viz obr. 60). Inkluze ve sfaleritu z Uhřínova mají nepatrně vyšší teploty homogenizace (89 až 124 °C) než inkluze ve sfaleritu z Hrabůvky (82 až 120 °C) (viz obr. 59), teplota tání posledního krystalku ledu a odvozená salinita jsou na obou lokalitách velmi podobné (viz obr. 60). V primárních inkluzích jsou uzavírána fluida systému H<sub>2</sub>O-NaCl-CaCl<sub>2</sub> (Borisenko 1977). V sekundárních inkluzích ve sfaleritech eutektická teplota indikuje systém H<sub>2</sub>O-NaCl-KCl-(MgCl<sub>2</sub>-FeCl<sub>2</sub>-CaCl<sub>2</sub>) (Borisenko 1977). Zajímavé jsou poměrně vysoké teploty Th těchto inkluzí ze sfaleritu z Hrabůvky (až 121 °C), které v některých případech převyšují i naměřené Th u inkluzí primárních. I Slobodník a Dolníček (2001) zjistili podobná mikrotermometrická data ve sfaleritu z jiné rudní žíly z Hrabůvky, přičemž sekundární inkluze dle jejich měření vykazovaly dokonce ještě vyšší teploty (až 155 °C). Autoři předpokládají výstup fluid z větších hloubek. Kučera (2009) uvažuje o hluboké cirkulaci meteorických vod v interakci s vysokosalinními fluidy.



**Obr. 59** Histogram četnosti naměřených teplot homogenizace fluidních inkluzí v dolomitech a sfaleritech povariských rudních žil ze zájmových lokalit a srovnání s již dříve publikovanými daty pro Hrabůvku.



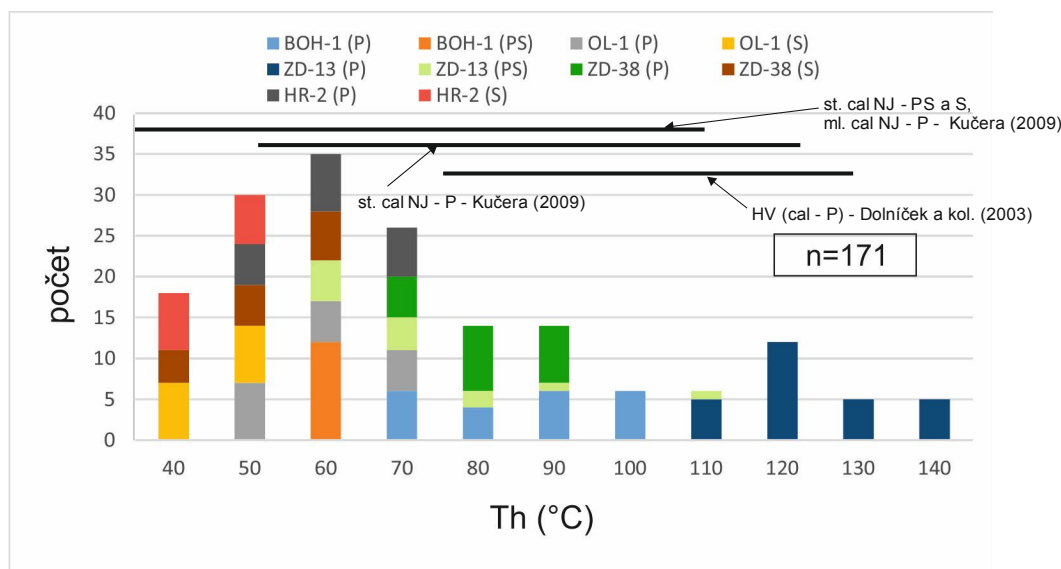
**Obr. 60** Histogram četnosti teplot tání ledu fluidních inkluzí v dolomitech a sfaleritech povariských rudních žil ze zájmových lokalit a srovnání s dříve publikovanými daty pro Hrabůvku.



**Obr. 61** Diagram  $Th$  vs. salinita fluidních inkluzí uzavřených v dolomitech a sfaleritech povariských žil ze zájmových lokalit, šipka značí vývojový trend.

V kalcitech byly zjištěny čtyři systémy fluid uzavřených ve fluidních inkluzích. Fluida systému  $H_2O-NaCl-CaCl_2$  jsou uzavírána v primárních inkluzích ve vzorcích ZD-13, ZD-38, HR-2 a BOH-1. V kalcitu z Olšovice byly zjištěny dva systémy fluid v primárních inkluzích v kalcitu:  $H_2O-NaCl-(KCl)$  a  $H_2O-KCl$ . V P inkluzích ve vzorku BOH-1 jsou kromě fluid

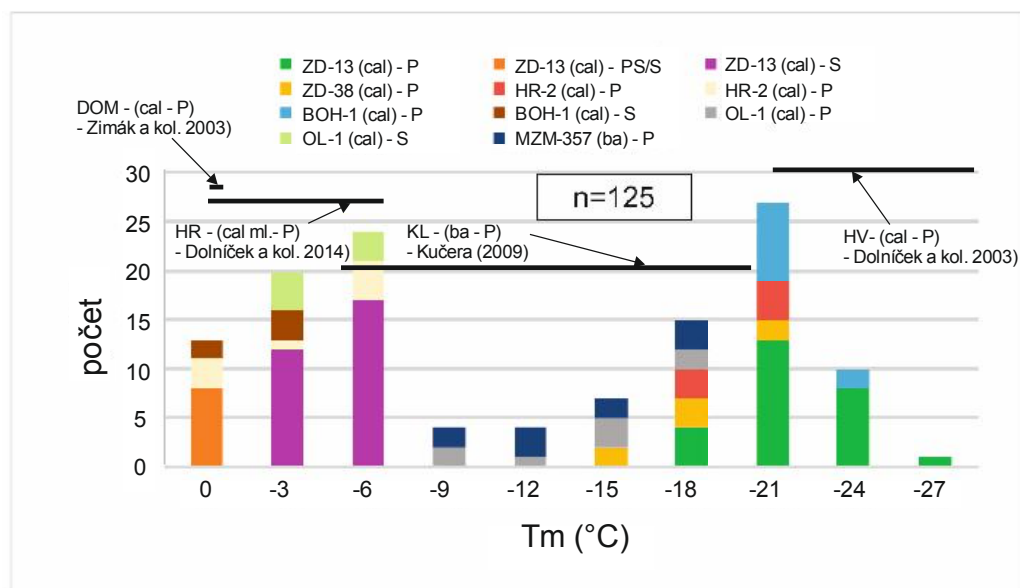
systému  $H_2O-NaCl-CaCl_2$  uzavírána i fluida systému  $H_2O-NaCl-(MgCl_2-FeCl_2)$ . Nejnižší homogenizační teploty byly naměřeny u vzorků z Hrabůvky (HR-2) (48 až 75 °C) a z Olšovce (OL-1) (53 až 73 °C), nejvyšší (až 140 °C) naopak u vzorku hrubozrnného kalcitu ze Zlatého dolu (ZD-13). Středně vysoké hodnoty (do 103 °C) byly naměřeny u kalcitu z Bohuslávky (BOH-1) a kalcitu ze Zlatého dolu (ZD-38) (obr. 62). Nejnižší teploty tání posledního ledu a tím i vypočtené salinity vykázal kalcit z Olšovce (12 až 21 hm. % NaCl ekv.), nejvyšší (až 27 hm. % NaCl ekv.) pak kalcit ze Zlatého dolu (ZD-13) a Bohuslávky (BOH-1) (obr. 63). V sekundárních inkluzích jsou uzavírána fluida systému  $H_2O-NaCl-(KCl-MgCl_2-FeCl_2)$ . U barytu z Uhřínova byly zjištěny pouze jednofázové, vodné inkluze o salinitě 15 až 22 hm. % NaCl ekv. V grafu Th vs. salinita fluidních inkluzí v kalcitech můžeme opět pozorovat vývojový trend od středně až vysokosalinních (11 až 29 hm. % NaCl ekv.), nížetepelných fluid uzavíraných v primárních inkluzích (48 až 140 °C), směrem k nízkosalinním (0 až 9 hm. % NaCl ekv.), nízkotepelným (<50 až 110 °C) fluidům, uzavíraným v sekundárních inkluzích (obr. 64).



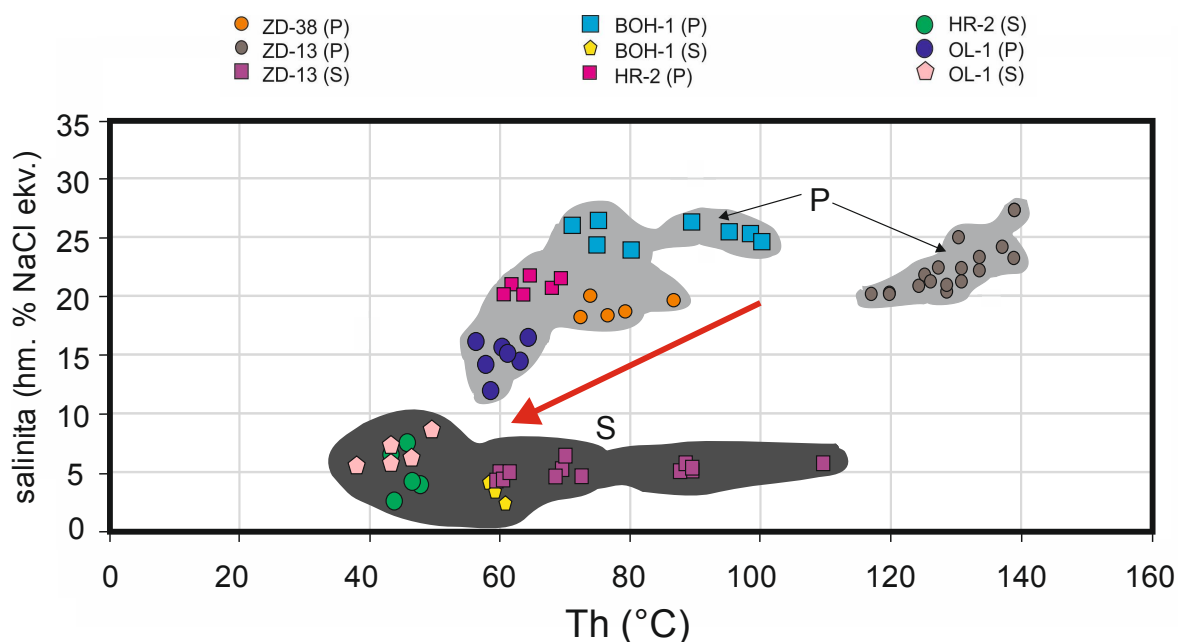
**Obr. 62** Histogram četnosti naměřených teplot homogenizace ve fluidních inkluzích v kalcitech ze zájmových lokalit a srovnávací data pro Hrubou Vodu a další lokality kulmu Nízkého Jeseníku.

Z grafů Br/Cl vs. I/Cl (obr. 65) a Cl-NO<sub>3</sub>-SO<sub>4</sub> (obr. 66) je zřejmá shoda analyzovaných vzorků výluhů křemene ZD-5, ZD-8 s povariskými solankami Českého masivu. U vzorku Fe-bohatého dolomitu (ZD-3) byl zjištěn vyšší obsah SO<sub>4</sub> ve výluhu. Oba křemeny ze Zlatého dolu mají podobné molární poměry Br/Cl a I/Cl jako solanky z Kanadského štítu. Tyto solanky mají typicky vysoké obsahy Na, Ca a Cl a nízké obsahy Mg, K a SO<sub>4</sub>. Obsahy Ca bývají většinou

vyšší než obsah Na. Dle izotopického složení kyslíku odpovídají tyto solanky evaporované mořské vodě či sedimentárním pánevním solankám (Perry a Montgomery 1980).



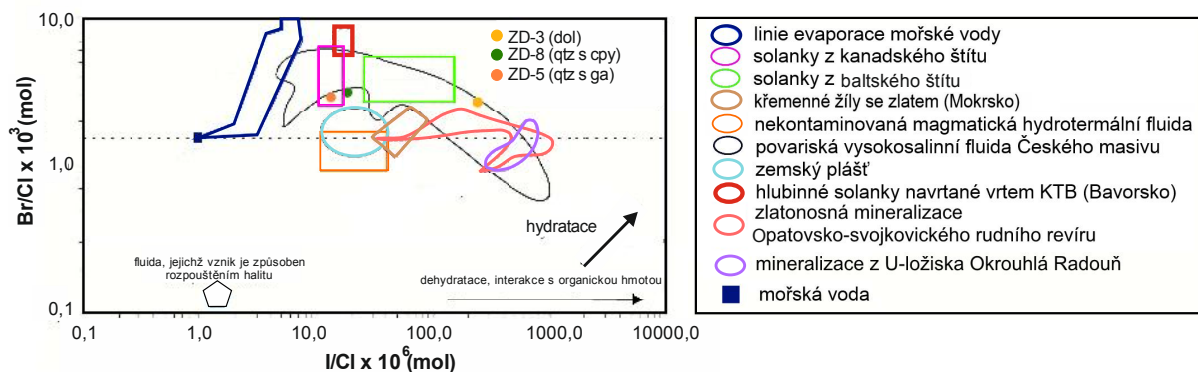
**Obr. 63** Histogram četnosti teplot tání posledního krystalu ledu v kalcitech a barytu povariských rudních žil ze zájmových lokalit a srovnání s již dříve publikovanými daty pro Hrabůvku, Krásné Loučky, Domašov nad Bystřicí a Hrubou Vodu.



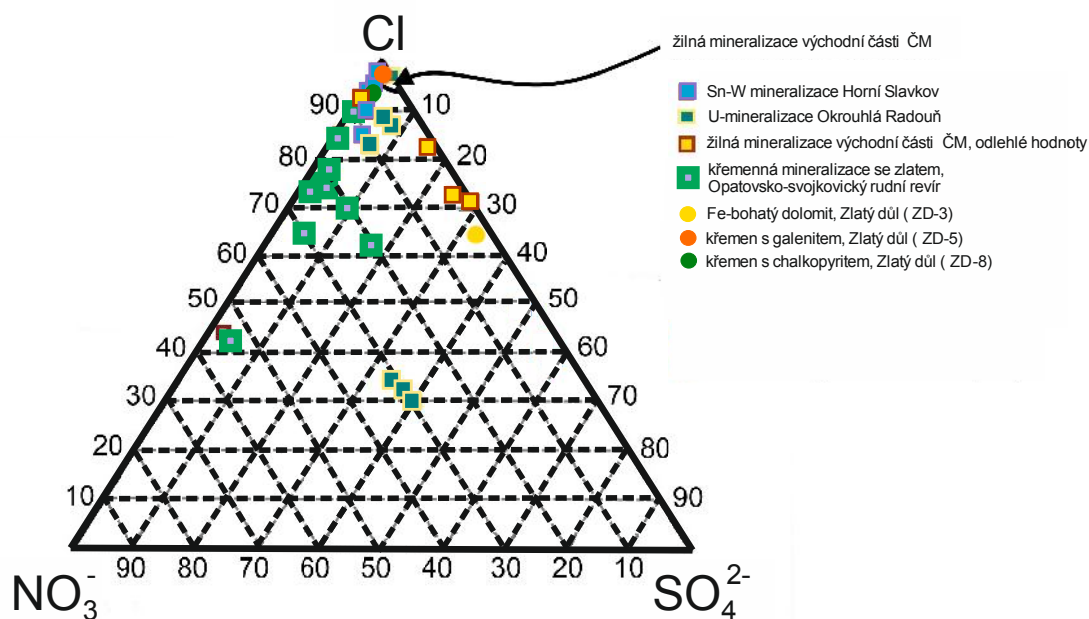
**Obr. 64** Diagram Th vs. salinita fluidních inkluzí uzavíraných v kalcitech povariských žil ze zájmových lokalit, šipka značí vývojový trend.

Všechny analyzované vzorky mají vůči mořské vodě vyšší poměr I/Cl (u Fe-bohatého dolomitu až  $270 \times 10^{-6}$ , u staršího křemene ZD-5 je tento poměr roven  $19 \times 10^{-6}$  a u křemene mladšího ZD-8 je  $32 \times 10^{-6}$ ), což může být zapříčiněno interakcí s organickou hmotou, která

může pocházet např. z jílových břidlic, které jsou v kulmu hojně rozšířeny (poměr I/Cl se při této interakci může výrazně zvýšit; Kendrick a kol. 2002). Čili mořskou vodu jakožto zdroj fluid můžeme uvažovat, nicméně se jedná o vodu evaporovanou, vzhledem ke zvýšeným obsahům Br/Cl v analyzovaných výluzích.



**Obr. 65** Diagram I/Cl vs. Br/Cl pro výluzhy fluidních inkluzí minerálů povariských žil ze Zlatého dolu. Upraveno podle Dolníčka a kol. (2009). Srovnávací data byla převzata z Potočkové (2013) pro Opatovsko-svojkovický rudní revír a Hermannové (2013) pro Okrouhlou Radouň.

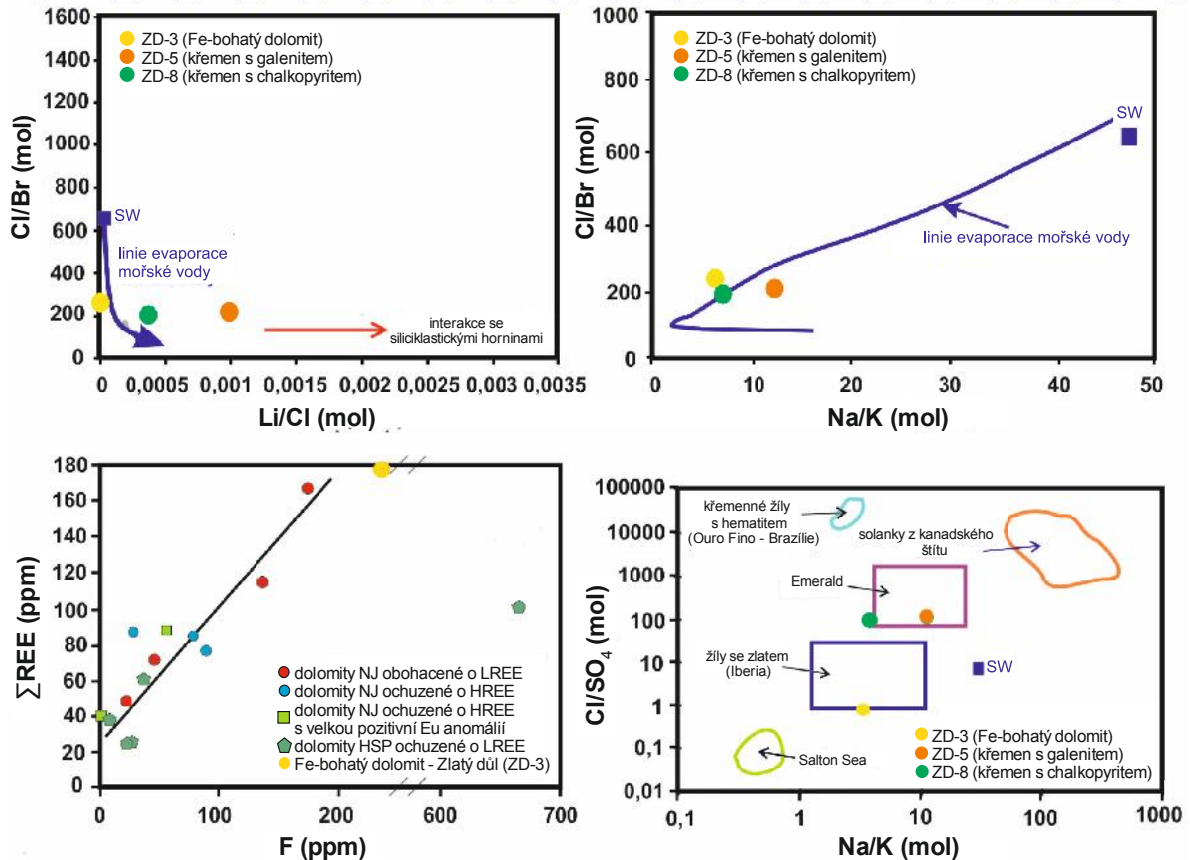


**Obr. 66** Ternární diagram Cl-NO<sub>3</sub><sup>-</sup>-SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> výluzů fluidních inkluzí z křemene a Fe-bohatého dolomitu ze Zlatého dolu. Srovnávací data byla převzata z Potočkové (2013) pro Opatovsko-svojkovický rudní revír, Dolníčka a kol. (2012) pro Horní Slavkov a z Dolníčka a kol. (2009) pro povariské solanky Českého masivu.

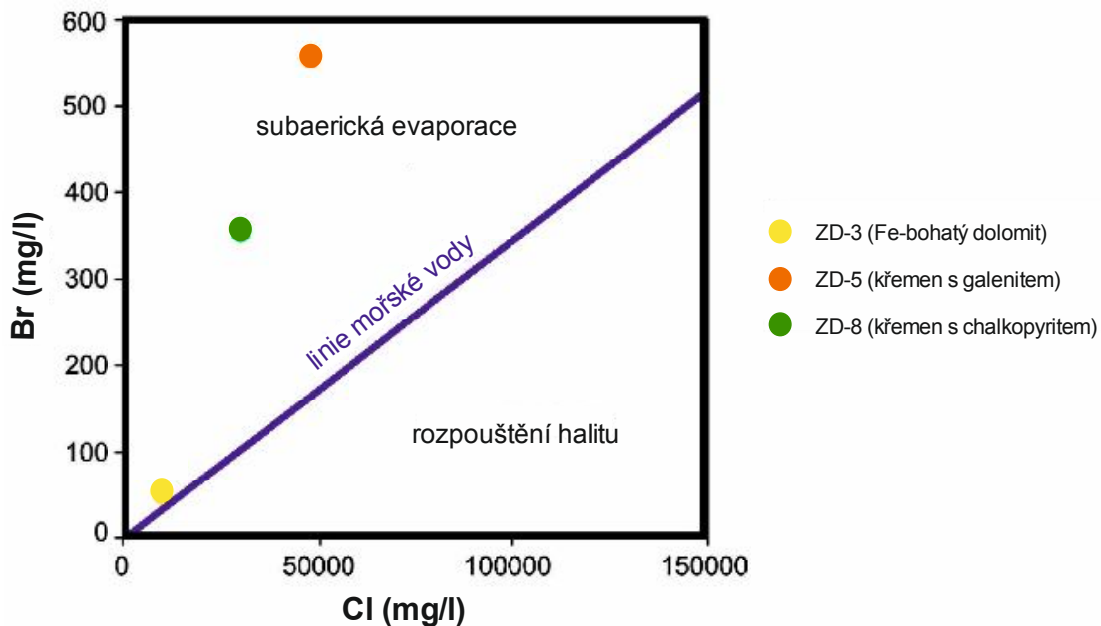
V grafu Li/Cl vs. Br/Cl leží pouze Fe-bohatý dolomit velmi blízko linie evaporace mořské vody (obr. 67 a), jen je slabě ochuzen o Li. Fluida z křemene mladší i starší generace jsou naopak o tento kation nabohacena. Vyšší poměry Li/Cl jsou časté u pánevních solanek (např. Connolly a kol. 1990, Stueber a kol. 1993) i u hlubokomořských sedimentů (např. Chan a

Kastner 2000). Vyšší poměry Li ve fluidech oproti mořské vodě mohou být zapříčiněny výměnnou reakcí s kulmskými sedimenty. V grafu závislosti molárních poměrů Na/K vs. Cl/Br (obr. 67 b) leží všechny analyzované vzorky (starší a mladší křemen a Fe-bohatý dolomit) v blízkosti linie evaporace mořské vody. Fluida Fe-bohatého dolomitu (ZD-3) jsou mírně ochuzena o Na a nabohacena o K vůči mořské vodě, což může být způsobené albitizací K-živce při interakci fluid s okolními horninami (Davisson a Criss 1996, Heijlen a kol. 2001). Fluida ze staršího křemene jsou naopak o Na nabohacena. Fluida Fe-bohatého dolomitu jsou vůči většině dolomitů z kulmu Nízkého Jeseníku, Drahanské vrchoviny a Hornoslezské pánve více nabohacena o F a také obsahy REE v Fe-bohatém dolomitu jsou vyšší než z ostatních lokalit (obr. 67 c). Nízký molární poměr Cl/SO<sub>4</sub> ve fluidech uzavřených v dolomitickém karbonátu ze Zlatého dolu je shodný jako molární poměry Cl/SO<sub>4</sub> fluid uzavřených v křemenných žilách se zlatem z Iberie (obr. 67 d). Vůči mořské vodě je tento poměr nižší. Studovaná dolomitová mineralizace (ZD-3) je pravděpodobně permského stáří, jelikož vysoký obsah SO<sub>4</sub> ve fluidech je typický pro permské evaporitové solanky (Perry a Montgomery 1980, Schreiber a kol. 2007). Této teorii odpovídají i molární poměry Na/Cl (1,05) a Cl/Br (240) v Fe-bohatém dolomitu, které odpovídají fosilním permským evaporitovým solankám, které zkoumali Labus a Grmela (2004) v polské části hornoslezské pánve. Poměry Na/Cl v těchto solankách byly 0,74 až 1,38 a Cl/Br 230 až 270. Jak uvádí Turchyn a Schrag (2004), vysoké koncentrace SO<sub>4</sub> v permských evaporitových solankách jsou zapříčiněny tím, že v tomto období byla hladina moře velmi nízká a docházelo tak ke zvětrávání pyritu na odkrytých kontinentálních šelfech. Část SO<sub>4</sub> může být vysvětlována i možným rozpouštěním minerálních inkluzí sulfátu (barytu) přítomných v Fe-bohatém dolomitu.

Křemen mladší i starší generace ukazují v grafu Na/K vs. Cl/SO<sub>4</sub> přibližnou shodu s vodami jezera Emerald v národním parku Yoho v Kanadě (obr. 67 d). V tomto případě je poměr Cl/SO<sub>4</sub> vyšší než v mořské vodě a poměr Na/K je naopak nižší (obr. 67 d). Stejný poměr Br/Cl jako mořská voda byl zjištěn u Fe-bohatého dolomitu, u obou křemenů byly analyzovány vyšší obsahy Br ve fluidech vůči linii mořské vody (obr. 68). To ukazuje na vysoce evaporovanou mořskou vodu bez příměsí či zředění meteorickou vodou, u které je obsah Br naopak výrazně nižší (Stueber a Walter 1991).



**Obr. 67** Diagramy molárních poměrů aniontů a kationtů analyzovaných ve vyluzích fluidních inkluzí ze Zlatého dolu, a) Li/Cl vs. Cl/Br, graf upraven dle Heijlena a kol. (2003), b) Na/K vs. Cl/Br, graf převzat a upraven dle Bouabdellaha a kol. (2009), c) F vs. ΣREE v dolomitech, graf upraven dle Kučery (2009), d) Na/K vs. Cl/SO<sub>4</sub>, srovnávací data převzata a graf upraven dle Boiron a kol. (1999).



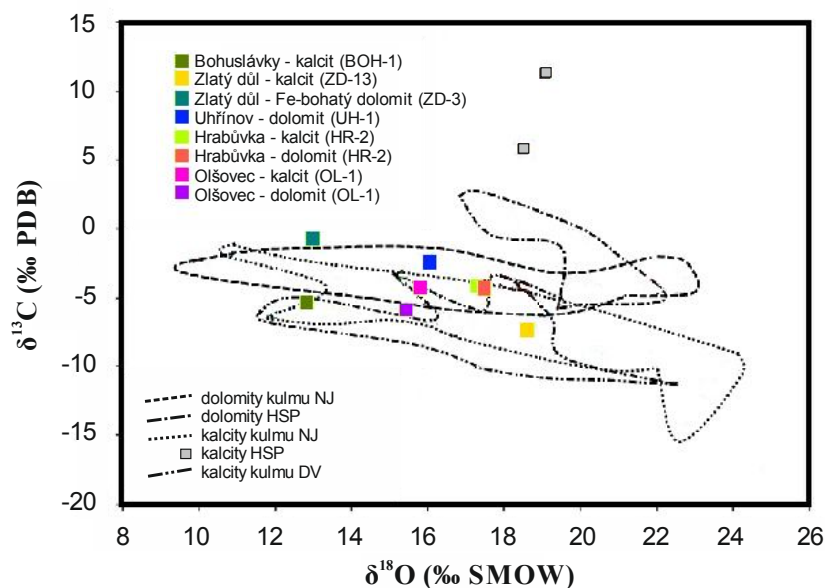
**Obr. 68** Diagram Br vs. Cl ve vyluzích fluidních inkluzí ze Zlatého dolu.

Izotopické složení síry sulfidů ukazuje, že síra byla vyloužena z okolních hornin (kulmských sedimentů) (Hoefs 1997, Hladíková 1988). U galenitů ze Zlatého dolu jsou zdrojovými horninami jílové břidlice a u sfaleritu z Hrabůvky a Uhřínova droby. Vypočtená hodnota  $\delta^{18}\text{O}$  fluid (Zheng 1993) žilného křemene starší generace ze Zlatého dolu (ZD-5) se pohybuje od 2,5 do 8,1 ‰ SMOW, což ukazuje na původ kyslíku v evaporované mořské vodě s možnou příměsí magmatických či metamorfních vod (?) (Hoefs 1997). Hodnoty  $\delta^{18}\text{O}$  fluid mladšího křemene jsou v rozmezí od -9,3 až -1,8 ‰ SMOW. Tyto hodnoty svědčí pro původ fluid v meteorické vodě s příměsí vody mořské (Hoefs 1997, Hladíková 1988). Vysoká salinita fluid byla pravděpodobně zapříčiněna loužením evaporitů.  $\delta^{13}\text{C}$  kalcitů a dolomitů je -1,7 až -7,9 ‰ PDB a hodnoty  $\delta^{18}\text{O}$  těchto minerálů jsou v rozmezí 13,3 až 18,6 ‰ SMOW. Podobné hodnoty zjistil Kučera (2009) u karbonátů povariských žil z dalších lokalit kulmu Nížkého Jeseníku, Dražanské vrchoviny a hornoslezské pánve (obr. 69).

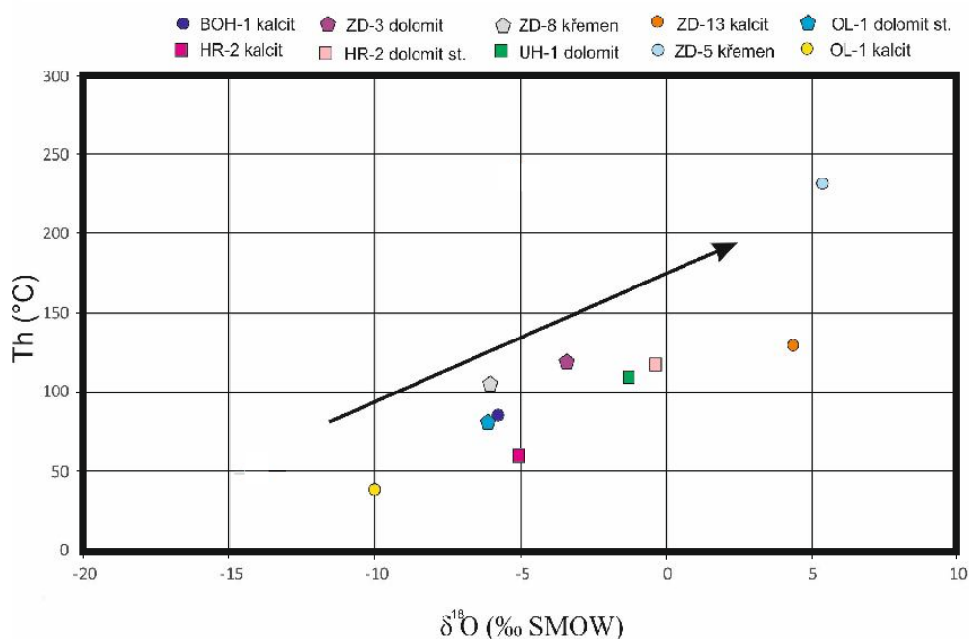
Vypočtené hodnoty izotopického složení  $\delta^{13}\text{C}$  fluid karbonátů (Zheng 1999, O'Neil a kol. 1969) pro Th od 36 do 139 °C se pohybují v rozmezí od -5 ‰ PDB (u Fe-bohatého dolomitu ze Zlatého dolu) do -14,6 ‰ PDB (u dolomitu starší generace z Olšovce). Tyto hodnoty odpovídají uhlíku homogenizované zemské kůry a částečně i uhlíku oxidované organické hmoty, který pochází zřejmě ze siliciklastických hornin, s nimiž fluida interagovala (Hoefs 1997). Vypočtené izotopické složení kyslíku fluid dolomitů (dle Zhenga 1999) pro teploty homogenizace primárních fluidních inkluzí mezi 67 a 138 °C je od -7,6 do +1,7 ‰ SMOW a kalcitů pro Th 36 až 139 °C od -10,5 do +5,2 ‰ SMOW. Kyslík fluid dolomitů a kalcitů má tedy původ v meteorické vodě a ve vodě mořské (Hladíková 1988, Hoefs 1997).

Naměřené homogenizační teploty u všech měřených inkluzí však s velkou pravděpodobností neodpovídají skutečným teplotám krystalizace minerálů. Uvažujeme-li, že fluidní inkluze byly zachyceny z homogenního fluida, potom skutečné teploty vzniku budou vyšší a izotopické složení se bude posouvat směrem ke kladnějším hodnotám. Fluidní inkluze zachycené z homogenního zdroje mají stejný stupeň zaplnění (Zachariáš 2000), což převážná část studovaných inkluzí má. Jak je zřejmé z grafu Th fluidních inkluzí v minerálech povariských žil vs. izotopické složení fluid uzavřených v těchto minerálech (obr. 70), u izotopicky lehčích dolomitů, kalcitů a křemenů byly naměřeny nižší homogenizační teploty.





**Obr. 69** Diagram  $\delta^{13}\text{C}$  vs.  $\delta^{18}\text{O}$  pro karbonáty povariských žil z vybraných lokalit. Srovnávací data převzata z Kučery (2009).



**Obr. 70** Diagram izotopické složení kyslíku fluid vs. Th fluidních inkluzí uzavíraných v minerálech povariských žil (byly použity průměrné hodnoty), šipka značí trend zvyšování  $\delta^{18}\text{O}$  s rostoucí teplotou homogenizace fluidních inkluzí.

### 6.3 P-T podmínky vzniku rudních žil

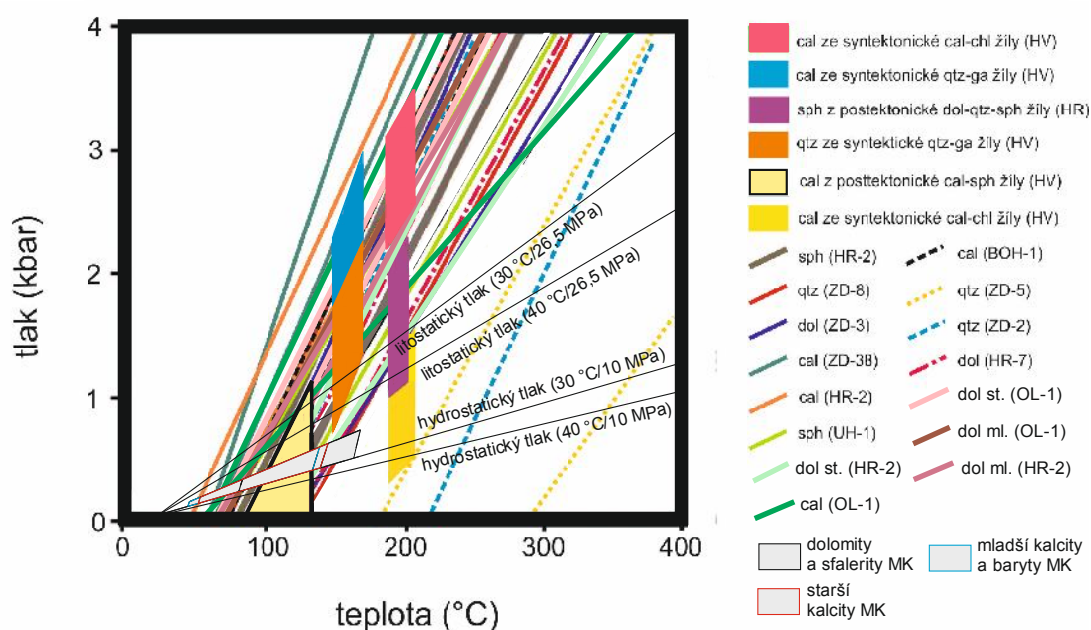
Izotopové termometrie nebylo možné využít na žádné ze studovaných lokalit, jelikož nebyly analyzovány vhodné páry minerálů ze stejného vzorku. Na lokalitách Hrabůvka a Olšovec sice byly analyzovány dva kyslíkaté minerály: kalcit a dolomit, které by se pro výpočet daly využít,

tyto minerály však nekrytalizovaly současně. Kalcit je sukcesně mladší minerál, proto tuto dvojici nemůžeme použít. Kučera (2009) odhadl podmínky vzniku povariské mineralizace na žilách v kulmu Nízkého Jeseníku při aplikaci geotermického gradientu 40°C/km (obr. 71): pro dolomity a sfalerity, které uzavírají H<sub>2</sub>O-CaCl<sub>2</sub>-NaCl(±MgCl<sub>2</sub>-KCl) fluida, byla určena teplota krystalizace 83 až 210 °C a tlak mezi 180 bar až 1,32 kbar, hloubka vzniku byla stanovena na 2-6 km. Pro kalcity uzavírající fluida stejného systému jako dolomity byla stanovena teplota krystalizace 54 až 168 °C, tlak od 120 bar do 1,05 kbar a hloubka vzniku 1-4,5 km. Dolníček a kol. (2003) uvádějí p-T podmínky vzniku povariské mineralizace z lomu v Hrubé Vodě: kalcitová mineralizace s galenitem a sfaleritem vznikala za teplot 90-130°C a velmi nízkého tlaku (okolo 50 bar) (obr. 71). Kalcity a křemeny ze syntektonických žil v Hrubé Vodě krystalizovaly za teplot i tlaků vyšších než minerály z povariských žil na studované lokalitě. Na lokalitě Hrabůvka byla Slobodníkem a Dolníčkem (2001) vypočtena teplota krystalizace povariské mineralizace od 190 do 200 °C a tlak 1-2 kbar (obr. 71). Ovšem autoři nepovažují tyto hodnoty za reálné, vypočtené tlaky by odpovídaly hloubce 9-18 km, která není z geologického hlediska v rámci dané oblasti reálná. V tomto případě zřejmě nebylo dosaženo izotopické rovnováhy mezi sfalerity a galenity. Lze předpokládat, že povariská mineralizace na lokalitách studovaných v rámci této práce vznikala za obdobných teplotních a tlakových podmínek jaké uvádí Kučera (2009). Křemen, dolomity a sfalerity krystalizovaly zřejmě za nejvyšších teplot a tlaků, soudě dle nejvyšších naměřených homogenizačních teplot. U kalcitů jsou průměrné homogenizační teploty poměrně nízké (okolo 90 °C), můžeme uvažovat o nižších teplotách krystalizace. Baryt z Uhřínova zřejmě krystalizoval za velmi nízkých teplot (do 50 °C) i tlaků, vzhledem k nepřítomnosti fluidních inkluzí s obsahem plynné bubliny (Huraiová a kol. 2002).

#### **6.4 REE na posttektonických žilách ve Zlatém dole**

Přítomnost minerálů prvků vzácných zemin v Fe-bohatém dolomitu a křemeni mladší generace dokazuje značnou mobilitu REE v nízkoteplotních a středně až vysokosalinních roztocích. Většina dosud popsaných REE minerálů na hydrotermálních žilách v oblasti moravskoslezského kulmu je popisována (např. Krmíček a kol. 2005, Zimák a Novotný 2002) ze syntektonických žil, jež se formovaly za teplot vyšších než žily povariské a salinity fluid uzavíraných v minerálech těchto žil jsou poměrně nízké (např. Dolníček a kol. 2003, Pořádek 2014). REE-minerály jsou uzavírány v dolomitickém karbonátu i křemeni mladší generace. Minerály skupiny crandallitu jsou nabohaceny zejména o LREE (obr. 72) a bylo u nich zjištěno

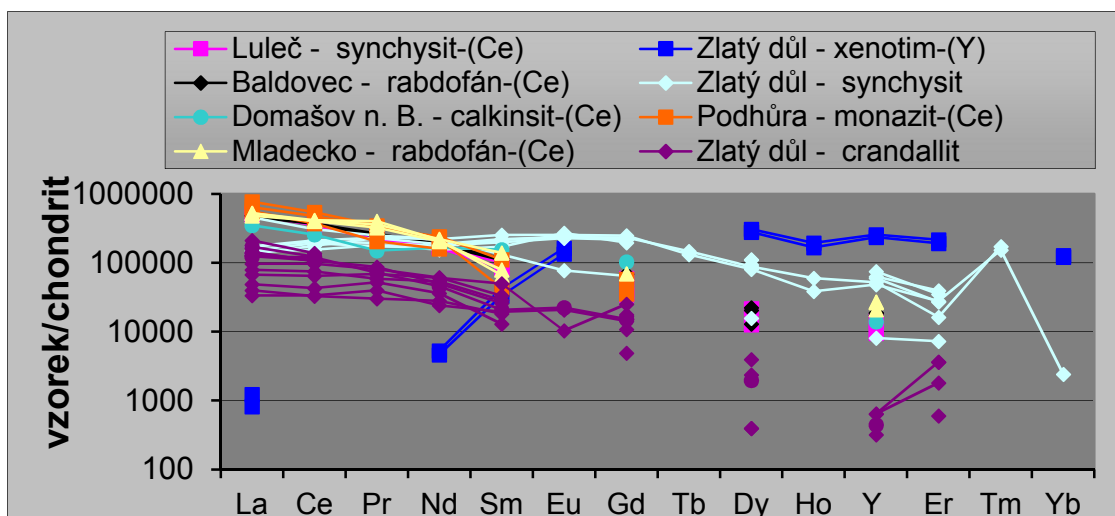
izomorfní zastupování fosforu sírou a křemíkem (obr. 73) a vápníku prvky vzácných zemin (obr. 74). Prvky vzácných zemin se zastupují i se stronciem (obr. 75).



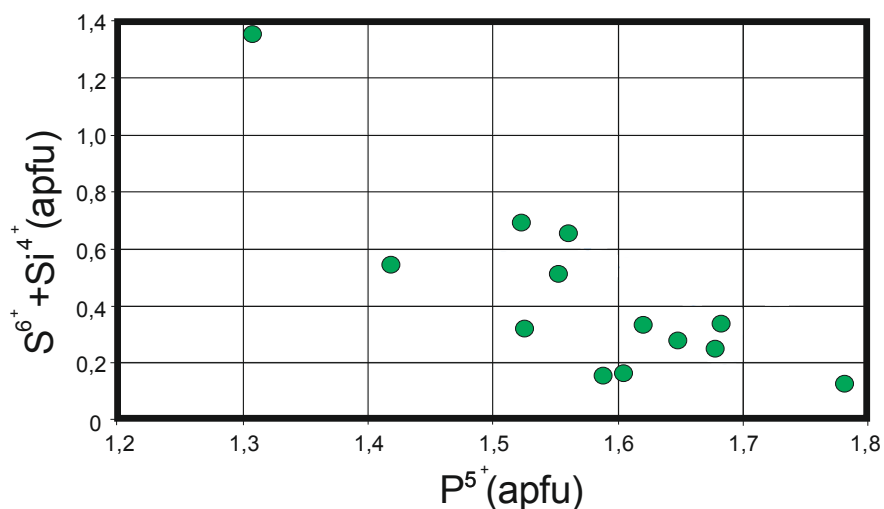
**Obr. 71** Teplotní a tlakové podmínky vzniku minerálů povariských rudních žil ze zájmových lokalit a srovnání s dalšími lokalitami kulmu. Data pro sfalerit z Hrabůvky byla převzata ze Slobodníka a Dolníčka (2001), data pro Hrubou Vodu (HV) převzata z Dolníčka a kol. (2003) a pro karbonáty a sfalerity kulmu moravskoslezské oblasti (MK) z Kučery (2009). Litostatické a hydrostatické gradienty převzaty taktěž z Kučery (2009). Isochory byly vypočteny pomocí programu FLINCOR dle rovnice Zhanga a Frantze (1987).

Synchysit má kromě LREE i zvýšené obsahy MREE a u dvou analýz byla zjištěna Tm pozitivní anomálie (obr. 72). Tato anomálie byla zřejmě zapříčiněna tím, že thulium má podobné vlastnosti jako LREE, čili při krystalizaci, když docházelo k interakci s horninovým prostředím, tak Tm bylo do roztoku louhováno společně s lehkými vzácnými zeminami (Dauphas a Pourmand 2015). Minerály vzácných zemin již byly zjištěny na několika lokalitách kulmu Nížkého Jeseníku i Drahanské vrchoviny. Monazit-(Ce) z Podhůry, rabdofán-(Ce) z Mladecka i Rozstání-Baldovce, synchysit z Lulče a calkinsit-(Ce) z Domašova n. Bystřičtí jsou oproti synchysitu a minerálům ze skupiny crandallitu (kromě jedné analýzy) více nabožaceny o LREE. Xenotim-(Y) ze Zlatého dolu, zjištěný Dolníčkem (2010), má naopak výrazně vyšší obsahy HREE (obr. 72). Rabdofán z Mladecka, monazit z Podhůry i Rozstání-Baldovce však byly nalezeny na syntecktonických žilách. Není vyloučen výskyt REE minerálů i na dalších lokalitách v oblasti kulmu, jako velmi nadějná se jeví lokalita Hrabůvka. Dolomity z Hrabůvky mají poměrně vysoké obsahy REE, srovnatelné s dolomity ze Zlatého dolu (viz tab.

7). Tyto REE jsou však zřejmě z větší části vázány v krystalové struktuře dolomitu a ne v samostatných REE-fázích, i když i tato možnost není vyloučena.



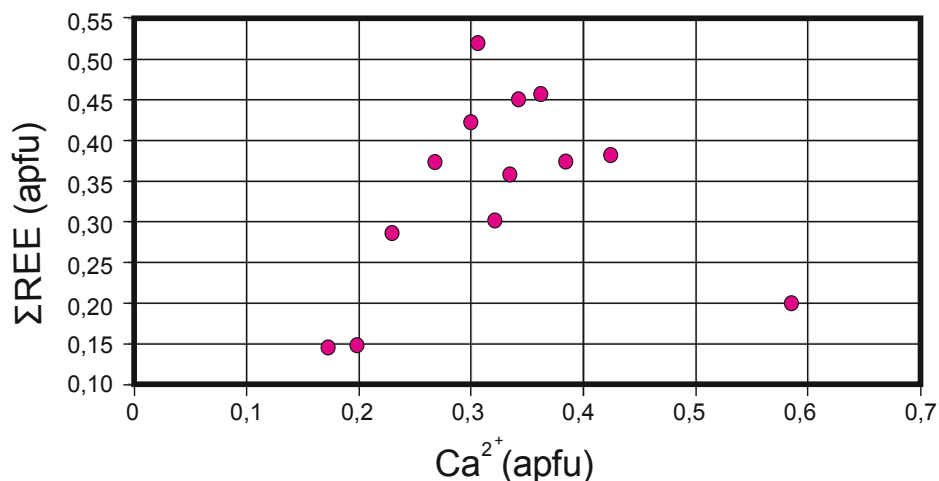
**Obr. 72** Chondritem normalizované (Palme 1988) distribuce prvků vzácných zemin v synchysitu a minerálech skupiny crandallitu z rudních žil ze Zlatého dolu a srovnání s dalšími minerály vzácných zemin z hydrotermálních žil kulmu Nízkého Jeseníku a kulmu drahanského. Srovnávací data převzata z Dolníčka (2010), Zimáka a Novotného (2002) a Krmíčka a kol. (2005).



**Obr. 73** Graf izomorfního zastupování fosforu sírou a křemíkem v minerálech crandallitové skupiny ze Zlatého dolu.

Dřívější výzkumy (např. Giuliani a kol. 1987) dokládají mobilitu prvků vzácných zemin ve fluidech s ligandy karbonátovými, chloridovými a hydroxylovými, které tvoří silné komplexy s REE. Vysoký obsah chloridových iontů ve fluidech uzavíraných v mladším křemenu vytváří vhodné prostředí pro mobilitu REE. REE tvoří silné komplexy i se síranovými ionty, jak dokazují dřívější výzkumy a experimentální měření (např. Migdisov a Williams-Jones 2014, Craddock a kol. 2010). Vysoký obsah  $\text{SO}_4$  byl zjištěn ve fluidech ze vzorku Fe-bohatého dolomitu (molární poměr  $\text{SO}_4/\text{Cl} = 1,12$ ), ve kterém byly také zjištěny výše popsané fosfáty a

karbonáty s vysokým obsahem REE. Dle výzkumů Migdisova a Williamse-Jonese (2014) jsou při teplotách 200 až 400 °C a nízkém pH ( $\leq 3,5$ ) stabilnější REE-Cl komplexy než komplexy REE-(SO<sub>4</sub>)<sub>2</sub><sup>-</sup>. Stabilita REE-komplexů obou těchto aniontů klesá se zvyšujícím se pH a naopak narůstá stabilita REE (OH)<sub>3</sub><sup>0</sup>. Jak uvádí Szalkowski (2003) a Hanor (1994), při zvyšujícím se pH většinou klesá salinita roztoku, nicméně neplatí to vždy. Vzhledem k tomu, že na žilách docházelo ke srážení karbonátů, muselo být pH formujícího roztoku vyšší. Nížší pH mohl mít roztok, ze kterého krystalizoval křemen, na který jsou vázány REE-karbonáty (synchysit). Křemen se oproti karbonátům při zvýšení pH stává rozpustnějším. Pouze k nepatrnému rozpouštění křemene dochází při pH 2 (Pertold a kol. 2014). Zdrojové minerály, ze kterých mohly být REE vylouženy, pocházejí zřejmě z kulmských sedimentů či podložních metamorfítů. V sedimentech kulmu se jako akcesorie nalézají monazit i další, na REE bohaté, minerály (Čopjaková a Škoda 2006, Černý 2013).

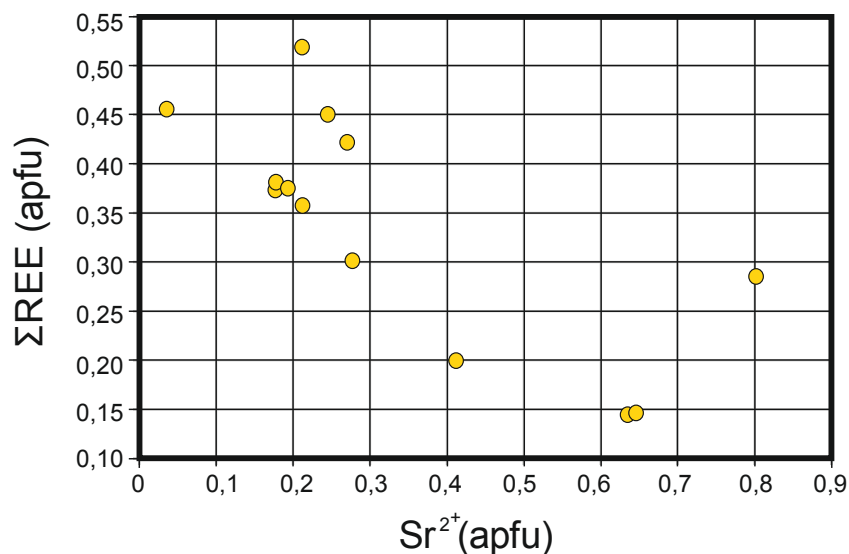


**Obr. 74** Izomorfní zastupování vápníku prvky vzácných zemin v minerálech crandallitové skupiny ze Zlatého dolu.

### 6.5 Zdroj Pb a stáří mineralizace

Z diagramu <sup>206</sup>Pb/<sup>207</sup>Pb vs. <sup>208</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb (obr. 76) je zřejmé, že analyzované vzorky galenitů i jílové břidlice ze Zlatého dolu mají podobné poměry <sup>206</sup>Pb/<sup>207</sup>Pb jako převážná většina galenitů z dalších lokalit z oblasti moravskoslezského kulmu, které byly studovány Slobodníkem a kol. (2008) a Vaněčkem a kol. (1985). Poměr <sup>208</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb u galenitu ze vzorku ZD-5 je stejný jako u olova galenitů z posttektonických žil, které studovali Slobodník a kol. (2008). Naopak poměr <sup>208</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb u galenitu ze vzorku ZD-73 se spíše blíží poměrům <sup>208</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb v galenitech syntektonických žil (obr. 76). Analýzy Pb galenitů ze Zlatého dolu padají blízko vývojové křivky olova směsného horninového vzorku z Hrubé Vody (droba+břidlice+slepenec), poměry <sup>208</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb a <sup>206</sup>Pb/<sup>207</sup>Pb u galenitů jsou však mírně nižší (obr. 76). Oproti vývojové křivce

orogenního olova vykazují analyzované galenity naopak vyšší poměry  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  a  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  (obr. 76).



**Obr. 75** Izomorfní zastupování stroncia s prvky vzácných zemin v minerálech crandallitové skupiny ze Zlatého dolu.

Jak uvádí Legierski (1973), studované galenity z oblasti moravskoslezského kulmu mají modelové stáří olova od svrchního karbonu po svrchní juru. Ke stejným výsledkům dospěli i Vaněček a kol. (1985). Novější analýzy izotopického složení Pb galenitů Slobodníka a kol. (2008) však ukazují na menší interval - trias až juru.

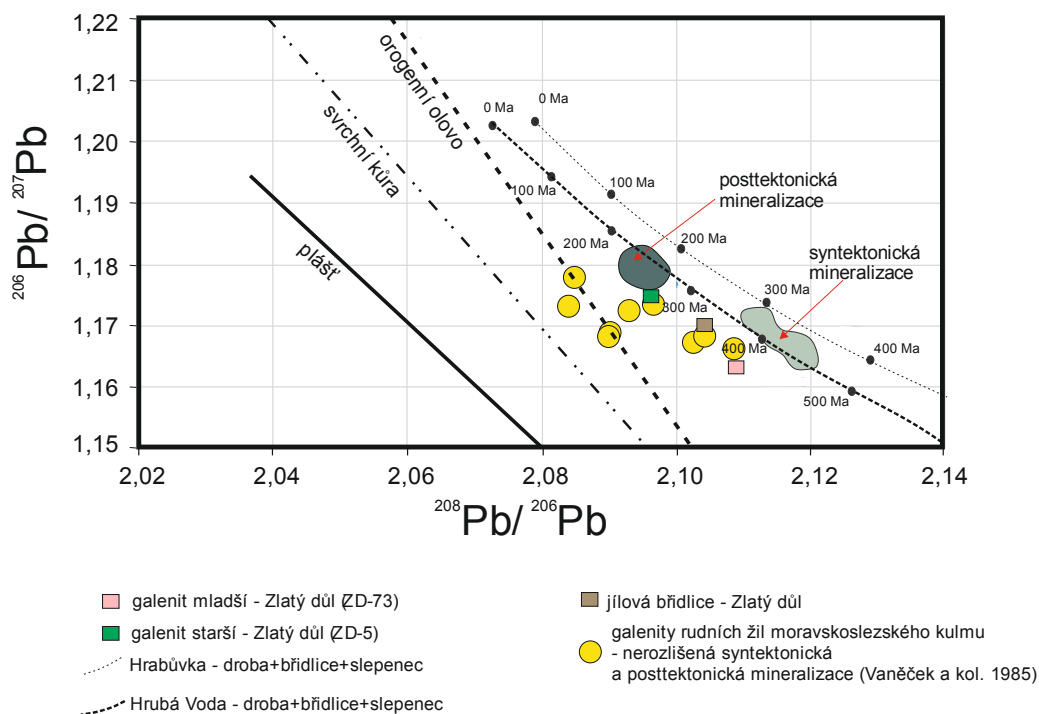
Vypočtené modelové stáří olova pro galenit ze vzorku ZD-5 je 165 Ma a pro galenit ze vzorku ZD-73 přibližně 220 Ma, což by odpovídalo triasovému až jurskému stáří.

Zjištěné modelové stáří olova galenitů je v rozporu s dalšími zjištěními v této práci. Dle vypočteného modelové stáří by byl galenit ze vzorku ZD-5 mladší než galenit ze vzorku ZD-73, přitom z makroskopického studia vzorků i ze studia fluidních inkluzí je tomu právě naopak, galenit ze vzorku ZD-5 je vázán na starší generaci křemene a galenit ze vzorku ZD-73 na mladší generaci křemene na žilách. Modelová stáří olova tedy nejsou vhodným nástrojem pro posuzování geologického stáří rudních mineralizací. Zdroj olova pro oba galenity byl zřejmě mírně odlišný. Nicméně za hlavní zdroj Pb můžeme považovat kulmské sedimenty, není však vyloučený přínos menšího množství Pb i z dalších zdrojů.

## 6.6 Srovnání s dalšími mineralizacemi v Českém masivu a v rámci variscid

Obdobná mineralizace jako na zkoumaných lokalitách se nachází i na ostatních lokalitách v oblasti kulmu Nížkého Jeseníku a Dražanské vrchoviny. Mineralizace se samozřejmě na jednotlivých lokalitách mírně liší, ať už zastoupením hlavních minerálů na žilách, tak i

teplotami vzniku těchto minerálů. Kučera (2009) zkoumal fluidní inkluze v kalcitech, dolomitech, sfaleritech a barytech povariských rudních žil v kulmu Nízkého Jeseníku, drahanského kulmu a v hornoslezské pánvi. V kulmu Nízkého Jeseníku tvoří minerální asociaci na žilách křemen-dolomitický karbonát-kalcit-baryt, z rudních minerálů pak pyrit, chalkopyrit, galenit a sfalerit. Na žilách v kulmu Nízkého Jeseníku a hornoslezské pánvi je dominantním karbonátem dolomit, v drahanském kulmu tento minerál chybí a nalézán je pouze kalcit. U dolomitů z kulmu NJ byly naměřené průměrně vyšší homogenizační teploty (64 – 148 °C) než u dolomitů z hornoslezská pánve (67 – 112 °C). Ve starších fluidních inkluzích je nejčastěji uzavírán systém H<sub>2</sub>O-NaCl-CaCl<sub>2</sub>, v mladších pak systémy H<sub>2</sub>O-NaCl-(KCl) či pouze čistá H<sub>2</sub>O. Nejvyšší homogenizační teploty byly naměřeny u dolomitů a sfaleritů z Nízkého Jeseníku, poměrně nízké pak u kalcitů (do 121 °C) a nejnižší u barytů, ve kterých jsou většinou uzavírány jen kapalné inkluze, které krystalizovaly za nízkých teplot do 50 °C. Starší fluida jsou převážně vysokosalinní (až 28 hm. % NaCl ekv.), u mladších fluid byly zjištěny salinity poměrně nízké (0 – 11 hm. % NaCl ekv.). Starší fluida mají zřejmě zdroj v evaporované mořské vodě pouze s malou příměsí nízkosalinních meteorických vod, na složení mladších fluid se meteorická voda podílela podstatně více.



**Obr. 76** Diagram izotopického složení olova:  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  vs.  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  v analyzovaných galenitech a jílové břidlici a srovnání s galenitami z hydrotermálních žil kulmu moravskoslezské oblasti (Slobodník a kol. 2008, Vaněček a kol. 1985) a s vývojovými křivkami horninových vzorků (kulmskými sedimenty; Slobodník a kol. 2008), pro orogenní Pb, Pb svrchní kůry a Pb pláště byla použita data ze Zartmana a Hainese (1988).

Podobná hydrotermální mineralizace byla zjištěna i v polské části hornoslezské pánve. Rudní Pb-Zn mineralizace je uložena v permokarbonských sedimentech (vápence, jílové a prachové břidlice). Na žilách jsou nalézány dvě generace dolomitu a sfaleritu, dále pak galenit, pyrit, markazit, kalcit, baryt a akcesorický melnikovit. Fluida formující tyto žíly jsou vysokosalinní (20 až 23 hm. % NaCl<sub>2</sub> ekv.), nízkoteplotní (Th u dolomitu 45 až 105 °C) a řadí se k systému H<sub>2</sub>O-NaCl-CaCl<sub>2</sub>. Tato fluida mají původ v evaporované mořské vodě (Heijlen a kol. 2003).

Jako obdobná se jeví Zn-Pb-Ba mineralizace v Irsku, v provincii Midland. Spodnokarbonské droby, břidlice, vápence a vulkanoklastické sedimenty jsou pronikány hydrotermálními žilami se sulfidickým zrudněním. Z hypogenních minerálů je na žilách zastoupen křemen, dolomitický karbonát, kalcit, minoritně i baryt. Ze sulfidů dominuje galenit a sfalerit, přítomný je i pyrit a nejméně zastoupen je chalkopyrit a akcesoricky též tenantit. Ve fluidních inkluzích minerálů rudních žil byl zjištěn systém H<sub>2</sub>O-NaCl-(KCl), tato fluida mají střední až vyšší salinity (12 až 18 hm. % NaCl ekv.) a homogenizační teploty o něco vyšší než na žilách v kulmu NJ. Vyšší homogenizační teploty byly naměřeny v křemenech (průměrně okolo 190 °C) a sfaleritech (průměrně okolo 210 °C), zatímco v kalcitech byly naměřeny poměrně nízké hodnoty (průměrně okolo 120 °C). Analyzované anionty ve vyluzích fluidních inkluzí (Br, Cl) ukazují na zdroj fluid v evaporované mořské vodě, avšak při interakci fluid s okolními horninami došlo o ochuzení fluid o Na a naopak nabohacení o K a Li. Část fluid vznikla i rozpouštěním halitu (Banks a kol. 2002). Tyto žíly jsou však zřejmě variského/pozdně variského/ stáří oproti rudním povariským žilám v kulmu NJ.

Na rudních ložiscích Gerrei a Iglesias v jižní Sardinii (Itálie) byla Boni a kol. (2009) studována povariská žilná hydrotermální mineralizace v asociaci sfalerit-galenit-baryt-kalcit-křemen-(dolomit). Fluida jsou bohatá na Na a Ca chloridy a mají vysoké salinity (nad 20 hm. % NaCl ekv.) a nízké homogenizační teploty (do 140 °C). Zjištěné stáří mineralizace dle izotopického složení Pb spadá do intervalu střední perm (270 Ma) až přelom trias/jura.

Další výskyt mineralizace obdobného typu je rudní ložisko Tazekka ve východní části Maroka. Žíly zde protínají paleozoické sedimenty i vulkanosedimentární horniny. Hlušínové minerály na žilách jsou zastoupeny křemenem, barytem a karbonáty, ze sulfidů jsou na žilách přítomny sfalerit, galenit, pyrit a chalkopyrit. Fluidní inkluze uzavírají systém H<sub>2</sub>O-NaCl-CaCl<sub>2</sub>, salinity jsou velmi variabilní – nízké až střední (1 až 15 hm. % NaCl ekv.) u křemene a sfaleritů, u dolomitů až 24 hm. % NaCl ekv. Homogenizační teploty byly nejvyšší u křemene (135 až 395 °C) u sfaleritu a dolomitů pak průměrné teploty okolo 130-140 °C. Mineralizace



má patrně původ fluid v evaporované mořské vody a částečně i ve vodě meteorické (Auajjar a Noronha 2011).

Nízkoteplotní ( $T_h = 110$  až  $150$  °C) vysokosalinní (23 až 28 hm. % NaCl ekv.) fluida systému  $H_2O$ -NaCl- $CaCl_2$  byla uzavírána i v minerálech povariské Pb-Zn mineralizace protínající flyšová souvrství v jižním Cornwallu. Žíly jsou tvořeny křemenem, fluoritem a rudními minerály (galenit, sfalerit, chalkopyrit, pyrit, arsenopyrit). Tato fluida mají taktéž původ v pánevních evaporitových solankách. Dle izotopického datování Sm-Nd fluoritu a Rb-Sr inkluzí v křemeni spadají datované vzorky do období 259 až 267 Ma. Mineralizace vznikala za poměrně nízkých tlaků (méně než 500 bar) v hloubce méně než 5 km (Wilkinson a kol. 1995).

Další podobné mineralizace jsou nalézány např. ve Španělsku (Crespo a kol. 2002), Německu (např. Behr a kol. 1993, Kirnbauer a kol. 2012) či Belgii (Heijlen a kol. 2001).

## 7 Závěr

V rámci výzkumu rudních povariských žil na zájmových lokalitách bylo zjištěno množství nových mineralogických údajů a zejména údajů, které přispěly k určení podmínek jejich vzniku.

Minerální asociace na rudních žilách ve Zlatém dole je velmi bohatá, zjištěny byly typické hlušínové minerály: křemen, karbonáty dolomit-ankeritové řady, kalcit, sulfidické minerály: chalkopyrit, galenit, sfalerit, pyrit. Nově byl popsán baryt a karbonáty (synchysit) a fosfáty vzácných zemin (minerály skupiny crandallitu). Na žilách bylo zjištěno i velké množství sekundárních minerálů, nejhojnějšími jsou limonit, malachit, chalkozín a covellín. Popsán byl např. i bornit či ryzí měď. Na ostatních lokalitách byla minerální asociace o něco chudší, v Olšovci byly popsány křemen, dolomitický karbonát, kalcit, sfalerit, pyrit a galenit, ze sekundárních minerálů byl přítomen pouze limonit. V Hrabůvce byla zjištěna stejná minerální asociace jako v Olšovci, nicméně ze sekundárních minerálů byl zjištěn i malachit. Z údolí Uhřínovského potoka byl zjištěn křemen, dolomitický karbonát, kalcit, baryt, sfalerit, pyrit, chalkopyrit, ze sekundárních minerálů pak limonit, chalkozín, covellín a nově popsán bornit. V Bohuslávkách dominuje z hlušínových minerálů kalcit, přítomný je i křemen a sulfidické minerály (chalkopyrit, galenit, sfalerit a pyrit), ze sekundárních minerálů byly zjištěny limonit, malachit, a chalkozín.

Karbonáty na žilách ve většině případů odpovídají Fe-bohatému dolomitu či dolomitu, v jednom případě vzorku z Olšovce pak Mg-bohatému ankeritu. Poměry La/Ho a vysoké obsahy LREE u většiny dolomitů (vyjma dolomitu z Uhřínova) dokazují, že nedošlo k výraznější rekrystalizaci těchto karbonátů.

Na lokalitách Zlatý důl, Hrabůvka a Olšovec byl prokázán vícefázový vznik mineralizace. Ve Zlatém dole byly zjištěny dvě generace křemene, galenitu a chalkopyritu, v Hrabůvce a Olšovci pak dvě generace dolomitického karbonátu.

Z hlediska geneze byla mineralizace studována pomocí mikrotermometrie fluidních inkluzí, výluhů fluidních inkluzí a stabilních izotopů O, C a S.

Ve fluidních inkluzích minerálů povariských rudních žil na zájmových lokalitách jsou uzavírána pouze fluida typu H<sub>2</sub>O-soli. Dominantními kationty ve fluidech jsou Na a Ca, méně K, Mg, Fe (?). Z aniontů dominují chloridy, avšak pomocí výluhů fluidních inkluzí byly ve vzorcích ze Zlatého dolu analyzovány i dusičnany a sírany. Starší fluida uzavíraná v primárních inkluzích jsou středněsalinní až vysokosalinní (12 až 27 hm. % NaCl ekv.), níže až středně teplotní (48 až 201 °C), mladší fluida v PS a S inkluzích jsou nížesalinní (0 až 10 hm. % NaCl ekv.), nízkoteplotní (<50 až 122 °C).

Studovaná křemen-galenitová žíla ze Zlatého dolu je zřejmě pozdně variského stáří, homogenizační teploty jsou dosti vysoké (až 293 °C) a salinita nízká až střední (do 10 hm. % NaCl ekv.).

Za hlavní zdroj fluid je dle vypočteného izotopického složení kyslíku fluid v křemenech, dolomitech, sfaleritech a kalcitech a s přihlédnutím na vyšší teploty krystalizace než naměřené homogenizační teploty považována mořská voda, v mnoha případech středně až vysoce evaporovaná, obsažená zejména ve starších fluidech. Tomuto tvrzení odpovídají i poměry Cl/Br ve fluidech ze Zlatého dolu (200-240), typické pro evaporitové solanky. I vysoké obsahy SO<sub>4</sub> ve fluidech Fe-bohatého dolomitu ze Zlatého dolu ukazují na zdroj těchto fluid v evaporitových solankách, pravděpodobně permského stáří. Lze předpokládat nárůst pH během krystalizace žilné výplně (v rané fázi krystalizoval křemen, v pozdější karbonáty).

Další zdroj, který se také významně podílel na vzniku mineralizace, je voda meteorická, zjištěná, dle izotopického složení kyslíku fluid  $\delta^{18}\text{O}$ , ve fluidech mladších. Tato fluida jsou převážně nízkosalinní.

Izotopické složení síry sulfidů (-16,8 a -19,2 ‰ CDT pro galenity ze Zlatého dolu a 1,4 až 2,2 ‰ CDT pro sfalerity z Hrabůvky a Uhřínova) ukazuje, že síra byla vyloužena z okolních kulmských sedimentů, u galenitů ze Zlatého dolu byly zdrojem síry jílové břidlice, u sfaleritů z Hrabůvky a Uhřínova pak droby. Za zdroj uhlíku fluid ( $\delta^{13}\text{C}$  od -14,6 do -5,0 ‰ PDB) můžeme považovat tzv. uhlík homogenizované zemské kůry či hlubinný uhlík v kombinaci s uhlíkem oxidované organické hmoty pocházejícího ze siliciklastických hornin kulmu.

Přítomnost REE minerálů na žilách v Zlatém dole ukazuje na značnou mobilitu prvků vzácných zemin v nížeteplotních, výšesalinních roztocích obsahujících zejména chloridové a síranové ionty. Obsahy REE v karbonátech rudních žil přibližně korelují s obsahy v okolních kulmských horninách.

Negativní či jen slabě pozitivní Eu anomálie u karbonátů rudních žil je dokladem toho, že nedošlo k výrazné změně Eh roztoku formujícího mineralizace.

Zdrojem Pb galenitů ze Zlatého dolu jsou s největší pravděpodobností kulmské sedimenty.

## 8 Použitá literatura

- Andrusov D.* (1958): Geológia Československých Karpát. Vyd. Slov. Akad. Vied, sv. 1, s. 106. Bratislava.
- Auajjar J., Noronha F.* (2011): The role of brines on genesis of Pb-Zn-Ba mineralizations in basement and in cover: The example of Tazekka Pb-Zn district, eastern Morocco. *Cadernos Lab Xeol de Laxe*, 36, s. 25-40.
- Bábek O., Mikuláš R., Zapletal J., Lehotský T., Pluskalová J.* (2001): Litofacie a fosilní stopy jemnozrnného turbiditního systému v jižní části moravického souvrství jesenického kulmu, Český masiv. *Geol. Výzk. Mor. Slez.* v r. 2000, 10, s. 36-39. Brno.
- Bábek O., Mikuláš R., Zapletal J., Lehotský T.* (2004): Combined tectonic-sediment supply-driven cycles in a Lower Carboniferous deep-marine foreland basin, Moravice Formation, Czech Republic. *Int. J. Earth. Sci.*, 93, 2, s. 241-261. Stuttgart.
- Bad'ura J.* (1919): Vlastivěda moravská, II. Místopis, Lipenský okres, s. 2-7. Brno.
- Banks D. A., Boyce, A. J., Samson I. M.* (2002): Constraints on the origins of fluids forming Irish Zn-Pb-Ba deposits: Evidence from the composition of fluid inclusions. *Bull. Soc. econ. Geol.*, 97(3), s. 471-480.
- Bau M., Dulski P.* (1994): Evolution for the yttrium-holmium systematics of seawater through time. *Mineralogical Magazine - Goldschmidt Conference Abstracts*, 58A, s. 61-62.
- Behr H. J., Gerler J., Hein U. F., Reutel C. J.* (1993): Tectonic Brines und Basement Brines in den mitteleuropäischen Varisziden: Herkunft, metallogenetische Bedeutung und geologische Aktivität. *Göttinger Arb. Geol. Paläont.*, 58, s. 3-28.
- Bernard J. H., Pouba Z.* (1986): Rudní ložiska a metalogeneze československé části Českého masivu. Ústř. Úst. Geol, Praha.
- Bodnar R. J.* (1993): Revised equation and table for determining the freezing point depression of H<sub>2</sub>O-NaCl solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57, s. 683-684.
- Boiron M. C., Moissette A., Cathelineau M., Banks D., Monnin C., Dubessy J.* (1999) : Detailed determination of paleofluid chemistry : An integrated study of sulphate volatile rich brines and aquo-carbonic fluids in quartz veins from Ouro Fino (Brazil). *Chem. Geol.*, 154, s. 179-192.
- Boni M., Balassone G., Fedele L., Mondillo N.* (2009): Post-Variscan hydrothermal activity and ore deposits in southern Sardinia (Italy): selected examples from Gerrei (Silius Vein System) and the Iglesias district. *Per. Mineral.*, 78, 3, s. 19-35.
- Borisenko A. S.* (1977): Izučeniye solevogo sostava rastvorov gazovožidkikh vključenij v mineralach metodom kriometrii. *Golog. i Geofiz.* 8, s. 16-27.

- Bouabdellah M., Beaudoin G., Leach D. L., Grandia F., Cardellach E. (2009):* Genesis of the Assif El Mal Zn–Pb (Cu, Ag) vein deposit. An extension-related Mesozoic vein system in the High Atlas of Morocco. Structural, mineralogical, and geochemical evidence: *in Mineralium Deposita*. 44, s. 689-704.
- Connolly C. A., Walter L. M., Baadsgaard H., and Longstaffe F. J. (1990):* Origin and evolution of formation waters, Alberta Basin, Western Canada Sedimentary Basin. I. Chemistry. *Appl. Geochem.* 5, s. 375-395.
- Craddock P. R., Bach W., Seewald J. S., Rouxel, O. J., Reeves E., and Tivey M. K. (2010):* Rare earth element abundances in hydrothermal fluids from the Manus Basin, Papua New Guinea: Indicators of sub-seafloor hydrothermal processes in back-arc basins: *Geochim. Cosmochim. Acta*, 74, s. 5494-5513.
- Crespo T. M., Delgado A., Četná E. V., García J. A. L., Fábber C. (2002):* The latest Post-Variscan fluids in the Spanish Central System: evidence from fluid inclusions and stable isotope data. *Mar. Petrol. Geol.*, 19, s. 323-337.
- Czudek T., Dvořák J. (1989):* Vznik morfostruktury Moravské brány. *Sbor. Českoslov. Geog. Spol.* 1989, 94, s. 241–248, Praha.
- Čopjaková R., Škoda R. (2006):* Detritické a autigenní REE minerály v sedimentech kulmu Dražanské vrchoviny, jejich význam pro studium provenience klastického materiálu a procesů diagenese. *Acta Mus. Mor., Sci. Geol.*, 91, s. 105-127.
- Černý J. (2013):* Redistribuce Y+REE v sedimentech moravsko-slezského kulmu, MS, bakalářská práce, PŘF MU Brno, 42 s. Brno.
- Dauphas N., Pourmand A. (2015):* Thulium anomalies and rare earth element patterns in meteorites and Earth: Nebular fractionation and the nugget effect. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 163, s. 234-261.
- Davisson M. L., Criss R. E. (1996):* Na-Ca-Cl relations in basinal fluids. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60, s. 2743-2752.
- Dolníček Z. (2004):* Mineralogie a podmínky vzniku fluoritových a barytových mineralizací brunovistulika. MS, disertační práce, PŘF MU Brno, 100 s. Brno.
- Dolníček Z. (2009):* Nález neobvyklé mladší sideritové výplně rudní žíly v Hrabůvce (kulm Nízkého Jeseníku). *Geol. Výzk. Mor. Slez.*, 16, s. 86-89. Brno.
- Dolníček Z. (2010):* Xenotim-(Y) z rudní žíly na lokalitě Zlatý důl u Hluboček (kulm Nízkého Jeseníku). *Geol. Výzk. Mor. Slez.* v r. 2009, 17, s. 133-135. Brno.
- Dolníček Z., Slobodník M. (2002):* Kalcit-markazitová mineralizace s uzavřeninami uhlovodíků v kulmských drobách u Hrabůvky, Nízký Jeseník. *Sborník abstraktů z konference Slovensko-česko-poľské mineralogicko-petrograficko-ložiskové dni (27-29. 8. 2002, Herľany)*, s. 13. Herľany.

- Dolníček Z., Filip J.* (2008): Dickit z hydrotermální žíly na lokalitě Zlatý důl u Hluboček (kulm Nízkého Jeseníku). *Geol. Výzk. Mor. Slez.* v r. 2007, 15, s. 62-64. Brno.
- Dolníček Z., Gadas P.* (2011): Krystalovaný siderit ze spodnokarbonských aleuropelitů v Hrabůvce (kulm Nízkého Jeseníku). *Geol. Výzk. Mor. Slez.*, 18, s. 130-133. Brno.
- Dolníček Z., Zimák J., Slobodník M.* (2002): Izotopicky anomální vápenec z Hrabůvky a jeho srovnání s podobnými výskyty na Moravě. *Geol. Výzk. Mor. Slez.* v r. 2001, 9, s. 48-50. Brno.
- Dolníček Z., Zimák J., Slobodník M., Malý K.* (2003): Mineralogy and formation conditions of the four types of hydrothermal mineralization from the quarry in Hrubá Voda (Moravo-Silesian Culm). *Acta Univ. Palacki. Olomuc., Fac. Rer. Nat. Geologica*, 38, s. 7-22. Olomouc.
- Dolníček Z., Lehotský T., Slobodník M., Hejtmánková E., Grígelová A., Zapletal J.* (2014): Minerogenetic and diagenetic processes related to Tertiary hydrocarbon seepage at the Bohemian Massif/Outer Western Carpathians interface: evidence from the Hrabůvka quarry, Moravia, Czech republic. *Mar. Petrol. Geol.*, 52, s. 77-92.
- Dvořák J.* (1994): Variský flyšový vývoj v Nízkém Jeseníku na Moravě a ve Slezsku. *Čes. geol. úst. Praha.*
- Franců E., Franců J., Kalvoda J., Poelchau H. S., Otava J.* (2002): Burial and uplift history of the Paleozoic Flysh in the Variscan foreland basin (SE Bohemian Massif, Czech Republic). *EGU Stephan Mueller Special Publication Series*, 1, s. 167-169.
- Gíliková H., Maštera L., Otava J.* (2003): Charakteristika spodnokarbonských klastických sedimentů na listu 25-13 Hranice. *Geol. Výzk. Mor. Slez.* v r. 2002, 10, s. 44-47. Brno.
- Giuliani G., Cheilletz A., Mechiche M.* (1987): Behavior of REE during thermal metamorphism and hydrothermal infiltration associated with skarn and vein-type tungsten ore bodies in central Morocco. *Chem. Geol.*, 64, s. 279-294.
- Guo H., Zhang B., Wang G., Shen Z.* (2010): Geochemical controls on arsenic and rare earth elements approximately along a groundwater flow path in the shallow aquifer of the Hetao Basin, Inner Mongolia, *Chem. Geol.*, 270, 1-4, s. 117-125.
- Hanor J. S.* (1994): Origin of saline fluids in sedimentary basins. In *Geofluids: Origin, Migration and Evolution of Fluids in Sedimentary Basins*, 78, s. 151-174.
- Hartley A., Otava J.* (2001): Sediment provenance and dispersal in a deep marine foreland basin the Lower Carboniferous Culm Basin, Czech Republic. *J. Czech Geol. Soc.*, 158, 1, s. 137-150. Praha.
- Havíř J., Skácelová Z.* (1996): Tektonické otřesy na východním okraji Českého masívu. *Geol. Výzk. Mor. Slez.* v r. 1995, 3, s. 4-8. Brno.

- Havíř J., Dvořák V., Otava J. (2003):* Nové výsledky strukturního studia paleozoika u Hranic. Geol. Výzk. Mor. Slez. v r. 2002, s. 48-51. Brno.
- Heijlen W., Muchez P., Banks D. A. (2001):* Origin and evolution of high-salinity, Zn–Pb mineralising fluids in the Variscides of Belgium. *Miner. Depos.*, 36, s. 165-176.
- Heijlen W., Muchez P., Banks D. A., Schneider J., Kucha H., and Keppens E. (2003):* Carbonate-hosted Zn-Pb deposits in Upper Silesia, Poland: Origin and evolution of mineralizing fluids and constraints on genetic models. *Econ. Geol.*, 98, s. 911-932.
- Hejtmánková E. (2013):* Petrografická charakteristika vápence z Hrabůvky. MS, bakalářská práce, PřF UP v Olomouci, 46 s. Olomouc.
- Hladíková J. (1988):* Základy geochemie stabilních izotopů lehkých prvků. Skripta UJEP Brno, 95 s. Brno.
- Hladíková J., Kříbek B. (1988):* Distribution and isotopic composition of sulphidic sulfur in rocks of the north-eastern part of the Bohemian Massif. *Čas. Mineral. Geol.*, 33, 2, s. 113-129.
- Hoefs J. (1997):* Stable isotope geochemistry. Springer Verlag, Berlin-New York, 201 str.
- Huraiová M., Hurai V., Slobodník M. (2002):* Základy štúdia fluidních inklúzií v mineráloch. 1. vydání, MU Brno, UK Bratislava, 120 s.
- Cháb J., Suk M. (1977):* Regionální metamorfóza na území Čech a Moravy. *Knih. Ústř. Úst. Geol.*, 50, 156 s. Praha.
- Chan L. H., Kastner M. (2000):* Lithium isotopic compositions of Pore fluids and sediments in the Costa Rica subduction zone: Implications for fluid processes and sediment contribution to the arc volcanoes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 183, s. 275-290.
- Chang L. L. Y., Howie R. A., Zussman J. (1995):* Rock-forming minerals: Non-silicates – Sulphates, Carbonates, Phosphates and Halides, second edition. *Geol. Soc. London*, London, 357 s.
- Janoška M., Novotný P. (1997):* K těžbě nerostných surovin na lokalitě Peklo severně od Lipníku nad Bečvou (25-11 Hlubočky). *Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1996*, 4, s. 65-66, Brno.
- Kendrick M. A., Burgess R., Patrick R. A. D., Turner G. (2002):* Hydrothermal fluid origins in a fluorite-rich Mississippi Valley–type deposit: Combined noble gas (He, Ar, Kr) and halogen (Cl, Br, I) analysis of fluid inclusions from the South Pennine Orefield, United Kingdom. *Econ. Geol.* 97, s. 435-451.
- Kirnbauer T., Wagner T., Taubald H., Bode M. (2012):* post-variscan hydrothermal vein mineralization, Taunus, Rhenish Massif (Germany): constraints from stable and radiogenic isotope data. *Ore Geol. Rev.*, s. 48, s. 239-257.

- Kotlánová M.* (2013): Mineralogická charakteristika polymetalického zrudnění z lokality Zlatý důl u Hluboček. MS, bakalářská práce, PřF UP v Olomouci, 77 s. Olomouc.
- Kotlánová M., Dolníček Z.* (2014 a): Nález bornitu na hydrotermální žíle z údolí Uhřínovského potoka (kulm Nízkého Jeseníku). *Minerál*, 22, 6, s. 513-515, České Budějovice.
- Kotlánová M., Dolníček Z.* (2014 b): Bornit z hydrotermální mineralizace historického ložiska Zlatý důl u Hluboček (kulm Nízkého Jeseníku). *Geol. Výzk. Mor. Slez.* v r. 2013. Brno.
- Kotlánová M., Dolníček Z., Kapusta J.* (2014): Ryzí měď z historického ložiska Zlatý důl u Hluboček (kulm Nízkého Jeseníku). *Minerál*, 22, 4, s. 324-326, České Budějovice.
- Krmíček L., Sulovský P., Halavínová M.* (2005): Výskyt minerálů vzácných zemin na hydrotermálních žilách Dražanské vrchoviny. *Geol. Výzk. Mor. Slez.* v r. 2004, 12, s. 64-68. Brno.
- Kruťa T.* (1956): Příspěvky k moravské topografické mineralogii VI. *Čas. Mor. muz., vědy přír.*, 41, s. 5-30. Brno.
- Kruťa T.* (1965): Příspěvky k moravské topografické mineralogii IX., *Čas. Mor. muz. Vědy přír.*, 50, s. 5-54. Brno.
- Kruťa T.* (1968): Moravské nerosty a jejich literatura 1940–1960. Moravské museum Brno, 380 s. Brno.
- Kučera J.* (2004): Hydrotermální mineralizace v břidlicových souvrstvích spodního karbonu Nízkého Jeseníku. *Geol. Výzk. Mor. Slez.* v r. 2003, s. 51-52. Brno.
- Kučera J.* (2009): Povariské paleofluidní systémy v karbonských sedimentech Moravsko-slezského paleozoika. MS, disertační práce, PřF MU. Brno.
- Kučerová-Charvátová K., Kučera J., Dolníček Z.* (2005): Origin and significance of calcite-marcasite-pyrite mineralisation in siliciclastic Lower Carboniferous rocks, eastern margin of the Bohemian massif, Czech Republic. - In: Mao J., Bierlein F. P. (eds.): Mineral deposit research: meeting the global challenge, 1, Springer Verlag, s. 141-143, Berlin-New York-Heidelberg.
- Kumpera O.* (1972): Stratigrafie a stavba kulmu v sousedství zlatohorského rudního revíru. Sbor. Věd. prací, Vys. Šk. Báň. v Ostravě. *Ř. horn.-geol.*, 18, 4, s. 141-163. Ostrava.
- Kumpera O.* (1983): Geologie spodního karbonu jesenického bloku. *Knih. Ústř. Úst. Geol.*, 59, 172 s. Praha.
- Labus K., Grmela A.* (2004): Isotopic composition of groundwater in the SW part of the Upper Silesian Coal Basin within territories of Poland and Czech Republic. Sbor. věd. Prací Vys. Šk. báň.-Techn. Univ., *Ř. horn.-geol.*, 1, L, s. 57-68.
- Lee S. G., Lee D. H., Kim Y., Chae B. G., Kim W. Y., Woo N. Ch.* (2003): Rare earth elements as indicators of groundwater environment changes in a fractured rock system: evidence from fracture-filling calcite. *Appl. Geochem.*, 18, s. 135-143.



- Legierski J.* (1973): Model ages and isotopic composition of ore leads of the Bohemian Massif. Čas. Miner. geol. 18,1, s. 1-23, Praha.
- Lehotský T.* (2008): Taxonomie goniatitové fauny, biostratigrafie a paleoekologie dražanského a jesenického kulmu. MS, disertační práce, PřF MU. 131 s. Brno.
- Li Y. B., Liu J. M.* (2006): Calculation of sulfur isotope fractionation in sulfides. Geochim. Cosmochim. Acta 70, s. 1789-1795.
- Losert J.* (1957): Ložiska a výskyty olověno-zinkových rud v severomoravském kulmu. Oderské vrchy – okolí Hrabůvky. Rozpr. Českoslov. Akad. věd., ř. mat.-přír. věd, 67, 4, s. 1-53.
- Losert J.* (1962): Olověno-zinková ložiska a výskyty v Oderských vrších. Kom. Slez. Úst., 20, 51 s. Opava.
- Mádr I, Mádr J.* (1994): Historie obce Dolní Újezd, s. 188 a 282, Dolní Újezd.
- McLennan S. M.* (1989): Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. Rev. in mineralogy, 21, s. 169-200.
- Migdisov A, Williams-Jones A. E.* (2014): Hydrothermal transport and deposition of the Rare Earth Elements by fluorine-bearing aqueous liquids. Mineral. Depos, 49, s. 987-997.
- Mikuláš R., Lehotský T., Bábek O.* (2002): Lower carboniferous ichnofabrics of the Culm facies: A case study of the Moravice Formation (Moravia and Silesia, Czech Republic). Geol. Carpath., 53, 3, s. 141-148. Bratislava.
- Misař Z., Dudek A., Havlena V., Weiss J.* (1983): Geologie ČSSR: Díl 1, Český masív. SPN, 333 s. Praha.
- Möller P., Bau M., Dulski P., Lüders V.* (1998): REE and yttrium fractionation in fluorite and their bearing on fluorite formation. Proceed. Quadr. IAGOD Symp. 9, s. 575-592.
- Monecke T., Kempe U., Monecke J., Sala M., Wolf D.* (2002): Tetrad effect in REE distribution patterns: A method of quantification to rock and mineral samples from granite-related rare metal deposits. Geochim. Cosmochim. Acta, 66, 7, s. 1185-1196.
- Novák J.* (1976): Ložiska olověných rud v kulmu Nížkého Jeseníku. Sbor. GPO, s. 175-188. Ostrava.
- Novák J.* (1990): Neznámé doly na stříbro u Podhoří, severně od Lipníku nad Bečvou. Zpr. Kraj. Vlastivěd. Muz. Olom., 265, s. 19-22. Olomouc
- Novák A.* (2011): Revize paleontologických lokalit v moravickém souvrství Nížkého Jeseníku (spodní karbon, moravskoslezská jednotka Českého masívu). MS, bakalářská práce, PřF UP v Olomouci, 76 s, Olomouc.

- Novák J., Štěpán V.* (1984): Báňsko-historický výzkum Hrubého Jeseníku a západní části Nízkého Jeseníku ložisek drahých a barevných kovů, 4. Ložisková oblast Ag-Pb-Cu rud v povodí řeky Bystřice-Lošov, Velká Bystřice, Hlubočky, Hrubá Voda. MS, Ústř. Úst. geol., 44 s. Praha.
- Novák J., Štěpán V.* (1985): Ložisko Ag-Pb-Cu rud Lošov (Velká Bystřice) v kulmu Nízkého Jeseníku. Sbor. GPO, 30, s. 153-157. Ostrava.
- Novotný P., Pauliš P.* (2006): Stříbro z Mariánského Údolí a kalciopetersit z Domašova nad Bystřicí. Zpr. Vlast. Muz. Olom., přír. vědy, 285-287, s. 2-32. Olomouc.
- Novotný P., Pauliš P.* (2009): Pyromorfit z Hluboček-Mariánského Údolí. Zpr. Vlast. Muz. Olom., přír. vědy, 297, s. 34-38. Olomouc.
- Novotný P., Sejkora J., Pauliš P.* (2006): Nové nálezy sekundárních minerálů v horninách moravskoslezského spodního karbonu (kulmu) v okolí Olomouce. Bull. Mineral.-petrolog. Odd. Nár. Muz. Praha.
- Novotný P., Král J., Zbirovský J.* (2008): Ověřovací práce v historických důlních dílech v okolí Velké Bystřice. Zpr. Vlast. Muz. Olom., 293-295, s. 58-73, Olomouc
- Ohmoto H., Rye R. O.* (1979): Isotopes of sulfur and carbon. Barnes H.L. (ed.) Geochemistry of hydrothermal deposits, 2nd edn. J. Wiley & Sons, s. 461-560, New York.
- O'Neil J. R., Clayton R. N., Mayeda T. K.* (1969): Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. J. Chem. Phys. 51, s. 5547-5558.
- Palme H.* (1988): Chemical abundances in meteorites. In: Reviews in Modern Astronomy. Klare, G. (Editor), Springer, s. 28-51. Berlín.
- Papoušková P.* (2003): Mineralogie drobných rudních výskytů v Údolí Bystřice. MS, diplomová práce, PřF UP v Olomouci. Olomouc.
- Perry J., Montgomery C. W.* (1980): Isotopic studies of hydrologic processes. Northern Illinois University Press, DeKalb.
- Pertold Z., Šachlová Š., Šťastná A., Bílek V. ml., Krutilová K., Bílek V. st., Topolář L.* (2014): Alkalicko-křemičitá reakce v České republice a možnosti její eliminace. Beton TKS, 2, s. 34.
- Pořádek P.* (2014): Variské hydrotermální žíly v klastických sedimentech moravskoslezského paleozoika. MS, Diplomová práce. Masarykova univerzita, Přírodovědecká fakulta, 75 s. Brno.
- Purkyňová E.* (1963): Fytostratigrafie moravskoslezského karbonu. Rozpr. Českoslov. Akad. Věd, Ř. mat.- přír. věd, 73, 36 s. Praha.
- Purkyňová E.* (1977): Karbonská flora z Děřichovic u Andělské Hory (kulm Nízkého Jeseníku). Čas. Slez. Muz., vědy přír., 26, s. 137-138. Opava.
- Rajlich P.* (1993): Variská duktilní tektonika Českého masivu. Knih. ČGÚ, sv. 65, s. 113. Praha.

- Rozendaal A., Stadler M. (2001):* REE geochemistry of garnet associated with Gamsberg Zn-Pb deposit, South Africa. In: *Piestrzynski A. (2001):* Mineral deposits at the beginning of the 21<sup>st</sup> century. Amsterdam: A. A. Balkema Publishers, s. 325-329.
- Schreiber B. C., Lugli S. and Babel M. (2007):* Evaporites through Space and Time. Geological Society, London, Special Publications, 285, 373 s.
- Slobodník M., Dolníček Z. (2001):* Základní charakteristika fluid z hydrotermální mineralizace u Hrabůvky, Nízký Jeseník. Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 2000, s. 52-54. Brno.
- Slobodník M., Jacher-Śliwczynska K., Taylor M. C., Schneider J., Dolníček Z. (2008):* Plumbotectonic aspects of polymetallic vein mineralization in Paleozoic sediments and Proterozoic basement of Moravia (Czech Republic). *Int. J. Earth. Sci.*, 97, s. 1-18.
- Stueber A. M., Walter L. M. (1991):* Origin and chemical evolution of formation waters from Silurian-Devonian strata in the Illinois basin, USA. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55, s. 309-325.
- Stueber A. M., Walter L. M., Huston T. J., and Pushkar P. (1993):* Formation waters from Mississippian-Pennsylvanian reservoirs, Illinois basin, USA: Chemical and isotopic constraints on evolution and migration. *Geochim. Cosmochim. Acta* 57, s. 763-784.
- Szalkowski D. S. (2003):* Low salinity waters in deep sedimentary basins. MS, Faculty of the Louisiana State University and Agricultural and Mechanical College, 238 s.
- Trdlička Z., Hoffman V. (1976):* Untersuchungen der chemischen Zusammensetzung der Gangkarbonate von Kutná Hora (ČSSR). *Freib. Forschungshefte*, C321, s. 29-81.
- Turchyn A., Schrag D. P. (2004)* Oxygen isotope constraints on the sulfur cycle over the past 10 million years. *Science* 303, s. 2004–2007.
- Vančurová M. (2006):* Mineralogie drobných rudních výskytů v kulmu Nízkého Jeseníku a Oderských vrchů. MS, bakalářská práce, PřF UP. 80 s. Olomouc.
- Vaněček M., Patočka F., Pošmourný K., Rajlich P. (1985):* The use of isotopic composition of ore lead in metallogenic analysis of the Bohemian Massif. *Rozpr. Českoslov. Akad. Věd, ř. mat. –přír. věd*, 95, 5, s. 1–114.
- Warren J. (2000):* Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations, *Earth-Science Reviews*, 52, s. 1-81.
- Wilkinson J. J., Jenkin G. R. T., Fallick, A. E., Foster R. P. (1995):* Oxygen and hydrogen isotopic evolution of Variscan crustal fluids, south Cornwall, U. K. *Chem. Geol.* 123, s. 239-254.
- Zapletal J., Dvořák J., Kumpera J. (1989):* Stratigrafická klasifikace kulmu Nízkého Jeseníku. *Věst. Ústř. Úst. Geol.*, 64, 4, s. 243-250. Praha.
- Zapletal J., Pek I. (1999):* Ichnofacies of the Lower Carboniferous in the Jeseník Culm (Moravian-Silesian region, Czech Republic). *Věst. ČGÚ*, 74, 3, Praha.

- Zartman R. E., Haines S. M. (1988):* The plumbotectonic model for Pb isotopic systematics among major terrestrial reservoirs – a case for bi-directional transport. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52, s.1327-1339.
- Zhang Y. G., Frantz J. D. (1987):* Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O using synthetic fluid inclusions. *Chem. Geol.*, 64, s. 335-350.
- Zhao L., Chen Z. Q., Algeo T. J., Chen J., Chen Y., Tong J., Gao S., Zhou L., Hu Z., Liu Y. (2013):* Rare-earth element patterns in conodont albid crowns: Evidence for massive inputs of volcanic ash during the latest Permian biocrisis. *Global. Planet. Change*, 105, s. 142.
- Zheng Y. F. (1993):* Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals. *Geochim. Cosmochim. Acta* 57, s. 1079-1091.
- Zheng Y. F. (1999):* Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals. *Geoch. J.*, 33, s. 109-126.
- Zimák J. (1984):* Výskyt anatasu na polymetalických rudních žilách v Mariánském Údolí u Olomouce. *Zpr. Kraj. Vlast. Muz. Olom.*, 227, s. 16-18. Olomouc.
- Zimák J. (1994):* Nové výskyty polymetalické mineralizace v údolí Bystřice (kulm Nížkého Jeseníku). *Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1993*, 1, s. 69-70. Brno.
- Zimák J. (1997a):* Stopy po historické těžbě drahých kovů a nové poznatky o hydrotermálním zrudnění v „Pekelském údolí“ u Podhoří (u Lipníka nad Bečvou). *Acta Univ. Palacki. Olomuc.*, 35, s. 15-19. Olomouc.
- Zimák J. (1997b):* Výskyt křemen-karbonátové žíly s pyritem a poznámky k lokalizaci historických dolů na drahé kovy v „Pekelském údolí“ u Podhoří (u Lipníku nad Bečvou). *Geol. výzk. Mor. Slez.*, s. 93-95. Brno.
- Zimák J. (1999a):* Hydrotermální mineralizace v lomu „Podhůra“ u Lipníka nad Bečvou. *Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1998.* s. 99-100. Brno.
- Zimák J. (1999b):* Chemistry of carbonates from hydrothermal veins in the Variscan flysch sequences of the Nížký Jeseník Upland (Bohemian Massif). *Acta Univ. Palacki. Olomuc.*, Fac. Rer. Nat, Geol., 36, s. 75-79. Olomouc.
- Zimák J. (2000):* Mineralogie hydrotermálních žil v lomech u Hrabůvky a Nejdku (moravskoslezský kulm). *Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1999*, s. 106-108. Brno.
- Zimák J. (2002):* Karbonátové žíly s barytem a markazitem z Bohučovic u Hradce nad Moravicí (moravskoslezský kulm). *Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 2001*, s. 68-69. Brno.
- Zimák J., Losos Z., Novotný P., Dobeš P., Hladíková J. (2002):* Study of vein carbonates and notes to the genesis of the hydrothermal mineralization in the Moravo-Silesian Culm. *J. Czech Geol. Soc.*, 47, 3-4, s. 111-122. Praha.

*Zimák J., Vávra V.* (1999): Rabdofán-(Ce) z křemenné žíly s klinochlorem z Mladecka (kulm Nízkého Jeseníku). Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1998, s. 100-101. Brno.

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

#### Internetové zdroje:

cit.1:

[http://www.geology.cz/app/ciselniky/lokalizace/show\\_map.php?mapa=g50zj&y=535900&x=1118800&s=1](http://www.geology.cz/app/ciselniky/lokalizace/show_map.php?mapa=g50zj&y=535900&x=1118800&s=1) (citováno k 20.2.2014)

cit.2

[http://www.geology.cz/app/ciselniky/lokalizace/show\\_map.php?mapa=g50zj&y=524800&x=1128000&s=1](http://www.geology.cz/app/ciselniky/lokalizace/show_map.php?mapa=g50zj&y=524800&x=1128000&s=1) (citováno k 20.2.2014)

cit.3

[http://www.geology.cz/app/ciselniky/lokalizace/show\\_map.php?mapa=g50zj&y=518500&x=1125100&s=1](http://www.geology.cz/app/ciselniky/lokalizace/show_map.php?mapa=g50zj&y=518500&x=1125100&s=1) (citováno k 20.2.2014)

cit.4

[http://www.geology.cz/app/ciselniky/lokalizace/show\\_map.php?mapa=g50zj&y=513700&x=1125100&r=3500&s=1&legselect=0](http://www.geology.cz/app/ciselniky/lokalizace/show_map.php?mapa=g50zj&y=513700&x=1125100&r=3500&s=1&legselect=0) (citováno k 20.2.2014)

cit. 5: <http://www2.ggl.ulaval.ca/cgi-bin/isotope/generisotope.cgi> (citováno k 15.5.2015)