

Univerzita Karlova
Přírodovědecká fakulta
Ústav geochemie, mineralogie a nerostných zdrojů

Studijní program: Geologie (N1201)

Studijní obor: Geologie (NGEOL)



Bc. Ivan Petrov

Genetické vztahy mezi intruzemi žil porfyrů a vznikem Au mineralizace na lokalitách Petrov a Bohuliby

Genetic relationships between intrusions of porphyry dykes and formation of Au ores at Petrov and Bohuliby

Diplomová práce

Vedoucí práce:

doc. RNDr. Jiří Zachariáš, Ph.D.

Praha, 2023

Charles University
Faculty of Science

Poděkování

Tímto bych rád poděkoval vedoucímu mé práce doc. RNDr. Jirímu Zachariášovi, Ph.D. za trpělivost, vstřícnost, užitečné rady a neocenitelně velkou pomoc s vytvořením této práce, poté RNDr. Radimovi Jehličkovi, PhD za asistenci v provedení EDX analýz; a nakonec i své rodině a blízkým, kteří mě podporovali, motivovali a inspirovali.

Prohlašuji, že jsem tuto diplomovou práci vypracoval samostatně pod vedením školitele doc. RNDr. Jirího Zachariáše, Ph.D. a že jsem řádně citoval všechny použité prameny a literaturu. Táto práce ani její podstatná část nebyla využita v rámci jiného vysokoškolského studia či k získání jiného nebo stejného titulu.

V Praze dne _____

Ivan Petrov

Abstrakt

Tato diplomová práce se zabývá genetickými vztahy zlatonosného zrudnění a asociovaných s ním granodioritových žilních porfyrů v oblasti Petrova a Bohulib v jihozápadní části jílovského rudního revíru. Horniny, jejich hydrotermálně podmíněná alterace i hydrotermální zlatonosná mineralizace byly charakterizovány z petrografického, mineralogického a krystalochemického hlediska. Také byly vyšetřeny jejich vzájemné genetické a texturní vztahy, ověřené využitím biotitového, arzenopyritového a chloritových empirických termometrů.

První identifikovaná generace sulfidické mineralizace vznikla za cca 360°C a je tvořena arzenopyritem, galenitem a ryzím zlatem. Za teploty přibližně 274°C proběhla chloritizace horninové minerální asociace a vznik chloritové žilní výplně. Druhá generace sulfidické mineralizace vznikla za 264°C.

Anomální absence Bi-Te-S fází a scheelitu v hydrotermální paragenezi je důležitým indikátorem rozdílných podmínek vzniku mineralizace na studované lokalitě a v hlavní části ložiska Jílové.

Na základě zjištěných dat granodioritový porfyr byl rozdělen na dva rozdílné genetické typy s nesoudobým umístěním, které však mají společný původ v hlubších částech magmatického krbu středočeského plutonického komplexu.

Klíčová slova:

Zlato, sulfidy, arzenopyrit, živce, biotit, chlorit, alterace, žilné horniny, variská orogeneze, středočeský plutonický komplex, empirická geotermometrie

Abstract

This master's thesis is focused on genetic relationships between Au-bearing ores and associated granodiorite porphyry dykes in Petrov and Bohuliby area in southwestern part of the Jílové ore district. Subvolcanic rocks with hydrothermally induced alteration and Au-bearing mineralization were characterized by petrography, mineralogy and crystallochemistry. Mutual genetic and textural relationships of studied materials were examined as well and were validated by biotite, arsenopyrite and chlorite empirical geothermometry.

First identified generation of sulfide mineralization was formed at 360°C and consist of arsenopyrite, galenite and native gold. At circa 274°C porphyry mineral association was chloritized, and chlorite gangue crystallized. Second generation of sulfide mineralization precipitated at 264°C.

Anomalous absence of Bi-Te-S phases and scheelite in hydrothermal paragenesis is important indicator of contrasting conditions of mineralization at the studied areas and main zone of the Jílové ore deposit.

Based on acquired data, granodiorite porphyry dikes were categorized to two separate genetic types, which have mutual origin in deep magma chamber of Central Bohemian Plutonic Complex but intruded non-contemporaneously.

Keywords:

Gold, sulfides, arsenopyrite, feldspars, biotite, chlorite, alteration, subvolcanic dykes, Variscan orogeny, Central Bohemian Plutonic Complex, empirical geothermometry

Seznam zkratk minerálů použitých v obrazových materiálech

Ab	Albit
Ap	Apatit
Aspy	Arzenopyrit
Bt	Biotit
Cc	Kalcit
Cpy	Chalkopyrit
Dol	Dolomit
Gal	Galenit
Chl	Chlorit
Ilm	Ilmenit
Kfs	Draselný živec
Kln	Kaolinit
Mol	Molybdenit
Ms	Muskovit
Mt	Magnetit
Plg	Plagioklas
Py	Pyrit
Po	Pyrhotin
Qtz	Křemen
Rt	Rutil
Zrn	Zirkon

Obsah

1. ÚVOD	7
2. LOŽISKA ZLATA TYPU „OROGENIC GOLD“	9
2.1. Geotektonické prostředí vzniku	9
2.2. Fyzikálně-chemické podmínky vzniku a charakteristiky rudogenních fluid	9
2.3. Strukturní kontrolní faktory	11
2.4. Mineralogie a typy zrudnění	11
2.5. Hydrotermální přeměny.....	12
3. CHARAKTERISTIKA STUDOVANÉ LOKALITY A JEJÍ REGIONÁLNĚ-GEOLOGICKÉHO KONTEXTU	13
3.1. Horniny kadomského orogenního cyklu	13
3.2. Horniny variského orogenního cyklu	15
3.3. Jílovský rudní revír a ložisko Jílové	17
3.4. Lokality Petrov a Bohuliby.....	19
3.4.1. Petrov	19
3.4.2. Bohuliby (žilník Ladislav)	20
4. METODIKA PRÁCE	22
5. VÝSLEDKY	25
5.1. Petrografie studovaných vzorků	25
5.2. Mineralogie a krystalochemie primární minerální asociace porfyrových hornin	26
5.3. Mineralogie a krystalochemie hydrotermální žilné mineralizace se zlatem.....	36
5.4. Mineralogie a krystalochemie alterační parageneze ze žil porfyřů typu II	39
5.5. Výsledky minerální termometrie	42
5.5.1. Arzenopyritový geotermometr	42
5.5.2. Chloritová termometrie	43
5.5.3. Biotitová termometrie	45
6. DISKUZE	46
6.1. Sukcese hydrotermální mineralizace	46
6.2. Alterační mechanismy.....	47
6.3. Interpretace textur a minerálního složení primární minerální asociace granodioritového porfyru	50
6.4. Zařazení zjištěných dat do regionálního a ložisko-geologického kontextu.....	56
6. ZÁVĚR	58
7. SEZNAM LITERATURY	60

1. Úvod

Jílovský rudní revír se v detailu studoval již od začátku těžební aktivity, nicméně v novodobě historii, s rozvojem přesných analytických metod a s postupným vyčerpáním zásob v hlavních žilnicích v osním směru jílovského pásma, započal jak průzkum okrajových partií revíru ve snaze najít nové zdroje zlata (Morávek et al., 1969), tak i studium podmínek vzniku ložiska a jeho zařazení k definované kategorii (např. Morávek a Pouba, 1987).

Většinou svých charakteristik (geotektonickou pozici, horninovém kontextem, typem mineralizace, atd.) ložisko Jílové se podobá ložiskům typu „greenstone belts“, vytvořeným v archaiku v charakteristických sekvencích vulkanitů ostrovních oblouků mezi tělesy tonalit-trondhjemit-granodioritové (TTG) suity (Tomlinson a Condie, 2001), jinak nazývané „mezotermálními“ ložisky a které později získaly název „orogenic gold deposits“ (Groves et al., 1998). Proto Morávek a Pouba (1987) je přiřadili k tomuto světovému typu ložisek zlata a zařadili do širšího kontextu střížné zóny regionálního měřítká (středočeské střížné zóny) a spojené s ní středočeské metalogenetické zóny, zahrnující celou řadu typů ložisek zlata a obecných kovů (včetně jiných typu „orogenic gold“, „intrusion-related“ a Pb-Zn žilnikových), a obdobnou metalogenetickým provinciím světového měřítká (např. Superior Province v Kanadě). Další studium jílovského rudního revíru a celé metalogenetické provincie navazoval na tuto interpretaci (Zachariáš et al., 1997; Zachariáš et al., 2013; Zachariáš et al., 2014; atd.).

Sice podmínky a okolnosti vzniku hlavní části jílovského rudního revíru byly v detailu studovány, otázky prostorové variability mineralogie zrudnění v měřítku revíru, vztahu mineralizace a doprovodných variských žilních magmatitů a charakterizace hydrotermální přeměny okolních hornin nebyly jednoznačně vyřešeny. Ačkoliv odpovědi na tyto otázky nemusí vést k radikálnímu přehodnocení celkové ložisko-geologické situace, mohou ovšem být klíčem k pochopení komplexního vývoje hydrotermální mineralizace v čase a prostoru.

Právě proto v rámci dané práce si kladu za cíl vyšetřit prostorové a případné genetické spojitosti mezi granodioritovými porfyry a zlatonosnou hydrotermální mineralizací, vyskytující se na lokalitách Petrov a Bohuliby na jihozápadu jílovského rudného revíru, v jeho okrajové části. Pro realizaci tohoto cíle nejdříve na základě prostorových a texturních vztahů minerálů hydrotermální mineralizace určím příslušnou posloupnost krystalizace. Rovněž analogicky se pokusím vyšetřit vývoj porfyrových hornin v čase a vztah mezi primární horninovou paragenezi a jí postihujícími alteračními přeměnami. Z pozorovaných

dat a za pomoci relevantní literatury charakterizují mechanismus proběhlých alteračních reakcí.

Aby bylo možné konfrontovat získaná data s publikovanými daty z hlavní části jílovského rudního revíru, popíšu hlavní a vedlejší minerální fáze také z krystalochemického hlediska. Zaměřím se i na variace v obsahu nejdůležitějších prvků v minerálech v rámci studovaných lokalit.

Fyzikální podmínky vzniku porfýrových hornin, zlatonosného zrudnění i hydrotermálních přeměn, indukovaných ve studovaných variských magmatitech, se budu snažit určit pomocí analýzy přítomných variací prvků, pozorovatelných texturních fenoménů a geotermometrických výpočtů.

2. Ložiska zlata typu „orogenic gold“

Pro zjištění případných anomálií a odchylek studovaných materiálů od definovaných charakteristik ložisek typu „orogenic gold“, v této kapitole sumarizují z dostupných literárních zdrojů typické a standartní znaky takového typu ložisek.

2.1. Geotektonické prostředí vzniku

Ložiska typu „orogenic gold“ jsou přesně definované (Groves et al., 1998) v rámci širší neogenetické kategorie žilnikových ložisek (lode gold deposits), svoji geotektonickou polohou, načasováním mineralizace a pozici v korovém kontinuu.

Obecně tento typ ložisek vzniká v kolizním prostředí externích orogenů v akrečním prizmatu s vázaností na granitoidní magmatismus, přičemž existence kompozitních vulkanických, vulkanosedimentárních nebo sedimentárních sekvencí s vysokou geologickou komplexitou pro lokalizaci zrudnění je uváděna jako nutná podmínka vzniku tohoto typu ložisek (Groves et al., 2003; Kerrich a Cassidy, 1994; McCuaig a Kerrich, 1997).

Ačkoliv je někdy uváděno velké hloubkové rozpětí možné umístění mineralizace (2-20 km, Groves et al., 1998), průměrně se vyvíjí na hloubkách 5 až 7 km (Groves et al., 2003) a vertikální rozsah konkrétního ložiska většinou nepřevyšuje 1 až 2 km.

Výsledky studie Tomlinsona a Condie (2001) ukazují, že bazalty a komatiity v rámci „greenstone“ sekvencí mají v 80% případů geochemickou signaturu, odpovídající horninám derivovaných z plášťového plumu, přičemž kontaminace korovou komponentou nebo recyklace korových segmentů uvnitř plášťových plumů vede k vývinu tzv. „pseudo-subdukční“ geochemické signatury (vysoké poměry Th/Ta).

Kerrich a Cassidy (1994) na základě detailní rešerše publikovaných geochronologických dat ložisek typu „orogenic gold“ (zde ještě označovaných jako „lode gold“) konstatovali, že hlavní mineralizační fáze probíhala pozdně kinematicky a po píkú metamorfózy, tudíž místy až 240 mil. let (kraton Yilgarn, Austrálie) po akreci vulkanických teránů a intruzi plutonických TTG těles.

2.2. Fyzikálně-chemické podmínky vzniku a charakteristiky rudogenních fluid

Vůdčím faktorem podpory mineralizace - tzv. crack-seal nebo fault-valve mechanismus (zahojení trhlin precipitátem a opětovné otevření trhliny při tlacích fluid umožňujících překročení obálky pevnosti precipitovaného materiálu), vázaný na cykly duktilně-křehké

deformaci na duktilně-křehkém přechodu a cykly seismicity (McCuaig a Kerrich, 1997). Mineralizace nutně vzniká v seismogenní zóně a v litologiích, které neumožňují kontinuální deformaci (například břidlicích nebo svorech), ale jsou křehké a dovolují hromadění napětí.

Rudonosná fluida v tomto typu ložisek jsou typicky téměř neutrální, vodnato-uhlíkatá, s uniformně nízkými salinitami pod 6 hm.% ekv. NaCl a vysokým obsahem CO₂ (0,05-0,25 XCO₂). Boiron et al. (2003) ovšem ze studia variských ložisek v Evropě popisuje systém dvou fluid – první fluidum je nejdřív CO₂-H₂O dominantní, s možností ekvibrace s grafitickými metamorfními litologiemi a nabytí CH₄ složky; tyto fluida jsou uzavřené v plynokapalných uzavřeninách po významném spádu tlaku a precipitaci křemene; později dochází k infiltraci vodnatých meteorických fluid se salinitami maximálně 9 hm.% ekv. NaCl, které jsou zodpovědné za precipitaci sulfidů a sulfosolů s obsahem Bi a Au, bismutinitu a ryzího Au.

Ridley a Diamond (2000) sumarizovali možné zdroje rudonosných fluid, generujících ložiska typu „orogenic gold“. Unikátní fluida tohoto typu ložiska vykazují znaky jak zdroje, tak ekvibrace s okolními horninami během toku přes kůru – kvůli tomu nejvhodnějšími se zdají hypotézy devolatilizace felsických magmat (přičemž analogická fluida jsou produkována za tlaků nad 3 kbar), odmíšení plášťového fluida, bohatého na CO₂ a modifikovaného metamorfózou granulitů; a devolatilizace metamorfních hornin subduované desky při prográdní metamorfóze.

Asociace kovů je typicky Au-Ag ± As ± B ± Bi ± Sb ± Te ± W s poměry Au/Ag obecně vyššími, než 5. Zlato je vysoké ryzosti, většinou nad 90 at.% (McCuaig a Kerrich, 1997). Je nejčastěji transportováno ve formě Au(HS)₂⁻ komplexu, role komplexu AgCl₂⁻ se zvyšuje pouze v případě vyšších teplot rudonosného fluida (> 550°C; Mikucki, 1998) a komplex Au(HS)⁰ je významný pouze v nízkoteplotních kyselejších fluidech (≤ 270°C; Mikucki, 1998). Pro hydrotermální systémy se sníženými obsahy síry je pro koncentraci zlata relevantní mechanismus inkorporaci do Bi taveniny (Tooth et al., 2008).

Při tom precipitace zlata z disulfidového komplexu je favorizována při sulfidaci okolní horniny s vysokými poměry železa, tudíž vzniku sulfidů při reakci s horninou (Groves et al., 2003; McCuaig a Kerrich, 1997;). Ovšem srážení zlata může probíhat i při dekompresi fluid za přechodu ze supra-litostatických tlaků k hydrostatickým tlakům, nebo míšení fluid (Boiron et al., 1990; Boiron et al., 2003). Rovněž elektrochemické děje na povrchích trhlin ve sulfidech a arzenidech a adsorpce zlata na ně efektivně odděluje zlato z hydrotermálního roztoku (Boiron et al., 2003; Knipe et al., 1991).

Podle Groves et al. (2003) pro získání pozorovaných kovnatostí zlata v obrovských ložiskách tohoto typu je nutná předcházející koncentrace zlata a jiných kovů v kůře. Autoři článku předpokládají, že pyrit s rozpuštěným Au ze submarinních sedimentů a „greenstonů“ je vhodným zdrojem vyluhovatelného zlata.

Hostící litologie optimálně musí být ve sub-facii zelených břidlic (McCuaig a Kerrich, 1997) až svrchní amfibolitové facii, tudíž vznik ložiska probíhá v P-T podmínkách mezi cca 200 až $\geq 600^{\circ}\text{C}$ a 1-3 kbar (Mikucki, 1998).

2.3. *Strukturní kontrolní faktory*

Důležitým hlediskem pro kontrolu toku fluid a jejich následnou precipitaci je umístění vhodných litologií na regionální hranici trans-litosférických teránů, umožňujících fokusovaný tok s transportem na velké vzdálenosti (Mikucki, 1998). Zlomy a zejména jejich křížení tvoří průtočné systémy pro hydrotermální fluida, přičemž precipitace a alterace okolní horniny probíhá na dilatačních výčnělcích („jogs“) nebo v místech s násunovým a strike-slip tektonickým režimem, které tvoří tzv. „litologické pasti“ (Groves et al., 2003; McCuaig a Kerrich, 1997). Při tom lokalizace ložisek ve vertikálním rozsahu jsou obecně omezené na duktilně-křehký přechod, nutný pro cyklickou změnu podmínek, favorizující precipitaci a transport fluid mechanismem fault-valve.

2.4. *Mineralogie a typy zrudnění*

Při fungování fault-valve mechanismu dochází ke vzniku páskovaných a silně deformovaných žil, vzniklých cyklickým otevíráním a zahojením trhliny. Za nízkých teplot ($> 200^{\circ}\text{C}$) v spodní facii zelených břidlic vznikají žilné sítě a převládá kataklaze; ve facii zelených břidlic za středních teplot ($\sim 300^{\circ}\text{C}$) vzniká celý spektrum žil od brekciovaných k laminovaným v duktilním prostředí; za vysokých teplot ($> 400^{\circ}\text{C}$) v amfibolitové až spodní granulitové facii dochází k akomodaci napětí v širokých střížnách zónách a dynamické rekrytalizaci materiálu žil (McCuaig a Kerrich, 1997).

Boiron et al. (2003) popisuje typickou mineralogii variských ložisek v Evropě - precipitace čoček mléčného křemene v duktilně-křehkém režimu za $>400^{\circ}\text{C}$ a 2-4,5 kbar je následována jejich brekciací a cementací mikrokrytalickým/čirým křemenem. Hyalinní křemen a dobře omezený arzenopyrit krystalizují poté v krystalizační pasti za 0,5 až 1,8 kbar a 350 až 450°C , a po nich, v mikrotrhlinách precipitují Bi-Te sulfosole, rzyi Bi, bismutinit a rzyí zlato z infiltrovaných fluid.

2.5. Hydrotermální přeměny

Typická alterace u hydrotermálních systémů, vykazujících fault-valve chování, je hydrolyza živců a Fe-Mg-Ca silikátů na muskovit/paragonit a albit s draselným živcem, karbonatizace metamorfních minerálů na Ca-Fe-Mg karbonáty, a sulfidace Fe-silikátů a Fe-oxidů, společně s významnou K-metasomatizací. Tento alterační proces může být vyjádřen jako přínos K, Rb, Ba, Cs a volatilí (McCuaig a Kerrich, 1997).

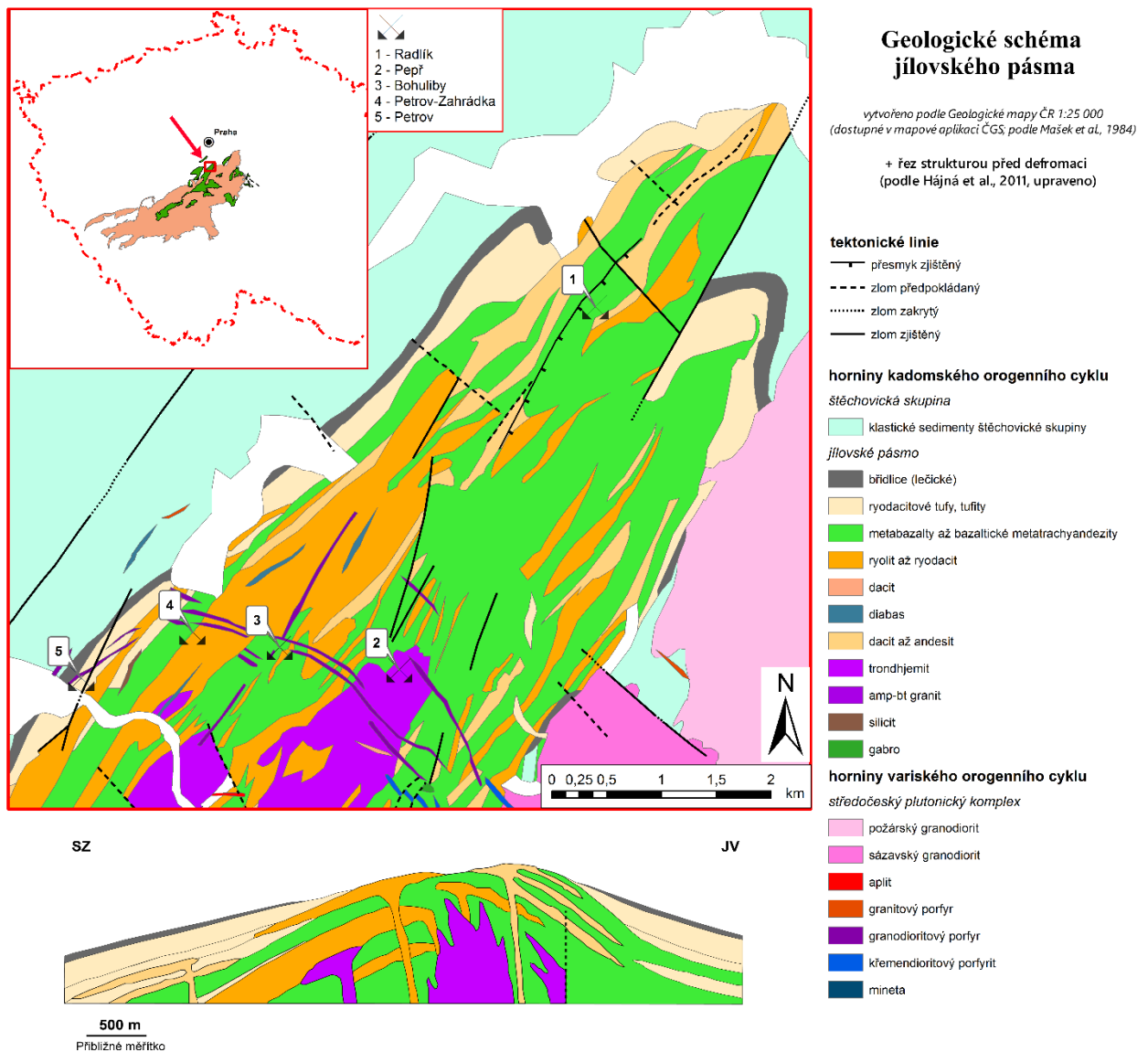
3. Charakteristika studované lokality a její regionálně-geologického kontextu

3.1. Horniny kadomského orogenního cyklu

Jílovské pásmo je jednou z nejdůležitějších antiferem v rámci davelské skupiny, přibližně 1000 až 2000 m mocné sekvence slabě metamorfovaných vulkanických hornin neoproterozoického stáří, tvořící severovýchodní segment tepelsko-barrandienské jednotky, kompozitního krustálního bloku proterozoického až svrchně paleozoického stáří, pozůstávajícího většinou z málo až středně metamorfovaných jednotek s převahou sedimentárních hornin submarinního původu.

Postižené metamorfózou efuzivní horniny jílovského pásma, dříve popisované jako spillity, keratofyry nebo křemenné keratofyry (Morávek a Röhlich, 1971; Röhlich, 1971) lze v modernější klasifikaci podle celkovému chemismu označit za metamorfované a metasomatizované členy vulkanické diferenciacní řady – bazalty, dacity, andezity až ryolity (obr. 2a). Podle Waldhausrové (1984) zde dominují bohaté na sodík a chudé na draslík horniny vápenato-alkalické série, vzniklé v prostředí oceánského oblouku, přičemž horniny tholeiitické série, údajně představující dřívější fázi magmatismu, mají menšinové zastoupení. Nicméně, při vynesení publikovaných dat do grafu K_2O proti SiO_2 (Pecerillo a Taylor, 1976) je vidět, že tyto vulkanity mají dostatečně nízký obsah K_2O , aby mohly být zařaditelné k tholeiitické sérii.

Důležitou součástí jílovského pásma, endemickou pro tuto část davelské skupiny, jsou intruzivní tělesa sodných leukotonalitů, plagiogranitů a alaskitů, obecně obsahující víc než 73 hm.% SiO_2 a pod 0,5 hm.% K_2O (obr. 2b) a tudíž rovněž patřící k dominující v této jednotce „tholeiitické“ sérii. Jsou interpretovány jako podpovrchové intruze do vrstevnaté stavby vulkanických proudů (Röhlich, 1998; obr. 1b) a podle své geochemické signatury nejspíš představují vysoce frakcionovaný derivát ochuzeného pláště v podmínkách ostrovního oblouku (Hajná et al., 2011), přičemž s přihlédnutím k charakteristikám ostatních magmatických hornin v rámci jílovského pásma, lze předpokládat, že i vulkanity, i plutonická tělesa



Obr. 1: Zjednodušené geologické schéma jílovského pásma a jeho pozice v rámci středočeského plutonického komplexu. V jílovském rudním revíru se nachází několik historických dolů, daná práce zahrnuje dvě lokality od středu k Z okraji jílovského pásma – Petrov a Bohuliby. b) idealizovaný řez strukturou jílovského pásma před variskou deformací (Hájna et al., 2011)

Upraveno podle Geologické mapy ČR, 1:25 000 (Mašek et al., 1984)

představují členy jediného diferenciačního trendu a pravděpodobně pochází ze stejného, chudého na K_2O zdroje.

Sekvenci vulkanitů překrývají felsická pyroklastika – masivní a páskované popelové tufy, lapillové tufy, hrubozrnné litické pyroklastické a epiklastické brekcie. Nejsvrchnějším horizontem davelské skupiny jsou 50 až 200 m mocné černé silicifikované břidlice, označované jako „lečické“ (Hájna et al., 2011).

Intenzivní zkrácení jílovského pásma v ZSZ-VJV směru, za vytvoření antiklinální stavby a strmé pervazivní kliváže v SSV-JJZ směru (tzv. jílovské kliváže) ve fokálních deformačních páslech, bylo nejdříve považováno za výsledek pozdní fáze kadomské orogeneze (Morávek a Röhlich, 1971; Röhlich, 1971), ovšem později byl jeho původ identifikován jako variský (Rajlich, 1988; Žák et al., 2005, 2009), zapříčiněný intruzí středočeského plutonického komplexu podél východní hranice.

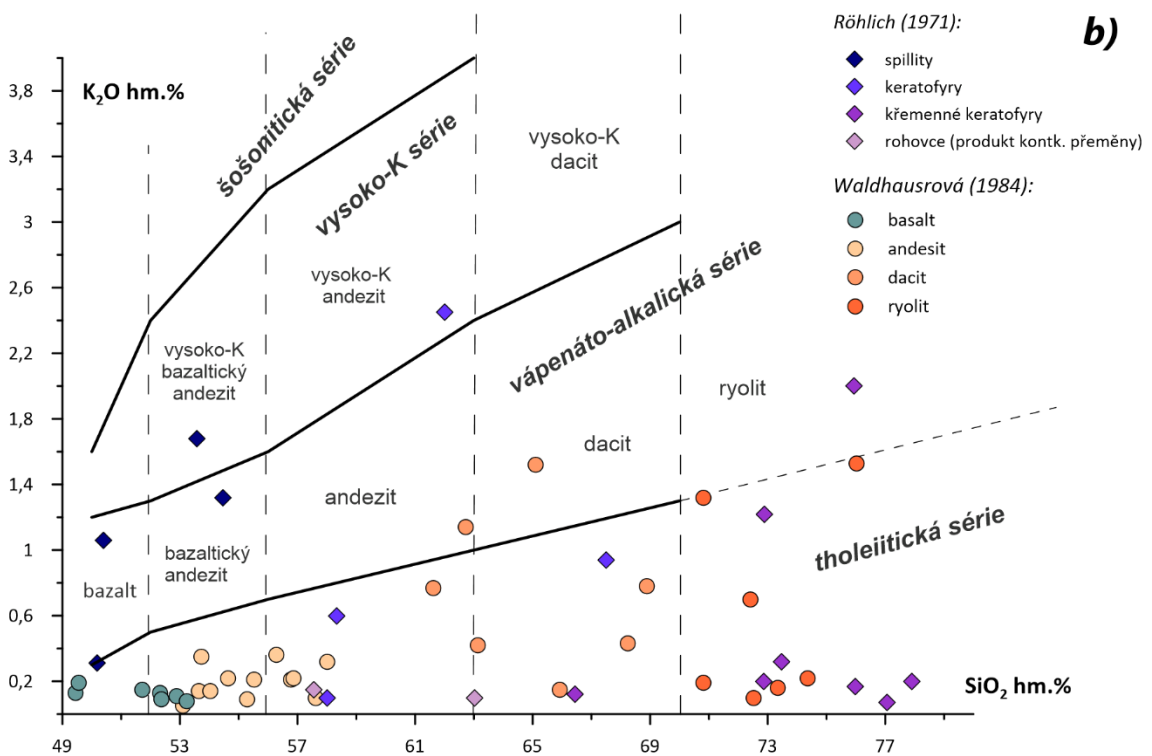
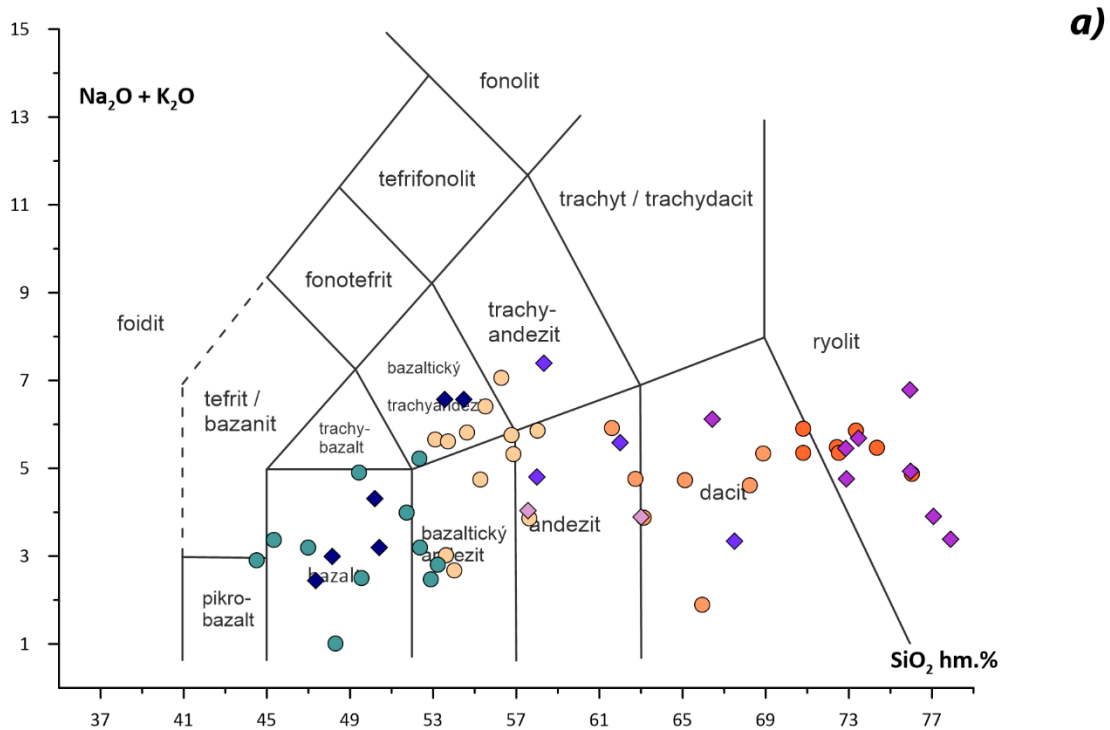
Rovněž variské stáří má i regionální a kontaktní metamorfóza, zvyšující svoji intenzitu směrem ke kontaktu s plutonickým tělesem, v jehož bezprostřední blízkosti (zóna cca 600-800 m široká) jsou původní horniny zcela přeměněny na amfibolické rohovce. Se vzdálením od plutonu se v horninách snižuje podíl novotvořeného amfibolu (uralitu), chloritu a epidotu, vzniklých přeměnou původních pyroxenu, biotitu a živců; dále na Z až SZ původní minerály jsou pouze rekrystalovány a nejzápadnější část jílovského pásma je téměř nepostižena tímto typem přeměny (Röhlich, 1971; Morávek a Röhlich, 1971).

3.2. Horniny variského orogenního cyklu

Ve studovaném regionu variské horniny reprezentuje středočeský plutonický komplex – soustava třiceti lokálních granitoidních těles, intrudovaných v důsledku subdukce saxoturynské desky pod lehčí blok tepelsko-barrandienské jednotky a moldanubika mezi 385 a 355 Ma (Schulmann et al., 2009). Horniny středočeského plutonického komplexu se vyvíjí od vápenato-alkalických přes vysokodraselné k ultradraselným (Žák et al., 2005); tento vývoj proběhl během 17 až 20 Ma od nejstaršího sázavského typu ($354,1 \pm 3,5$ Ma; Janoušek a Gerdes, 2003) k nejmladšímu táborskému typu ($336 \pm 1,0$ Ma). Sázavská a požárská (351 ± 11 Ma; Holub et al., 1997) suity jsou nejstarší a nejbližší ke studované v dané práci oblasti.

Horninami jílovského pásma podél vyvinutých zlomových poruch v důsledku intenzivní deformace, vrásnění a intruze plutonu pronikly žilní deriváty středočeského plutonického komplexu (Žák et al., 2009). Tyto horninové žíly sledují dva principiální směry – směr SSV-JJZ a směr ZSZ-VJV (tzv. „příčné žíly“), přičemž oba systémy žil se protínají v tělesech plagiogranitů na jihu severní části jílovského pásma. Žíly v osním směru končí svůj průběh na SSV, v blízkosti průniku systémů, ovšem příčné žíly obloukovitě pokračují ZSZ až Z směrem přibližně 5 km k západnímu okraji antiformy jako žilní roj cca 500 m široký. V blízkosti okraje jílovského pásma tento žilní roj ostře stáčí k SV-JZ. Röhlich (1971) vysvětluje změnu směru žil ukončením systému příčných poruch v hlubších korových patrech, což vedlo

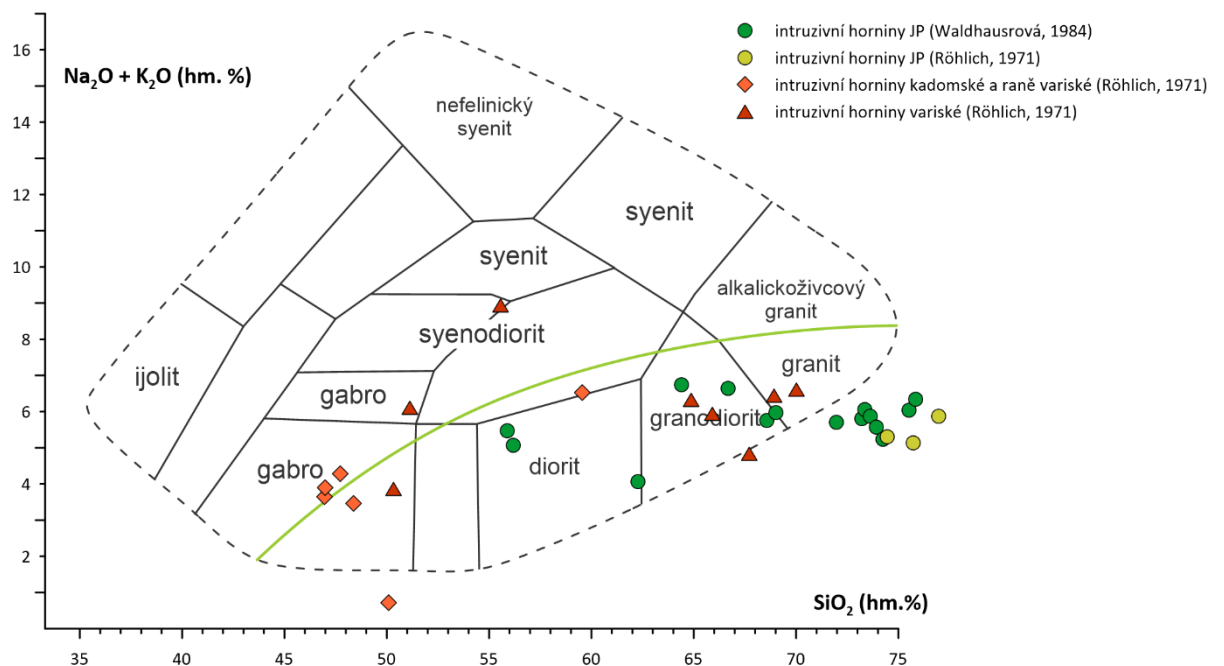
k vyplnění ploch kliváže nebo poruch osního směru, přítomných i v plášti antiformy. Jelikož ke změně směru došlo při přechodu do vulkanoklastických litologií z vulkanitů, rozdíl



Obr. 2: Klasifikační diagramy s zařazením vulkanických hornin jílovského pásma; a) TAS diagram pro vulkanické horniny (Le Bas, 1986); b) diagram K₂O vs. SiO₂ pro přiřazení vulkanických hornin k sérii (Pecorillo a Taylor, 1976)

v mechanických vlastnostech rovněž mohl být dílčí příčinou vzniku tohoto fenoménu. Hypotéza o vzniku termicky změkčené domény v strukturní aureole umístěného středočeského plutonu a postupné snížení vlivu teploty se zvyšující se vzdáleností od plutonu (Žák et al., 2005, 2009) by mohla vysvětlit i obloukovité zakřivení žilního roje ve směru osy antiklinály v důsledku zkrácení jílovského pásma (laterálním) směrem SSZ-JJV, i náhlý přechod k jinému dominantnímu směru, reprezentovaným jílovskou kliváží.

Morávek et al. (1969) a Röhlich (1971) definují tři skupiny variských žilních hornin: 1) porfyry a mikrodioryty, 2) minety a „křemenné kersantity“ a 3) aplity a pegmatity. Podle popisu těchto autorů složení porfyrů je proměnlivé a vyvíjí se od ekvivalentů gaber a gabrodioritů až k nejkyseljším členům, ekvivalentním granitům (obr. 3).



Obr. 3: TAS diagram pro plutonické horniny (Cox, 1979) s vykreslenou hranicí mezi horninami vápenato-alkalické série (pod čarou) a vysokodraselné série (nad čarou) podle Irvine a Baragar (1971).

3.3. Jílovský rudní revír a ložisko Jílové

Jílovský rudní revír je zóna v okolí ložiska Jílové a zahrnuje severní část jílovského pásma od nejsevernějšího bodu antiklinální struktury až na JZ k toku řeky Sázavy, směřující z VJV na ZSZ. Do něj patří historické doly Radlák, Rotlev, Pepř a Bohuliby, které sledují zrudnění

v osním a příčném směru, přičemž důl Pepř je situován přímo na průniku zrudnění obou směrů.

Hydrotermální mineralizace se v jílovském rudním revíru i přímo na ložisku Jílové se váže na tři hlavní struktury (Morávek, 1971):

1) žíly v zónách násunových zlomů v ose antiklinály, upadající 30 až 50° k SSV-JJZ a tvořící dva nejhlavnějších žilních systémů (Šlojíř a Kocoury), mineralizovaných až 400 m do hloubky s mocností jednotlivých žil až 2 m;

2) žilníky typicky s žebříkovitou morfologií, prostorově spjaté s „osními žilami“ a „příčnými žilami“ porfyrů, lamprofyrů a mikrodioritů;

3) nepravidelně tvarované žilníky, přecházející do zón impregnační mineralizace v plagiogranitu, které typicky mají méně než 20 m mocnost.

Podle Morávka (1971) hydrotermální minerální asociace je dominovaná křemennou žilovinou (až 95 obj. % žil) a lokálně se zvyšuje role karbonátové žiloviny (až 50 obj.%), podružně pak se vyskytuje chlorit a scheelit. Sulfidy tvoří pod 5 obj.% hydrotermální výplně – pyrit (který je nejhojnější sulfid), arzenopyrit a pyrhotin. Ryzí zlato je prostorově a pravděpodobně i geneticky spjato s Bi-Te-S fázemi, které společně vyplňují trhliny v sulfidech nebo se v nich vyskytují jako inkluze. Ryzost zlata varíruje mezi 83 až 100 at.%, průměrně však cca 90 at.%. Sukcese krystalizace zlatonosného stádia byla definována Litochlebem a Šreinem (1995), ukazující postupnou snížení role S a Bi a jejich výměnu za Te: *ryzí Bi ± bizmutinit (Bi₂S₃) → tetradymit (Bi₂Te₂S) → tellurobizmutit (Bi₂Te₃) → altait (PbTe), petzit (Ag₃AuTe₂) a hessit (Ag₂Te) a/nebo galenit (PbS) → kalaverit (AuTe₂) → ryzí Au.*

Podle Zachariáš et al. (1997) a Zachariáš et al. (2013) rudogenní fluida byla vodnatá, typu H₂O > CO₂ ± CH₄ ± N₂, se salinitou v rozmezí 0 až 8 hm.% ekv. NaCl. Jejich vývoj byl následovný – první stádia mineralizace, dominované křemennou žilovinou, byly krystalizovány za přibližně konstantní teploty 300°C a teplotně ekvilibrovány s okolními horninami; poté, během zlatonosného stádia, došlo k prudkému ochlazení a precipitaci zlata v důsledku tohoto poklesu teploty. Zachariáš et al. (2013) na základě izotopického poměru ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr v karbonátech žiloviny navrhl, že rudogenní fluida měla dvě hlavní cesty migrace a interagovala s dvěma zdroji Sr – primitivnějšími metavulkanity jílovského pásma (které mohly být zdrojem zlata) a vyvinutějšími horninami středočeského plutonického komplexu, jež mohly poskytnout wolfram pro vznik scheelitové mineralizace. Rovněž autoři článku

uvádí, že dle datování hydrotermálního muskovitu metodou $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, krystalizovaného současně se vznikem zlatonosných křemenných žil, hlavní fáze mineralizace na ložisku Jílové proběhla v $339 \pm 1,5$ Ma, přičemž tato událost postdatuje intruzi blatenské a sázavské suity střeodočeského plutonického komplexu a koinciduje s píkem granulitové metamorfózy (Janoušek a Holub, 2007; Schulmann et al., 2009) a pozdním ultradraselným magmatismem.

3.4. Lokality Petrov a Bohuliby

Tyto dvě lokality, ačkoliv vzdálené od sebe přibližně 1,5 km, byly vybrány ke společnému studiu na základě následujících parametrů - 1) zlatonosné zrudnění v jejich rozsahu se mineralogicky odlišuje od asociací, typické pro ložisko Jílové; 2) hydrotermální mineralizace je úzce spjatá s porfyrickými horninami variského stáří a 3) hydrotermální alterace jsou analogické na obou lokalitách.

Lze také říct, že podmínky na obou lokalitách tvoří jakýsi kontinuum, zaznamenávající jak změnu směru průběhu porfyrových žil, tak i postupný vývoj rozsahu a intenzity alteračních přeměn, a tudíž dokumentují variabilitu výsledných charakteristik zrudnění.

3.4.1. Petrov

Tato lokalita pozůstává z průzkumné štolky Petrov a její bezprostředního okolí, tvořené výchozí v údolí drobného pravostranného přítoku Sázavy, vzdáleného maximálně 100 m od štolky a pinkového pásma, sledujícího průběh porfyrových žil směrem k SV. Štola byla vyražena v rámci geologického průzkumu, probíhajícího v letech 1961 až 1969 (Morávek et al., 1969) a krátce po odebrání studovaných vzorků doc. Zachariášem byla zneprístupněna. Probíhá ní strmý zlom menšího měřítka se upadající pod úhlem 80° k VJV (115°), porušující několik žil zrudněného granodioritového porfyru (Příloha č.1, Obr.1). Patrně na tomto zlomu došlo k pravostrannému horizontálnímu posunu nebo, pravděpodobněji, k posunu s vertikální komponentou, ovšem přesnou charakteristiku pohybu již nelze s jistotou určit. V bezprostřední blízkosti ke zlomu porušené variské i kadomské horniny byly silně mylonitizovány.

Porfyrové žilní horniny jsou na dané lokalitě představeny několika žilami, přerušovanými zmiňovaným zlomem a menšími poruchami, s kolísající mocnosti mezi 0,5 až cca 20 m. Jejich chemické složení odpovídá granodioritu (obr. 3, datová sada „intruzivní horniny variské“).

Ve štole byly zaznamenány čtyři vizuálně odlišné typy granodioritového porfyru. Nejméně zastoupené byly bílý a zelený typ, mnohem hojnější byl černý typ a nejčastější pak růžový typ. Zelený a růžový typ vykazovaly velmi vysoký stupeň prokřeměnění a porušení tenzními frakturami, vyplněnými minerály hydrotermální minerální asociaci – křemennou žilovinou s pyritem a velkými zrny arzenopyritu. Místy tyto žilky tvoří síťovité až žebříkovité žilníkové struktury. Rovněž ve hmotě růžového porfyru se vyskytovala makroskopická, izomorfně omezená zrna arzenopyritu, indikující buď jemnou síť mikroskopických trhlin, nebo vtroušené, pervazivní zrudnění. V souladu s pozorovanou intenzivní mineralizací těchto typů porfyru (však patřičně nerozlišených v původní práci) byly nalezeny zvýšené koncentrace zlata (Morávek et al., 1969 – důlní metalometrie, příloha č.B7).

3.4.2. Bohuliby (žilník Ladislav)

Studované vzorky z této lokality pochází ze žilníku Ladislav, nacházejícím se v dolu Bohuliby, přibližně 1 km směrem na Z od středové osy jílovského pásma. Chodby sledují průběh zrudněných žil porfyrických magmatitů, jež jsou v této části jílovské antiklinály orientované na ZSZ-VJV a uklání se pod úhlem cca 80° k S.

Vzorky byly odebrány z hornin, makroskopicky prakticky identických černým a růžovým porfyřům ze štoly Petrov. Černý typ obsahoval méně četné vyrostlice menší velikosti, a současně i základní hmota byla jemnozrnější. Na rozdíl od situace ve štole Petrov, rozšíření růžového typu bylo omezeno pouze na maximálně 20-30 cm mocné zóny kolem hydrotermálně vyplněných trhlin s difuzními okraji, což nasvědčuje, že růžový typ je pravděpodobně produktem hydrotermální alterace černého typu porfyru.

Minerály hydrotermální asociace vyplňovaly tahové trhliny, vyvinuté v magmatických horninách jak variského, tak patrně pozdně kadomského až raně variského stáří, označovaných konvenčně jako metabazity. Tyto horniny společně s porfyrickými a lamprofyrickými žilami pronikají antiklinální stavbou jílovského pásma subvertikálně nebo pod strmým úhlem (typicky cca 80°). Spojováním těchto trhlin došlo ke vzniku charakteristické žebříkovité struktury, popisované Morávkem (1971). Podle tvaru okrajů mineralizovaných fraktur a celkové deformaci metabazitových žil je lze interpretovat jako důležité indikátory přechodu z duktilního režimu do křehkého režimu deformace (Zachariáš, J., 2018, mluvená komunikace), ovšem jejich detailní studium byl vně tematického rámce dané práce.

Výskyt sulfidů a zlata byl pozorováním ověřen pouze uvnitř mineralizovaných trhlín, vyvinutých ve variských porfyrech. Z této žilní výplně cca 90 až 95 % tvořil křemen a zbylých 5 až 10 % ostatní materiál žiloviny (chlorit, karbonáty) a rudní sulfidické komponenty.

4. Metodika práce

V letech 2018 až 2020 na lokalitách Petrov a Bohuliby, včetně povrchových partií lokality Petrov a v dolu Pepř na lokalitě Bohuliby, jsem provedl terénní výzkum pochůzkovým způsobem, společně se svým školitelem, doc. RNDr. Jiřím Zachariášem, PhD. Celkem z těchto lokalit bylo odebráno 8 typů vzorků žilných hornin a hydrotermální žiloviny, ze kterých byly vytvořeny mikroskopické preparáty (leštěné výbrusy a nábrusy) v brusírně laboratoří geologické sekce Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy. Dalších 9 typů kusových vzorků a mikroskopických preparátů bylo poskytnuto doc. Zachariášem z jeho starších sběrů na lokalitě.

Mikroskopické preparáty byly pozorovány v optické laboratoři Ústavu geochemie, mineralogie a nerostných zdrojů PřF UK pomocí optického polarizačního mikroskopu LEICA DLMP v procházejícím a odraženém světle. Poté byly vzorky studovány v Laboratoři skenovací elektronové mikroskopie (SEM) na Ústavu petrologie a strukturní geologie za využití elektronového rastrovacího mikroskopu TESCAN VEGA při napětí 15 kV s načítacím časem 100 s. Nejprve byly pořízeny obrazové fotomateriály minerálních fází v režimech odražených elektronů (“back-scattered electrons”, BSE) a katodové luminescence (“cathodoluminescence”, CL). Následně byly provedeny kvantitativní chemické analýzy pomocí energiově-disperzního spektrometru (“energy-dispersion spectrometer”, EDS) s detektorem X-MAX 50 s aktivní plochou 50 mm² od společnosti Oxford Instruments. Použité standardy jsou uvedeny v Tab. 1., detekční limit pro všechny prvky byl 0,1 hm.%.

Tab. 1: Analyzované prvky a odpovídající standardy pro kalibraci EDS

prvek	standard
O	Albite-01-SPI (<i>albit</i>)
F	Topaz-F (<i>topas</i>)
Na	Albite-01-SPI (<i>albit</i>)
Mg	Olivine-34-SPI (<i>olivín</i>)
Al	Topaz-F (<i>topas</i>)
Si	Qtz-test (<i>křemen</i>)

P	Apatite-04-SPI-15kV (<i>apatit</i>)
S	Marcasite-30-SPI (<i>markazit</i>)
Cl	Tugtupite-45-SPI (<i>tugtupit</i>)
K	Sanidine-41-SPI (<i>sanidín</i>)
Ca	Calcite-11-SPI (<i>kalcit</i>)
Ti	Rutile-40-SPI (<i>rutil</i>)
Mn	Rhodonite-39-SPI (<i>rodonit</i>)
Fe	Almandine-02-SPI (<i>almandín</i>)
Co	Co (<i>kovový kobalt</i>)
As	Skutterudite-19-SPI (<i>skuterudit</i>)
Sb	Sb ₂ S ₃ -24-SPI (<i>stibnit</i>)
Ce	CeP-spinel
W	Scheelit-14-Anstand (<i>scheelit</i>)
Pb	Crocoite-20-SPI (<i>krokoit</i>)

Výpočty empirických minerálních vzorců, či vyhodnocení zastoupení koncových členů jednotlivých minerálních fází bylo provedeno v softwaru Excel z balíčku Office 365 od společnosti Microsoft. Nejdůležitější analyzovaná a vypočtena data jsou k nahlížení v přílohách 2-4.

Veškeré mapové materiály použité v této práci byly vytvořeny ve softwaru ArcGIS od společnosti Esri. Pro jejich vytvoření byly použity mapové podklady ze závěrečné zprávy o ložisko-geologickém průzkumu v letech 1961-1969 (Morávek et al., 1969); základní geologická mapa ČSSR v měřítku 1:25000, list 12-423, zpracovaná Ústředním ústavem geologickým (Mašek, J. et al., 1984); dále základní topografická mapa České republiky, zpracovaná Českým úřadem zeměměřickým a katastrálním v měřítku 1:10000 a také nákresy, vlastnoručně vytvořené doc. Zachariášem během jeho předešlého výzkumu na lokalitě.

Grafy a diagramy chemismu minerálů byly vytvořeny v softwarech Grapher a Surfer od společnosti Golden Software a veškeré obrazové materiály byly upravovány do své finální podoby pomocí softwarů Photoshop a Illustrator od společnosti Adobe.

5. Výsledky

5.1. Petrografie studovaných vzorků

Pro cíle dané práce byly získány materiály dvojího druhu – 1) vzorky granodioritových porfyrů, patřící systému příčných (tj. SV-JZ až V-Z) horninových žil v jihozápadní části jílovského rudního revíru a 2) vzorky žilné hydrotermální mineralizace vázané na výplň trhlin a tektonických poruch ve výše uvedených horninách.

Veškeré studované vzorky intruzivních hornin mají porfyrickou strukturu a analogické relativní poměry zastoupení horninotvorných minerálů. Nicméně na základě rozdílů v mineralogicko-petrografických charakteristikách primárních minerálních fází lze rozdělit studované vzorky granodioritových porfyrů na dva vzájemně odlišné typy:

Typ I zahrnuje hrubozrnné porfyry téměř bez známek hydrotermální alterace, s mírně porfyrickou strukturou, všesměrnou orientací krystalů a granofyrickou základní hmotou, tzv. *mezostázi*. Hornina obsahuje přibližně 35% sodno-vápenatého živce, 23% křemene, 15% draselného živce, 10% biotitu a 10% chloritu, 5 % železo-titaničitých oxidů, 2 % apatitu a méně než 1 % zirkonu, epidotu a titanitu.

Do **typu II** zařazují několik vizuálně odlišných vzorků hornin, které prodělaly silnou hydrotermální alteraci, ale mají společnou primární minerální asociaci, porfyrickou strukturu a komplexní historii fenokrystů. Ve velmi jemnozrnné základní hmotě (maximálně 50 μm) jsou místy vyvinuté proudové textury s přednostní orientací mikrolitů, mimo jiné obtékající fenokrysty. Tento horninový typ se rovněž vyznačuje jak výskytem miarolitických dutin, dokumentujících přechod magmatického krystalizačního stádia do hydrotermálního, tak i primárních rudních sulfidů, vázaných zejména na vyrostlice hlavních minerálů horniny a na uvedené miarolitické dutiny. Původní magmatická minerální asociace pozůstává z cca 35 obj. % plagioklasu, 30 obj. % křemene, 15 obj. % draselného živce, 10 obj. % biotitu a 5 obj. % pyritu, při tom minerály skupiny epidotu a Fe-Ti fáze tvoří společně přibližně 4 obj. %; apatit a zirkon pak méně než 1 obj. %.

Vzorky výplně *hydrotermálních žil a žilek* pozůstávají ze sulfidických rudních fází, zastoupených hlavně arsenopyritem, pyritem a galenitem, s lokálními výskyty málo četných

zrn zlata; a ze žiloviny, tvořenou především křemenem, méně pak karbonáty a chloritem. V nejmenší míře jsou na trhlinách v žilovině přítomny minerály skupiny kaolinitu.

Křemen a karbonáty mají nejčastěji všesměrně orientované krystaly variabilních velikostí, tvořící mozaikovitou strukturu. Ojediněle lze pozorovat zonální hřebenovité struktury v křemenných žilkách malé mocnosti.

Chloritová výplň je masivní nebo velmi jemnozrná s jehlicovitou až lístkovitou strukturou, s orientací zrn paralelně s průběhem trhliny.

Minerály **skupiny kaolinitu** tvoří velmi jemnozrné, až mikrolitické agregáty, ve výplni žilek orientované všesměrně s neuspořádanou texturou.

Ze **sulfidických fází** nejhojnější arsenopyrit místy se významně podílí na zaplnění trhlín, kde má brekciovitou strukturu.

Hydrotermálně alterované porfyrové horniny, na základě makroskopické barvy a minerální asociace, lze schematicky rozdělit na tři druhy (“barevné typy”):

Zelený typ se vyznačuje vysokým podílem chloritu (až 30 obj. %) ve vyrostlicích, základní hmotě a výplni trhlín, také obsahuje albit (do 45 obj. %) a v mnohem menší míře křemen, karbonáty a světlou slídu (každá z fází do 5 obj. %). Základní hmota obsahuje 5 až 7 obj. % reliktních krystalů původního biotitu.

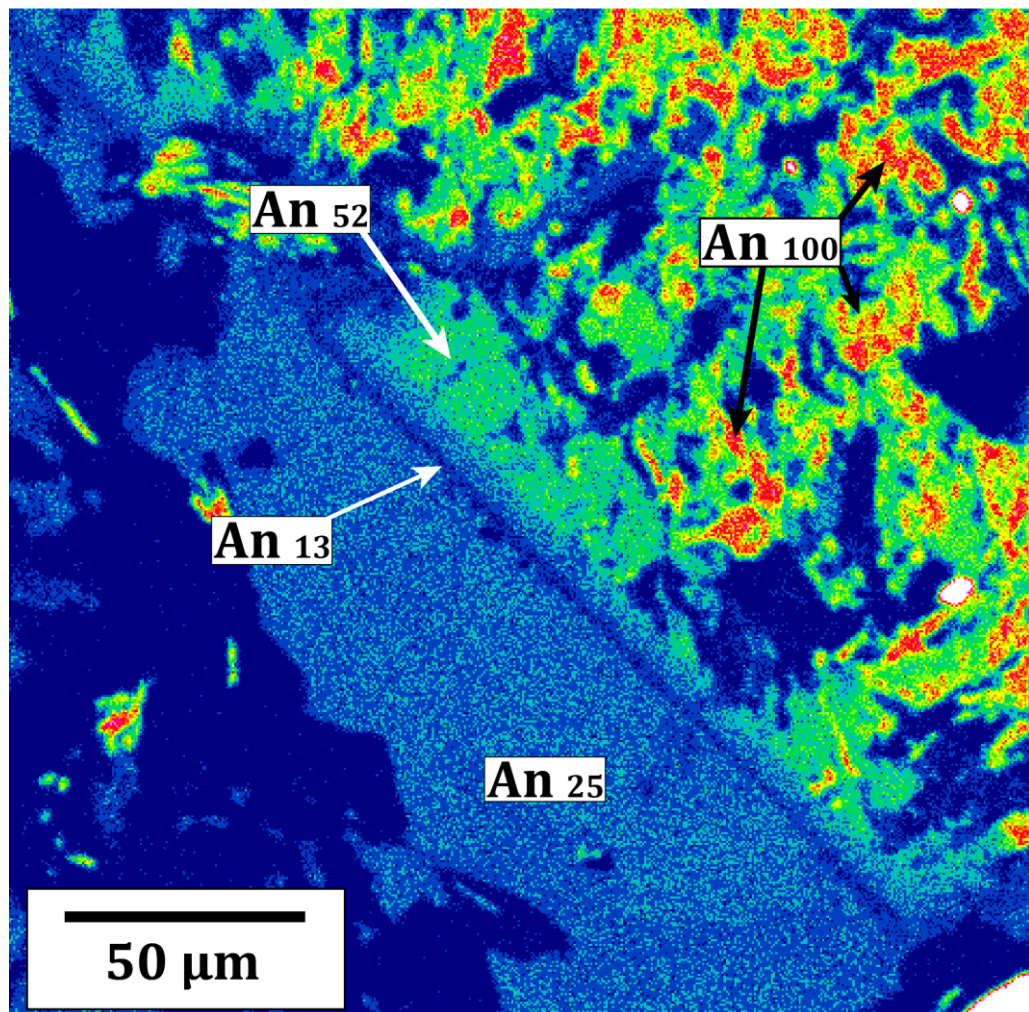
Růžový typ je charakteristický obsahem karbonátů a světlé slídy (společně až 70 %) v základní hmotě. K dalším minerálům patří albit a křemen, ojediněle se vyskytují sulfidické rudní fáze.

V **bílém typu** alterovaného porfyru lze nalézt základní hmotu, pozůstávající pouze z draselného živce a albitu, mající stejný podíl na objemu horniny.

5.2. Mineralogie a krystalochemie primární minerální asociace porfyrových hornin

Typ I

Plagioklas. Tabulkovité až krátce prizmatické krystaly, idiomorfně až hypidiomorfně omezené, mají střední velikostí cca 300x100 μm ve vyrostlicové populaci a cca 30x15 μm u populaci v základní hmotě. Složení sodno-vápenatých živců varíruje od čistého anortitu (An_{100}) v jádrech vyrostlic po oligoklas (An_{13}) v širší zóně na jejich okraji (obr. 11). Pokles anortitové komponenty je buď pouze kontinuální, směrem ze středu k okraji, nebo v jádře se vyskytují oddělené domény čistého anortitu s ostrou hranicí mezi nimi a kyseljším plagioklasem na okraji (obr. 4). Krystaly plagioklasu uzavírají v sobě pouze drobné krystaly draselného živce a vnější, nejkyseljší vrstva je částečně reakčně narušená vznikem mezostatického granofyru.

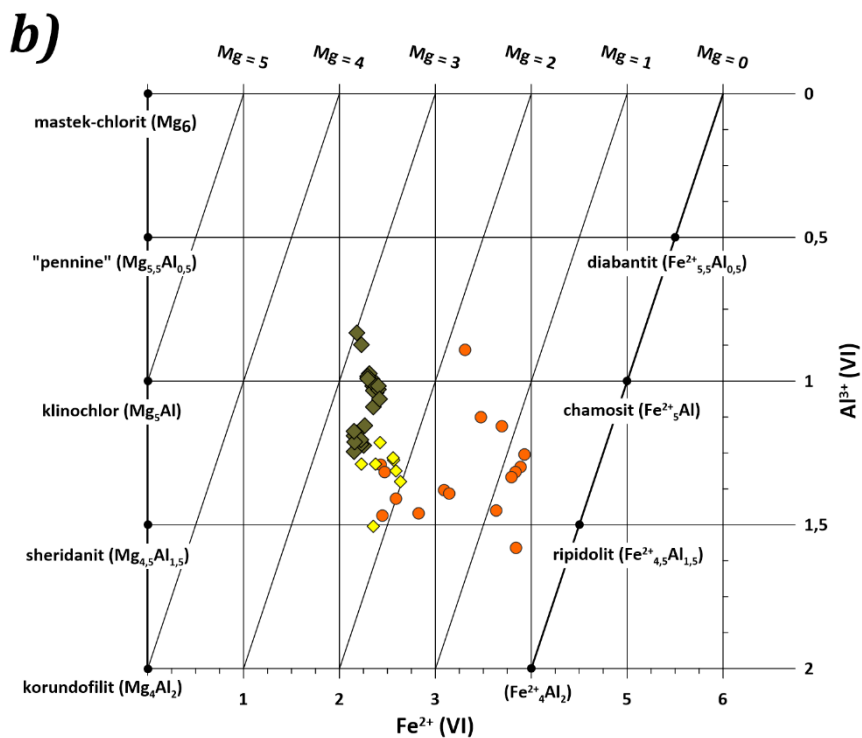
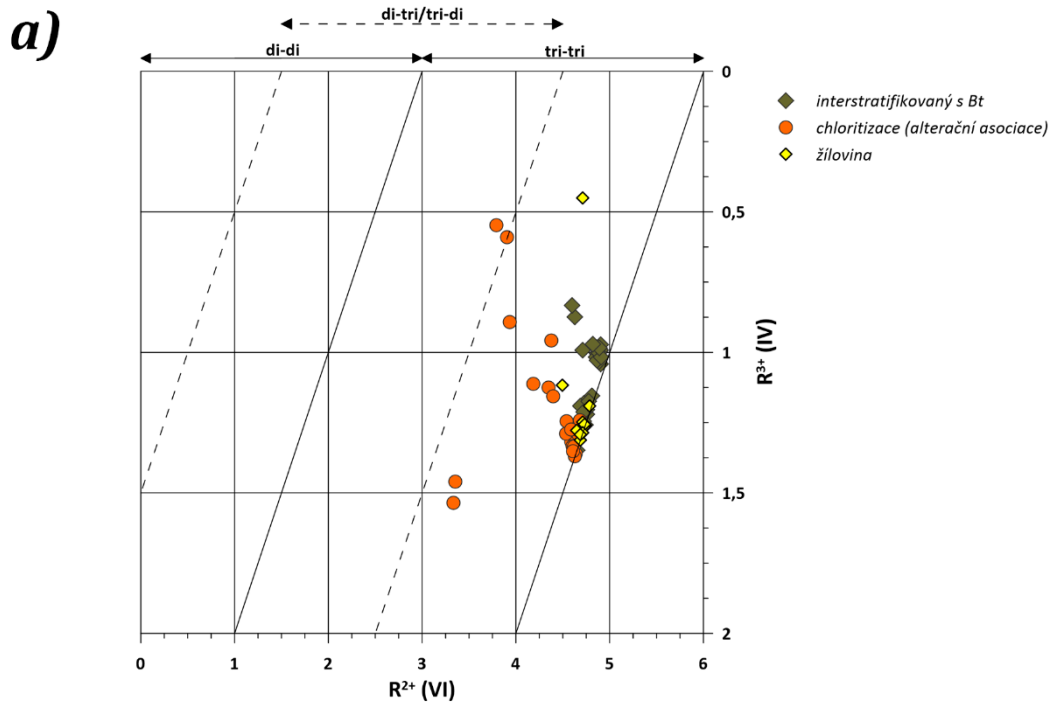


Obr. 4: Změna složení plagioklasu v porfyru typu I, směrem z centrální zóny k okraji. Lze pozorovat ostrou hranici mezi doménou čistého anortitu a pozdějším, kyseljším okrajem. Zobrazení: vizualizace prvkové mapy Ca v BSE.

Draselné slídy jsou zastoupeny tmavou slídou, patřící řadě annit-flogopit, běžně označovanou jako biotit $[\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH}, \text{F})_2]$. Z různě orientovaných lístkovitých až vějířovitých krystalů tvoří agregáty až 1 mm velké, uzavírající v sobě velký počet inkluzí

akcesorických minerálů. Na základě chemismu (Tischendorf et al., 2004; Tischendorf et al., 2007) lze tento biotit klasifikovat jako annit, ovšem na hranici se složením, již odpovídající flogopitu (obr. 8) Jednotlivé vrstvy biotitu jsou interstratifikované s vrstvami chloritu.

Chlorit. Morfologicky, velikostně a pozičně chlorit v porfyru typu *I* vystupuje stejně jako biotit. Podle Wievióry a Weisse (1990) ho lze klasifikovat jako tri-tri oktaedrický chlorit, složením mezi klinochlorem a chamositem, s téměř uniformním stechiometrickým poměrem Mg = 2,5 (obr. 5). Nicméně, na rozdíl od sousedního biotitu, vykazuje větší variabilitu složení.



Obr. 5: Klasifikační diagramy podle Wiewióra a Weiss (1990). a) klasifikace podle obsahu dvojmocných kationtů v oktaedrické síti a trojmocných kationtů v tetraedrické síti, b) zařazení chloritů do sérií podle obsahu Fe^{2+}/Mg^{2+} v oktaedrické koordinaci a Al^{3+} v tetraedrické koordinaci.

Oxidy železa a titanu. Mnohoúhelná, izometrická zrna průměrné velikosti 150 μm pozůstávají z magnetitové ($\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$) základní hmoty a tenkých, maximálně 10 μm mocných lamel ilmenitu (FeTiO_3) se vzájemnými úhly 120° a 60°. Tyto zrna jsou uzavírány v biotit-chloritových agregátech a představují produkt řady oxidačních procesů z ulvöspinelu (TiFe_2O_4) během vývoje magmatu.

Křemen a draselný živec. Obě tyto fáze tvoří v granofyrické mezostázi mnohoúhlé krystaly variabilní velikosti, inklinující k trojúhelníkovému tvaru. Koncentricky obrůstají a částečně konzumují dříve vykrystalované silikátové minerály v hornině.

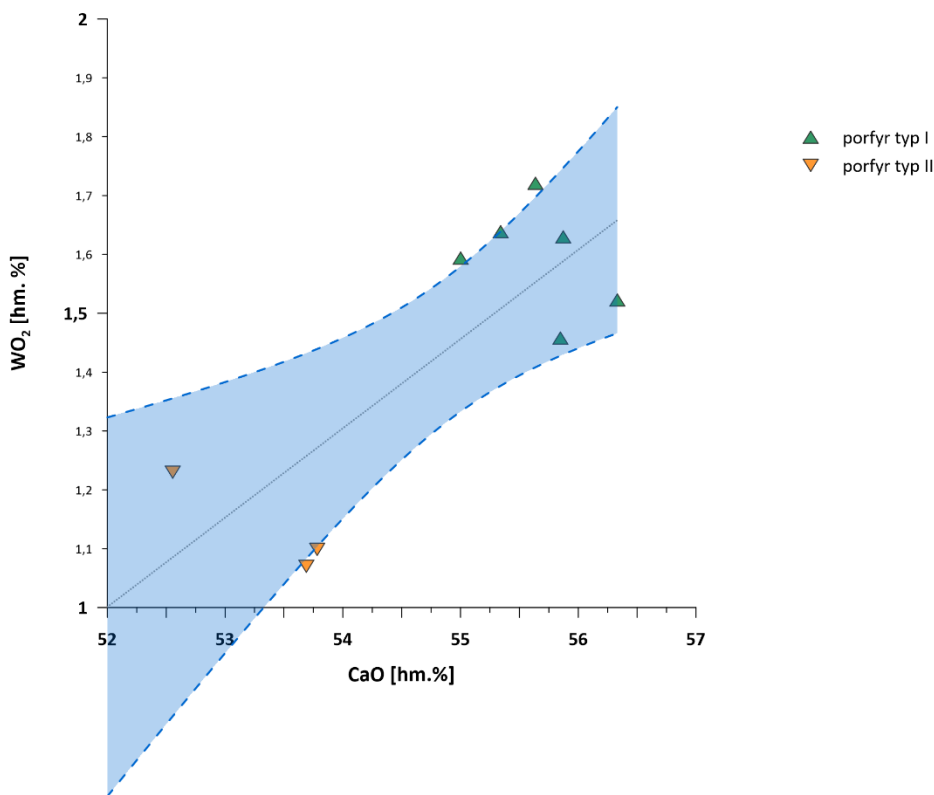
Draselný živec je téměř čistý, obsahuje maximálně 10 % albitové komponenty. Jako vedlejší prvek byl v draselném živci nalezen Ba s kolísajícími obsahy mezi 0,83 hm.% a 2,57 hm.%. Kvůli malému počtu analýz, situovaných do zrn granofyru, nebylo možné zjistit, zda u Ba se projevuje zonalita v rámci jednoho zrna či nikoliv.

Minerály, náležící **superskupině epidotu**, se nacházejí v pozici inkluzí v agregátech biotitu-chloritu nebo na okraji magnetit-ilmenitových krystalů jako hypidiomorfne až alotriomorfne omezená, izometrická zrna. Jde o minerály allanit $[\text{Ca}(\text{REE}, \text{Ca})\text{Al}_2(\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})(\text{SiO}_4)(\text{Si}_2\text{O}_7)\text{O}(\text{OH})]$ a epidot $[\text{Ca}_2(\text{Fe}^{3+}, \text{Al})\text{Al}_2(\text{SiO}_4)(\text{Si}_2\text{O}_7)\text{O}(\text{OH})]$, přičemž tvoří pevný roztok a výsledné fáze mají různý obsah LREE (obr. 9), nicméně Ce převažuje nad ostatními prvky na odpovídající krystalografické pozici.

Karbonáty, obsahující REE, se vyskytují v trhlinách allanitu ve formě agregátů všesměrně orientovaných jehličkovitých nebo sférických krystalů, střední velikosti cca 10 μm , idiomorfne omezených. Mineralogicky odpovídají parisitu $[\text{Ca}(\text{Ce}, \text{La}, \text{Nd})_2(\text{CO}_3)_3(\text{F}, \text{OH})_2]$, synchysitu $[\text{Ca}(\text{Ce}, \text{La}, \text{Nd})(\text{CO}_3)_2\text{F}]$ nebo röntgenitu $[\text{Ca}_2(\text{Ce}, \text{La}, \text{Nd})_3(\text{CO}_3)_5\text{F}_3]$. Vzhledem k malé velikosti zrn byla získána směsná EDX spektra, proto jednotlivé fáze nebyly jasně prostorově rozlišitelné. Ve všech fázích na krystalografické pozici A má převahu Ce, tato pozice je obsazena také La a Nd a poměr LREE je víc uniformní, než u hostících zrn allanitu.

Apatit a titanit. Většinou hypidiomorfne omezená, izometrická až krátce sloupcová zaoblená zrna apatitu se vyskytují jako inkluze v jiných akcesorických fázích a biotit-chloritových agregátech. Na stejné pozici v hornině vystupuje i titanit, ovšem alotriomorfne omezený a nepravidelných krystalických tvarů. Rovněž titanit lze často nalézt na okraji krystalů Fe-Ti fází.

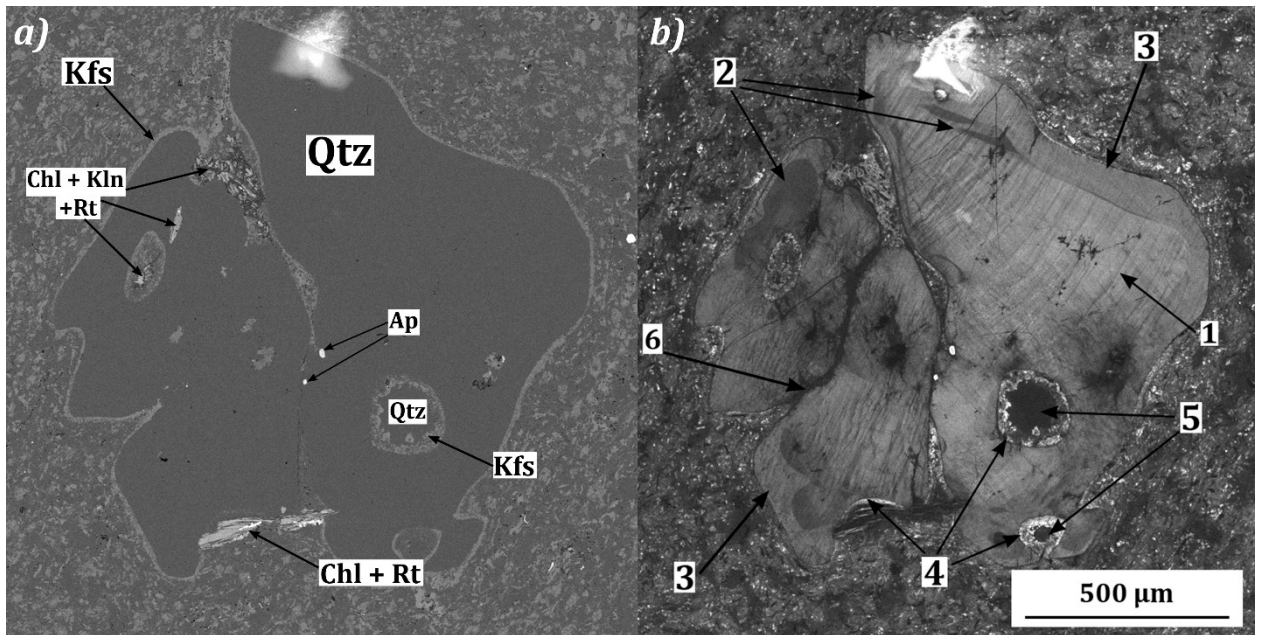
Apatit jako významné vedlejší prvky obsahuje Fe^{2+} , Mn^{2+} a W^{6+} , každý z nich do maximální koncentraci cca 1,7 hm.%. $(\text{WO}_4)^{2-}$ pravděpodobně zastupuje $(\text{PO}_4)^{3-}$ ve struktuře apatitu a lze předpokládat závislost míry této substituce na obsahu Ca^{2+} (obr. 6).



Obr. 6: Graf závislosti WO_2 -složky na obsahu CaO v apatitu. Pravděpodobně zvýšením obsahu vápníku je kompenzován deficit záporného náboje. Vynesený pás spolehlivosti představuje chybu velikosti jedné směrodatné odchylky.

Typ II

Křemen. Vyrůstlice křemene jsou subsféroidálního nebo améboidního tvaru a jsou hypidiomorfně až xenomorfně omezené (obr. 7a). Mají velikost v průměru $1000 \times 1200 \mu\text{m}$ a jsou největšími vyrůstlicemi v hornině. Jejich améboidní tvar je charakteristický četnými zálivovitými strukturami, silně zaoblenými okraji fragmentů původních vyrůstlic a částečně vyhojenými uzavřeními okolní základní hmoty horniny. Jejich okraj místy lemují tenká vrstva draselného živce. Kvůli této reakční koruně a zálivovitým protruzím lze tyto vyrůstlice označovat jako antekrysty nebo xenokrysty.



Obr. 7: Xenokryst křemene v alterovaném porfyru typu II. a) Zrno uzavírá apatit a reliktů biotitu, rozpadlé na směs kaolinitu, rutilu a chloritu. Zobrazení: BSE. b) totéž, zobrazení: CL. Legenda viz text.

Zobrazení v CL odhaluje komplexní historii pravděpodobného vývoje těchto zrn (obr. 7b). Původní postupný růst je zaznamenán oscilační zonalitou, tvořenou kolísáním stopových koncentrací Ti ve struktuře křemene (1). Poté došlo ke frakturaci vyrostlice a následnému růstu chudého na Ti okraje variabilní mocnosti (2). Po první resorpci a zaoblení fragmentů na jejich okraji vznikla širší zóna s uniformním obsahem Ti (3). Druhou resorpcí a zálivovitým vchlípením některých partií vznikly současné hranice xenokrystů (4). V enklávách základní hmoty horniny došlo k její rekrytalizaci za vzniku sféroidů křemene, velmi ochuzeného Ti (5). Poslední událostí je krystalizace křemene z hydrotermálních roztoků, tvořící spojení mezi jednotlivými fragmenty vyrostlic (6).

Úplně odlišnou populaci křemene představují krystaly, které tvoří výplň miarolitických dutin. Jsou sloupečkovitého tvaru, idiomorfne omezené a jejich velikost se pohybuje mezi cca 50x20 a 200x50 µm. Jsou orientované směrem z okraje do středu dutiny. Obsahují v sobě inkluze akcesorického apatitu, biotitu (populace základní hmoty) a magnetitu („miarolová“ populace).

Plagioklas se vyskytuje jak ve formě vyrostlic, tak v základní hmotě studovaných horninových vzorků. Zrna v základní hmotě jsou hypidiomorfne až xenomorfne omezená, nepravidelných nebo i améboidních tvarů, ojediněle jedince dosahují maximálních velikostí cca 100x50 µm.

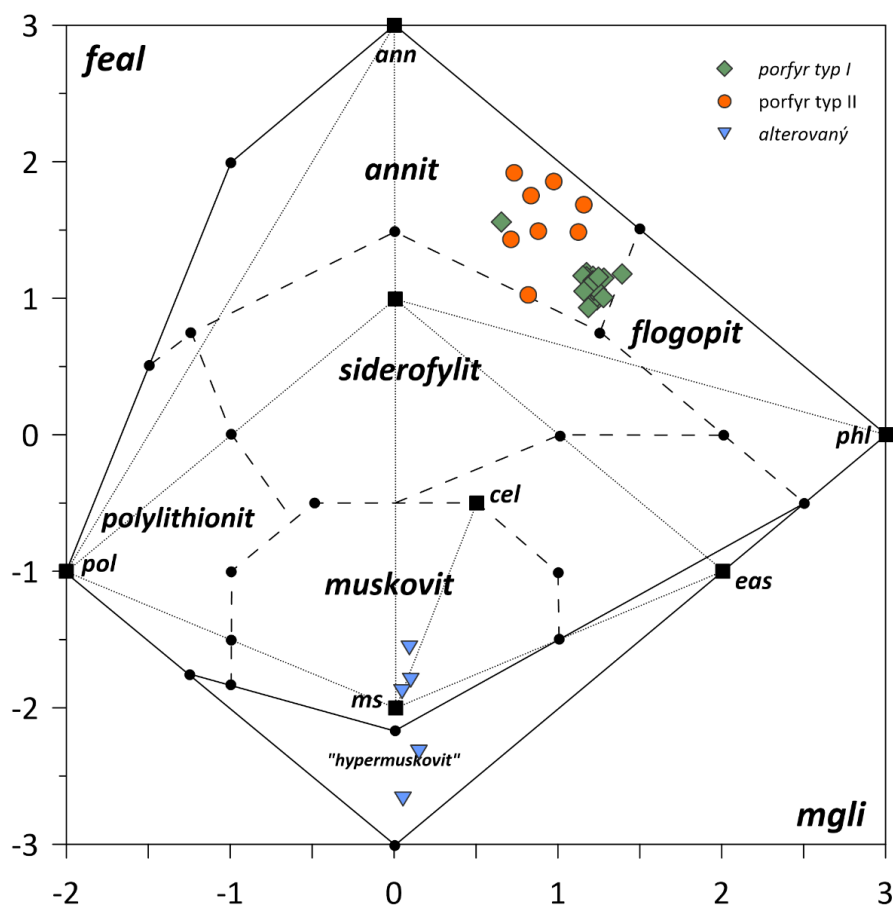
Vyrostlice živců jsou tabulkovitých nebo krátce prizmatických tvarů, idiomorfne a někdy hypidiomorfne omezené se zaoblenými okraji, velikostí od maximálních 2000x1000 μm po minimum kolem 450x150 μm . Místy tyto vyrostlice tvoří prostorově rozsáhlé shluky. Vykazují dvojčatění podle albitového nebo karlovarského zákona, což lze pozorovat v optickém mikroskopu s xN v podobě dvojčatného lamelování u nealterovaných vyrostlic nebo jako výsledek opticky kontinuální pseudomorfózy alteračními fázemi. Veškerá analyzovaná zrna v základní hmotě mají složení, odpovídající albitu (Ab_{90-100}), vyrostlice v tomto typu porfyru analyzovány nebyly.

Draselný živec. V tomto typu porfyru je zastoupen pouze zrny v základní hmotě, nepravidelných améboidních tvarů s xenomorfním omezením, mající stejný rozsah velikostí, jako ostatní minerální fáze v základní hmotě.

Ze **skupiny slíd** lze na základě složení (obr. 8) vyčlenit v primární paragenezi pouze tmavou slídu biotit.

Biotit tvořící lištovité až tabulkovité krystaly idiomorfního až hypidiomorfního omezení dvojí velikostních kategorií – vyrostlicovou od 300x100 μm do 800x600 μm a v základní hmotě cca 25x5 μm . Obě populace uzavírají inkluze akcesorických minerálů pouze na své periférii, vyrostlicová populace je rovněž prostorově spojená s miarolitickými dutinami. Hranice krystalů biotitu jsou částečně resorbovány, projevující se „ozubením“ a vznikem drobných jehlicovitých zrn ilmenitu. Zrna, náležící populaci základní hmoty, jsou inkorporovány do výplně miarolitických dutin.

Ve vyrostlicích chloritu (patřící alterační minerální asociaci) lze biotit nalézt jako lístkovité relikt s výraznou štěpností, kterou postrádá okolní chlorit.



Obr. 8: Klasifikační diagram mineralogie draselných slíd podle Tischendorf et al. (2004) a Tischendorf et al. (2007). Lze vidět, že tmavá slída v porfyru typu I má složení téměř výlučně na hranici polí annit-flogopit, ovšem u porfyru typu II je složení slíd variabilnější. Legenda: cel – celadonit, eas – eastonit.

Oxidy železa a titanu. V porfyru typu II směsná zrna magnetitu a ilmenitu jsou subsféroidální, s průměrem cca 150 μm . Jejich okraj je mechanicky a pravděpodobně i chemicky narušen a vnitřní struktura je analogická krystalům, obsaženým v porfyru typu I. Uzavírají v sobě pouze krystaly akcesorických apatitu a zirkonu a lze je nalézt na periférii biotitových vyrostlic.

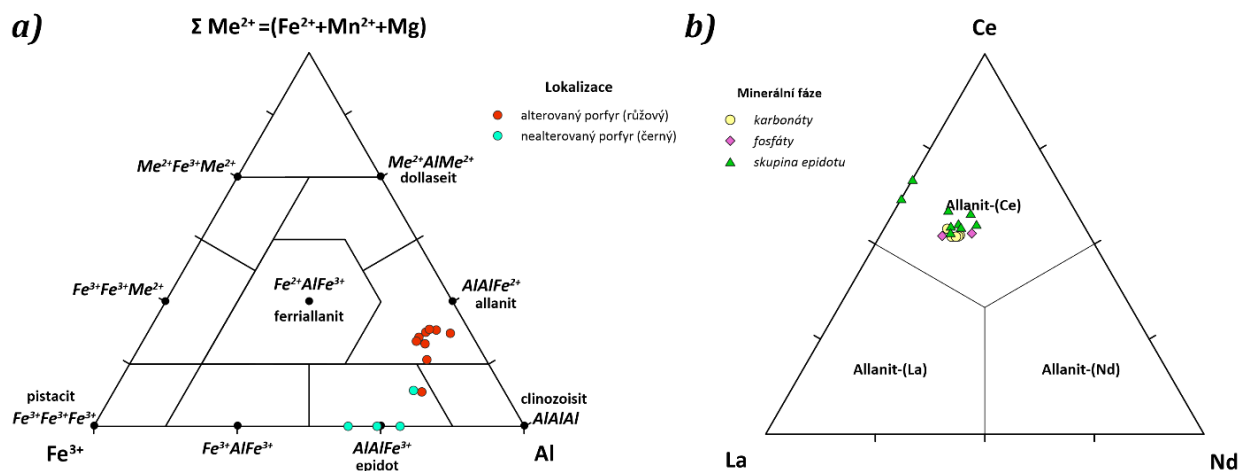
Jiná populace magnetitu je reprezentována zrny v miarolitických dutinách. Jsou hypidiomorfně omezená, téměř kubického tvaru se zaoblenými hranami. Jejich velikostí se pohybují mezi 20 a 30 μm a vystupují jako inkluze ve všech minerálních fázích výplně těchto dutin.

Superskupina epidotu je zastoupena allanitem a epidotem. Jejich krystaly nepravidelného tvaru, mající xenomorfní a výjimečně hypidiomorfní omezení, jsou obsažené výlučně v jádru

miarolitických útvarů jako pozdní výplň volného prostoru zbylého po vykrytalizování ostatních minerálů.

Složení jednotlivých fází skupiny epidotů ve studovaných vzorkách porfyru II. typu se odlišuje od složení epidotů z porfyru typu I nižšími obsahy Fe^{3+} a vyšší sumou dvojmocných kationtů Me^{2+} (obr. 9a). Současně vykazují malou variabilitu v obsahu LREE, s výraznou převahou Ce a nízkým zastoupením až úplnou absencí Nd (obr. 9b).

Karbonáty, obsahující REE jsou v porfyru typu II představené drobnými zrny bastnesitu $[(\text{La}, \text{Ce}, \text{Nd}, \text{Y})\text{CO}_3(\text{F}, \text{OH})]$ nepravidelného tvaru, maximální velikosti 12 μm . Analogicky hostícím zrnům allanitu v obou typech horniny mají mezi třemi naměřenými prvky skupiny LREE výrazně větší koncentrace Ce.



Obr. 9: a) Klasifikační diagram fází superskupiny epidotů podle Kartashov (2014). Lze vidět, že minerály, náležící této skupině, v porfyru typu I (nealterovaný porfyr) jsou významně REE-deficitní. b) Zastoupení La, Ce a Nd v analyzovaných fázích podle jejich chemismu

Apatit a zirkon. Apatit tvoří oválné, xenomorfně omezené krystaly různých velikostí, vystupující jako uzavřeniny v hlavních a jiných akcesorických fázích nebo zřídka se nacházející volně v hornině. Největší zrna, dosahující až 150 μm podle osy c, jsou často porézní a uzavírají drobná zrnka karbonátů, obsahujících LREE.

Idiomorfně omezená zrna zirkonu jsou v průměru maximálně 50 μm velká a rovněž jako apatit vystupují pouze jako inkluze.

Sulfidické fáze. Nejhojnějšími primárními sulfidy jsou pyrit a pyrhotin, oba tyto minerály se vyskytují v přímé prostorové návaznosti na miarolitické dutiny, pyrit i volně v hornině.

Pyrit vytváří dva typy fenokrystů. První typ, vyskytující se volně v horninové hmotě nebo uvnitř shluků plagioklasových vyrostlic, má idiomorfni až hypidiomorfni omezení, s velikostí cca 450 μm . Krystaly mají zonální koncentrickou stavbu, s jádrem a okrajem zcela bez inkluzí a intersticiální vrstvou, obsahující uzavřeniny minerálů základní hmoty.

Druhý typ představují améboidní krystaly xenomorfniho omezení, v průměru cca 180 μm . Krystaly byly významně postižené deformací a vznikem četných tahových trhlin. Následně tyto trhliny byly vyplněny arsenopyritem, a později i biotitem.

Pyrrhotin zatlačuje pyrit druhého typu směrem ze středu do okrajů krystalů, přičemž zcela vyhojuje tahové trhliny. Pravděpodobně během pozdějšího procesu hmota pyrrhotinu byla rekrystalována do několika větších krystalů, což lze pozorovat podle jejich odlišné krystalografické orientace ve xN.

Arsenopyrit, galenit, tetraedrit a chalkopyrit lze v pozici primární minerální fáze nalézt pouze jako výplně trhlin, drobná ojedinělá zrna nebo součástí jediné zastižené polymetalické nodule na okraji pyritového krystalu druhého typu.

5.3. Mineralogie a krystalochemie hydrotermální žilné mineralizace se zlatem

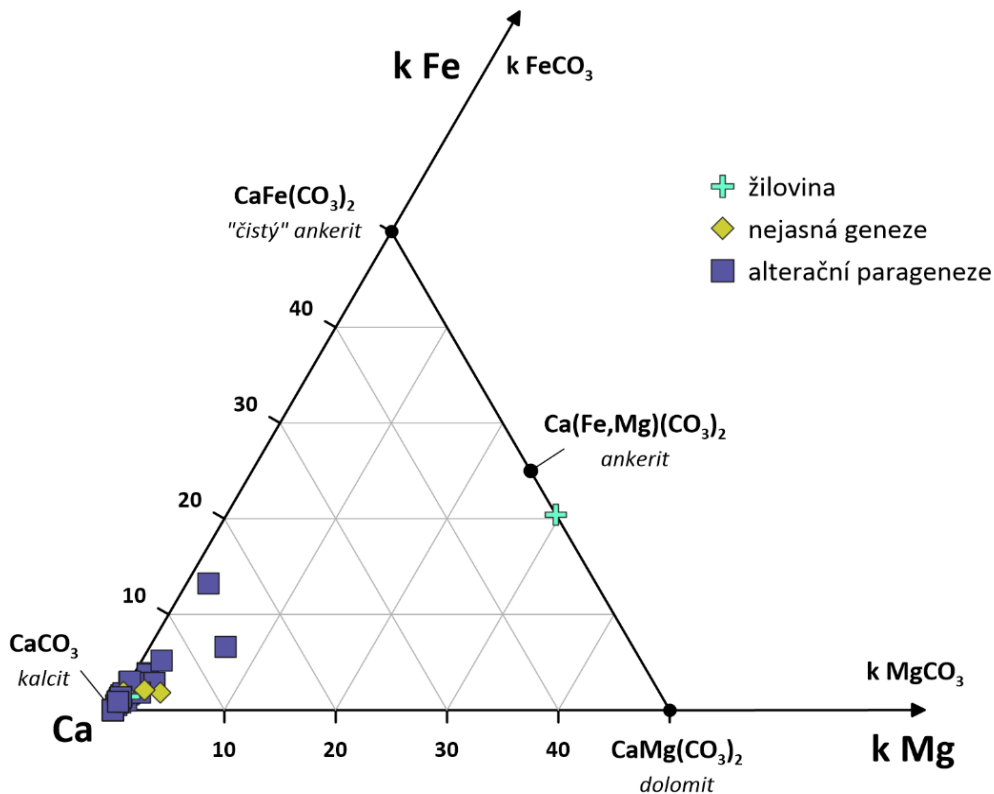
Křemen. Na základě pozorování v optickém mikroskopu lze rozlišit minimálně dvě rozdílné generace křemenné žiloviny. První generace je charakteristická růstovou zonalitou, indikovanou pásy pevných a plynokapalných inkluzí, kopírujících původní tvar krystalů, které ovšem většinou nezachovaly tvar a omezení, protože jsou postižené intenzivní duktilní deformací (projevuje se undulačním zhášením, vznikem subzrn až lokální úplnou rekrystalizací, s tlakovými švy na okrajích). Kvůli velkému množství rozptýlených inkluzí a jemnější zrnitosti, žilovina této generace má makroskopicky šedou až tmavě šedou barvu.

Druhá generace křemene neobsahuje fluidní inkluze a její krystaly mají často větší velikost v porovnání s předešlou generací křemene. Neprodělaly intenzivní duktilní deformaci a vykazují pouze slabé undulační zhášení. Makroskopicky křemen této generace je průhledný nebo mléčně bílý.

Chlorit se rovněž vyskytuje ve dvou generacích. V první generaci lze nalézt velké množství jehlicovitých až prizmatických inkluzí ilmenitu. Druhá generace vyplňuje tahové trhliny, vyvinuté kolmo na směr chloritových žilek první generace. Bez ohledu na sukcesní vztahy (tj. generace chloritu), veškeré chlority z výplně hydrotermálních žil mají uniformní

chemické složení a obecně obsahují víc Fe^{2+} a méně Mg^{2+} v oktaedrické koordinaci, než chlorit z porfyru typu I a více trojmocných kationtů (v daném případě Al^{3+}) (obr. 5).

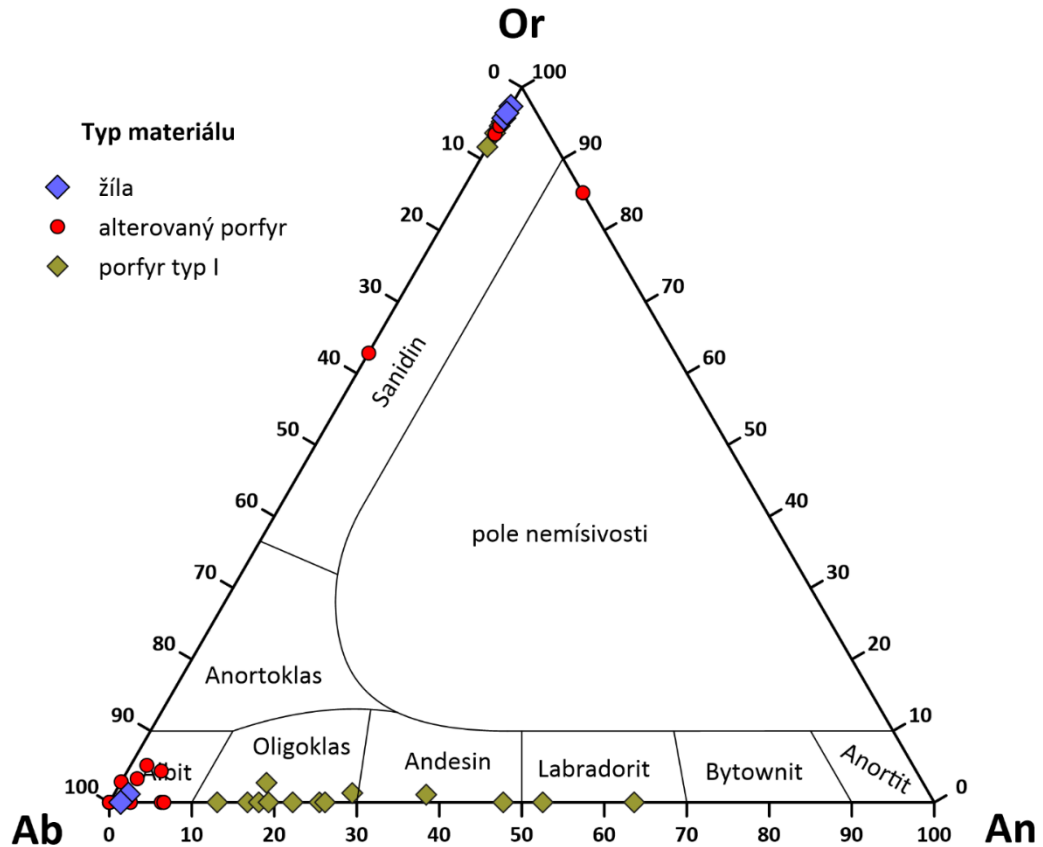
Karbonáty. Téměř čistý kalcit (CaCO_3) tvoří monominerální výplň trhlin v hornině a minerálech. Vyskytuje se minimálně ve dvou generacích. Doprovází druhou generaci chloritu a vyplňuje i nejpozdější tahové trhliny společně s minerály skupiny kaolinitu. Ojediněle se vyskytuje výplň žilek, chemicky odpovídající ankeritu (obr. 10).



Obr. 10: Ternární diagram složek v karbonátech. Kategorie „nejasná geneze“ označuje případy, kdy nebylo možné jednoznačně určit, zda u pozorovaného zrna se jedná o výplň žilky, nebo o alterační produkt. Až na několik výjimek, karbonáty mají uniformní složení, odpovídající kalcitu.

Minerály skupiny kaolinitu, pravděpodobně se jedná o kaolinit a dickit, vyplňují nejpozdější trhliny v nejintenzivněji alterované hornině a mají blízký prostorový vztah k analogickým fázím, vzniklým jako produkty alterace živců.

Ojediněle se ve výplni žilek vyskytují krystaly draselného živce a albitu, variabilních velikostí a krystalových tvarů, nejčastěji však tabulkovité až krátce prizmatické, idiomorfního omezení. Jejich složení odpovídají čistým koncovým členům (obr. 11).



Obr. 11: Ternární diagram složení živců. Živce v případě žilného materiálu a produktů alterace téměř výlučně představují koncové členy řady Ab-Or. Ohledně výjimek viz kapitolu o alterační paragenezi.

Rudní sulfidické fáze. Ve všech studovaných vzorcích sulfidy vytváří oddělená zrna, případně shluky větších zrn, rudní výplň žilek nebyla kontinuální a netvořila souvislé krystalizační fronty.

Idiomorfně až alotriomorfně omezené krystaly pyritu lze najít ve všech typech žilní výplně trhlín. Starší generace je často křehce deformována a zahojená novou generací pyritu nebo arsenopyritem. Nejmladší generace má horší omezení a lze jí nalézt v alterovaném porfyru uvnitř kalcitových žilek.

Arzenopyrit vytváří tabulkovité krystaly idiomorfního omezení, maximálních velikostí víc než 5x5 mm. Vyskytují se v křemeni první generace a jsou silně postižené křehkou deformací

a fragmentovány, přičemž ve vzniklých trhlinách krystalizuje ryzí zlato, křemen druhé generace a poté i galenit.

Galenit je alotriomorfne omezen a tvoří pouze výplň trhlín v arzenopyritu a pyritu. Krystalizuje hned po ryzím zlatě.

Ryzí zlato má variabilní ryzost (69 až 87 at.% Au) a nalezená alotriomorfne omezená zrna nepravidelných tvarů dosahují až 25 μm . Vyskytuje se v trhlinách arzenopyritu a je hned následováno galenitem, křemenem druhé generace, žilním chloritem a ojediněle i karbonáty ankeritového složení (obr. 10).

5.4. Mineralogie a krystalochemie alterační parageneze ze žil porfyrů typu II

Albit je přítomen ve všech alteračních minerálních asociacích porfyru typu II. Analyzované jedince mají variabilní obsah anortitové a ortoklasové komponenty (obr. 11), nicméně mezi těmito variacemi a okolnostmi výskytu nebyla zaznamenána žádná závislost. V zeleném alteračním typu tvoří hypidiomorfne až alotriomorfne omezená zrna v základní hmotě, zaplňující větší část objemu horniny.

V růžovém a bílém alteračním typu nahrazuje primární plagioklas a vytváří nepravidelné krystaly xenomorfního omezení v základní hmotě, obě populace se vyznačují obsahem velkého množství pórů, až 15 μm v průměru. Přeměna na tento typ albitu je spojená se ztrátou tvaru krystalu a prorůstání novotvořeného albitu se současně vzniklými karbonáty a drobnými zrny chloritu.

Draselný živec. Vyskytuje se pouze v porfyru bílého alteračního typu ve dvou různých populacích (obr. 19).

Xenomorfne omezená zrna až nesouvislé agregáty zrn, největší velikosti 60 až 70 μm , spolu s albitem tvoří největší objemovou část základní hmoty horniny. Naměřená data ukazují, že tato populace draselného živce místy inkorporuje až 40 % albitové složky, tudíž mohou existovat ostré nebo souvislejší přechody mezi částmi s různým složením.

Masivní výplň trhlín ve vyrostlicích živce, alterovaných na směs albitu a karbonátu, má variabilní složení, obsahuje však nejvíce 5 % albitové komponenty. Mezi doménami s různým složením jsou vyvinuty ostré kontakty. V části vyrostlic s nejvyšším alteračním stupněm byly nalezeny zrna draselného živce s anomálním složením (až 14 % anortitové komponenty), nicméně nebylo zjištěno, zda se jedná o mimořádný výskyt nebo o systematický jev.

Skupina slíd. V alterační paragenezi lze nalézt světlou slídu, složením blízkou muskovitu $[KA_2[](AlSi_3O_{10})(OH)_2]$. Vyskytuje se v základní hmotě porfyru s růžovým typem alterace ve tvaru lístkovitých zrn, velkých cca 30 x 5 μm , nebo v alterovaných krystalech, kde společně s oddělenými doménami chloritu plně nahrazuje až pseudomorfuje původní vyrostlici biotitu. Rovněž v jádru některých alterovaných živcových vyrostlicích jemnozrná světlá slída (sericit) rekrystaluje na vějířovitý muskovit. Podle klasifikace (obr. 8) analyzované krystaly buď jsou bohatším Al-složkou muskovitem v rámci pevného roztoku celadonit-muskovit, nebo se nachází v poli složení mezi „přechodným muskovitem“ $[KA_{1,2}[]_{0,8}(Al_{1,5}Si_{2,5}O_{10})(OH)_2]$ a „hypermuskovitem“ $[KA_3(Al_4O_{10})(OH)_2]$, teoretickým členem, vyznačujícím se úplnou substitucí Al za Si v tetraedrické koordinaci a dominanci Al v oktaedrické koordinaci (Tischendorf et al. 2007).

Karbonáty s dvojmocnými kationty jsou přítomny v alterovaných živcových vyrostlicích nebo v základní hmotě porfyrových žil ve formě xenomorfně omezených zrn nebo agregátů. V oblastech vzorků, postižených duktilní deformací, mají tyto zrna vyvinuté polysyntetické lamelování. Jejich složení odpovídá kalcitu ($CaCO_3$) s málo významnou příměsí sideritové a magnezitové komponenty (obr. 8).

Chlorit lze nalézt nejvíce v zeleném alteračním typu porfyru a v menší míře i v bílém a růžovém typu. Tvoří samostatná zrna nebo agregáty nepravidelného tvaru nebo je asociován s vyrostlicemi biotitu, přičemž tvoří jednotlivé balíčky podél vrstev biotitu, oddělené domény až úplně pseudomorfuje původní vyrostlici. Vyskytuje se i v alterovaných vyrostlicích živce bílého alteračního typu, kde rovněž tvoří drobná (maximálně 17 μm v průměru), nepravidelná zrna. Někdy vystupuje jako výplň trhlin a tak přesahuje do populace chloritu, náležící hydrotermální minerální asociaci.

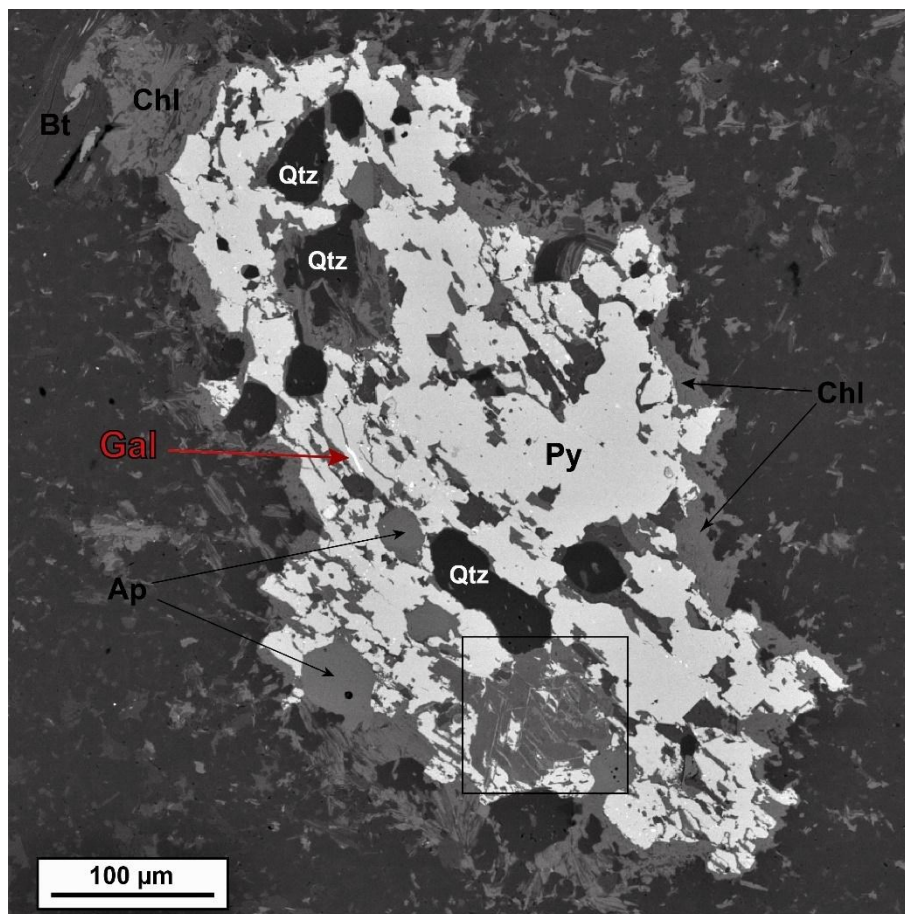
Na rozdíl od chloritu, interstratifikovaného s biotitem v porfyru typu I a chloritu, krystalizovaného z hydrotermálních fluid, má mnohem nižší obsah Fe^{2+} a Mg^{2+} na oktaedrické pozici, nicméně naměřená data jsou variabilní a nevykazují žádné trendy (obr. 5).

Křemen. V zeleném a růžovém typu se alterační křemen vyskytuje v základní hmotě jako xenomorfně omezená zrna. Jeho obsah je v základní hmotě obou typů variabilní, místy tvoří lokální prokřeměnělé domény, často v blízkosti křemenných žilek.

Minerály skupiny kaolinitu lze nalézt v rámci původních hranic vyrostlic plagioklasu. Jemnozrná až mikrolitická hmota pseudomorfuje tvar krystalů a dědí krystalografickou orientaci alterovaného plagioklasu, projevující se částečným zachováním polysyntetického lamelování podle karlovarského a albitového zákona. Rozsah výskytu těchto minerálů je

omezen pouze na okolí trhlin, vyplněných analogickými minerály, maximálně však cca 700 μm .

Sulfidické rudní fáze. Pyrit a molybdenit v rámci striktně alterační paragenese byly nalezeny pouze uvnitř chloritizovaných biotitových vyrostlic v růžovém alteračním typu porfyru. Oba minerály tvoří lístkovité (v případě molybdenitu) a čočkovité (v případě pyritu) inkluze v mezivrstevním prostoru krystalograficky uspořádaného chloritu. Společně se vznikem pyritu došlo ke zvětšení těchto prostor až do propojení jednotlivých inkluzí a následné úplné ztráty tvaru původního krystalu (obr. 12).



Obr. 12: Destruktivní alterace biotitu na chlorit. Sulfidy, krystalizující současně s chloritizací (v tomto případě pyrit), přispívají k nárstu objemu a destrukci původní fylosilikátové struktury. Růžový alterační typ, zobrazení: BSE.

5.5. Výsledky minerální termometrie

5.5.1. Arzenopyritový geotermometr

Pro výpočet teploty krystalizace arzenopyritu byl použit empirický geotermometr podle Kretschmara a Scotte (1976). Bylo analyzováno vždy několik oblastí v každém zrně, a tyto oblasti byly zjednodušeně rozděleny na tři skupiny: okraj, intersticiální pozice („mezi“) a jádro; a to pro zjištění případných systematických změn v teplotě jednotlivých částí krystalů. Dále jednotlivé analýzy byly rozděleny podle jejich hostícího materiálu – typu okolní žiloviny nebo umístění v porfyru.

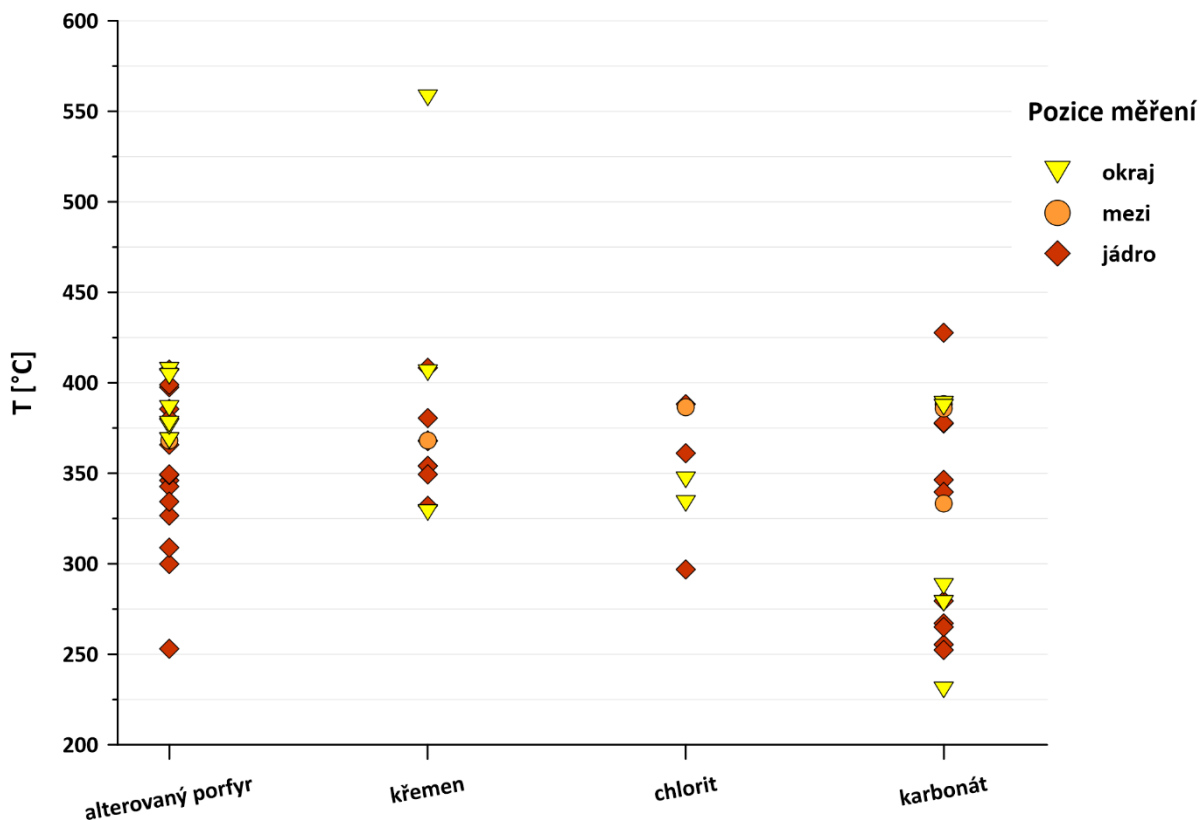
Pro populaci z **alterovaného porfyru** termometrie indikuje (obr. 13), že okraj zrn vznikl za stejných nebo vyšších teplot, než většina analyzovaných jader zrn téže populace. Data ale vykazují vysoký rozsah variací teploty (od 253 do 407°C). Aritmetický průměr celého souboru dat odpovídá **361 ± 37°C (1 sigma SD)**.

Populace arzenopyritu z **křemenné** výplně má průměrnou hodnotu teploty **366 ± 25°C**. Jediná odlehlá hodnota, 557°C, byla vyloučena ze statistického zpracování.

Arsenopyrit uzavíraný ve chloritu vykazuje vypočtenou průměrnou teplotu vzniku **342 ± 28°C**. Kvůli malému počtu provedených analýz nelze bezpečně prohlásit, zda tři výše popsání skupiny dat reprezentují arzenopyrit jedné a té samé generace, nebo zda se jedná o dvě až tři oddělené generace/populace.

Pouze u populace uzavřené v **karbonátových** žilkách, lze z rozložení hodnot teplot očekávat přítomnost minimálně dvou dobře oddělených generací arzenopyritu. Pokud budou arbitrárně rozděleny podle hodnoty 300°C, pak jejich průměrné hodnoty teplot vzniku jsou **375 ± 28°C** a **264 ± 17°C**. Jak primární analytická data (poměr As/S), tak vypočtené teploty vykazují velký rozptyl hodnot.

Celková průměrná hodnota pro populaci arzenopyritu s vyšší teplotou vzniku je **361 ± 11°C**.



Obr. 13: Vypočtené teploty krystalizace arzenopyritu. Data jsou rozdělená podle asociačního kontextu a podle pozice měření v krystalu (viz text).

5.5.2. Chloritová termometrie

Teplota vzniku chloritu byla vypočtena za použití několika empirických termometrů, založených na různém obsazení krystalografických pozic (Cathelineau, 1988; Cathelineau a Nieva, 1985; Jowett, 1991; Zang a Fyfe, 1995). Tím pádem lze říct, že vizuální rozdělení vypočtených teplot na oddělené shluky je srovnatelné s výsledky mineralogické klasifikace chloritů (obr. 5).

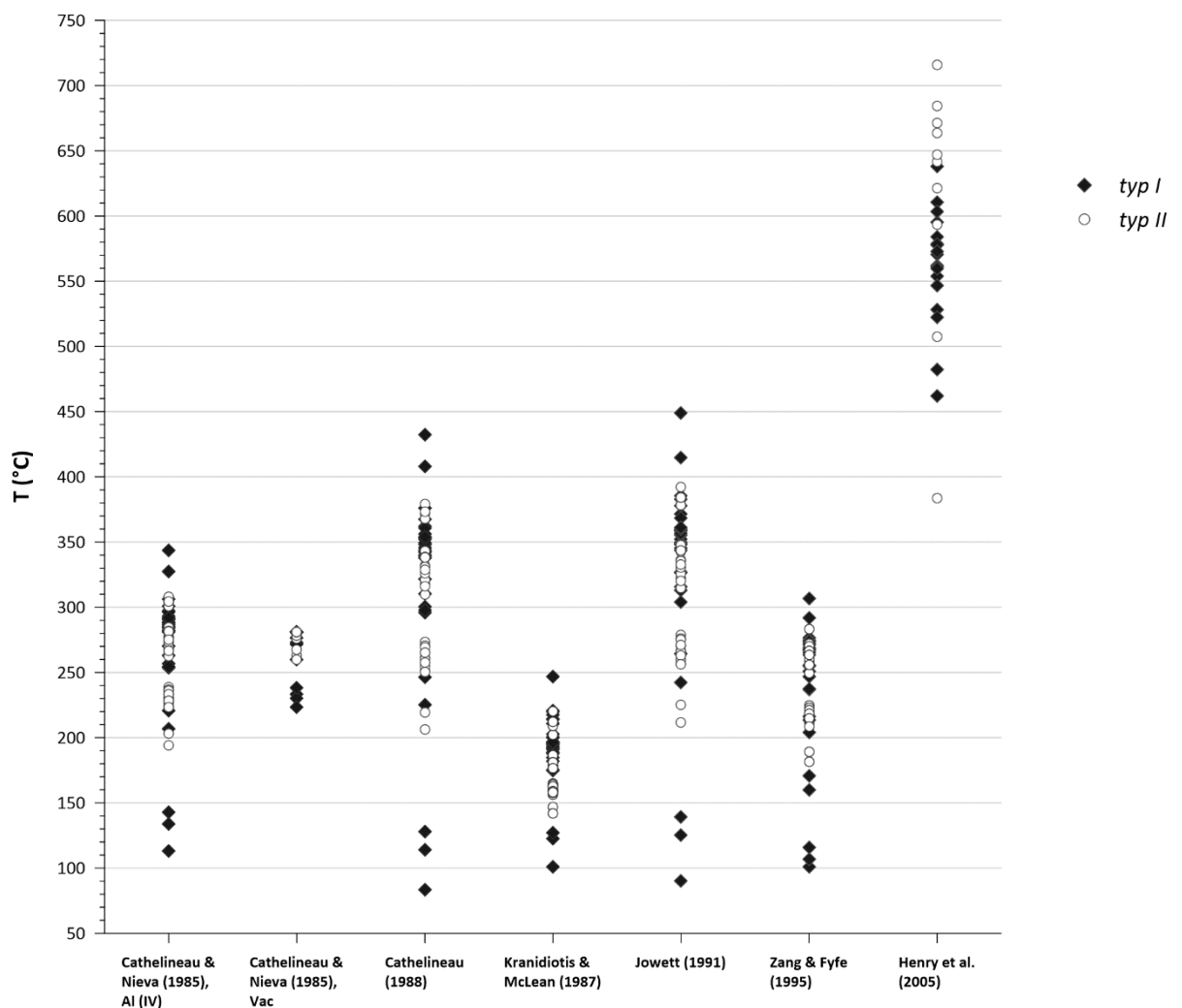
Aplikace chloritové termometrie je obecně problematická pro možnou přítomnost smíšených struktur, jež nelze jednoznačně kvantifikovat/identifikovat při použití elektronové mikroanalýzy (jak EDS, tak i WDS). Další limitací je pak empirická kalibrace termometrů a její teplotní rozsah, například Cathelineau a Nieva (1985) uvádí, že svrchní limit jejich modelů je pouze 300°C, což předurčuje omezenou věrohodnost získaných výsledků výpočtů ze složení chloritů, vzniklých za vyšších teplot.

Je nutno poznamenat, že z použitých metod pouze termometr Cathelineau a Nieva (1985), založený na obsazení oktaedrické pozice kationty, neprodukuje odlehle hodnoty a tudíž produkovaná data nepotřebují zvláštní ošetření. U datových sad vypočtených pomocí jiných

termometrů byly pro finální zpracování odstraněny odlehle hodnoty. Datová sada, vypočtena z měření chloritu, prorostlého s biotitem, neobsahovala odlehle hodnoty.

Celkem lze konstatovat, že chlority z hydrotermální křemenné žiloviny a prorostlé s biotitem chlority mají nejsevrěnější výsledky vypočtených teplot, oscilující kolem hodnot 285°C a 253°C, resp. Chlorit, vzniklý alterační přeměnou horninotvorných minerálů vykazuje větší rozptyl dat a průměrné teploty kolem 285°C (obr. 14).

Veškeré získané výsledky se nacházejí ve vzájemném spolehlivostním intervalu, tvořeném rozpětím jedné směrodatné odchylky. **Tudíž lze předpokládat, že všechny tři populace chloritu vznikaly za identických teplotních podmínek, a to cca $274 \pm 15^\circ\text{C}$.**



Obr. 14: Srovnání vypočtených teplot krystalizace chloritů podle různých metod a biotitu. Rozdělení dat na typy odpovídá hlavním petrografickým typům studovaných porfyrů.

5.5.3. Biotitová termometrie

Teplota krystalizace primárního biotitu byla zjišťována pomocí termometru dle Henry et al. (2005). Žádný z analyzovaných krystalů patrně neprošel reekvilibrací obsahu Ti s okolní horninou, indikovanou exsolucí krystalů ilmenitu nebo rutilu, a tudíž veškerá analyzovaná zrna byla vhodná pro použití dané termometrické metody. Data byly rozdělena na dvě části, reprezentující oba typy porfyrů (I a II).

Průměrná teplota krystalizace biotitu v **porfyru typu I** je $563 \pm 41^\circ\text{C}$. V **porfyru typu II** biotit vznikl za $639 \pm 57^\circ\text{C}$. Aritmetický průměr pro obě datové sady je $587 \pm 59^\circ\text{C}$.

6. Diskuze

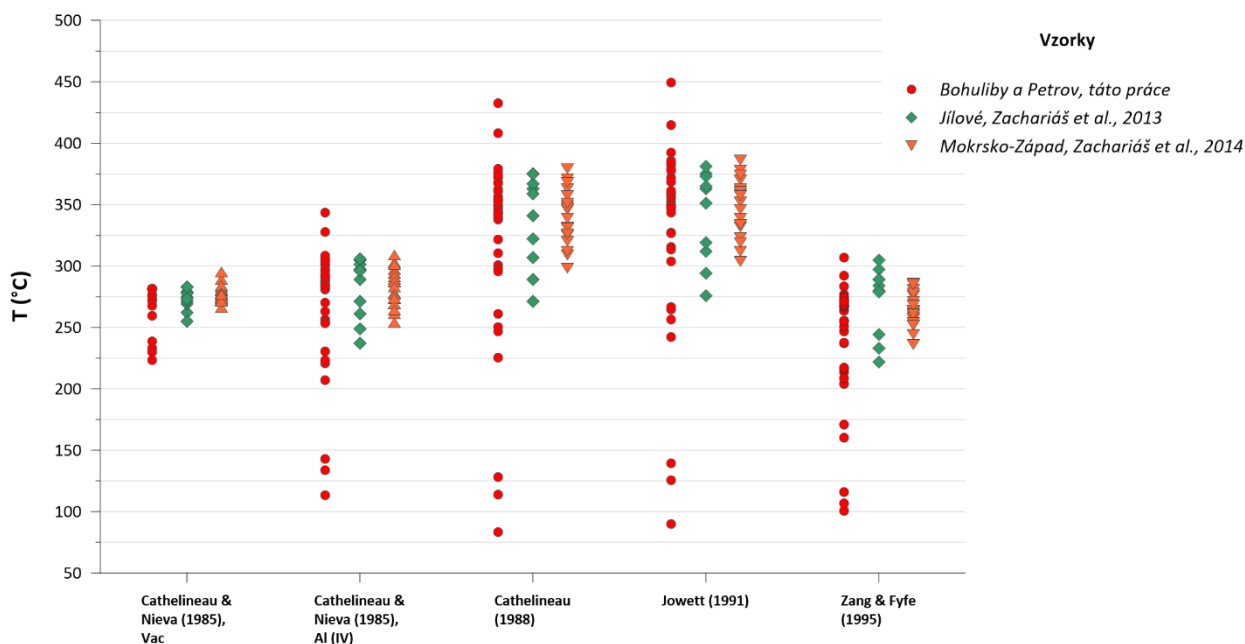
6.1. Sukcese hydrotermální mineralizace

Na základě pozorování minerálních vztahů v rámci hydrotermální parageneze a odhadu teplot krystalizace arsenopyritu a chloritu, navrhuji následující posloupnost krystalizace minerálů:

1. Křemen I. generace
2. Arzenopyrit I. generace + pyrit [**361 ± 11 °C**]
3. 1. etapa křehké deformace
4. Ryzí zlato + křemen II. generace
5. Chlorit I. generace + křemen II. generace + galenit [**274 ± 15 °C**]
6. 2. etapa křehké deformace
7. karbonát I. generace + chlorit II. generace + (pyrit + molybdenit – v chloritu) [**274 ± 15 °C**]
8. 3. etapa křehké deformace
9. Karbonát II. generace + arzenopyrit II. generace [**264 ± 17 °C**]
10. Kaolinit + pyrit

Ucelené sukcesní schéma, graficky znázorňující navrhovanou posloupnost, je k dispozici jako součást přílohy č.5.

Je nutno říct, že v tomto schématu jsou zahrnuty pouze minerály vlastní zlatonosné hydrotermální mineralizace. Přejížděcí stádium mezi magmatickým a hydrotermálním režimem, zahrnující vznik allanitu, arzenopyritu, magnetitu, pyrotinu a pyritu v rámci miarolitických dutin nebylo zahrnuto do výše uvedeného přehledu kvůli vzácnosti těchto dutin v porfyru typu II a nedostatku analytických dat pro vyhodnocení jejich vývoje a zařazení do kontextu celkové magmaticko-hydrotermální posloupnosti krystalizace.



Obr. 15: Porovnání vypočtených teplot krystalizace chloritu v dané práci a dostupných dat chloritových termometrů z předešlých relevantních publikací.

Při srovnání výsledků chloritové termometrie z této práce a předešlých studií (Zachariáš et al., 2013; Zachariáš et al., 2014), provedených v analogických částech Jílovského pásma na kontaktu variských magmatických hornin středočeského plutonického komplexu a hydrotermálních žil se zlatonosnou mineralizací lze usoudit, že získané výsledky pokrývají větší rozsah teplot (obr. 15). I když by šlo říct, že chlorit je tvořen několika rozdílnými populacemi, v předešlých kapitolách již bylo představeno (obr. 5), že alterační chlority mají vysokou variabilitu složení a tudíž i výsledné teploty krystalizace jsou rovněž silně rozptýlené. Nelze s jistotou říct, zda k sevřenosti výsledných teplot u publikovaných výsledků přivedl výběr nejreprezentativnějších dat, nebo selektivní analýza vzorků, bezprostředně vázaných na hydrotermální mineralizaci a tudíž obsahující pouze jednu populaci chloritů, vzniklou krystalizací z hydrotermálních roztoků. Nicméně příčina variability složení u analyzovaných alteračních chloritů vyžaduje další vyšetření.

6.2. Alterační mechanismy

Výše popsané alterační typy porfyru a jejich jednotlivé minerální asociace lze rozdělit na základě fázového složení a výsledků termometrie do několika vzájemně se překrývajících a částečně též koexistujících stupňů pervazivní hydrotermální alterace. Tyto stupně jsou níže

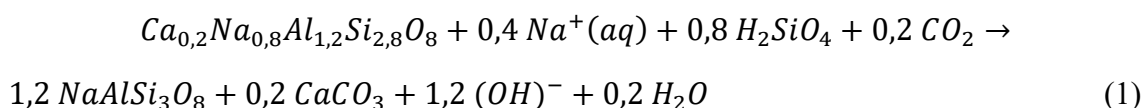
řazené od stupně s největším rozsahem a intenzitou alterací k nejméně rozsáhlému a nejméně intenzivnímu stupni (toto řazení koreluje pravděpodobně též se stářím alterací, od nejstarší k nejmladší etapě přeměn).

Stupeň 0. Tímto prvním stupněm, patřícím k nejranější alteraci (Que a Allen, 1996), je málo intenzivní rozpad živců na mikrolitickou světlou slídu, tzv. sericitizace, spojená rovněž se vznikem zrn epidotu v alterovanějších částech živcových vyrostlic.

Stupeň 1. Hlavní reakci tohoto stupně je chloritizace. Podléhají jí veškeré Fe-Mg-minerály v hornině. Při nižší intenzitě alterace je přeměněn na chlorit pouze biotit (porfyr typ I), při vyšší intenzitě (porfyr typ II) jsou na chlorit alterovány i magnetit-ilmenitové krystaly. Během této reakce dochází k minimálním změnám objemu a tvaru původních krystalu, jelikož probíhá současně dvěma mechanismy – výměnou mezivrstevních kationtů za brucitovou vrstvu (s Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mg a Mn v oktaedrické koordinaci), zodpovědnou za zvýšení objemu krystalu; a odstraněním sítí s tetraedrickou koordinací (obsahující Si^{4+} a Al^{3+}) z vrstvy 2:1 (tzv. TOT neboli maskové) (Ferrow a Bagiński, 1998; Veblen a Ferry, 1983).

Současně s chloritizací probíhá precipitace sulfidů v mezivrstevním prostoru chloritu. Li et al. (1998) popisují mechanismus této reakce, nicméně uvádí, že na vytvoření signifikantního množství pyritu je nutný přísun velkého množství Fe, částečně zajištěného rozpadem biotitu na chlorit. Obsah Fe se po alteraci na chlorit zvýšil až o 40 % (0,3 mol Fe v biotitu vs. 0,42 mol Fe v chloritu), což společně s velkým množstvím vykrystalizovaného pyritu, pravděpodobně může indikovat vysokou úroveň přínosu nebo redistribuce Fe fluidy, zodpovědnými za vznik dané alterace.

Stupeň 2. Albitická alterace, makroskopicky se projevující oranžovou až růžovou barvou horniny a výrazným bílým zbarvením vyrostlic v hornině, je způsobena nahrazováním živců ve vyrostlicích a v základní hmotě čistým albitem ($An_{10}-An_0$) za současné krystalizace pektolitu (Hövelmann et al., 2010). V mnou studovaných vzorkách nebyla registrována přítomnost pektolitu, ale karbonátů s převahou kalcitové komponenty (obr. 10). Po zohlednění vlivu CO_2 můžeme tak pozorované přeměny vyjádřit následující rovnicí:

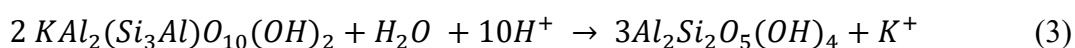


v níž za přítomnosti kyseliny křemičité a sodných kationtů ve fluidu se rozpouští plagioklas o oligoklasovém složení (nejčastější u studovaných vzorků) a sráží se albit a kalcit.

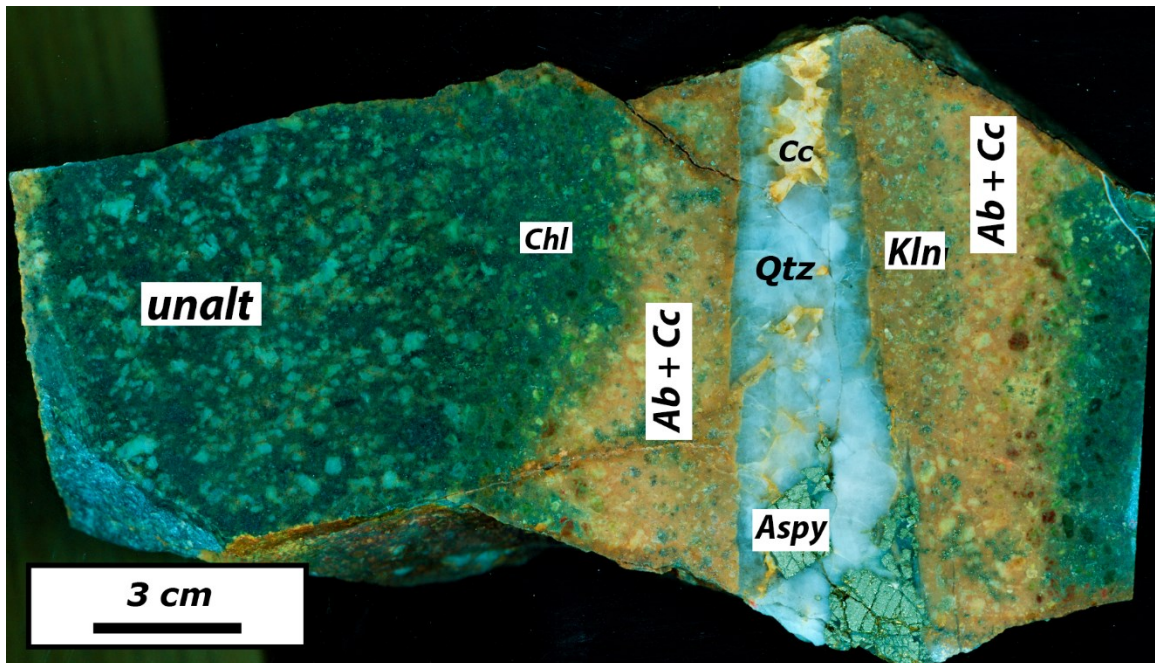
Z navržené rovnice je vidět, že mechanismem albitizace je současné rozpouštění a reprecipitace materiálu. Vzniklý albit obsahuje póry velikosti v řádu mikrometrů, dobře pozorovatelné pomocí SEM (obr. 19, detail), čím se odlišuje od původních magmatických plagioklasů a novotvořeného draselného živce. Koncentrování Fe v pórech albitu, redistribuovaného v předchozím alteračním stupni a doplněného alterujícími fluidy, má za následek krystalizaci zrn hematitu submikronové velikosti. Vznik těchto zrn je rovněž zaznamenaný některými autory (Engvik et al., 2008, Putnis et al., 2007). Analyzovaný alterační albit obsahuje až 4,9 hm.% Fe, což je v souladu s publikovanými výsledky. Výsledkem vzniku inkluzí submikroskopického hematitu během albitizace je pak oranžová až růžová makroskopická barva alterované horniny.

Stupeň 3. Vznik alteračního draselného živce lze nazvat K-feldspatizací nebo draselnou alterací, probíhající v základní hmotě horniny nebo v otevírajících se trhlinách ve vyrostlících albitizovaných živců po postižení křehkou deformací (obr. 19). Populace novotvořeného draselného živce v základní hmotě nemá jasný sukcesní vztah s alteračním albitem, proto lze také předpokládat, že vznikaly současně během přeměny základní hmoty. Nicméně draselný živec, na rozdíl od albitu, není porézni a obsahuje zanedbatelně malé obsahy Fe ve své struktuře.

Stupeň 4. Nejméně rozsáhlým a evidentně nejrecentnějším je vznik jílových minerálů ze skupiny kaolinitu, jež můžeme nazvat argilickou alterací. Proběhla pouze v bílém alteračním typu porfyru a manifestuje vyplněním drobných trhlin a nahrazováním živců a slíd (staršího alteračního sericitu a vlastních vyrostlic). Tento proces se odehrává pomocí těchto zjednodušených reakcí



kde (2) je hydrolýzou alkalických živců a (3) je hydrolýza muskovitu, obě reakce probíhají za úplného odnosu alkalického kationtu (K^+ , Na^+) a částečného odnosu kationtu Si^{4+} , přičemž výsledným produktem je kaolinit nebo minerály z jeho skupiny.



Obr. 16: Dosah alterací na žilníku Ladislav, Bohuliby. Alterační procesy se navzájem přetištějí v proximální vzdálenosti od žilky, zaplněné křemenem I. generaci a kalcitem. Daný vzorek porfyru patří k typu II. Legenda: unalt – nealterovaný porfyr.

6.3. Interpretace textur a minerálního složení primární minerální asociace granodioritového porfyru

Křemen. Komplexní vývoj křemenných xenokrystů již byl popsán v kapitole 5.1. Podle řady autorů (Müller et al., 2010; Müller et al., 2003; Binelli Betsi a Lentz, 2010) jemné oscilační růstové zóny v xenokrystech křemene jsou indikátorem pomalého růstu během residence v magmatickém krbu.

Naopak znaky částečné resorpce a rychlý nárůst zón o uniformním složení jsou výsledkem buď prudké změny teplotně-tlakových podmínek krystalizace samotného magmatu (např. způsobené izotermní dekompresí během adiabatického výstupu) nebo mohou být výsledkem zvýšení teploty okolí (např. způsobené míšením magmat a usazování krystalů) [Chang a Meinert, 2004; Kuscu a Floyd, 2001]. Müller et al. (2010) uvádí, že pozorované jevy jsou charakteristické pro míšení parentálního magmatu s primitivnějším materiálem, přičemž ve výsledném magmatu jsou krystaly (xenokrysty) nestabilní a dochází k jejich resorpci.

Během tohoto předpokládaného vývoje, evidentně zahrnujícího nejméně čtyři fáze krystalizace a dvě etapy resorpce, došlo rovněž k několika tektonickým událostem.

Mezi první (pomalou s oscilační zonalitou) a druhou (rychlou s uniformním záznamem stopových prvků) krystalizaci došlo k významnému rozdrobení vyrostlice. Tuto skutečnost by šlo interpretovat na základě poznatků z citované literatury jako výsledek rychlého dekompresního výstupu magmatu.

Za druhou tektonickou událost lze považovat vznik tlakových švů na kontaktu některých fragmentů xenokrystů. Jelikož nedošlo k spojení úlomků během pozdějších fází krystalizace, lze předpokládat, že pozdější krystalizace se odehrávala bez bezprostředního kontaktů jednotlivých úlomků. Je pravděpodobné, že jejich opětovné spojení se odehrálo během pohybu magmatu, doloženého rovněž vyvinutím proudových textur v základní hmotě (přednostní orientací mikrolitů a obtékáním vyrostlic základní hmotou).

Plagioklas. Ostrý kontakt mezi ostrůvkovitými pozůstatky plagioklasu s nejvyšším obsahem An komponenty ($An_{90}-An_{100}$) a plagioklasem se složením, odpovídající andesínu ($An_{30}-An_{50}$), narůstajícím na těchto pozůstatcích, může nasvědčovat, že jejich vznik není výsledkem kontinuálního procesu (obr. 4) Naopak, novotvořený plagioklas oligoklasového složení ($An_{17}-An_{39}$) tvoří souvislý okraj, jehož celistvost je narušená pouze inkorporací zrn jiných minerálů horniny nebo pozdější reakci s mezostáží za vzniku granofyru.

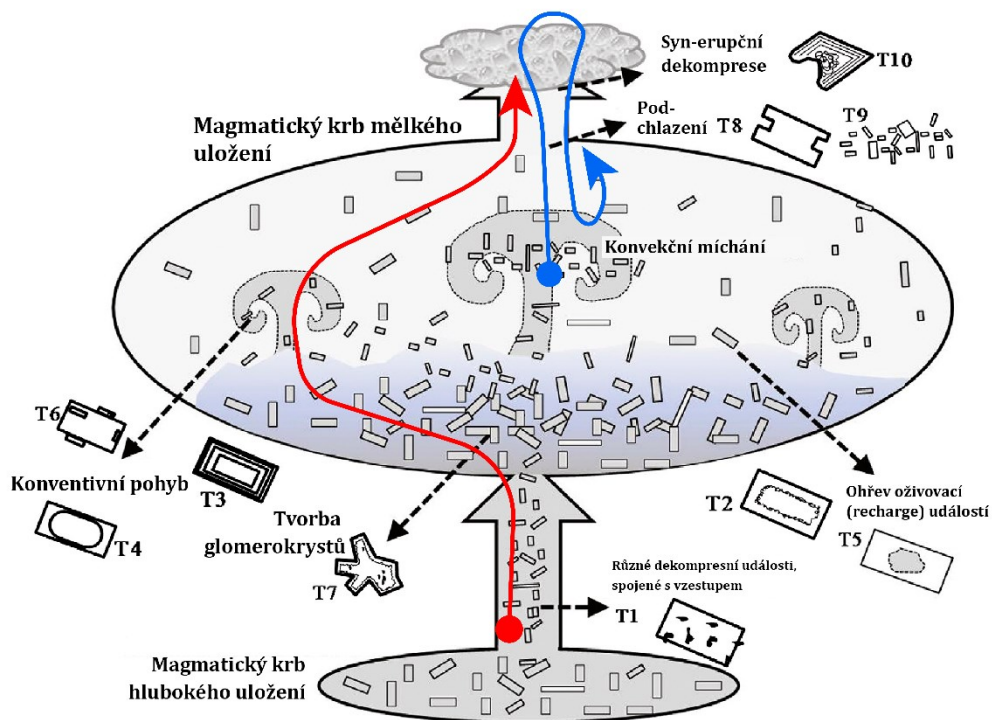
Renjith (2014), Stewart a Pearce (2004) a Yazdi et al. (2019) popisují tento jev, vedoucí ke vzniku ostrůvkovitých pozůstatků plagioklasu v jádře vyrostlice, označovaného jako „síťová struktura“ nebo „sieve texture“. Jeho příčinou je destabilizace a částečné tavení plagioklasu o určitém obsahu anortitové komponenty v okolní tavenině pod vlivem změny tlaku, teploty nebo složení této taveniny. Vznikající tavenina tvoří oddělené kapsy, jež se postupně propojují tenkými kapiláry, což eventuálně vede k protržení okraje vyrostlice a propojení síťového systému s vnější taveninou. Poté tato reekvilibrovaná tavenina může solidifikovat na sklo nebo krystalizovat jako nový plagioklas o složení, odlišném od původního.

Lze předpokládat, že právě tímto procesem vznikla pozorovaná vnitřní komplexní struktura plagioklasových vyrostlic studovaného porfyru, přičemž veškerá přítomná tavenina krystalizovala na směs plagioklasu intermediárního složení a draselného živce, což lze vysvětlit přítomností K_2O v tavenině a krystalizaci v subsolvních podmínkách (Tuttle a Bowen, 1958). Nový plagioklas kyselějšího složení vznikl kontinuálně, pomalou krystalizací, přičemž zaznamenává událost náhlého poklesu dostupnosti CaO z taveniny vznikem tenkého (cca 10 μm) pruhu kyselého oligoklasu (An_{13}).

Na základě výše uvedených dat lze navrhnout následující posloupnost procesů, vedoucích ke vzniku plagioklasových vyrostlic v porfyru typu I:

1. Krystalizace vyrostlice čistého anortitu ($An_{90}-An_{100}$).
2. Vznik síťové struktury a částečné rozpouštění vyrostlice.
3. Krystalizace nového plagioklasu oligoklasového až andesínového složení a draselného živce z taveniny v kapilárách síťové struktury.
4. Nárůst nejnovějšího plagioklasu v podobě souvislého okraje.

Za pomoci schématu, sestaveného Renjith, 2014 (obr. 17), lze navrhnout vývoj těchto plagioklasových vyrostlic v kontextu komplexního magmatického systému. Iniciálně vykrytalované v hlubším magmatickém krbu, vyrostlice anortitového složení byly transportovány do mělce uloženého magmatického krbu za současné resorpce (T1). Za pomalého konvektivního výstupu narůstal mladší plagioklas za současného uzavření okolních minerálů. Během tohoto procesu rovněž došlo k devitrifikaci taveninových inkluzí v síťové struktuře (T2, T3 a T6).

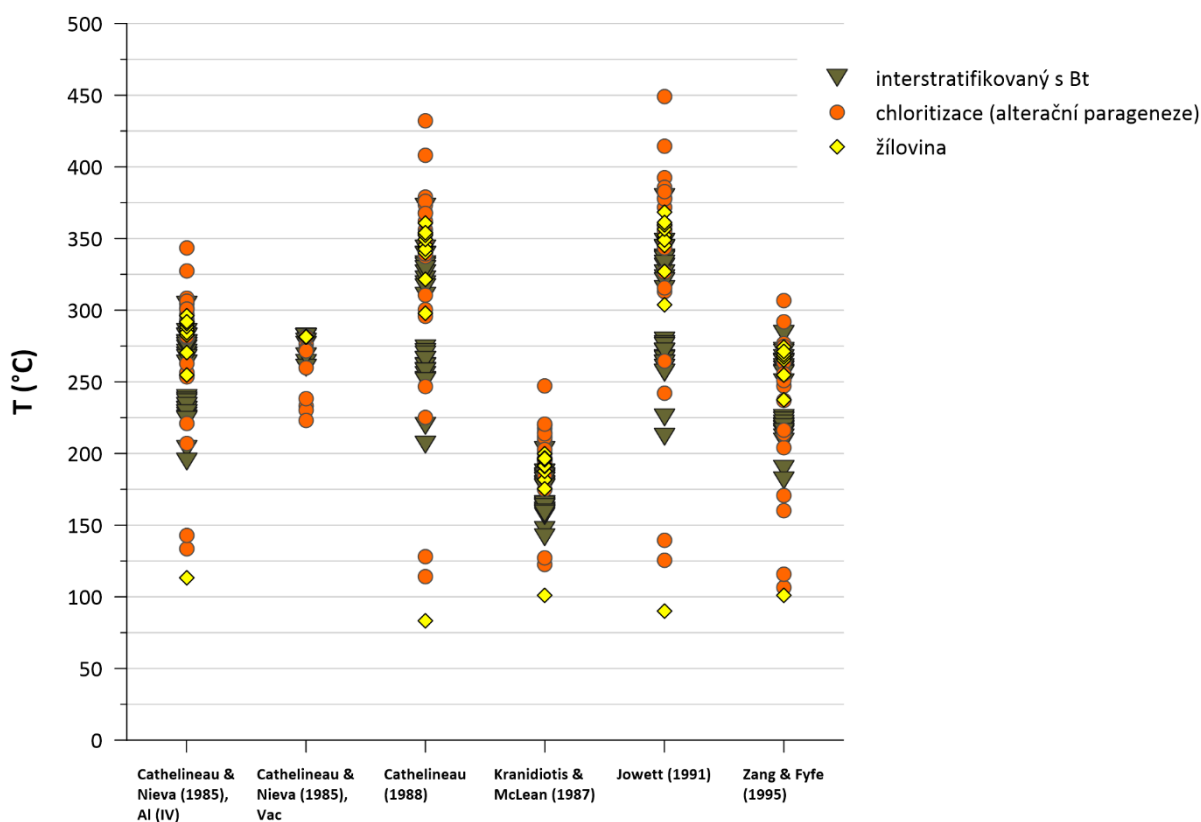


Obr. 17: Režimy růstu vyrostlic v závislosti na pozici v magmatickém krbu. Červenou šipkou je znázorněna dráha plagioklasu v porfyru typu I – první dekompresi a vznik síťové struktury, graduální růst při konvekcii a následný eruptivní dekompresi, zaznamenaná pouze v granofyrické mezostázi. Modrou šipkou je znázorněna dráha xenokrystů křemene v porfyru typu II – graduální růst, fragmentace při výstupu a dekompresi, následně nový graduální růst a pravděpodobná intruze/extruze nebo zastavení v podpovrchových partiích kůry. Převzato a upraveno z Renjith (2014).

Studiem v optickém mikroskopu se potvrdila oscilační chemická a růstová zonalita intaktního *plagioklasu v porfyru typu II*, avšak jejich vývoj nelze však popsat takto podrobně kvůli intenzivní hydrotermální alteraci těchto vyrostlic.

Draselné slídy a chlorit. Nepravidelné a velké agregáty biotit-chloritových lístkovitých až vějířovitých krystalů v porfyru typu I mohou napovídat buď o rekrystalizaci původní magmatické fáze na tuto směs, nebo o agregaci zrn původního biotitu, například v okolí starších Fe-Ti krystalů a krystalů apatitu. Nelze však s jistotou říct, jaký z těchto mechanismů se podílel na jejich vzniku.

Srovnání teplot krystalizace biotitu a chloritu v porfyru typu I indikuje, že prorostlý s biotitem chlorit pravděpodobně vznikl za nižších teplot, než sousedící biotit (obr. 14) a přitom se teplotou vzniku neodlišuje od chloritů, vzniklého krystalizací z hydrotermálního roztoku nebo prokazatelnou alterací primárního biotitu. Proto lze předpokládat, že v daném případě rovněž jde o produkt hydrotermální alterace, i když nelze přímo vysvětlit příčinu pozorovaného vzájemného prorůstání. V literatuře (Ferrow a Bagiński, 1998; Veblen a Ferry, 1983) jsou popisovány struktury se smíšenými vrstvami biotit-chlorit, vznikajících během chloritizace, ovšem tyto struktury jsou pozorovatelné v měřítku jednotlivých vrstev a proto,



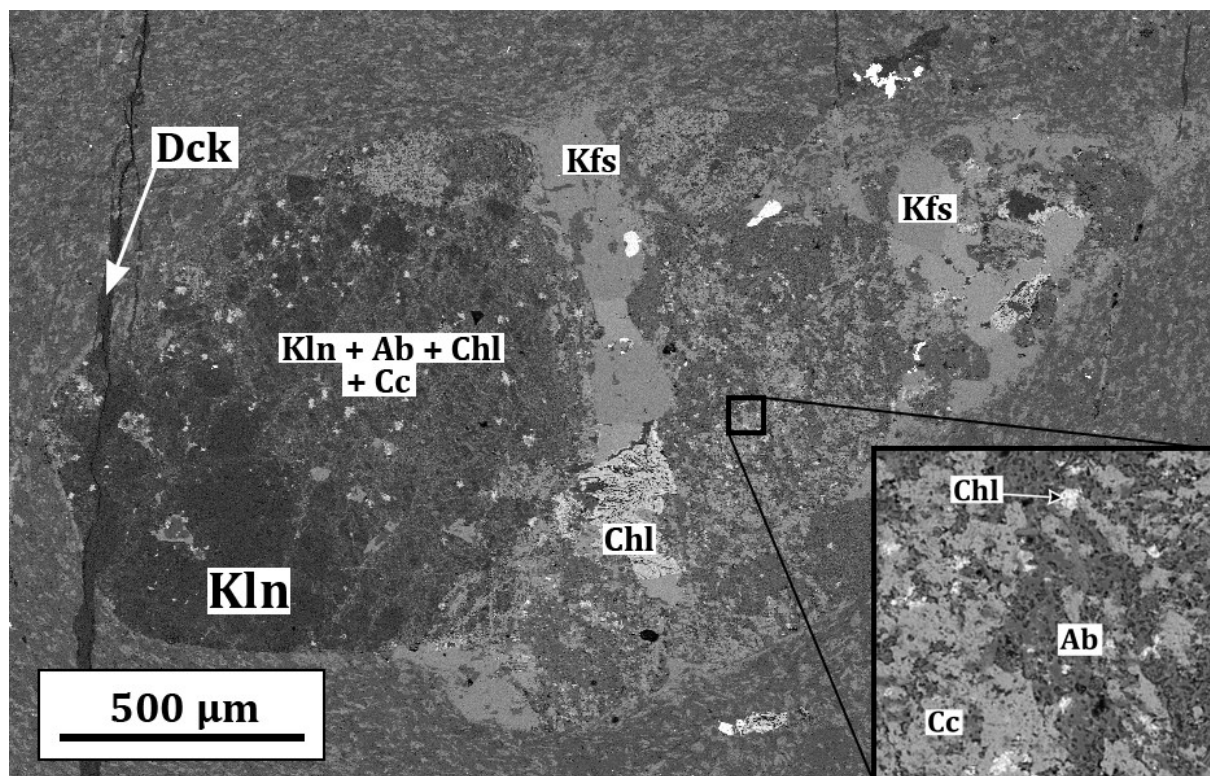
Obr. 18: Výsledky termometrických výpočtů chloritu. Lze vidět odlišnosti v rozptylu dat u jednotlivých sad, odpovídajících různým materiálům. Žilní chlorit má (až na jednu odlehlou hodnotu) nejméně rozptýlené výsledky výpočtu.

na rozdíl od pozorovaných ve studovaných materiálech krystalů, se mohou nazývat interstratifikovanými.

Fe-Ti fáze. Krystaly magnetitu s lamelami ilmenitu představují výsledek oxidace původního spinelidu ulvöspinelu a následné exsoluci ilmenitu v důsledku nestability Ti-bohaté složky ve struktuře magnetitu (Alva-Valdivia a Lopez-Loera, 2011; Ivanyuk et al., 2017).

Zrna *titanitu* se nachází pouze na okrajích těchto spinelidových krystalů v porfyru typu I, stejně jako *epidot*. Lze předpokládat, že obě tyto fáze rovněž vznikly po rozpadu původního hornblendu $[\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_4(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})(\text{Si}_7\text{AlO}_{22})(\text{OH})_2]$ a koncentraci Ca a Ti za vzniku biotitu a chloritu (Ferrow a Bagiński, 1998), pokud vezmeme do úvahy již popsany habitus biotit-chloritových agregátů. Xiao et al. (2020) popisují právě tento mechanismus chloritizace a uvádí, že krystalizovaný hydrotermální titanit má zvýšené obsahy Fe a Al, což odpovídá i mnou naměřeným datům. Tento proces mohl, například, proběhnout během postupného chladnutí při výstupu horniny a její přechodu z podmínek amfibolitové facie do facie zelených břidlic. Při tom ale nelze vyloučit, že epidot a titanit tvoří nesouvislý reakční okraj mezi magnetitem a původní fází (pokud jde o hornblend), o čem svědčí i mechanicky a chemicky narušený okraj magnetitu a absence těchto fází vně blízkosti Fe-Ti fází.

Tyto fáze také kvůli své unikátní morfologii a interní struktury poskytují možnost předpokládat, že porfyry typu I a II, ačkoli jsou rozdílné ve mnohých aspektech, mohou mít společný původ, přičemž zdědily ze společného magmatického zdroje pouze akcesorické minerály.



Obr. 19: Zaznamenána posloupnost alteračních reakcí. Živcová vyrostlice je alterovaná na pórovitý albit s drobnými zrny chloritu a kalcit (detail). Pozdější draselný živec vyplňuje trhliny, přičemž neobsahuje póry. Pod vlivem blízké trhliny, vyplněné minerály skupiny kaolinitu, tyto minerály postupně úplně nahrazují předcházející minerální asociaci. Bílý alterační typ, zobrazení: BSE.

Granofyrická mezostáze. Barker (1970) popisuje vznik granofyru jako rychlou krystalizaci z malého počtu krystalizačních zárodků, přičemž pouze podle textury nelze říct, zda krystalizace probíhá z taveniny nebo devitrifikovaného skla. Lowenstern et al. (1997) uvádí, že vznik granofyru je spojen s rychlým výstupem a následným poklesem tlaku z litostatického na hydrostatický, degazací (poklesem rozpustnosti vody v tavenině) a silným podchlazením bohatého na SiO_2 magmatu.

Lze předpokládat, že ke stejnému procesu došlo i v případě porfyru typu I a pozorovaná granofyrická mezostáze vznikla při jeho výstupu a vmístění do jeho současné tektonické pozice.

Shrnutí texturních, teplotních a fázových indikátorů. Alterační postižení žil porfyru typu I, omezené pouze na chloritizaci biotitu, nižší střední teploty krystalizace biotitu, absence granofyrické textury v porfyru typu II a tektonické kontakty mezi oběma typy porfyrů mohou nasvědčovat, že jejich vmístění nebylo současné a je možné, že porfyr typu I intrudoval během nebo po vmístění porfyru typu II nebo dokonce postdatuje alterační postižení, související s hydrotermální mineralizací. Jelikož ze zjištěných prostorových vztahů

nelze s jistotou říct, zda porfyrem typu I prochází žilky s mineralizací hydrotermálního původu, zůstává nevyjasněná případná přítomnost a rozsah hydrotermálně podmíněné alterace tohoto typu horniny. Tím pádem také nelze určit relativní časový interval umístění porfyru typu I, pokud ke umístění došlo až během hydrotermálního krystalizačního stádia.

Hojnost vodnatých fází a vzácný výskyt miarolitických dutin může nasvědčovat o relativně vysokém obsahu vody v hornině, stejně jako existence granofyrického prorůstání v mezostázi. Nicméně explozivní epizoda, zapříčínující fragmentaci křemenných xenokrystů v porfyru typu II, nejspíš nebyla poslední v posloupnosti krystalizaci, jelikož hornina neobsahuje skelnou fázi ani indikátory pozdější devitrifikaci skla nebo rychlé krystalizaci za dekompresi. Popis přesné historie vývoje horniny bude možný po detailnější analýze křemenných vyrostlic v CL zobrazení nebo studiu plynokapalných inkluzí v křemeni všech populací.

6.4 Zařazení zjištěných dat do regionálního a ložisko-geologického kontextu

Zde popsaná data odhalují, že přítomná hydrotermální minerální asociace na studovaných lokalitách se odlišuje od mineralogie žilníků v osním směru ložiska Jílové. Jak již bylo uvedeno v kap. 3.3., pro zrudnění v celém jílovském rudním revíru je typický výskyt Bi-fází, teluridů a kombinovaných Bi-Te-S fází se zlatem, stříbrem a obecnými kovy, které na sebe navazují většinu zlata v hydrotermálním systému (Morávek, 1971; Zachariáš et al., 2013; Zachariáš et al., 2014). Jelikož tato vazba a následná koncentrace zlata z hydrotermálního fluida (tzv. „scavenging“) je studována jako důležitý mechanismus jeho precipitace (např. Tooth et al., 2011), absence daných fází v hydrotermální minerální asociaci na obou studovaných lokalitách nasvědčuje jak o velké prostorové variabilitě v obsahu Bi a Te v měřítku celého jílovského pásma, tak i o dominanci jiného precipitačního mechanismu v žilním systému, postihujícím porfyry příčného žilního roje. Na základě toho, že veškeré nalezené zlato ve studovaných materiálech se nacházelo pouze jako výplň fraktur megakrystů arzenopyritu v křemenných žilách, předpokládám, že dominantním mechanismem v těchto částech hydrotermálního systému byla adsorpce zlata na povrch sulfidů (viz kap. 2.3.). I přesto, že porfyrické horniny v okolí hydrotermálně vyplněných fraktur byly intenzivně postiženy alterací všech pozorovaných typů (růžový porfyr), na jejich rozhraní byly nalezeny pouze krystaly sulfidů (arzenopyritu a pyritu), tudíž mechanismus precipitace reakci s horninovým okolím nelze brát jako validní pro úspěšné srážení zlata v těchto podmínkách.

Rovněž je nevysvětlitelná úplná absence scheelitu, sideritu a dolomitu v hydrotermální minerální asociaci, které byly popisovány jako hojné v pracích, zabývajících se hlavní částí rudního revíru (Morávek, 1971; Zachariáš et al., 2013). Zvýšené obsahy wolframu ve studovaných vzorcích byly zaznamenány pouze ve struktuře apatitu (obr. 6) a rutilu (ojediněle až 4 hm.%), ovšem oba tyto minerály jsou s největší pravděpodobností primárního magmatického původu, a tak koncentrace wolframu byly příliš nízké na vytvoření vlastní fáze. Analogicky, karbonáty v hydrotermální žilovině a alterační paragenezi jsou charakteristické nízkými obsahy Fe a Mg a dominancí Ca, jen ojediněle složením se přibližující ankeritu (obr. 8). Tudíž lze říct, že zmíněné kovy (W, Fe a Mg) se buď vyskytovaly v hydrotermálním fluidu v této části revíru v zanedbatelném množství, nebo nebyly patřičně mobilizovány ze zdroje nebo okolní horniny. V souladu s tímto předpokladem a se skutečností, že krystaly sulfidů ve studovaných materiálech se většinou vyskytují na rozhraní porfyr-hydrotermální výplň nebo uvnitř alterovaných zón v okolí mineralizovaných trhlín, dále předpokládám, že Fe v této interakci bylo konzumováno při krystalizaci sulfidů *in situ* při přínosu S hydrotermálním fluidem během alterace porfyrové okolní horniny, což je popisováno, např. Li et al. (1998) a Groves et al., 2003 (také viz kap. 6.2.), a tak nebylo mobilizováno do hydrotermálního fluida pro vznik sideritu a ankeritu v pozdějších fázích vývoje zrudnění.

Získané výsledky nastiňují, že dřívější schématické rozdělení žilních variských magmatitů bez rozeznání alteračních paragenezí v kontextu komplexního a doposud nerozluštěného vývoje zlatonosného zrudnění v jílovském rudním revíru mohlo vést ke zkreslování a bagatelizaci role porfyrových hornin v metalogenezi ložiska Jílové. Sice reakce hydrotermálních fluid s žilními magmatity mohly přispět k významným variacím v mineralogii hydrotermálních žil, přesný mechanismus těchto reakcí nemůže být definován v rámci této práce. Rovněž na dané etapě třeba nelze s jistotou říct, zda například chloritizace, postihující oba typy porfyru, je indukovaná hydrotermálně, je výsledkem autometasomatizace nebo regionální metamorfózy slabého stupně, vyvolanou termální aureolou intrudovaných plutonů.

6. Závěr

V práci byly vyjasněny mineralogické, petrografické a genetické charakteristiky granodioritových porfyrů, hostících zlatonosnou mineralizaci na lokalitách Petrov a Bohuliby-Z v jihozápadní části jílovského rudního revíru. Na výchozech v terénu a rovněž i při mikroskopickém studiu v laboratoři byly identifikovány dva typy granodioritových porfyrů s rozdílným vztahem k hydrotermální mineralizaci se zlatem a se vzájemným ostrým tektonickým kontaktem.

Porfyr typu I je postižen hydrotermálně indukovanou alterací pouze v omezené míře, a nehostí trhliny vyhojené zlatonosnou mineralizací. Porfyr typu II obsahuje hojné tahové trhliny s hydrotermální výplní (tj. zlatonosnou mineralizací se sulfidy), pod jejichž vlivem je postižen pervazivní hydrotermální alterací vysoké intenzity.

Oba typy porfyrů dědí stejné akcesorické a některé hlavní horninotvorné minerály ze svého magmatického zdroje, čímž indikují společný původ. Souběžně však oba typy porfyrů obsahují svědectví vzájemně izolovaného vývoje během krystalizační historie, zahrnujícího pohyb parentálního magmatu v rámci magmatického systému, pravděpodobné míšení s primitivnějšími magmaty a umístění do malých hloubek za prudkého poklesu tlaku.

V rámci této práce byly též podrobně specifikovány vztahy mezi žilnou formou křemen-zlatonosného zrudnění a jednotlivými stupni pervazivní alterační přeměny granodioritových porfyrů.

Megakrysty arzenopyritu první generace spolu s křemennou žilovinou krystalizuje jako první rudní fáze v rámci hydrotermální paragenese za cca 360°C. Ryzí zlato (až 87 at.% Au) a galenit precipitují v trhlínách arzenopyritu po jeho brekciaci. Za teploty cca 285°C vzniká chloritová a křemenná výplň pozdějších trhlín/fraktur ve starší žilovině, pravděpodobně současně s chloritizací hostitelské horniny (prvním stupněm alterace). Druhá generace arzenopyritu se formuje při teplotě přibližně 264°C a je následována vznikem pozdních karbonátových (kalcitových) žilek s pyritem. Jílová výplň drobných trhlín je asociována s pozdním pyritem a představuje nejpozdější krystalizační fázi hydrotermální mineralizace.

Zjištěná data indikují nesoudobou intruzi dvou typů granodioritového porfyru a pravděpodobnost odehrání hlavní fáze Au-As-nosné hydrotermální aktivity v období mezi těmito dvěma intruzivními fázemi.

Rovněž na základě srovnání s publikovanými daty lze soudit o významných prostorových variacích v obsazích prvků v měřítku celého jílovského rudního revíru a spojených s nimi

pravděpodobné favorizaci alternativních mechanismů koncentrace, transportu a precipitace zlata z hydrotermálního fluida. Jižní a zejména jihozápadní část revíru je významně ochuzená o Bi, Te a W a fáze, obsahující tyto prvky, nejsou součástí lokální hydrotermální minerální asociace.

7. Seznam literatury

- Alva-Valdivia, L. M., & López-Loera, H. (2011). A review of iron oxide transformations, rock magnetism and interpretation of magnetic anomalies: El morro mine (Brazil), a case study. *Geofísica Internacional*, 50(3), 341–362.
- Barker, D. S. (1970). Compositions of granophyre, myrmekite, and graphic granite. *Geological Society of America Bulletin*, 81(11), 3339.
- Bineli-Betsi, T., & Lentz, D. (2010). The nature of “quartz eyes” hosted by dykes associated with Au-Bi-As-Cu, Mo-Cu, and base-metal-Au-Ag mineral occurrences in the Mountain Freegold region (Dawson Range), Yukon, Canada. *Journal of Geosciences*, (55), 347–368.
- Boiron, M. C., Cathelineau, M., Dubessy, J., Bastoul, A. M., 1990. Fluids in Hercynian Au veins from the French Variscan belt. *Mineralogical Magazine*, 54, 375, 231-243
- Boiron, M.-C., Cathelineau, M., Banks, D. A., Fourcade, S., Vallance, J., 2003. Mixing of metamorphic and surficial fluids during the uplift of the Hercynian upper crust: consequences for gold deposition. *Chemical Geology*, 194, 1-3, 119-141
- Cathelineau, M. (1988). Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, 23(4), 471–485. <https://doi.org/10.1180/claymin.1988.023.4.13>
- Cathelineau, M., Nieva, D., 1985. A chlorite solid solution geothermometer the Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 91, 3, 235-244
- Chang, Z., Meinert, L. D., 2004. The magmatic–hydrothermal transition—evidence from quartz phenocryst textures and endoskarn abundance in Cu–Zn skarns at the Empire Mine, Idaho, USA. *Chemical Geology*, 210, 1-4, 149-171
- Fediuk, F. (2004). Alaskites and related rocks in the Proterozoic Jílové Belt of Central Bohemia. *Krystalinikum*, 30, 27–50.
- Ferrow, E. A., & Bagiński, B. (1998). Chloritization of hornblende and biotite: A HRTEM study. *Acta Geologica Polonica*, 48(1), 107–113.

- Götze, J., Plötze, M., & Habermann, D. (2001). Origin, spectral characteristics, and practical applications of the cathodoluminescence (CL) of quartz: a review. *Mineralogy and Petrology*, 71(3-4), 225–250.
- Groves, D. I., 2003. Gold Deposits in Metamorphic Belts: Overview of Current Understanding, Outstanding Problems, Future Research, and Exploration Significance. *Economic Geology*, Society of Economic Geologists 98, 1, 1-29
- Groves, D., Goldfarb, R., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S., & Robert, F. (1998). Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews*, 13(1-5), 7–27.
- Hajná, J., Žák, J., Kachlík, V., 2011. Structure and stratigraphy of the Teplá–Barrandian Neoproterozoic, Bohemian Massif: A new plate-tectonic reinterpretation. *Gondwana Research*, 19, 2, 495-508
- Henry, D. J. (2005). The ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American Mineralogist*, 90(2-3), 316–328.
- Holub, F. V., Cocherie, A., & Rossi, P. (1997). Radiometric dating of granitic rocks from the Central Bohemian Plutonic Complex (Czech Republic): Constraints on the chronology of thermal and tectonic events along the Moldanubian-Barrandian boundary. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 325(1), 19–26.
- Hövelmann, J., Putnis, A., Geisler, T., Schmidt, B. C., & Golla-Schindler, U. (2009). The replacement of plagioclase feldspars by albite: Observations from hydrothermal experiments. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 159(1), 43–59.
- Irvine, T. N., Baragar, W. R. A., 1971. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 5, 523-548
- Ivanyuk, G., Kalashnikov, A., Pakhomovsky, Y., Bazai, A., Goryainov, P., Mikhailova, J., Yakovenchuk, V., & Konopleva, N. (2017). Subsolidus evolution of the magnetite-spinel-ulvöspinel solid solutions in the Kovdor phoscorite-carbonatite complex, NW Russia. *Minerals*, 7(11), 215–243.

- Janoušek, V., & Gerdes, A. (2003). Timing the magmatic activity within the Central Bohemian Pluton, Czech Republic: Conventional U-Pb ages for the Sázava and Tábor intrusions and their geotectonic significance. *Journal of the Czech Geological Society*, 48(1-2), 70–71.
- Janoušek, V., Braithwaite, C. J., Bowes, D., & Gerdes, A. (2004). Magma-mixing in the genesis of Hercynian calc-alkaline granitoids: An integrated petrographic and geochemical study of the Sázava intrusion, Central Bohemian Pluton, Czech Republic. *Lithos*, 78(1-2), 67–99.
- Janoušek, V., Holub, F.V., 2007. The causal link between HP-HT metamorphism and ultrapotassic magmatism in collisional orogens: case study from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif. *Proceedings of the Geologist's Association*, 118, 75-86.
- Jowett, E. Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer [(Program with Abstracts)]. In: GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting. (Program with Abstracts). Toronto, 1991, May, A62.
- Kartashov, P. M. (2014). Classification diagram for REE-bearing members of the epidote group based on crystallochemical data. *Workshop on Accessory Minerals*.
- Kerrick, R., Cassidy, K. F., 1994. Temporal relationships of lode gold mineralization to accretion, magmatism, metamorphism and deformation — Archean to present: A review. *Ore Geol. Rev.*, 9, 4, 263-310
- Knipe, S., Foster, R. P., Stanley, C., 1991. Hydrothermal precipitation of precious metals on sulphide substrates. 1
- Kretschmar, U., & Scott, S. D. (1976). Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application. *Canadian Mineralogist*, 14, 364–386.
- Kuşcu, G. G., Floyd, P. A., 2001. Mineral compositional and textural evidence for magma mingling in the Saraykent volcanics. *Lithos* , 56, 2-3, 207-230
- Le Bas, M. J., Streckeisen, A. L., 1991. The IUGS systematics of igneous rocks. *Journal of the Geological Society*, 148, 5, 825-833
- Li, G., Peacor, D. R., & Essene, E. J. (1998). The formation of sulfides during alteration of biotite to chlorite-corrensite. *Clays and Clay Minerals*, 46(6), 649–657.

- Litochleb, J., Šrein, V., 1995. Notes on the mineralogy of the Jílové gold-bearing district (in Czech). *Bulletin mineralogicko-petrologického oddělení Národního Muzea v Praze*. 3, 211-215
- Lowenstern, J. B., Clynne, M. A., & Bullen, T. D. (1997). Comagmatic A-type granophyre and rhyolite from the Alid volcanic center, Eritrea, Northeast Africa. *Journal of Petrology*, 38(12), 1707–1721.
- Mašek, J. et al. (1984): Základní geologická mapa ČSSR 1:25 000 List 12-423 Davle. *Archiv České geologické služby. Praha*.
- McCuaig, T. C., 1998. P-T-t-deformation-fluid characteristics of lode gold deposits: evidence from alteration systematics. *Ore Geology Reviews*, 12, 6, 381-453
- Mikucki, E. J., 1998. Hydrothermal transport and depositional processes in Archean lode-gold systems: A review. *Ore Geology Reviews*, 13, 1-5, 307-321
- Morávek, P., & Pouba, Z. (1987). Precambrian and Phanerozoic history of gold mineralization in the Bohemian Massif. *Economic Geology*, 82(8), 2098– 2114.
- Morávek, P., 1971. Ložiskové poměry a mineralizace jílovského zlatonosného revíru. *Sb. Geol. Věd, řada LG* 13, 1-170
- Morávek, P., Morýsek, A., Röhlich, P., Hubka, V., Potužák, V., Srb, M., Soukup, B., Fafejta, J., Pecka, V., Skřiván, J., Skřivánek, V., Pacovská, Z., Andres, F., Bouška, J., Bylová, I., Blüml, A., & Oktábec, P. (1969). *Závěrečná zpráva, Jílové u Prahy, surovina Au* (Tech. Rep.). Rudné doly n.p. Příbram, Geoindustria Praha.
- Morávek, P., Röhlich, P., 1971. Geology of the northern part of the Jílové zone. *Sborník geologických Věd, Geologie*, 20, 101-146.
- Müller, A., René, M., Behr, H., & Kronz, A. (2003). Trace elements and cathodoluminescence of igneous quartz in topaz granites from the Hub stock (Slavkovský les Mts., Czech Republic). *Mineralogy and Petrology*, 79(34), 167–191.
- Müller, A., van den Kerkhof, A. M., Behr, H.-J., Kronz, A., & Koch-Müller, M. (2009). The evolution of late-Hercynian granites and rhyolites documented by quartz – a review. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 100(1-2), 185–204.

- Peccerillo, A., Taylor, S. R., 1976. Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 1, 63-81
- Putnis, A., Hinrichs, R., Putnis, C. V., Golla-Schindler, U., & Collins, L. G. (2007). Hematite in porous red-clouded feldspars: Evidence of largescale crustal fluid–rock interaction. *Lithos*, 95(1-2), 10–18.
- Que, M., & Allen, A. R. (1996). Sericitization of plagioclase in the Rosses granite complex, Co. Donegal, Ireland. *Mineralogical Magazine*, 60(403), 927– 936.
- Rajlich, P., 1988. Tectonics of the NW border of the Central Bohemian Pluton and the Variscan transpression of the Bohemicum block structure. *Journal of Geological Sciences, Geology*, 43, 9-72
- Ridley J.R., Diamond, L.W., 2000. Fluid Chemistry of Orogenic Lode Gold Deposits and Implications for Genetic Models. *Gold in 2000*. Society of Economic Geologists, 141-162
- Röhlich, P., 1971. Petrografické poměry v severní části jílovského pásma. *Sborník geologických Věd, Geologie*, 22, 7-65.
- Röhlich, P., 1998. The Jílové belt: a Neoproterozoic volcanic rift zone in central Bohemia. *Acta Universitatis Carolinae, Geologica* 42, 489-493
- Schulmann, K., Konopásek, J., Janoušek, V., Lexa, O., Lardeaux, J.M., Edel, J.B., Štípská, P., Ulrych, S., 2009. An Andean type Palaeozoic convergence in the Bohemian Massif. *C.R. Geosci.* 341, 266-286.
- Stewart, M. L., & Pearce, T. H. (2004). Sieve-textured plagioclase in dacitic magma: Interference imaging results. *American Mineralogist*, 89, 348– 351.
- Tischendorf, G., Förster, H.-J., Gottesmann, B., & Rieder, M. (2007). True and brittle micas: Composition and solid-solution series. *Mineralogical Magazine*, 71(3), 285–320.
- Tischendorf, G., Rieder, M., Förster, H.-J., Gottesmann, B., & Guidotti, C. V. (2004). A new graphical presentation and subdivision of potassium micas. *Mineralogical Magazine*, 68(4), 649–667.

- Tomlinson, K. Y., Condie, K. C., 2001. Archean mantle plumes: Evidence from greenstone belt geochemistry, Mantle plumes: their identification through time. Geological Society of America
- Tooth, B., Brugger, J., Ciobanu, C., Liu, W., 2008. Modeling of gold scavenging by bismuth melts coexisting with hydrothermal fluids. *Geology*, 36, 10, 815
- Tooth, B., Ciobanu, C. L., Green, L., O'Neill, B., Brugger, J., 2011. Bi-melt formation and gold scavenging from hydrothermal fluids: An experimental study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75, 19, 5423-5443
- Tooth, B., Etschmann, B., Pokrovski, G. S., Testemale, D., Hazemann, J.-L., Grundler, P. V., Brugger, J., 2013. Bismuth speciation in hydrothermal fluids: An X-ray absorption spectroscopy and solubility study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 101, 156-172
- Tuttle, O. F., & Bowen, N. L. (1958). Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈–KAlSi₃O₈–SiO₂–H₂O. *Geological Society of America Memoirs* (pp. 1–146). Geological Society of America.
- Veblen, D. R., & Ferry, J. M. (1983). A TEM study of the biotite-chlorite reaction and comparison with petrologic observations. *American Mineralogist*, 68, 1160–1168.
- Waldhausrová, J., 1984. Proterozoic volcanics and intrusive rocks of the Jílové zone in Central Bohemia. *Krystalinikum*, 17, 77-97
- Wiewióra, A., & Weiss, Z. (1990). Crystallochemical classifications of phyllosilicates based on the unified system of projection of chemical composition: II. The chlorite group. *Clay Minerals*, 25, 83–92.
- Xiao, B., Chen, H., Hollings, P., Zhang, Y., Feng, Y., & Chen, X. (2020). Chlorite alteration in porphyry Cu systems: New insights from mineralogy and mineral chemistry. *Applied Clay Science*, 190, 105585.
- Yazdi, A., Ardalan, A. A., Emami, M. H., Dabiri, R., & Foudazi, M. (2019). Magmatic interactions as recorded in plagioclase phenocrysts of Quaternary volcanics in SE Bam, SE Iran). *Iranian Journal of Earth Sciences*, 11(3), 215–225.
- Zachariáš, J., Morávek, P., Gadas, P., & Pertoldová, J. (2014). The Mokrsko-West gold deposit, Bohemian Massif, Czech Republic: Mineralogy, deposit setting and classification. *Ore Geology Reviews*, 58, 238–263.

- Zachariáš, J., Pudilová, M., Žák, K., Morávek, P., Litochleb, J., Váňa, T., & Pertold, Z. (1997). P-T conditions, fluid inclusions and O, C, S isotope characteristics of gold-bearing mineralizations within the Central Bohemian Metallogenic zone. *Acta Universitatis Carolina - Geologica*, 41(3-4), 167–178.
- Zachariáš, J., Žák, K., Pudilová, M., & Snee, L. W. (2013). Multiple fluid sources/pathways and severe thermal gradients during formation of the Jílové orogenic gold deposit, Bohemian Massif, Czech republic. *Ore Geology Reviews*, 54, 81–109
- Žák, J., Dragoun, F., Verner, K., Chlupáčová, M., Holub, F.V., Kachlík, V., 2009. Forearc deformation and strain partitioning during growth of a continental magmatic arc: The northwestern margin of the Central Bohemian Plutonic Complex, Bohemian Massif. *Tectonophysics*, 469, 1-4, 93-111
- Žák, J., Holub, F. V., & Verner, K. (2005). Tectonic evolution of a continental magmatic arc from transpression in the upper crust to exhumation of mid-crustal orogenic root recorded by episodically emplaced plutons: The Central Bohemian Plutonic Complex (Bohemian Massif). *International Journal of Earth Sciences*, 94(3), 385–400.
- Zang, W., & Fyfe, W. (1995). Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil. *Mineralium Deposita*, 30(1).