

Univerzita Karlova v Praze

Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geologie

Studijní obor: Mineralogie a krystalografie



Bc. Karolína Fatková

Uranová mineralizace ortorul lugika jako prekurzor výskytu radioaktivních pramenů

Uranium mineralisation of the Lugian orthogneiss as a precursor of the radioactive springs genesis

Diplomová práce

Vedoucí diplomové práce: Mgr. Viktor Goliáš, Ph.D.

Praha, 2022

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracovala samostatně a že jsem uvedla všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

Praha

.....

podpis:

Abstrakt

Oblast lugika je známa výskytem vývěřů radioaktivních radonových minerálních vod v oblastech tvořených ortorulami. Byly zkoumány vzorky mineralizovaných sněžnických, krkonošských a jizerských ortorul nalezených terénní radiometrií. Laboratorní gama spektrometrií 28 vzorků bylo zjištěno, že K i Th mají pozadové koncentrace, naproti tomu U-Ra je zvýšeno až do 108,5 ppm. Distribuce radionuklidů byla zjišťována metodou alfa autoradiografie u osmi vybraných vzorků s nejvyššími koncentracemi uranu.

Podle optické a elektronové mikroskopie s ED analýzou jsou radionuklidy přítomny v následujících mineralizačních stádiích: V primárně magmatické asociaci se vyskytují běžné akcesorie (zirkon, monazit, xenotim, apatit, thorit). Ve dvou vzorcích se podařilo nalézt primární magmatický uraninit s.s., asociující se zirkonem. Jeho přítomnost je pravděpodobně hlavním důvodem vysoké fertility lugických ortorul. Uraninit s.s. se ve formě inkluzí v pyritu vyskytuje i v metamorfní (syndeformační) periodě. Ve vzorcích jizerských ortorul jsou pozorovatelné příznaky greisenizace (fluorit, zirkon bohatý fluorem). Ve vzorcích krkonošské ortoruly je patrná i hydrotermální etapa s hřebenitým křemenem a hematitem v žilkách.

Silně se projevují procesy hypergeneze: Chloritizace slíd za vzniku aktivních HFO a Ti-oxidů („leukoxenu“), alterace monazitu za vzniku fosfátů rabdofánové skupiny (brockitu), krystalizace „U-slíd“ sk. autunitu v dutinách a puklinách i jejich destrukce za vzniku fosfátů crandallitové skupiny (plumbogummitu).

Finální stádium hypergeneze pak vyjadřují fáze radiové (^{226}Ra): Mn-oxidy s baryem blízké hollanditu – cryptomelánu a porézní aktivní povlaky HFO na otevřených puklinách, u kterých obsahy dusíku a chloru indikují subrecentní styk s protékající vodou.

Abstract

The Lugian area is known for the occurrence of springs of radioactive radon mineral waters in areas formed by orthogneisses. Samples of mineralized orthogneisses (Sněžník, Krkonoše and Jizera) found by field radiometry were examined. By the laboratory gamma spectrometry of 28 samples, it was discovered that K and Th have background concentrations, in contrast U-Ra is increased up to 108,5 ppm. The distribution of radionuclides was determined by the alpha autoradiography method in eight selected samples with the highest uranium concentrations.

According to optical and electron microscopy with ED analysis, radionuclides are present in the following mineralization stages: Common accessory minerals (zircon, monazite, xenotime, apatite, thorite) occur in the primary magmatic association. The primary magmatic uraninite s.s., associated with zircon, was found in two samples. Its presence is probably the main reason for the high fertility of lugian orthogneisses. Uraninite s.s. also occurs in the form of inclusions in pyrite in the metamorphic (syndeformative) period. Symptoms of greisenization (fluorite, fluorine-rich zircon) can be observed in the Jizera orthogneiss. The hydrothermal stage with comb-like quartz and hematite in the cavities and veinlets is evident in the Krkonoše orthogneiss.

The processes of hypergenesis are strongly manifested: Chloritization of mica to form HFO and Ti-oxides (“leucoxene”), alteration of monazite to form phosphates of the rhabdophane group (brockite), crystallization of “U-mica” autunite in cavities and fissures, and their alteration into phosphates of the crandallite group (plumbogummite).

The final stage of hypergenesis is then expressed by the radium (^{226}Ra) phases: Mn-oxides with barium close to hollandite – cryptomelane and porous active HFO coatings on open fissures, in which the contents of nitrogen and chlorine indicate a subrecent contact with flowing water.

Poděkování

Tímto bych chtěla velmi poděkovat vedoucímu této diplomové práce Mgr. Viktoru Goliášovi, Ph.D. za velkou pomoc a trpělivost při realizaci a zpracování této práce. Dále bych ráda poděkovala Ing. Josefu Holečkovi ze Státního ústavu jaderné, chemické a biologické ochrany (SÚJCHBO) za cenné rady a pomoc při vyvolávání autoradiografických snímků, Marii Fayadové za laskavou pomoc během práce v laboratoři, Mgr. Martě Tomkové za zhotovení výbrusů. Mé další poděkování patří Mgr. Marku Tuhému, Mgr. Michalu Čurdovi a Mgr. Jakubu Plášilovi, Ph.D. za pomoc při vzorkování, Mgr. Štěpánce Turnové za pomoc a rady se zpracováním geologických map. Za provedení chemických analýz a práci na elektronové mikrosondě moc děkuji Mgr. Martinu Rackovi, Ph.D., za cenné rady při pořizování fotografií z optického mikroskopu bych chtěla poděkovat doc. RNDr. Jiřímu Zachariášovi, Csc. Za cenné konzultace k interpretaci chemických analýz děkuji také doc. Mgr. Petru Drahotovi, Ph.D. a Mgr. Jiřímu Sejkorovi, PhD.

V neposlední řadě patří velké poděkování mé rodině, mému partnerovi, přátelům a naší fence Kikině, že to se mnou vydrželi a byli mi po celou dobu studia i během zpracování této práce velkou oporou.

Obsah

1	Úvod a cíle práce	1
2	Ortoruly obecně	2
3	Ortoruly lugika.....	3
3.1	Tektonometamorfni vývoj oblasti	3
3.2	Orlicko-sněžnická ortorula	3
3.3	Krkonošská ortorula	5
3.4	Jizerská ortorula	6
3.5	Radioaktivita ortorul lugika	9
3.6	Uranová mineralizace v okolí ortorulových těles lugika	10
3.7	Radioaktivní prameny	12
4	Metodika	14
4.1	Terénní průzkum a vzorkování	14
4.2	Laboratorní gama spektrometrie	16
4.3	Alfa autoradiografie	17
4.4	Optická mikroskopie	18
4.5	Elektronová mikroskopie s mikroanalýzou.....	18
5	Výsledky	19
5.1	Laboratorní gama spektrometrie	19
5.2	Charakteristika vybraných vzorků	25
5.2.1	Orlicko-sněžnické ortoruly	25
5.2.2	Krkonošské ortoruly	36
5.2.3	Jizerské ortoruly.....	63
6	Diskuse.....	85
7	Závěr	90
8	Literatura.....	91

Seznam obrázků

Obr. 1: Vzorkovací kampaň u Nového města pod Smrkem v září 2019

Obr. 2: Mapa lugika s vyznačenými pozicemi odebraných vzorků ortorul na podkladě geologické mapy měřítka 1: 500 000

Obr. 3: Výsledky analyzovaných vzorků metodou laboratorní gama spektrometrie – poměr $U/^{226}\text{Ra}$. Šikmá linie vyjadřuje stav radioaktivní rovnováhy mezi U a ^{226}Ra

Obr. 4: Výsledky analyzovaných vzorků metodou laboratorní gama spektrometrie – poměr $^{226}\text{Ra}/\text{Th}$

Obr. 5: Výsledky analyzovaných vzorků metodou laboratorní gama spektrometrie – poměr $^{226}\text{Ra}/\text{K}$

Obr. 6: Výsledky analyzovaných vzorků metodou laboratorní gama spektrometrie – poměr Th/K

Obr. 7: Výsledky analyzovaných vzorků metodou laboratorní gama spektrometrie – poměr Krr/Kem

Obr. 8: Vzorek ST-1, pole 10, Chloritizovaná tmavá slída

Obr. 9: Vzorek ST-1 pole 8 BSE snímek – skupina akcesorií (zirkonů) ve slídě

Obr. 10: Vzorek ST-1 pole 2 Snímek protáhlého zirkonu s inkluzí uraninitu

Obr. 11: Vzorek ST-1 pole 7 Snímek metamiktního thoritu – thororgummitu bohatého Zr s fosfátovou substitucí

Obr. 12: Vzorek ST-1 pole 3. Chloritizovaná tmavá slída s precipitovanými HFO

Obr. 13: Vzorek ST-1, pole 6. Dvoufázové zrno Nb-rutilu na okraji chloritizované slídy

Obr. 14: Vzorek ST-4, pole 3. BSE snímek metamiktního zirkonu, na stěnách pukliny krustičky fosfosilikátů obohacených o Th, P a K

Obr. 15: Vzorek ST-4, pole 5. Pseudomorfóza po pyritu

Obr. 16: Vzorek ST-4, pole 4. Chloritizovaná tmavá slída s precipitovanými HFO

Obr. 17: Vzorek ST-4, pole 1. BSE snímek alterovaných monazitů v jejich blízkém okolí HFO, drobně listěčkovité minerály ze skupiny smektitů, přechodní člen – brockit-ningyoiit-rabdofán a amorfní fosfosilikát Fe-U-Th-REE

- Obr. 18: Vzorek JL-3b, pole 9. Snímek pásků čerstvých pyritů ve střední části výbrusu
- Obr. 19: Vzorek JL-3b, pole 22. Pyrit s inkluzemi
- Obr. 20: Vzorek JL-3b, pole 25. Arsenopyrit obrůstající pyrit
- Obr. 21: Vzorek JL-3b, pole 15. Pyrit s inkluzemi uraninitů
- Obr. 22: Vzorek JL-3b, pole 9. Detailní BSE snímek pyritu s inkluzí uraninitu
- Obr. 23: Vzorek JL-3b, pole 16. BSE snímek inkluzí coffinitu v asociaci s uraninitem v pyritu
- Obr. 24: Vzorek JL-3b, pole 9. BSE snímek pyritu s inkluzemi, protáhlý obdelníkový útvar je fergusonit-(Y) v asociaci s arsenopyritem
- Obr. 24b: Vzorek JL-3b, pole 22. Covellin
- Obr. 25: Vzorek JL-3b, pole 13. Pseudomorfózy HFO po pyritu – zonální koncentrické útvary
- Obr. 26: Vzorek JL-3b, pole 10. Detailní snímek pseudomorfózy po pyritu – zonální koncentrické útvary HFO
- Obr. 27: Vzorek JL-3b, pole 4. Chuchvalcovité shluky HFO s silikofosfatickými gely
- Obr. 28: Vzorek JL-5, pole 9. BSE snímek skupiny akcesorií ve slídě
- Obr. 29: Vzorek JL-5, pole 18. Snímek chalkopyritu v křemenu
- Obr. 30: Vzorek JL-5, pole 1. Hydratované Fe-oxidy (HFO) a oxidy Mn
- Obr. 31: Vzorek JL-5, pole 1. Detailní snímek HFO a Mn-oxidů zrnité až houbovitě struktury
- Obr. 32: Vzorek JL-5, pole 11. Otevřená žilka s vysráženými HFO a Mn-oxidy na stěnách
- Obr. 33: Vzorek JL-5, pole 15. Mn oxidy s Ba
- Obr. 34: Vzorek JL-5, pole 16. Mn oxidy s Ba a Al
- Obr. 35: Vzorek JL-6, pole 12. Dutina s krystaly křemene s lístečkovitým hematitem v jeho nejstarší růstové zóně, vyplněná dvěma generacemi koncentrických železitých oxidů a štěpnými agregáty (meta)autunitu
- Obr. 36: Vzorek JL-6, pole 1. Kubická HFO pseudomorfóza po pyritu s relikty minerálu ze skupiny hydrozirkonu

Obr. 37: Vzorek JL-6, pole 21. Kubická pseudomorfóza HFO po pyritu s relikty inkluzí minerálu ze skupiny hydrozirkonu se zachovanými krystalovými tvary

Obr. 38: Vzorek JL-6, pole 10. Snímek „U-slída“ (meta)autunitu

Obr. 39: Vzorek JL-6, pole 9. „U-slída“ (meta)torbernit

Obr. 40: Ternární diagram obsazení A-pozice (Ca-Cu-Fe) v „U – slídách“ ve vzorku JL - 6.

Obr. 41: Vzorek JL-6, pole 7. Silně korodovaný (meta) autunit v doprovodu HFO

Obr. 42: Vzorek JL-6, pole 9b. Detailní BSE snímek krusty plumbogummitu v korodované „U-slídě“ (meta)torbernit,

Obr. 43: Vzorek JL-6, pole 16. Finální stádium koroze U-slída tvořící relikty na okraji vyloužené dutiny a zatlačovaná fosfáty crandallitové skupiny od okrajů a po štěpnosti

Obr. 44: Vzorek SM-5, pole 6. Agregát fluoritu s monazitem a xenotimem

Obr. 45: Vzorek SM-5 pole 1 HFO a Ti-oxidy v asociaci s kaolinizovanými chlority

Obr. 46: Vzorek SM-5 pole 3 Detailní BSE snímek leukoxenu bohatého U, Th a Zr

Obr. 47: Vzorek SM-5, pole 4. BSE snímek agregát monazitu s xenotimem-Y a na něj narůstající jehlice brockitu

Obr. 48: Vzorek KV-1 pole 6. Skupina akcesorií (xenotim-(Y), monazity v agregátu tmavých slíd, v detailu uzavřených v K živci

Obr. 49: Vzorek KV-1, žilka brockitu v asociaci s HFO

Obr. 50: Vzorek KV-1, pole 2. Skupina alterovaných akcesorií s fosfosilikátovými gely se zvýšenými obsahy Zr a Th, xenotim - (Y), monazit

Obr. 51: Vzorek J-1, pole 17. Krystalově omezené zrna uraninitu s.s. s narůstajícím zirkonem uchráněné v křemenu

Obr. 52: Vzorek J-1, pole 5. BSE snímek okrouhlého zrna uraninitu s.s. uchráněného v křemenu

Obr. 53: Vzorek J-1, pole 13. Alterovaný pyrit s velmi drobnými inkluzemi pravděpodobně galenitu

Obr. 54: Vzorek J-1, pole 10. Polyfázový agregát primárních akcesorií zatlačovaný greisenizačními fluidy, se silně alterovaným monazitem a korodovanými zirkony

Obr. 55: Vzorek J-1, pole 8. BSE snímek alterace monazitu a apatitu pravděpodobně greisenizačními fluidy, za vzniku myrmekitu monazit s apatitem a fosfosilikáty blízké brockitu zatlačujícími okolní slídy

Obr. 56: Vzorek J-1, pole 3. Polyfázový hroznovitý agregát

Obr. 57: Vzorek J-1, pole 6. Skupina alterovaných akcesorií

Obr. 58: Vzorek J-1, pole 11. Alterovaný uraninit (gummit) s částečně zachovanou primární zonalitou

Obr. 59: Vzorek J-1, pole 4. Hydratované železité oxidy, pravděpodobně pseudomorfoza po sulfidické fázi

Obr. 60: Vzorek J-1, pole 1. BSE snímek duté perimorfózy s rozeklanými kostrovitými krystaly

Obr. 61: Vzorek J-1, pole 15. Hypergenními procesy silně postižený arsenopyrit rozložený na sekundární arseničnany bariofarmakosiderit a arseniosiderit či yukonit s HFO

Obr. 62: Vzorek J-1, pole 15. Detailní BSE snímek agregátu sekundárních arseničnanů

Obr. 63: Vzorek J-1, pole 15. Hypergenními procesy silně postižený arsenopyrit – distribuce prvků

Seznam příloh

Příloha 1: Výsledky laboratorní gamaspektrometrie

Příloha 2: Výbrusy s odpovídajícími alfa autoradiografiemi

Příloha 3: Výsledky chemických analýz

Seznam tabulek

Tabulka 1: Planimetrická analýza vybraných ortorul (upraveno dle Opletala, 1980)

Tabulka 2: Chemická analýza vybraných ortorul (upraveno dle Opletala, 1980)

Tabulka 3: Planimetrická analýza a chemické složení granitoidních hornin (upraveno dle Chaloupského, 1989)

Tabulka 4: Planimetrická analýza a chemické složení granitoidních hornin (upraveno dle Chaloupského, 1989)

Tabulka 5: Gama aktivita vybraných těles ortorul podle Ibrmajera a kol., 1989)

1 Úvod a cíle práce

Tato diplomová práce je zaměřena na studium ortorul v lugické oblasti, které jsou dle dosavadních znalostí mimořádně fertile na radioaktivní prvky. V geologické minulosti se tento fenomén projevoval formováním uranových mineralizací, dnes jsou radioaktivní prvky často vynášeny ve formě radioaktivních pramenů. Tato práce tak přispívá svým tématem výzkumnému týmu dlouhodobě se zabývajícím prameny radioaktivních vod. Je více než pravděpodobné, že klíčem k aktivaci vod je interakce vody s horninou. Účelem tohoto konkrétního výzkumu je zodpovědět klíčovou otázkou formy vazby radioaktivních prvků ve zdrojových horninách vývěřů radioaktivních (radonových) minerálních vod v oblasti lugika, tedy v ortorulách sněžnických, krkonošských a jizerských.

Hlavním cílem diplomové práce je tedy vyhledání mineralizovaných vzorků lugických ortorul především s vazbou na vývěry radioaktivních vod, charakteristika obsahů a formy vazby (mineralogické speciace) radionuklidů uranové rozpadové řady.

2 Ortoruly obecně

Termín ortorula (orthogneiss) zavedl roku 1891 H. V. Rosenbusch, jakožto nejkratší a nejmýstižnější název pro tento druh polygenetických hornin (Opletal, 1980). Ortoruly jsou klasifikovány jako horniny vzniklé metamorfózou vysokého stupně z kyselých až intermediálních hornin. Protolitem tak mohou být například granity, granodiority, ryolity a podobně. Obecně lze říct, že jsou ortoruly granitům podobné jak chemicky, tak fázově. V těchto horninách převládají světlé minerály a to křemen, plagioklas a K-živce. Z tmavých minerálů můžeme nalézt muskovit, biotit, amfíbol, případně méně častý turmalín. Tmavé minerály by neměly překročit 20 % celkového obsahu. Méně častý, ne však nemožný, je výskyt kyanitu, sillimanitu nebo granátu.

Jedná se převážně o světlé horniny s různou zrnitostí, od jemných až po střední. Jejich textury jsou všesměrné, plošně paralelní případně páskované. Barva může být bílá, světle šedá, nažloutlá, narezlá někdy s nádechy do červenohnědé.

Výskyt ortorul v České republice je značný. Hojně jsou zastoupeny v moldanubiku, kde mluvíme o tzv. gřöhlské a spitzské ortorule. Dále v moraviku je to ortorula bítešská, v kutnohorském krystaliniku ortorula kouřimská. Ortoruly jsou k vidění i ve středočeském plutonu, v údolí řeky Ohře (ohárecká) a v neposlední řadě v Krušných a Orlických horách, Krkonoších a v Hrubém Jeseníku.

Nicméně je třeba u ortorul také zmínit charakteristiku geomorfologickou, a totiž že tyto horniny, například na rozdíl od granitů, při pozitivním reliéfu jen velmi neochotně tvoří přirozené skalní výchozy a ty jsou tak ve zkoumaných terénech lugičky vzácné. Na povrchu proto ortoruly obecně nalézáme spíše pouze jako volné balvany, nebo volné bloky. Výchozy lugičkových ortorul jsou spíše ojedinělé až vzácné a najdeme je zpravidla pouze v hlubokých zářezích potoků a řek, nebo v umělých odkryvech.

3 Ortoruly lugika

3.1 Tektonometamorfní vývoj oblasti

Lugikum je nejsevernější geologickou jednotkou v Českém masivu. Tato jednotka je dle části odborníků považována za součást saxothuringika, část odborníků je v rozporu s tímto názorem a jednotku vymezují zcela samostatně. Podle některých prací byla tato oblast pokládána za produkt mladokaledonského orogénu. Později však byla tato představa vyvrácena novějšími paleontologickými a radiometrickými měřeními. Oblast byla pokládána za doménu kaledonského vrásnění. Poté byla klasifikována jako složitá mozaika regionálně-geologických celků, kdy hlavním formativním procesem byl variský orogén. Novější interpretace vývoje této oblasti jsou rozděleny do dvou skupin, stále mají však nějaký vztah k variskému orogenu – 1. terany, které vykazují velmi blízkou příbuznost s hlavní variskou provincií 2. terany, které vykazují pouze částečnou nebo vzdálenou příbuznost s variskou provincií. Většina území lugika leží v Německu, případně v Polsku. Jen malá část z celku se nachází na české straně (Chlupáč a kol. 2002; Mazur & Aleksandrowski, 2001, Mazur, 2002).

Geotektonický vývoj oblasti je velmi komplikovaný. Krkonoško-jizerské krystalinikum je tvořeno soustavou proterozoických až spodně paleozoických metamorfovaných hornin (fylity až svory, krystalické břidlice, kvarcity, erlany, ortoruly) a spodně karbonským intruzivním granitovým plutonem, datovaným Pin a kol., (1988) na 329 ± 17 Ma metodou Rb-Sr. Stupeň metamorfózy je nízký, pohybujeme se ve facii zelených břidlic (Skácelová & Žáček, 2007).

V severní části krkonoško-jizerského masivu můžeme nahlédnout na mechanismy exhumace subdukované kontinentální kůry. Jsou zde pozorovány široké rozsahy vysokotlaké, avšak nízkoteplotní metamorfózy. Podmínky metamorfózy byly spočteny na 14–18 kbar a 400–520 °C. Jeřábek, a kol. (2016) zde provedl podrobnou studii a zdokumentoval subdukci částí saxothuringika a jeho následnou exhumaci během dvou teplotně a tlakově různých fází (Jeřábek a kol., 2016).

3.2 Orlicko-sněžnická ortorula

Toto těleso se táhne od obce Zákoutí až k obci Heroltice v Orlických horách. Těleso lemuje česko-polské hranice a je tak jakousi přirozenou hranicí dvou států. Dále pak vystupuje v oblasti Kralického Sněžníku a severně od něj. Řada autorů předpokládala,

že skupina vznikla migmatitizací, metasomatickou graisenizací a část komplexu je intruzivního charakteru. Nelze vyloučit ani možnost vzniku části komplexu procesem metamorfózy vhodných hornin (Opletal, 1980; Misař, 1983; Manová a Matolín 1995). Jedná se tedy o složitý proces formování těchto hornin. Dle mineralogických a petrochemických znaků je však jisté, že ortoruly v této oblasti vznikly během jedné horotvorné periody. Jednotku dělíme na dvě hlavní série – Sněžnická a Stroňská skupina. Do série Sněžnické spadají různě deformované ortoruly a migmatity. Typickým krajním typem sněžnické ortoruly je hrubě zrnitá, porfyroblastická hornina, případně středně až hrubě zrnitá lineovaná až plástevná hornina. Četné jsou samozřejmě různé mezičleny v podobě lineovaných ortorul s oky živců. Stroňská skupina je reprezentována biotitickou a dvojslídnu ortorulou. Metamorfóza v této oblasti probíhala pod hranicí amfibolitické facie při teplotách 550–650 °C a tlacích 5,5 – 6,5 kbar. Navzdory texturní odlišnosti jsou oba typy mineralogicky i chemicky téměř totožné (viz Tab.1). Mezi základní minerály řadíme Křemen, plagioklas (převážně albit), slídy a chlorit. Mezi akcesorie řadíme například apatit, zirkon, titanit a různé rudní minerály. Slídy jsou silně deformovány a biotit je často chloritizován. Pro tuto oblast je typický výskyt uranového zrudnění s polymetalickou mineralizací a fluoritem (Buriánek, a kol., 2009, Lange, a kol., 2002).

Tabulka 1: Planimetrická analýza vybraných ortorul - **12** – sněžnická ortorula; **13** – sněžnická ortorula **14** – sněžnická ortorula; **15** – sněžnická ortorula; **16** – zrnito-plástevná ortorula (upraveno dle Opletala, 1980).

	12	13	14	15	16
křemen	45,7	38,6	41,7	45,2	40,4
plagioklas	26,6	21,9	12,9	18,6	25,3
K-živec	20,6	17,6	31,9	11,9	28,6
biotit	0,1	8,1	1,6	1,7	1,6
muskovit	2,6	13,3	8,8	20,2	2,9
apatit	0,5	0,3	0,4	0,6	0,8
zirkon	0,1	-	-	0,1	0,8
granát	-	0,1	0,4	-	-
chlorit	1,9	0,1	2,3	0,4	0,4
ruda	1,9	-	-	1,3	-

Tabulka 2: Chemická analýza vybraných ortorul – **1** – okatá sněžnická ortorula; **2** – okatá sněžnická ortorula; **10** - plástevnatá orlická ortorula; **15** – orlická ortorula (upraveno dle Opletala, 1980).

	1	2	10	15
SiO₂	69,17	71,74	74,92	75,20
TiO₂	0,21	0,24	0,092	0,11
Al₂O₃	15,40	14,52	13,10	12,40
Fe₂O₃	0,74	0,16	0,52	0,51
FeO	1,78	1,67	1,20	1,58
MnO	0,032	0,026	0,027	0,045
MgO	0,58	0,42	0,19	0,24
CaO	0,76	1,13	0,31	0,43
Li₂O	<0,0002	0,008	0,007	0,0028
Na₂O	3,20	3,47	3,05	2,84
K₂O	6,01	4,76	4,61	4,59
P₂O₅	0,17	0,10	0,20	0,24
CO₂	0,014	<0,005	<0,005	0,01
H₂O⁺	1,34	0,71	0,97	1,02
H₂O⁻	0,28	0,13	0,28	0,09
S	0,01	0,008	0,002	0,02
total	99,69	99,092	99,478	99,32

3.3 Krkonošská ortorula

Krkonošské ortoruly tvoří nezanedbatelnou část krkonošského krystalinika na JV od centrálního granitového masivu. Zahrnují oblast od Pomezních bud přes údolí Malé Úpy, Temný důl, Černou horu až k Žalému a labské přehradě u Špindlerova Mlýna. Ortoruly jsou muskovitické až dvojslídité, místy sešupinatělé (Chaloupský, 1989; Mazur & Aleksandrowski, 2001; Skácelová & Žáček, 2007).

Krkonošské ortoruly jsou typicky břidličnaté, laminované, středně zrnité, případně středně zrnité s porfyroblasty K-živce a plagioklasu. Barvy jsou šedé, zelenavě šedé nebo narůžovělé. Ortoruly mají typické granitické složení (Chaloupský, 1989). Mineralogicky významnou součástí je vedle křemenu také muskovit, který je v některých případech zastoupen až dvěma generacemi. Rozdíl mezi generacemi je ve velikosti kationu Si na vzorcovou jednotku. Vzorek EL159 obsahuje pouze vysoce fengitickou světlou slídu, kdy se Si = 3,4 – 3,46 a.p.f.u., u vzorků VU88/1 a VU88/2 jsou zrna slíd větší a méně fengitická. Velikost Si se u těchto zrn pohybuje v rozmezí 3,2 – 3,3 a.p.f.u. Tmavé minerály jako například biotit a chlorit bývají zastoupeny jen

minoritně. Akcesorickými minerály jsou apatit, monazit, případně různé rudní minerály (Jeřábek a kol., 2016).

Tabulka 3: Planimetrická analýza a chemické složení granitoidních hornin – **1** – laminované okaté ruly z Krkonoš; **2** – krkonošské ruly mezi Vrchlabím a Špindlerovým mlýnem (upraveno dle Chaloupského, 1989).

	1	2
křemen	34,3	35,7
K-živec	8,2	28,3
Albit – oligoklas	29,3	18,9
Muskovit	20,0	14,7
Biotit, chlorit	6,8	0,5
akcesorie	1,4	1,9
SiO₂	68,53	73,93
TiO₂	0,49	0,11
Al₂O₃	14,97	13,97
Fe₂O₅	0,40	0,58
FeO	3,06	1,02
MnO	0,04	0,03
MgO	1,10	0,23
CaO	0,79	0,40
Li₂O	St.	0,02
Na₂O	4,16	2,74
K₂O	4,40	5,26
P₂O₅	0,18	0,19
CO₂	0,04	0,07
H₂O⁺	1,32	1,30
H₂O⁻	0,28	0,10
F	0,02	0,14
S	-	0,01
Total	99,78	100,10

3.4 Jizerská ortorula

Toto těleso se z velké části rozkládá především na polské straně. K nám zasahuje pouze v oblasti frýdlantského výběžku, kde se dotýkají s nejstaršími horninami z jihovýchodního okraje lužického granitového masivu. Jizerské ortoruly tvoří severní část krkonošsko-jizerského krystalinika. Rozléhají se mezi variským granitovým masivem a krystalinikem Kačavských hor. Během svrchního kambria a spodního ordoviku probíhala v lugické oblasti velmi častá intruzivní činnost S – granitů. Ty byly

v centrální části během variské orogeneze deformovány a přeměněny na ortoruly (Borkowská a kol., 1990).

Jizerské ortoruly jsou texturně velmi pestrým souborem hornin s různě silným usměrněním. V této oblasti převládá severovýchodní a jihozápadní směr foliace. Pro tuto skupinu jsou charakteristické ortoruly s plástevnatou texturou. V severní oblasti jsou zastoupeny světlé i dvojslídne variety. Severojižně se táhne silně deformované ortorulové těleso o mocnosti přibližně 200 m, které tvoří plášť tanvaldského a libereckého granitu. Tento typ ortoruly je velmi tmavý, jemnozrný, plástevnatý s porfyroblasty živců (Chaloupský, 1989). Jak Černík (2017) zjistil, že toto těleso vykazuje velmi nízkou radioaktivitu na rozdíl od výše aktivní světlé jizerské ortoruly. Ve skupině jizerských ortorul jsou zastoupeny porfyrické, drobně, středně i hrubě zrnité horniny. Stupně metamorfózy se pohybují od těch nízkých až po vysoké stupně metamorfózy. Dalšími charakteristickými znaky pro tyto horniny jsou poměrně vysoké obsahy živců. Přejít mezi jizerskou ortoulou a rumburským granit není ostrý (Klomínský, a kol., 2004; Černík, 2017; Černík a Goliáš, 2013).

Tabulka 4: Planimetrická analýza a chemické složení granitoidních hornin – **3** – laminované okaté jizerské ortoruly; **4** – drobně zrnité jizerské ortoruly až granity; **5** – středně až hrubě zrnité jizerské ortoruly (upraveno dle Chaloupského, 1989).

	3	4	5
křemen	36,8	35,9	31,3
K-živec	26,6	28,8	32,9
Albit – oligoklas	19,6	15,5	18,2
Muskovit	10,5	12,1	10,3
Biotit, chlorit	4,7	6,7	5,6
akcesorie	1,8	1,0	1,7
SiO₂	74,80	73,50	74,51
TiO₂	0,22	0,16	0,22
Al₂O₃	13,49	14,17	13,25
Fe₂O₃	1,28	0,83	1,18
FeO	0,47	0,74	0,97
MnO	0,27	0,03	0,01
MgO	0,41	0,28	0,39
CaO	0,58	0,52	0,82
Li₂O	-	-	St.
Na₂O	2,84	3,31	3,03
K₂O	4,52	4,75	4,33
P₂O₅	0,20	0,22	0,20
CO₂	St.	St.	0,05
H₂O⁺	0,81	0,84	0,74
H₂O⁻	0,13	0,10	0,16
S	0,02	0,01	St.
total	100,04	99,46	99,86

Pro datování hornin je využíváno, kromě jiných, i radiometrické datování. To je založeno na přirozeném rozpadu nestabilních izotopů na stabilní dceřiné izotopy v rozpadových řadách. Některé orlicko-sněžnické ortoruly byly dříve datovány metodou K-Ar a jejich stáří bylo stanoveno v rozmezí 331-310 Ma (Opletal, 1980), což však představuje dobu jejich variského přepracování. Bröcker, a kol. (2003) datovali též orlicko-sněžnické ortoruly metodou Rb-Sr a jejich stáří stanovili na 474 ± 17 Ma. Skutečné intruzivní stáří bylo stanoveno datováním metodou U-Pb na zirkonech. Dle tohoto datování spadají ortoruly lugika na rozraní kambria a ordoviku, tedy přibližně 502-515 Ma (Kröner a kol., 2001). Żelaźniewicz, a kol. (2004) datovali prevariské granitoidy metodou U – Pb na zirkonech, stáří stanovili na 533 ± 9 Ma.

3.5 Radioaktivita ortorul lugika

Radioaktivní prvky v horninách jsou přirozeným zdrojem radioaktivního záření v přírodě. Běžně rozlišujeme čtyři druhy záření, a to alfa, beta, gama a neutronové záření. Hlavními zdroji záření v přírodě jsou hlavně draslík, uran a thorium. V geologii určujeme radioaktivitu prostředí nejčastěji měřením gama záření.

Radioaktivním izotopem draslíku je ^{40}K a jeho poločas rozpadu je $1,3 \times 10^9$ let. Koncentrace tohoto prvku v zemské kůře se pohybuje v průměru od 2% do 2,5%. Uran a thorium tvoří přírodní rozpadové řady. Nestabilní členové těchto řad jsou zdroji radioaktivního záření. Mateřské nuklidy těchto prvků mají následující poločasy rozpadu – ^{238}U $4,47 \times 10^9$ let, ^{235}U $7,13 \times 10^9$ let a ^{232}Th $1,39 \times 10^9$ let. Průměrná koncentrace uranu v zemské kůře je 2-4 ppm, thoria 8-12 ppm. V horninách jsou všechny tyto prvky mobilní. Přičemž při vhodných přírodních podmínkách vytváření akumulace (Matolín, 1970; Manová & Matolín, 1995).

Ortoruly lugika jsou obecně považovány za horniny s vysokou radioaktivitou. V roce 2005 bylo realizováno detailnější pozemní měření gama spektrometrie s úkolem charakterizovat a odlišit horniny dle obsahu přirozených radioaktivních prvků (K, U, Th). Nejvyšší hodnoty byly v rámci tohoto průzkumu naměřeny především u granitů (až 40 ppm U), ale i některé typy metamorfovaných hornin vykazovaly zvýšené obsahy radioaktivních prvků. Mimo jiné zvýšenou úhrnou aktivitu vykazovali i oblasti tvořené ortorulami, kdy zvýšenou přirozenou radioaktivitu způsobovali vysoké obsahy draslíku (až 5,2 hmot. %) a uranu (až 14 ppm) (Skácelová & Žáček, 2007).

Tabulka 5: Gama aktivita vybraných těles ortorul (podle Ibrmajera a kol., 1989).

oblast	Aktivita gama [$\mu\text{R.h}^{-1}$]
Český masiv	27
jizerská a krkonošská ortorula	6-11
sněžnická ortorula	10-14
orlická ortorula	10-19

3.6 Uranová mineralizace v okolí ortorulových těles lužicka

Výskyty uranových mineralizací jsou spojeny především s variskou orogenezí. Obecně je lze považovat za endogenní a hydrotermální. Bývají vázané na zlomy a menší pukliny kolem zlomů samotných, případně na křížení těchto zlomů a podobně (Chaloupský, 1989). Na řadě míst v krkonoško-jizerské oblasti proběhly poměrně rozsáhlé povrchové i důlní průzkumní práce v 50. a 60. letech 20. století (Kadlčíková, 1975). Na jejich základě můžeme mezi uranová ložiska v krkonoško-jizerské oblasti řadit uranová ložiska jako například Medvědíň nebo Labská (Přehrada). Lokality jako například Černý Důl, Křížany, Herlíkovice nebo Svatý Petr jsou řazeny mezi rudní výskyty (Veselý, 1982). Uranovou mineralizaci na těchto lokalitách zastupuje především uraninit, autunit, gumit, torbernit a U čerň a nachází se v proterozoických a spodnopaleozoických metamorfitech, tedy i v ortorulách. Zrudnění v této oblasti je považováno za endogenně hydrotermální původ a bývá vázáno na krátké pukliny podél větších zlomů. Zrudnění lze též rozdělit do tří hlavních zón – 1. Medvědíň – Harrachov – Kowary; 2. Rádlo – Příchovice; 3. Labská (Chaloupský, 1989; Blažek & Horáček 1985; Veselý, 1982).

Přímo v krkonošských ortorulách je situováno dnes již opuštěné malé ložisko Labská, které leží v bezprostřední blízkosti údolní přehrady na Labi. Bylo objeveno v roce 1951 pozemním gama průzkumem, následně byly objeveny i emanační anomálie. K těžbě došlo mezi lety 1952–1957 a probíhala na pravém břehu Labe, kde se nacházela hlavní část mineralizace. Bylo zde vydobyto pouze 20 t U (Kafka ed., 2003). Na ložisku byly sledovány křemenné žíly v ortorulách. Okolí je budováno svory a grafitickými fylity, do nichž zrudnění nepokračuje. Ortoruly jsou silně chloritizovány a sericitizovány (Veselý, 1982). Hlavním nositelem uranové mineralizace je uraninit, respektive jeho relikty. Kromě něj je zde značný podíl supergenních minerálů. Mezi ně řadíme autunit, torbernit, uranocircit (Šita & Bradna, 1972), metauranocircit, metatorbernit (Pauliš, 1992) či fosfuranulit, parsonsit a vzácný dumontit (Pauliš a kol. 2016). Kromě toho byl objeven v primární asociaci i selenid stříbra naumannit (Sejkora & Škácha, 2016).

Na polské straně bylo v letech 1948–1958 těženo uranové ložisko Kowary-Podgórze. Bylo zde vytěženo 199 t U, tedy to je největší uranové ložisko Krkonoš (Nieć, 2009).

Je vázáno na karbonátové žíly s uraninitem, vyvinuté v parasérii na kontaktu s krkonošskými (kowarskými) ortorulami (Mochacka a kol., 2015).

Uranové zrudnění v oblasti orlicko-sněžnické bylo prozkoumáno v 50. a 60. letech 20. století. Pro tuto oblast je charakteristický doprovod uranového zrudnění polymetalickou mineralizací v asociaci s fluoritem. Jedná se například o dnes již opuštěné ložisko Zálesí, Jelení vrch a menší rudní výskyty jako například Říčky, Sklené, Nebeská Rybná nebo Kamenec (Pluskal, 1972, Stárková & Zrůstek, 1976).

Nejvýznamnější a v minulosti těžené malé uranové ložisko Zálesí (Javorník) bylo objeveno v roce 1957 emanačním průzkumem. Těžba probíhala v letech 1959-1968, vytěžilo se zde 400 t uranu (Kafka ed., 2003). Zálesí je žilný typ ložiska ranně paleozoického stáří, vázaný na křemen-karbonátové žíly v parasérii (stroňská série) obklopené ortorulou. Kromě klasických žil jsou v centrální drcené části parasérie vyvinuta metasomatická tělesa s U-Cu zrudněním. Mineralizace na tomto ložisku je velmi pestrá a skládá se ze tří hlavních komponent, a to nejstaršího uraninitu, následujících arsenidů a nejmladších sulfidů. Z uranových minerálů se zde kromě uraninitu vyskytuje také coffinit, různé uranové slídy, uranová čern a další sekundární uranové minerály. Byla zde nově popsána i řada supergenních minerálů, jako například zálesiit (Sejkora a kol., 1999, Sejkora a kol. 2014), demesmaekerit, jakožto velmi vzácný supergenní minerál (Pauliš a kol., 2006), nebo nový výskyt kintoreitu, který patří k těm vzácnějším ze skupiny crandallitu (Pauliš a kol., 2012). Z rudních minerálů je na ložisku zastoupen chalkopyrit, hematit, galenit, sfalerit, arsenidy Co-Ni, ryzí Bi a Ag. Žíly jsou vyplněny křemenem, karbonáty a pro tuto oblast typický fluorit. Mineralizace na tomto ložisku vznikala při nízkých teplotách mezi 80 až 130 °C a nízkých tlacích pod 100 barů. (Dolníček a kol., 2008).

Na polské straně bylo těženo v letech 1948–1957 malé ložisko uranu Kletno. Je vázáno na jedinou, k severovýchodu ploše se uklánějící tektonickou strukturu přesmyku kletna, kde jsou sněžnické ortoruly přesmyknuty přes parasérii s vápenci, s vyvinutou mohutnou zónou metasomatizace v podobě hydrotermálního prokřemenění a fluoritizace. Uvnitř fluoritových těles mocnosti do 4,5 m byla vyvinuta čočkovitá mineralizace s uraninitem, sulfidy mědi, selenidy, ryzím stříbrem a další pestrá asociací primárních minerálů (Banaš a Mochacka 1986). Bylo zde vytěženo 21 t uranu a 16 kt fluoritu (Nieć, 2009). Zajímavostí je, že uranový důl Kletno byl poláky využíván

jako trestní zařízení pro politické vězně, podobné českému Jáchymovu (<https://www.kletno.pl/historia/>).

Ačkoli v české části Iugie, tvořené jizerskými ortorulami probíhal v 50. a 60. letech 20. století také intenzivní vyhledávací průzkum uranu, byly zde nalezeny pouze nevýznamné anomálie, ale žádný rudní výskyt ani ložisko (Kadlčíková, 1975). Na polské straně bylo však nalezeno výskytů uranu více, vázaných zejména na pruh parasérie pokračující z našeho území z okolí Lázní Libverdy a N. Města p. Smrkem, obklopený jizerskou ortorulou. Jsou reprezentovány uranovými slídkami v žilách a drcených zónách v ortorule i parasérii (Kromnów, Kopaniec, Pobiedna). Na severnější pruh parasérie v ortorule je pak vázáno malé uranové ložisko Radoniów, žilník s uranitem a U-slídkami v ortorule na kontaktu s parasérií, kde se vytěžilo 342 t U (Niec, 2009, Mochnacka a kol., 2015).

3.7 Radioaktivní prameny

Předpokladem pro uvolnění primárního uranu z horniny je nestabilita vazby ve zdrojové hornině. Závisí na typu vazby, například vazba U v zirkonech bývá naprosto stabilní a během alterací stabilní i zůstává. Mezi minerály s nestabilními vazbami U ve své struktuře řadíme například uraninit nebo monazit. Vazba v minerálech však může být narušena v důsledku sekundárních geochemických procesů, jako je například hydrotermální a metasomatické loužení, procesy tektonizace, nebo zvětrávání. Konkrétními procesy alterace mohou být – greisenizace, albitizace, chloritizace, kaolinitizace, sericitizace nebo supergenní mineralizace. Důsledkem těchto procesů je pak mobilizace prvků. Výše popsaný mechanismus je naprosto klíčový pro to, je – li výsledná hornina bohatá pro uvolňování radioaktivních prvků nebo ne (Dahlkamp, 2003; Skeppström & Olofsson, 2007).

K alteračním procesům může docházet na střížných a duklitních zónách díky metamorfním procesům (vysoké teploty a tlaky). Lange a kol. (2002) popsali právě takovou střížnou zónu v rámci tělesa sněžnické ortoruly. Nejedná se o ostrou tektonickou zónu mezi horninami, jde o hranici v homogenní ortorule.

Oproti výše zmíněným horninám postižených alterací stojí horniny s vysokou afinitou k vysrážení radioaktivních prvků z uranem mineralizovaných vod. Jedná se o horniny s redukčním charakterem a vysokými obsahy Fe^{2+} (horniny bohaté pyritem, amfibolity).

Alterace mohou vést ke vzniku akumulací, či přímo ekonomicky důležitých ložisek. Po ukončení alteračních procesů se radioaktivní prvky z hornin už téměř neuvolňují, a pokud ano, tak pouze v malé míře. My dnes v případě vhodného typu horniny můžeme pozorovat vývěry radioaktivních vod obohacených rozpuštěným radonem (Dahlkamp, 2003; Skeppström & Olofsson, 2007). Radioaktivita radonových vod je nejčastěji způsobena právě radonem konkrétně izotopem ^{222}Rn , Mluvíme pak o tzv. radonových vodách, které najdeme například v oblasti Krkonoš, nebo Jizerských hor (Pitter, 2009; Turnová, 2019).

Radioaktivní prameny mohou vznikat několika způsoby a jsou uváděny různé modely. Wathen (2020) předpokládá, že je uran přemísťován hydrotermálními roztoky a ukládán na povrch hornin, kde se dále rozpadá nejprve na ^{226}Ra , dále na ^{222}Rn . Ten potom difúzní reakcí migruje do podzemních vod. Další model je vázaný na kyselé prostředí a oxidaci železitých minerálů. Radium je difúzní reakcí transportováno z horninové matrix směrem k puklinám a zde díky iontové výměně sorbováno na povrch supergenních minerálů (Wood, a kol., 2004). S ohledem na krátký poločas rozpadu ^{222}Rn musí tento výše popsáný proces bezpodmínečně probíhat na kontaktu horniny a podzemní vody a zároveň musí být místo styku dostatečně blízko zemskému povrchu, kde pramen vyvěrá (Gainon, 2007).

Oblast lugika je na radioaktivní prameny velmi bohatá a byla jí věnována v předcházejících letech mimořádná pozornost při jejich systematickém vyhledávání a výzkumu (Goliáš a kol. 2022).

Prameny v orlicko-sněžnické oblasti reprezentují prameny známé z několika klastřů (Mladkov, Dolní Hedeč, Stříbrnice). Právě stříbrnický klastř je nejvýznamnější, vyvěrají zde Jakubův pramen, Jelení koupel, Marie a Čtrnáctka. Aktivity těchto pramenů přesahují 1500 Bq/l, v některých případech dokonce 2000 Bq/l. Nejvyšší aktivita radonu ^{222}Rn byla naměřena u drobného parazitního vývěru pramene Čtrnáctka, a to konkrétně 2472 Bq/l. Aktivita pramene Čtrnáctka po jeho podchycení dosáhla hodnot 2415 Bq/l (Lipanský, 2007).

Radioaktivní prameny v krkonošské oblasti se vyskytují v klastrech severně od Janských Lázní, Horní Malé Úpě a Kowarech. U Janských Lázní najdeme prameny v Klauzovém (Těsném) dole podél Černohorského potoka. Nejnižší vyvěrá pramen

Betty. Jeho aktivita kolísá v návaznosti na jeho průtok. Byly naměřeny aktivity od 500 Bq/l, někdy i méně, až 2100 Bq/l. Nejvýše se vyvěrá Lopuchový radioaktivní pramen s aktivitou od 2713 do 3016 Bq/l. Mezi výše zmíněnými prameny najdeme nejaktivnější Bukový pramen. Jeho aktivita dosahuje od 3760 do 5186 Bq/l (Goliáš, 2007; Hrušková, 2013; Goliáš a kol., 2013). I v regionu Horní Malá Úpa – Kowary byla nalezena řada vývěrů či pramenů. Jsou to například pramen KW – 35/8 s aktivitou 2702 Bq/l, pramen Haida (2872–3107 Bq/l) a prameniště Svatého Vojtěcha (do 5253 Bq/l). Byly nalezeny i další vývěry se zvýšenou aktivitou nad 1000 Bq/l (Goliáš a kol., 2010; Goliáš a kol., 2013).

Radioaktivní prameny v oblasti ortorul jizerských se nacházejí v klastrech u Nového Města p. Smrkem, Albrechtic u Frýdlantu, Kančím vrchu a Nové vsi u Chrastavy. Na Kančím vrchu, z nichž byly maximální hodnoty naměřeny u Kančího pramene. Jeho aktivita dosáhla hodnot 2074 Bq/l. V Nové Vsi u Chrastavy v údolí řeky Jeřice je to například Mikulášský pramen (až 2821 Bq/l). V obci Albrechtice u Frýdlantu byl podchycen aktivní pramen Soumar (1375–1834 Bq/l), pramen Matka (2239–2386 Bq/l) (Černík, 2017). Albrechtický klastř je charakteristický přítomností radon-chloridových vod (Goliáš a kol. 2014). U Nového Města p. Smrkem byly nalezeny Andělské prameny, z nichž pramen Michael je nejaktivnějším vývěrem celého lugu, s aktivitou až 6,2 kBq/l (Hrušková, 2013).

4 Metodika

4.1 Terénní průzkum a vzorkování

Terénní průzkum a cílené vyhledávání mineralizovaných vzorků se zvýšenou aktivitou probíhalo za použití scintilačního radiometru RP-11 se sondou RFS-05 (ZMA Ostrov) nebo pomocí terénního gamaspektrometru typu GT-32 (GEORADIS). Nebyly vzorkovány obvyklé ortoruly, cílem radiometrických túr bylo vyhledat mineralizované vzorky se zvýšenou aktivitou. Vzorkování probíhalo především na lokalitách v okolí radioaktivních pramenů, kdy byly prověřovány nejprve za použití akustické indikace a následně, při pozitivní zkoušce, i pomocí kvantitativních naměřených hodnot. Z vytipovaných kusů či poloh ve výchozech se zvýšenou aktivitou byl vždy odebrán přibližně 1 kg materiálu, pomocí palice a majzlíku. Pozice nálezů byla vždy zaměřena GPS a spolu s dalšími nálezovými okolnostmi (včetně terénních koncentrací gama spektrometru, jež však mají jistě pouze relativní vypovídací hodnotu, neboť nebyla

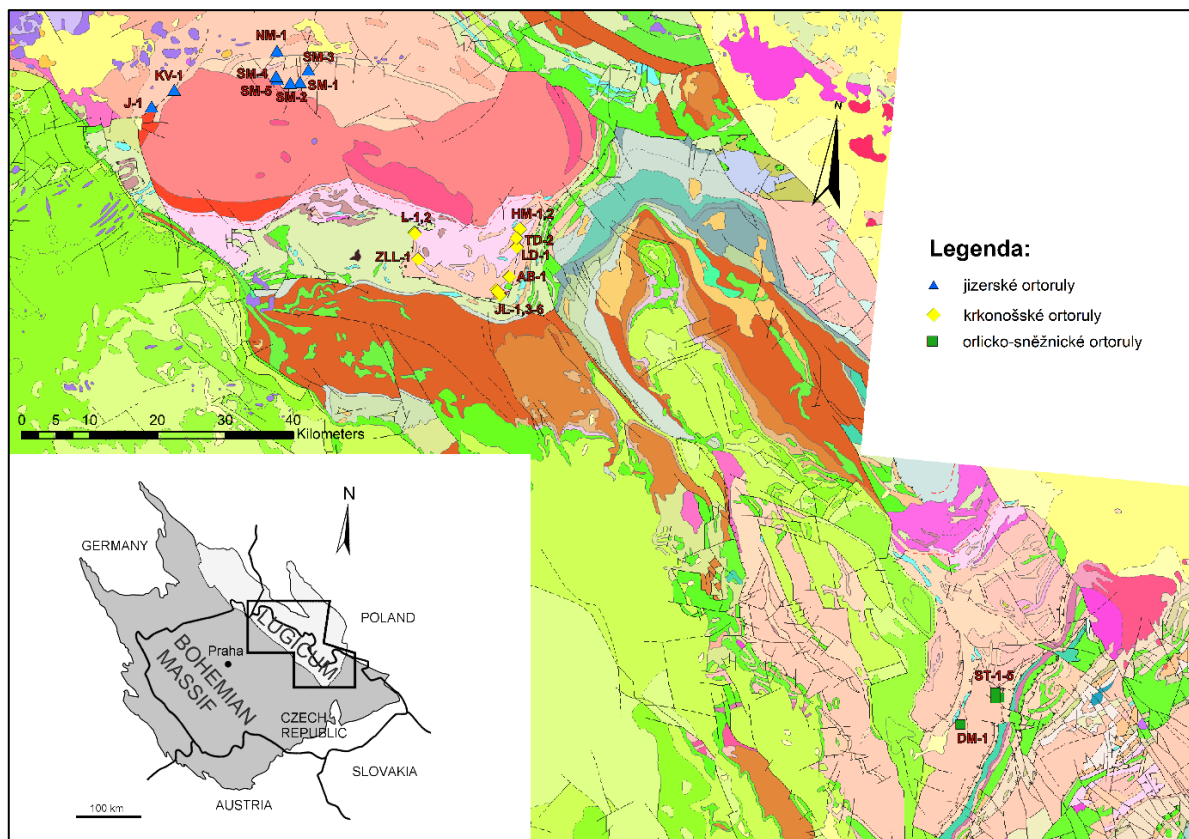
dodržena geometrie měření), zaznamenána do terénního zápisníku. Několik vzorků bylo doplňkově odebráno bez použití radiometrické selekce („na blind“), z významných odkryvů (Stříbrnice – lůmek, vzorek ST-5), nebo z volných balvanů (JL-1 a JL-4 z Janských Lázní, HM-1 a HM-2 z Horní Malé Úpy), obě vrtná jádra z Labské (L-1 a L-2), či ortorula z Nového Města p. Smrkem – kráteru (NM-1). Tyto vzorky měly alespoň základně charakterizovat obsahy radionuklidů v běžných, nemineralizovaných ortorulách. Některé vzorky pak pocházejí z archivu školitele Mgr. Viktora Goliáše, Ph.D., který tyto relativně neobvyklé horniny se zvýšenou aktivitou na lokalitách radioaktivních pramenů dlouhodobě shromažďoval pro pozdější studium. Žádný ze studovaných vzorků však nepochází přímo z výkopů při technickém podchycování radioaktivních pramenů a nebyl tak (alespoň aktuálně, v čase vzorkování) přímo ve styku s radioaktivní vodou.

Radiometrické túry probíhaly v několika etapách. První etapa byla uskutečněna v oblasti krkonošské ortoruly, v oblastech severně od Janských Lázní, Horního Maršova (Aichelburg) a Malé Úpy (Tonovy domky, Horní Malá Úpa). Druhá proběhla v rámci orlicko-sněžnické ortoruly na lokalitách Dolní Morava, Stříbrnice a Kralický sněžník. Třetí a poslední výprava byla realizována v rámci tělesa jizerské ortoruly se zaměřením na lokality Smrk, Albrechtice u Frýdlantu – Kančí vrch a Novou Ves u Chrastavy.

Seznam vzorků, GPS souřadnice místa odběru a základní petrografická charakteristika jsou uvedeny v Příloze 1.



Obr. 1: Vzorkovací kampaň u Nového města pod Smrkem v září 2019. Foto K. Fatková.



Obr. 2: Mapa luga s vyznačenými pozicemi odebraných vzorků ortorul na podkladě geologické mapy měřítka 1: 500 000 (www.geology.cz), GIS kompozit.

4.2 Laboratorní gama spektrometrie

Tato část měření proběhla během několika měřících kampaní. Odebrané vzorky byly pro potřeby tohoto měření rozdrceny pomocí dvou čelistových drtičů na velikost pod 3 mm. Následně byly rozdrcené vzorky odváženy do Marinelliho nádob o objemu 0,5 l. Byla stanovena jejich hmotnost, nádoby byly hermetizovány a řádně označeny na víčku nádoby.

Vzorky byly měřené detektorem NaI(Tl) 75x75 mm v 7 cm stínění, načítací čas byl 1800 s. Společně se vzorky byly naměřeny i standardy K, U, Th, Ra z řady standardů RG (IAEA). Následně proběhlo vyhodnocení všech naměřených spekter a byly spočítány koncentrace zájmových prvků. Pro stanovení radionuklidů byly využity následující gama linie: K (^{40}K , 1461 keV), U (^{234}Th , 93 keV), Th (^{212}Pb , 239 keV), Ra (^{214}Pb , 352 keV).

Vzorky byly měřeny ihned po naplnění a následně proběhlo druhé měření po akumulaci Rn minimálně po 14 dnech, kdy se vzorky již nacházely ve stavu radioaktivní

rovnováhy mezi ^{226}Ra a ^{222}Rn . Z rozdílu zjištěné aktivity ^{226}Ra , měřeném na gama linii ^{214}Pb (352 keV) byl vypočten koeficient emanace horniny.

4.3 Alfa autoradiografie

Dle výsledků laboratorní gama spektrometrie byly vybráno 8 vzorků ortorul s nejvyššími obsahy měřených prvků, především U a Ra(eU), pro další studium. Další podmínkou bylo, vybrat z každé zájmové oblasti minimálně dva vzorky. Z vybraných vzorků byly zakázkově zhotoveny leštěné výbrusy v Laboratořích geologických ústavů PřF UK. Do dvou protilehlých rohů výbrusů byly pomocí pipety nanесeny malé kapky slabého roztoku dusičnanu uranylu ve vodě, jako polohové markery. Po odpaření kapek byl výbrus položen na folii Kodak typ LR-115 A, typ 2. Následovala doba expozice filmů minimálně 14 dní. Později bylo zjištěno, že delší doba expozice není na škodu a délka expozice pak byla okolo 30 dnů. Folie byly následně vyvolány (vyleptány), kdy byly zviditelněny průrazy citlivé části fólie způsobené alfa částicemi.

Nejprve byl připraven 10 % roztok NaOH a roztok ethanolu s destilovanou vodou v poměru 1:1. Roztok NaOH byl v termostátované vodní lázni ohřát na teplotu 60 °C a při této teplotě udržován po celou dobu vyvolávání folií. Teplotu bylo třeba kontrolovat a udržovat po celou dobu leptání stabilní. Poté byla exponovaná folie vložena do kádinky s již zahřátým roztokem NaOH. Po celou dobu je nutné s folií v roztoku pohybovat, aby se mohly zplodiny leptání snáze odplavovat. Při procesu leptání je dobré držet folie ve svislé poloze. Proces leptání trval 100 minut, poté byla folie vložena do již připraveného roztoku ethanolu s destilovanou vodou, kde byla máchána po dobu přibližně 2 minut. Při tomto kroku došla k vyprání zbylého NaOH a ustálení radiografického obrazu. Folie byla vysušena zavěšením na vzduchu.

Poté byly folie i výbrusy naskenovány ve vysokém rozlišení (2400 dpi) a autoradiografický obraz poté procesován v grafickém software inverzí a následně úpravou tónové křivky (odřezem základní šedi) do podoby černých teček v bílém poli. Obrazy výbrusu a autoradiografie byly rozměrově seškálovány pomocí polohových markerů a vytištěny. Skeny výbrusů na papír velikosti A4 a autoradiografie na průhledné folie stejného formátu. Bylo tak možné oba výtisky překrýt přes sebe.

Alfa autoradiografický obraz byl využit zejména ke zjištění distribuce radioaktivních součástí v hornině a k lokalizaci radioaktivních mikroobjektů pro jejich další

mikroskopické studium. Skeny výbrusů s vyznačenými detailně studovanými oblastmi a překryvné obrazy autoradiografií jsou uvedeny v Příloze 2. Prostorové rozlišení alfa autoradiografického záznamu je lepší než 50 μm , neboť je dáno doletem alfa částic pevných hmotách (minerály, fólie). Proto bylo možné ze zkoumaných ploch vytvořit také autoradiografické výřezy, zařazené přímo v textu, vedle mikrofotografií z optického, případně elektronového mikroskopu. Na autoradiografickém záznamu je důležité počítat s tím, že tento obraz je sumou všech alfa zářičů U, případně i Th řady. Třetí přítomný radionuklid draslík se na autoradiografickém záznamu nijak neprojevuje, neboť izotop ^{40}K není alfa zářič.

4.4 Optická mikroskopie

Výbrusy byly podrobeny studiu na optickém polarizačním mikroskopu Leica DMPL v procházejícím světle i v odrazu při různých zvětšeních (5x, 10x, 20x, 50x). Zaměřili jsme se na aktivní partie vzorků dle autoradiografického obrazu. Zájmové partie výbrusů byly fotografovány v průchodu i v odrazu a vždy s rovnoběžnými i zkříženými nikoly. Fotografie vzorků byly pořízeny vestavěným digitálním fotoaparátem Olympus.

4.5 Elektronová mikroskopie s mikroanalýzou

Vybrané výbrusy byly podrobeny studiu na elektronové mikrosondě výrobce Jeol. typ JXA - 8530F na Ústavu petrologie a strukturní geologie Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy. Operátorem byl Mgr. Martin Racek, Ph.D. Všechny výbrusy byly pografitovány. Díky této metodě bylo možné pořídit fotografie v režimu ozařených elektronů (BSE), sestavit prvkové mapy (WDS) a prozkoumat detailní chemické složení. Analýzy byly provedeny ve energiově disperzním režimu při urychlovacím napětí 15 kV a proudu svazku 15 nA. Pro kvantifikaci byly použity tovární standardizace. Výsledné analýzy jsou tedy normalizovány na 100 %.

5 Výsledky

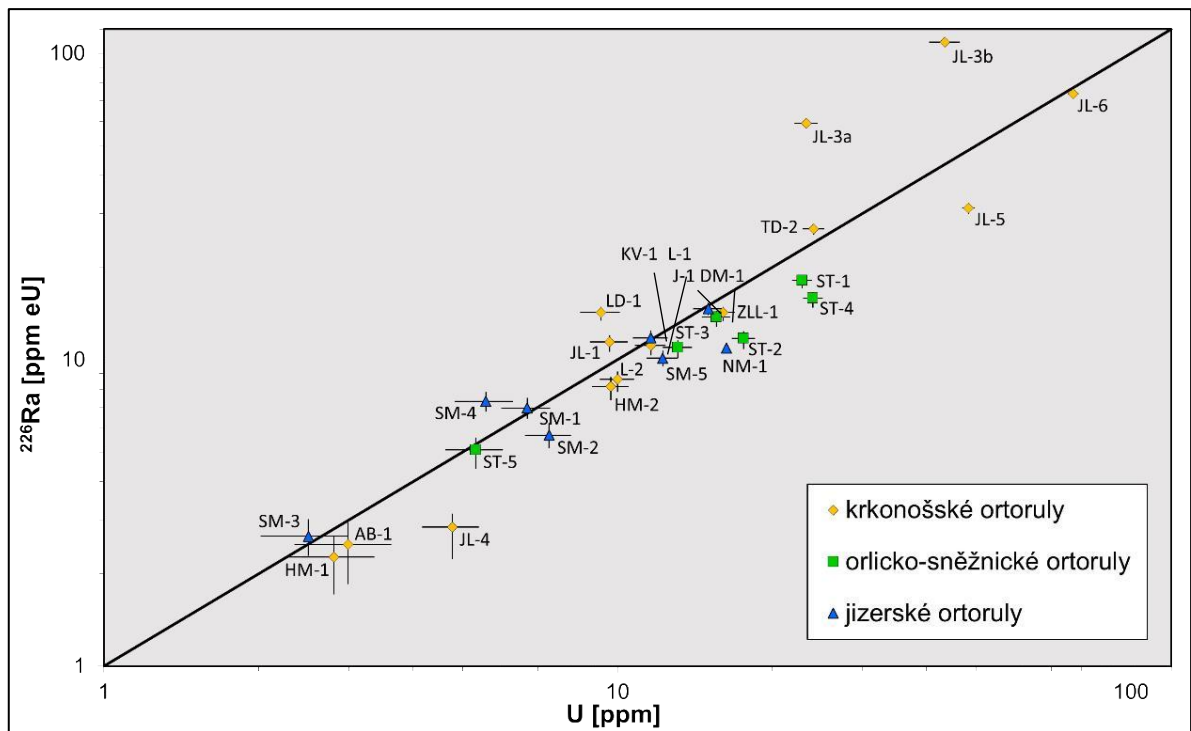
5.1 Laboratorní gama spektrometrie

Studiu laboratorní gama spektrometrií bylo podrobena všech 28 zkoumaných vzorků. Z toho bylo 6 ortorul sněžnických, 14 ortorul krkonošských a 8 ortorul jizerských. Výsledky z tohoto měření jsou uvedeny v této kapitole a prezentovány pomocí grafů sestavených ze získaných dat. Tabulka s konkrétními číselnými hodnotami obsahu radionuklidů jednotlivých vzorků je uvedena v Příloze 1.

Na prvním grafu (Obr. 3) je znázorněn poměr U v ppm a ^{226}Ra v ppm eU (ekvivalentu uranu). Graf je zobrazen v logaritmickém měřítku pro lepší přehlednost. Vzorky, které leží přímo na, nebo velmi blízko kolmé přímky jsou v radioaktivní rovnováze. Naopak vzorky odlehle od této linie v rovnováze nejsou. Rozpětí hodnot analyzovaných vzorků je poměrně široké. Většina vzorků leží v centrální části grafu s koncentracemi v rozpětí 5–12 ppm U. Obsahy nad 10 ppm U, tedy velmi zvýšené, nad trojnásobek klarku (průměrného obsahu v zemské kůře 3 ppm U) má 17 vzorků, tedy celých 61 % souboru a vyskytují se mezi nimi horniny ze všech tří zkoumaných těles ortorul i několik vzorků odebraných „na blind“, tedy bez radiometrické selekce.

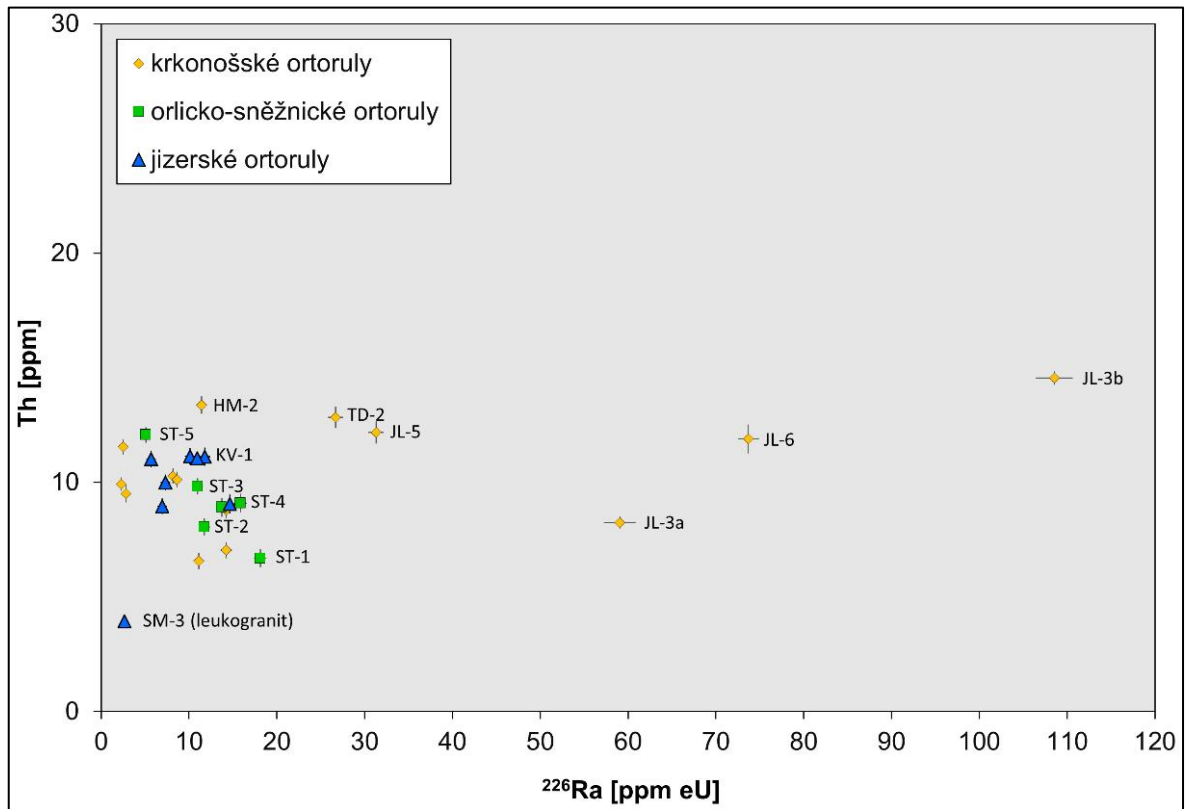
Skupina čtyř vzorků ze skupiny krkonošských ortorul (JL-3a, JL-3b, JL-5, JL-6) je od této skupiny odlehlá a vykazuje relativně velmi vysoké hodnoty U a ^{226}Ra . Nejvyšší koncentrace U, konkrétně 77 ppm, byla naměřena u vzorku s označením JL-6. Vzorek je v radioaktivní rovnováze. Nevyšší koncentrace Ra byla naměřena u vzorku JL-3b (109 ppm eU). Tento vzorek je v silné radioaktivní nerovnováze typu $\text{Ra} > \text{U}$, obsahuje totiž pouze 43 ppm U.

Obecně lze však říct, že téměř všechny naměřené koncentrace U – Ra jsou oproti průměrným hodnotám v zemské kůře (Matolín, 1970) nadprůměrné až vysoce nadprůměrné (anomální).



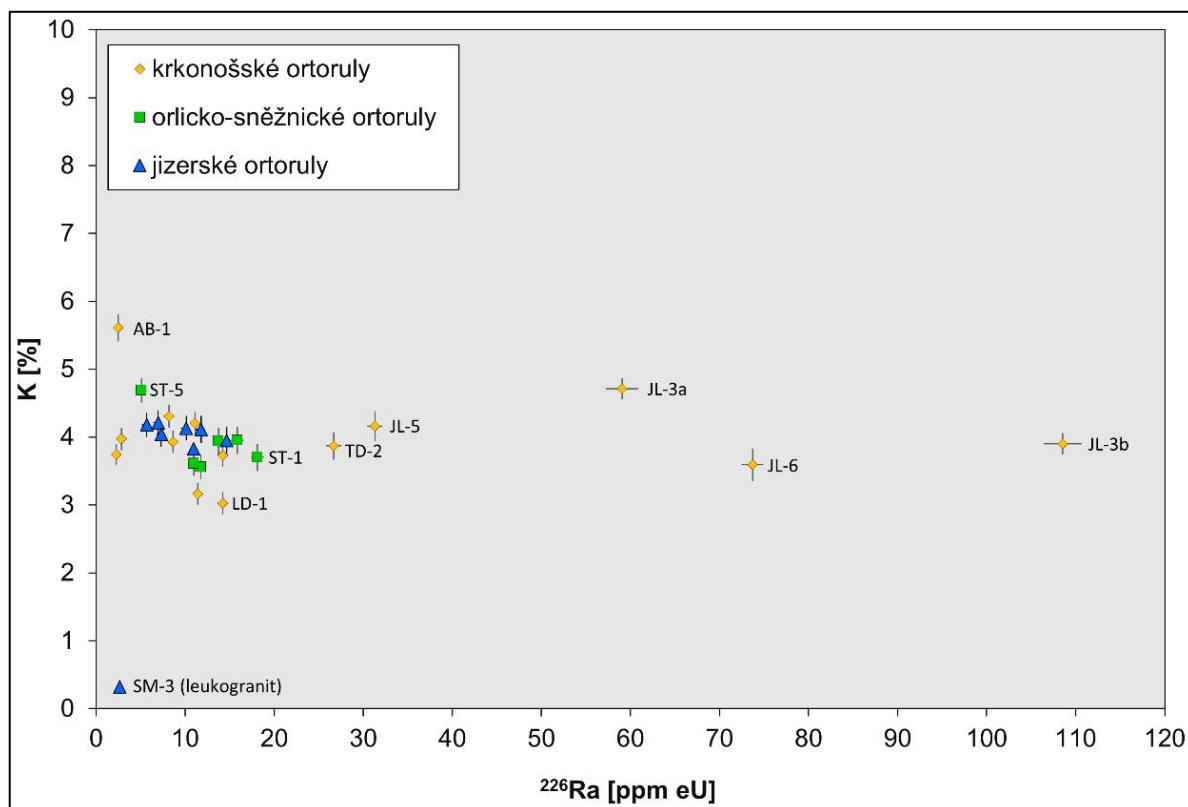
Obr. 3: Výsledky analyzovaných vzorků metodou laboratorní gama spektrometrie – poměr $\text{U}/^{226}\text{Ra}$. Šikmá linie vyjadřuje stav radioaktivní rovnováhy mezi U a ^{226}Ra .

Následující graf (Obr. 4) představuje poměr ^{226}Ra v ppm a Th také v ppm. Z grafu je patrné, že hodnoty Th se u měřených vzorků pohybují v rozmezí průměrných hodnot běžné zemské kůry (8-13 ppm). Nejvyšší naměřená koncentrace Th byla naměřena u vzorku JL-3b, konkrétně pak 14,5 ppm. Lze říct, že nebyla zachycena žádná ortorula mineralizovaná thoriem.



Obr. 4: Výsledky analyzovaných vzorků metodou laboratorní gama spektrometrie – poměr $^{226}\text{Ra}/\text{Th}$.

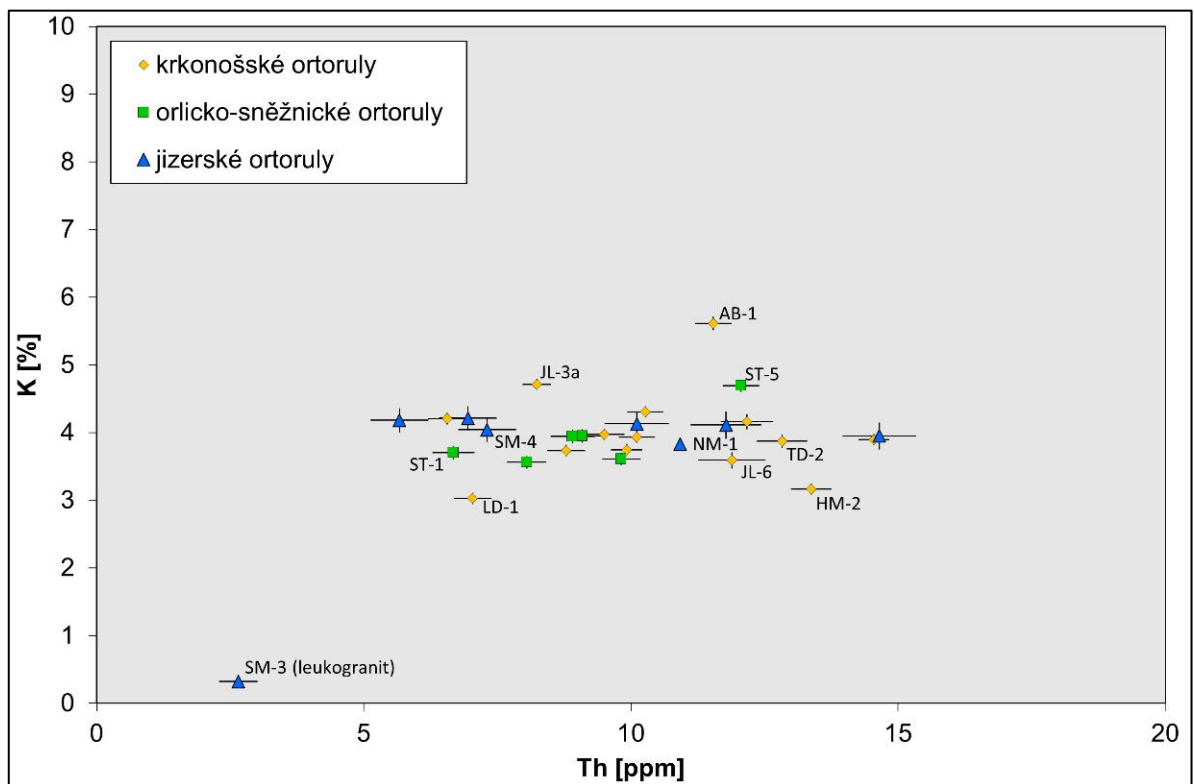
Na třetím grafu (Obr. 5) jsou vyneseny poměry ^{226}Ra v ppm a K v %. Na první pohled jsou obsahy draslíku v porovnání s běžnými hodnotami v zemské kůře mírně zvýšené (Matolín, 1970). Je však třeba vzít v úvahu typ analyzovaných hornin, pak už nebereme měřené vzorky jako anomální z hlediska obsahů K, neboť ortoruly jsou metamorfované granitoidy, u kterých je zvýšený obsah alkálií typický. Nejvyšší hodnota draslíku byla naměřena u vzorku AB-1, konkrétně 5,6 % K.



Obr. 5: Výsledky analyzovaných vzorků metodou laboratorní gama spektrometrie – poměr $^{226}\text{Ra}/\text{K}$.

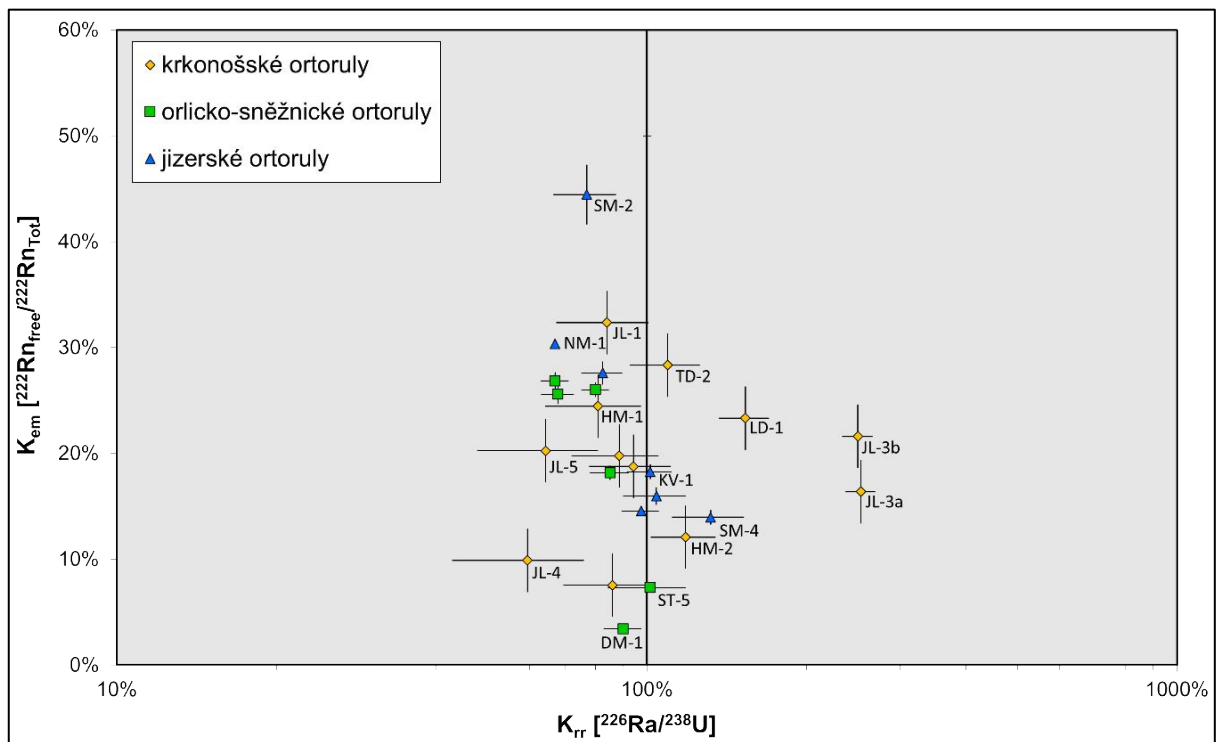
Do dalšího grafu (Obr. 6) jsou vyneseny poměry naměřených hodnot Th v ppm a K v %. Z grafu je patrné, že vzorky jsou orientovány do jeho centrální části a nijak se nevymykají běžným hodnotám zájmových prvků v zemské kůře. Jak již bylo výše řečeno, obsah thoria není u studovaných vzorků zvýšený.

Zcela se však se studovaného souboru vymyká vzorek leukogranitu SM-3 ze Świeradów-Zdrój, odebraný přímo v blízkost jímacích studen jejich radonového lázeňského resortu (Zakłady Radoczynne). Tato hornina je nízkoaktivní, s relativně nízkými koncentracemi všech tří radioaktivních prvků (K, U, Th) a zcela se vymyká ze studovaného souboru ortorul zejména extrémně nízkým obsahem draslíku, kterého obsahuje pouze 0,3 %. Kontrolní analýzou práškovou RTG difrakcí bylo zjištěno, že hornina obsahuje albit a křemen a pouze malou příměs muskovitu. I takové, takřka čistě albitické variety leukogranitů jsou z polského území dlouho dobře známy (Kozłowski, 1974).



Obr. 6: Výsledky analyzovaných vzorků metodou laboratorní gama spektrometrie – poměr Th/K.

Koeficient emanace, tedy podíl volného radonu na radonu celkovém se zkoumaných vzorků pohybuje v širokém rozmezí 3,4 – 44 %, nejčastěji pak v rozmezí 12–32 %, což jsou spíše nižší hodnoty (Obr. 7). Teoreticky by koeficient emanace horniny jako jistý obraz její porozity měl mít vliv na její radioaktivní rovnováhu, neboť poréznější vzorky by měly snadněji umožňovat migraci radionuklidů při vystavení hypergenním procesům. Podle naměřených hodnot mají radioaktivní rovnováhu blízkou 100 % pouze horniny s nízkými koeficienty emanace, do 8 %. Nad tuto hodnotu se již radioaktivní rovnováha hornin pohybuje v širokých mezích 60–253 %. Odchylka na obě strany od stavu radioaktivní rovnováhy je však velmi rovnoměrná, neboť průměrný koeficient radioaktivní rovnováhy celého souboru vychází 103 %.



Obr. 7: Výsledky analyzovaných vzorků metodou laboratorní gama spektrometrie – poměr $\bar{\alpha}_r/K_{em}$.

5.2 Charakteristika vybraných vzorků

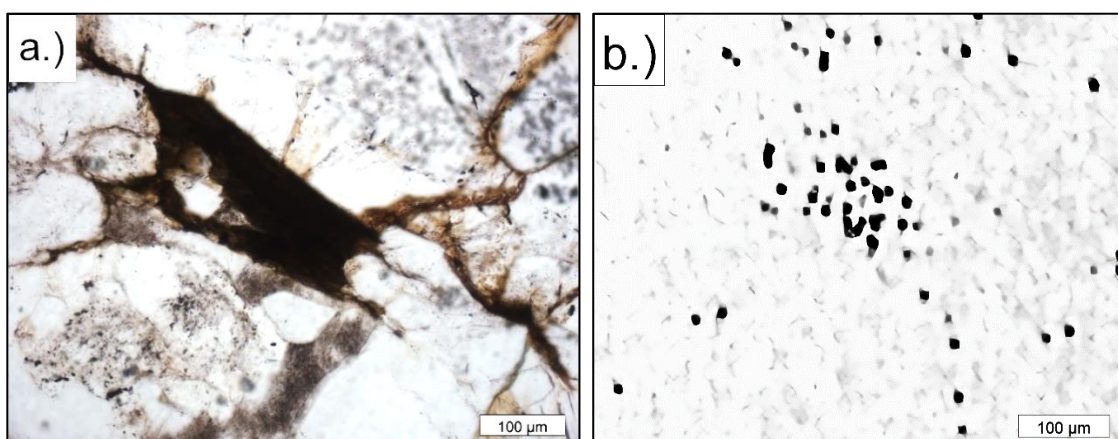
Pro detailní studium bylo dle výsledků z gamaspektrometrie vybráno osm nejaktivnějších vzorků, ze kterých byly zhotoveny leštěné výbrusy a ty byly dále detailně studovány řadou metod. Z každé zájmové oblasti byly vybrány minimálně dva vzorky. Konkrétně v oblasti orlicko-sněžnické ortoruly jsou to vzorky ST-1 a ST-4. Pro oblast krkonošské ortoruly jsou to vzorky JL-3b, JL-5 a JL-6. Jizerská ortorula je zde reprezentována vzorky SM-5, KV-1 a J-1.

5.2.1 Orlicko-sněžnické ortoruly

5.2.1.1 Vzorek ST - 1

Tento vzorek byl odebrán z hromadnice blízko radioaktivního pramene Marie na lokalitě Stříbrnice u Starého Města pod Sněžníkem. Makroskopicky je ortorula narezlá a spíše všesměrná, granitické textury. Hornina je jemnozrná, horninotvornými minerály jsou křemen, živce, tmavé, méně již světlé slídy. Tmavé slídy jsou většinou chloritizovány.

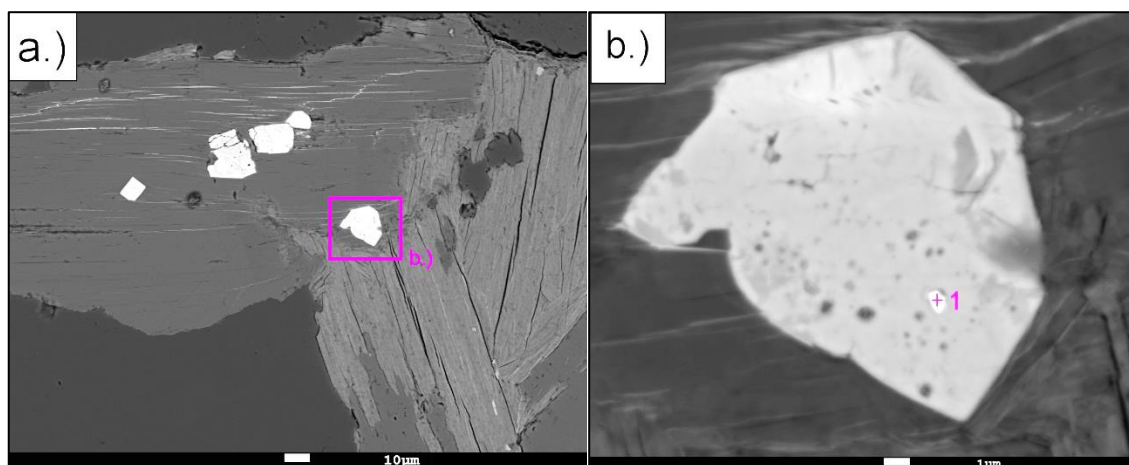
Hornina obsahuje 22,9 ppm U, 18,1 ppm eU(Ra), 6,7 ppm Th a 3,7 % K. Hornina je ve znatelné radioaktivní nerovnováze typu $U > Ra$, při K_{rr} 80 % (Příloha 1). Dle provedené alfa autoradiografie (Příloha 2a) jsou aktivní partie na první pohled vázány zejména na chloritizované tmavé slídy, ve kterých je aktivita rozložena většinou homogenně (Obr. 8) ale vyskytují se i bodové zdroje, jak ve slídách, tak i mimo ně. Aktivitu vykazují i výplň puklin a prožilkách na hranicích zrn.



Obr. 8: Vzorek ST-1, pole 10, Chloritizovaná tmavá slída a.) procházející světlo, rovnoběžné nikoly, 20x zvětšeno b.) výřez alfa autoradiografie, 20x zvětšeno.

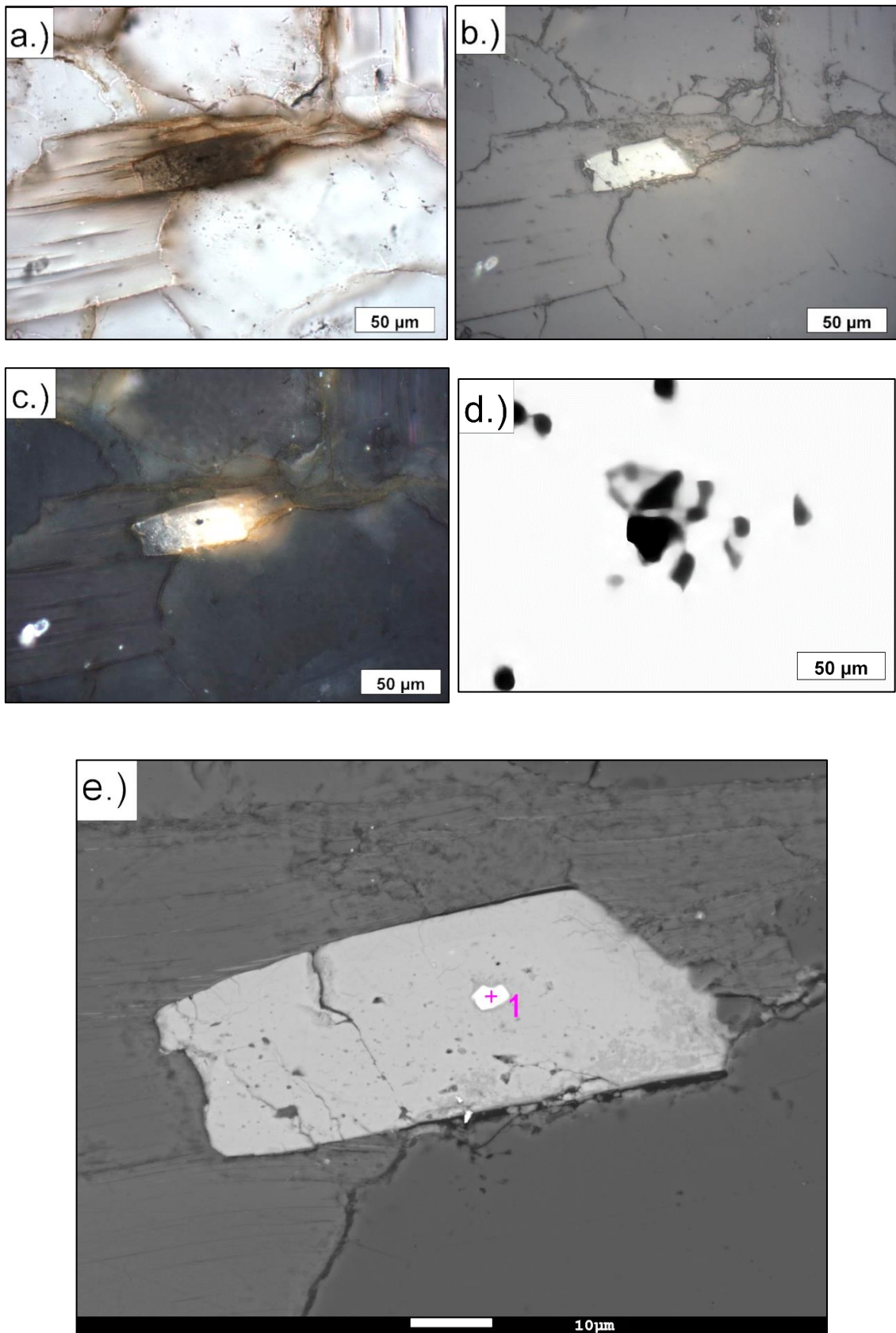
Primární minerály

Hornina běžně obsahuje typické akcesorie kyselých granitoidů, tedy zirkon, monazit a xenotim, vrostlé nejčastěji v křemenu, nebo v slídě. Zirkony jsou nehomogenní, pravděpodobně metamiktní. Skupiny zrn těchto akcesorií byly zachyceny v polích číslo 2, 4, 7, 8 a 12 na obrazu alfa autoradiografie. Typickým příkladem je skupina zrn z pole 8 (Obr. 9). Uvnitř jednoho ze zrn zirkonu v chloritizované slídě (na autoradiografii odpovídá poli číslo 8) byla nalezena malá inkluze odpovídající coffinitu, vzhledem k velmi malému rozměru inkluze necelého 1 μm (Obr. 9b) byl zasažen i okolní zirkon, což je zřetelné i na následujícím empirickém vzorci (Příloha 3n, ST-1_8/1), který je $(\text{Zr}_{0,62}\text{U}_{0,20}\text{Th}_{0,14}\text{Fe}_{0,05})_{\Sigma 1,00}(\text{SiO}_4)_{\Sigma 1,02}$. Tato analýza byla přepočtena na sumu kationů = 1.



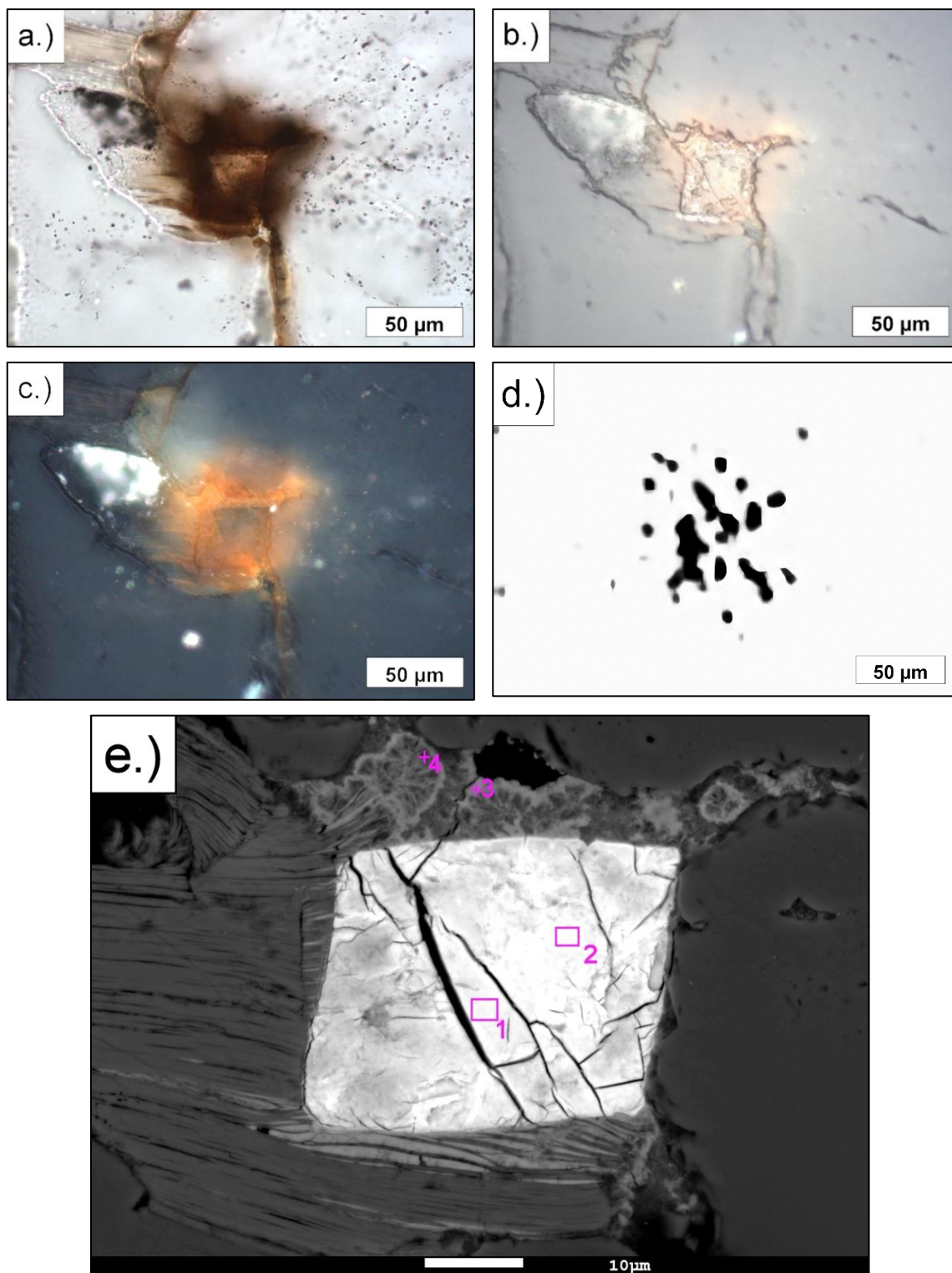
Obr. 9: Vzorek ST-1 pole 8 a.) BSE snímek – skupina akcesorií (zirkonů) ve slídě b.) BSE detailní snímek zirkonu se světlejším zrnkem coffinitu (analýza Příloha 3n, ST-1_8/1).

Velmi vzácně bylo nalezeno zrno uraninitu s empirickým vzorcem $(\text{U}_{0,97}\text{Pb}_{0,07})_{\Sigma 1,03}\text{O}_2$, přepočteno na 2 kyslíky (Příloha 3h, ST-1_2/1). Uraninit je chráněný ve formě malé inkluze o velikosti přibližně 5 μm v podlouhlém protáhlém zirkonu (Obr. 10). Na autoradiografii byl tento uraninit v zirkonu zaznamenán na poli číslo 2.



Obr. 10: Vzorek ST-1 pole 2 Snímek protáhlého zirkonu s inkluzí uraninitu a.) procházející světlo, rovnoběžné nikoly, 50x zvětšeno b.) odražené světlo, rovnoběžné nikoly 50x zvětšeno c.) odražené světlo, zkřížené nikoly, 50x zvětšeno d.) výřez alfa autoradiografie, 50x zvětšeno e.) BSE snímek (analýza Příloha 3h, ST-1_2/1).

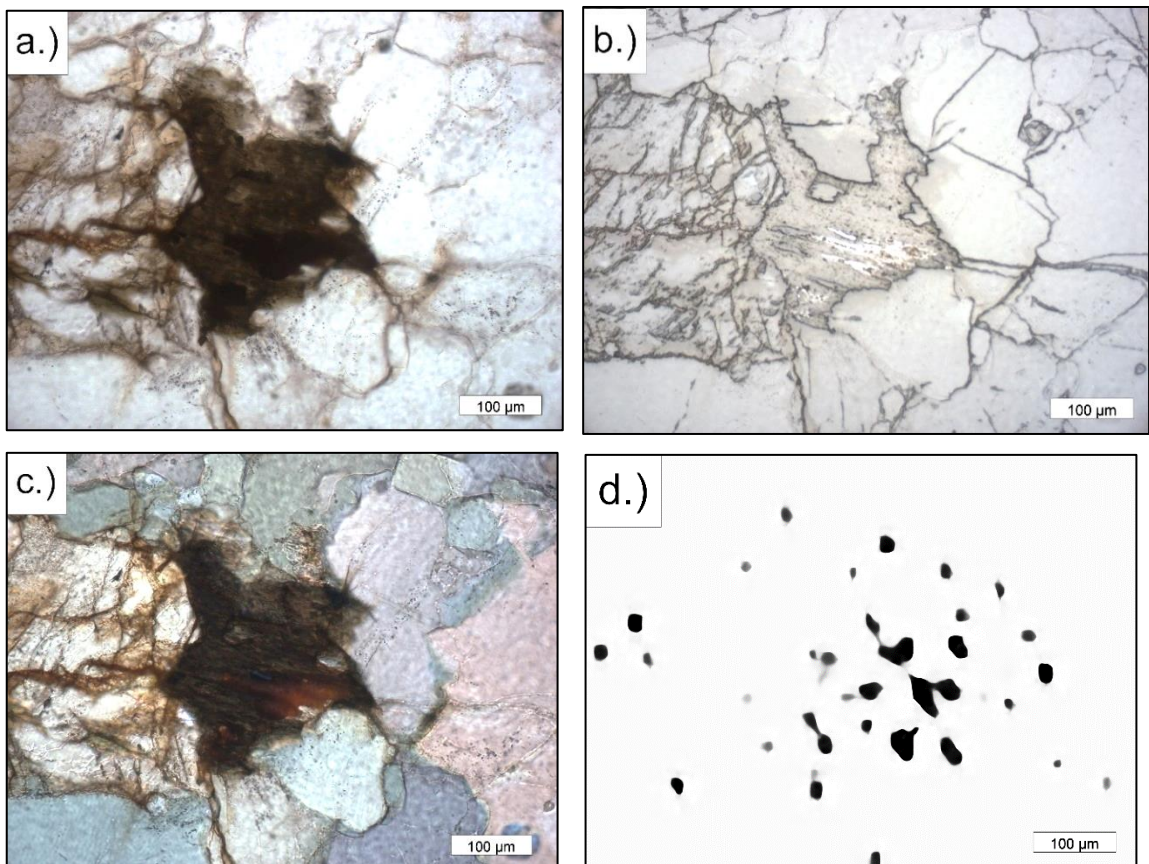
Kromě toho bylo nalezeno zrno zirkoniem bohatého metamiktního thoritu - thorogummitu s výraznou fosfátovou substitucí (Obr. 11) s empirickým vzorcem $(\text{Th}_{0,38}\text{Zr}_{0,30}\text{Al}_{0,22}\text{Ca}_{0,07}\text{Fe}_{0,03})_{\Sigma 1,00}[(\text{Si}_{0,46}\text{P}_{0,19})_{\Sigma 0,65}\text{O}_{2,6}]_{0,65}(\text{OH})_{1,4}$ (Příloha 3n, ST-1_7/1), analýza byla přepočtena na sumu kationů = 1. Jeho nejsvětlejší partie obsahují ještě o něco více Th, a to až 0,42 apfu. Metamiktní zrno je narostlé na chloritizovanou slídu. V jeho bezprostředním okolí částečně obrůstají koncentrické karfiolovité útvary identifikované jako HFO v asociaci s chlority či smektity s příměsí HFO.

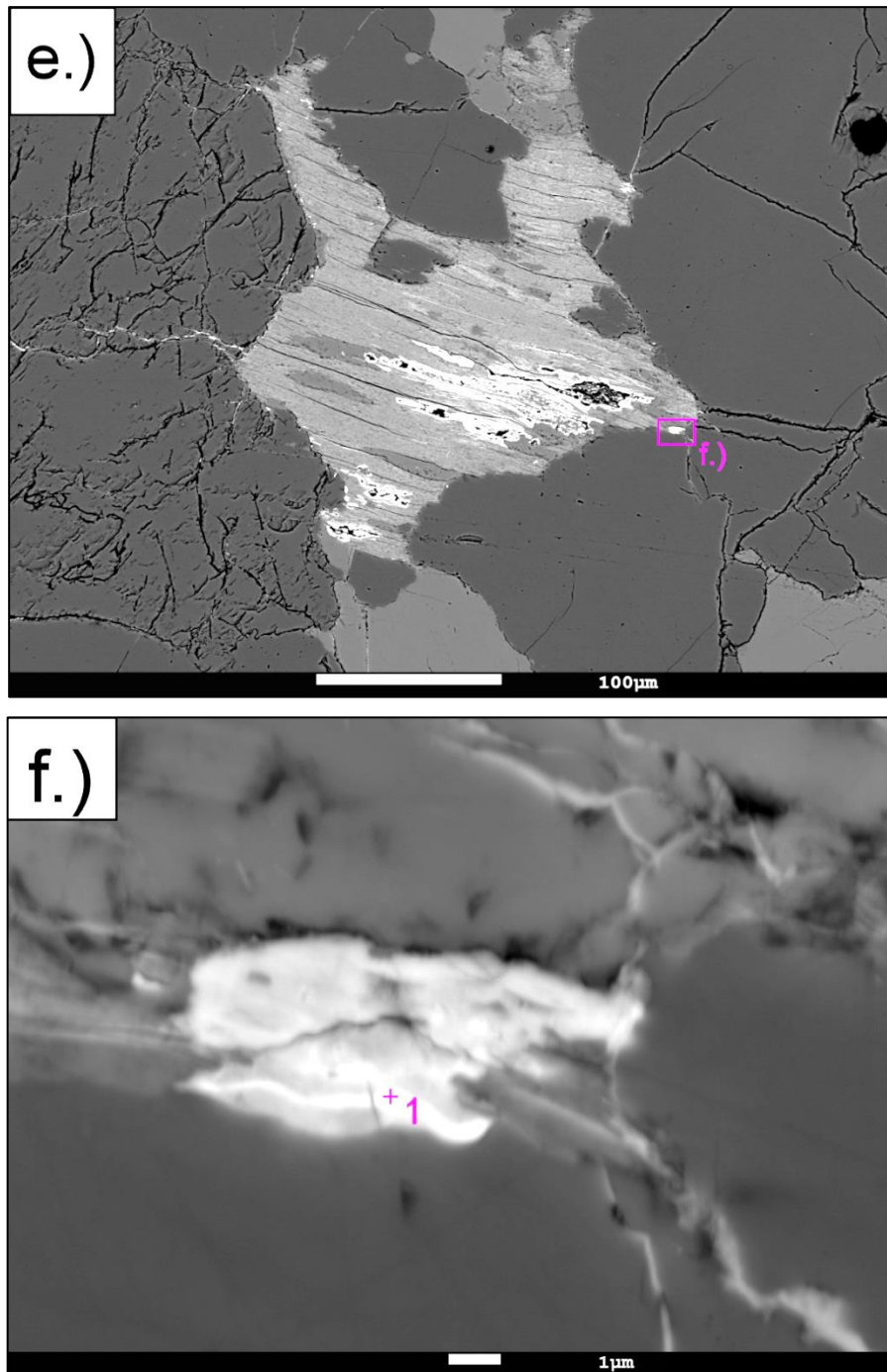


Obr. 11: Vzorek ST-1 pole 7 Snímek metamiktního thoritu – thororgummitu bohatého Zr s fosfátovou substitucí a.) procházející světlo, rovnoběžné nikoly, 50x zvětšeno b.) odražené světlo, rovnoběžné nikoly, 50x zvětšeno c.) odražené světlo, zkřížené nikoly, 50x zvětšeno d.) výřez alfa autoradiografie, 50x zvětšeno e.) BSE snímek (analýzy Příloha 3n, ST-1_7/1,2, Příloha 3a, ST-1/3, Příloha 3m, ST-1_7/4).

Produkty alterací

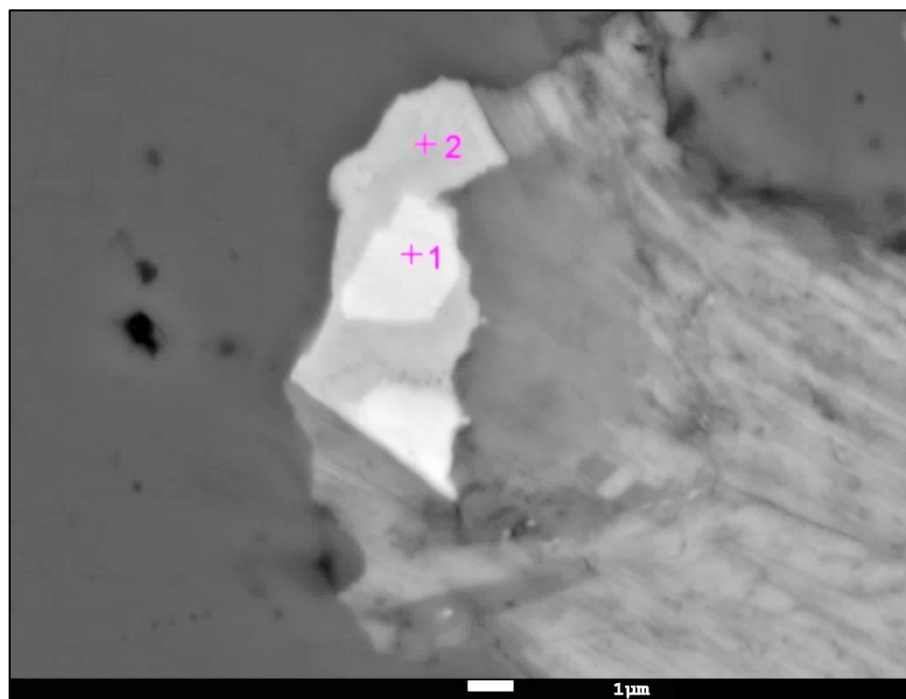
Pro tento výbrus jsou typické výskyty chloritizovaných tmavých slíd, kdy zůstává zachován tvar původního minerálu (Obr. 12). Při chloritizaci dochází k uvolňování titanu a železa, které není chlorit schopen udržet, a tak se sráží a vznikají fáze TiO_2 a HFO. Tyto fáze zde tedy vznikají jako produkt rozkladu tmavých slíd a během procesu chloritizace do sebe vážou radionuklidy (U), což potvrzuje i autoradiografický snímek (Obr. 12d). Tak dochází i k vysrážení nestechiometrické směsi s fosfosilikáty U a Th, a HFO bohatých P a Al. Některé partie na okrajích těchto fází jsou zonální a obsahují významné množství U, případně Th (Obr. 12f) (Příloha 3a, ST-1_3/1). Tvoří gelovité textury na okrajích a uvnitř těchto alterovaných slíd.





Obr. 12: Vzorek ST-1 pole 3. Chloritizovaná tmavá slída s precipitovanými HFO (1.) a.) procházející světlo, rovnoběžné nikoly, 20x zvětšeno b.) odražené světlo, rovnoběžné nikoly, 20x zvětšeno c.) odražené světlo, zkřížené nikoly, 20x zvětšeno d.) výřez alfa autoradiografie, 20x zvětšeno e.) BSE snímek f.) detailní BSE snímek HFO bohatých U a Th (analýza Příloha 3a, ST-1_3/1)

V jednom případě bylo pozorováno na okraji chloritizované slídy i dvoufázové zrno Nb-rutilu, jehož pozice jako produktu alterací je nejasná (Obr. 13). Empirický vzorec Nb bohatšího zrna je $(\text{Ti}_{0,86}\text{Nb}_{0,07}\text{Fe}_{0,06}\text{Si}_{0,06})_{\Sigma 1,01}\text{O}_2$ (Příloha 3d, ST-1_6/1,2), analýza byla přepočtena na 2 kyslíky.



Obr. 13: Vzorek ST-1, pole 6. Dvoufázové zrno Nb-rutilu na okraji chloritizované slídy (analýza Příloha 3d, ST-1_6/1,2).

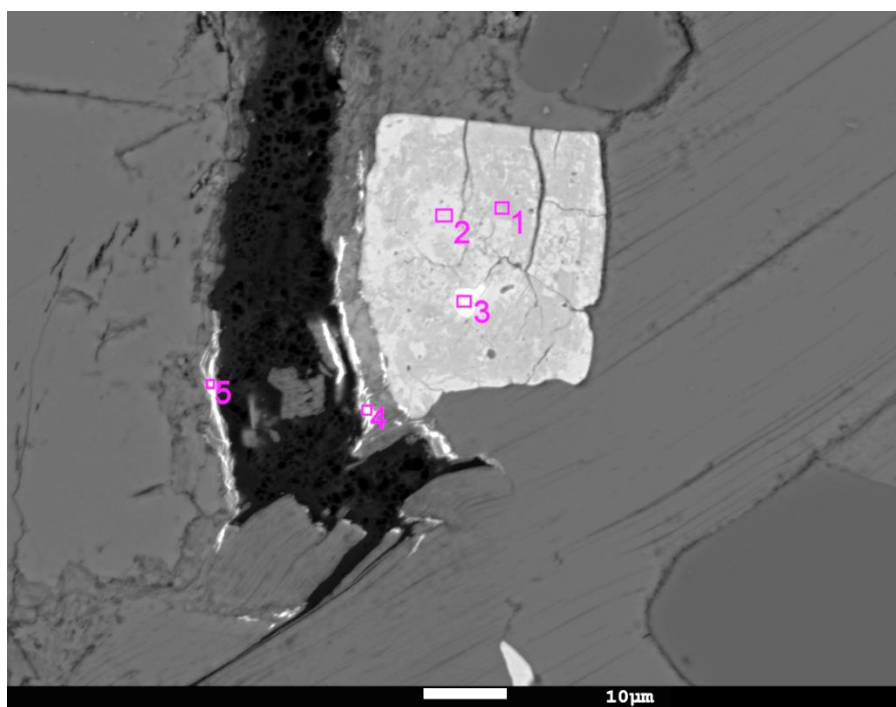
5.2.1.2 Vzorek ST – 4

Tento vzorek byl nalezen blízko pramene Čtrnáctka na cestě vedoucí přibližně 15 metrů nad pramenem. Makroskopicky je ortorula narezlá. Hornina je jemnozrná, granitická, středně usměrněná (lineovaná). Horninotvornými minerály jsou křemen, živce, hlavně světlé slídy, méně tmavé. Živce jsou zdvojitělé, (karlovarská dvojčata). Tmavé slídy jsou chloritizované.

Hornina obsahuje 24,0 ppm U, 15,9 ppm eU (Ra), 9,1 ppm Th a 4,0 % K. Hornina je v silné radioaktivní nerovnováze typu $U > Ra$ při K_{rr} 67 % (Příloha 1). Alfa autoradiografický obraz (Příloha 2b) je reprezentován několika významnějšími bodovými zdroji, ostatní aktivita je rozložena víceméně homogenně s usměrněním stop. Aktivitu vykazuje i výplň puklin na hranicích zrn.

Primární minerály

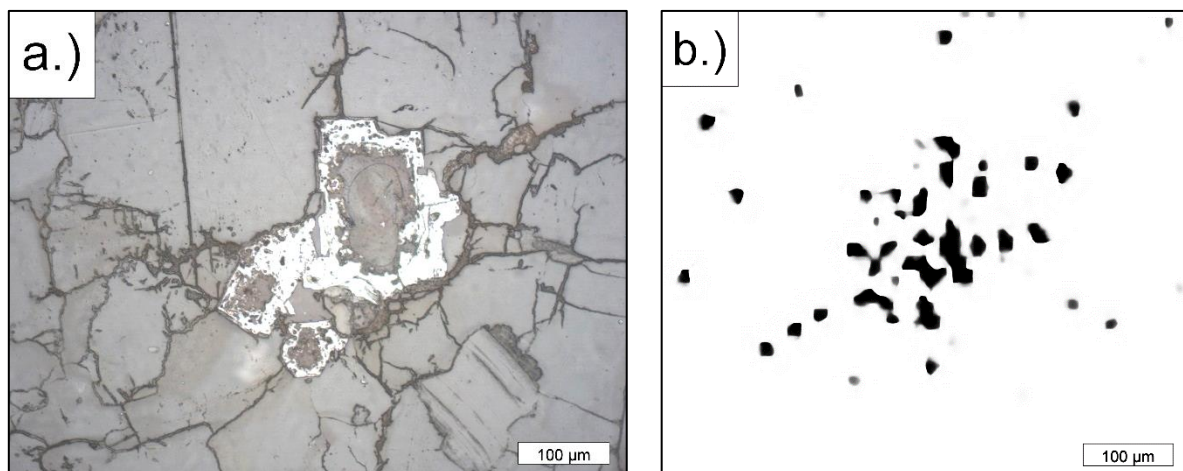
Hornina obsahuje běžné akcesorie kyselých granitoidů. Časté jsou nehomogenní metamiktní zirkony, zonální zirkony a monazity bohaté Th. Tyto minerály jsou nejčastěji vrostlé v křemenu, případně ve slídě. Empirický vzorec jednoho z nalezených monazitů je $(\text{Ce}_{0,45}\text{La}_{0,22}\text{Th}_{0,15}\text{Ca}_{0,06})_{\Sigma 0,89}(\text{P}_{0,98}\text{Si}_{0,09})_{\Sigma 1,07}\text{O}_4$ (Příloha 3f, ST-4_1/1), analýza byla přepočtena na 4 kyslíky. Tyto akcesorie, nebo jejich skupiny byly zachyceny na autoradiografii na polích číslo 3, 6 a 7. Jeden z nalezených zirkonů (Obr. 14) byl velmi bohatý fosforem a obsahuje také 32,5 hmot. % ThO_2 (Příloha 3n, ST 4_3/3). Tento nehomogenní metamiktní zirkon byl nalezen na okraji slídy. Jeho empirický vzorec je $(\text{Zr}_{0,49}\text{Th}_{0,25}\text{Ca}_{0,16}\text{Al}_{0,08}\text{Fe}_{0,03})_{\Sigma 1,00}[(\text{Si}_{0,52}\text{P}_{0,47})_{\Sigma 0,99}\text{O}_{3,96}]_{0,99}(\text{OH})_{\Sigma 0,04}$ (Příloha 3n, ST-4_3/3), analýza byla přepočtena na sumu kationů = 1.



Obr. 14: Vzorek ST-4, pole 3. BSE snímek metamiktního zirkonu, na stěnách pukliny krustičky fosfosilikátů obohacených o Th, P a K (analýzy Příloha 3n, ST-4_3/1,2,3, Příloha 3g, ST-4_3/4,5).

U některých ze zirkonů je patrná zonálnost, při detailnějším studiu jsou v okrajových částech viditelné velmi drobné světlé inkluze na rozdíl od středu minerálu, který je zcela bez inkluzí a má zvýšené obsahy P a Th. Vzhledem k velikosti inkluzí a technickým možnostem měření na mikrosondě nebylo možné tyto drobné objekty blíže identifikovat. Můžeme ale říct, že jde o mladší růstovou zónu zirkonu. Četné jsou pseudomorfózy HFO po pyritu (Obr. 15), velmi vzácně jsou v křemenu čerstvé, velmi

drobné krychličky pyritů uchráněné před oxidací a hydratací. Pseudomorfóza po pyritu byla zaznamenána na autoradiografickém obrazu na poli číslo 5.



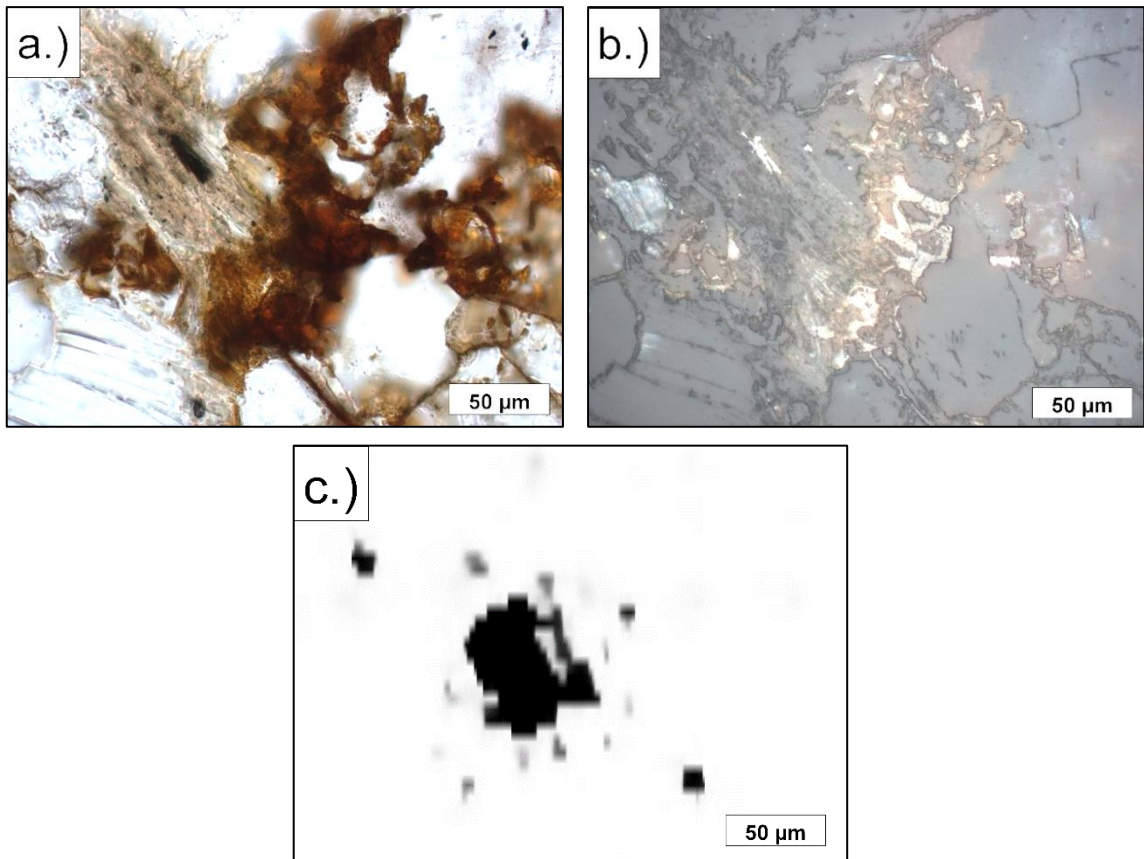
Obr. 15: Vzorek ST-4, pole 5. Pseudomorfóza po pyritu a.) odražené světlo, rovnoběžné nikoly, 20x zvětšeno b.) výřez alfa autoradiografie, 20x zvětšeno.

Produkty alterací

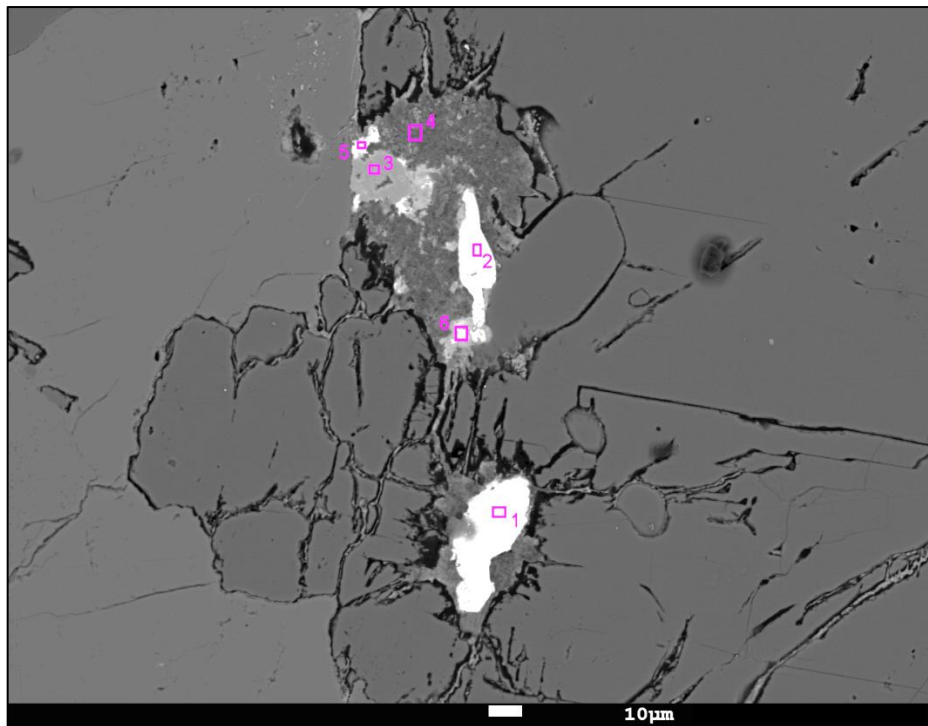
Tmavé slídy jsou v tomto výbrusu chloritizované (Obr. 16). V blízkém okolí některých metamiktických zirkonů byly na stěnách dutinek nalezeny tenké krustičky obohacené o Th, P a K (Obr.14). Byly identifikovány jako silikofosfáty thoria (Příloha 3g, ST-4_3/4,5). Zvýšené hodnoty draslíku, až 0,17 apfu, jsou zapříčiněny pravděpodobně do analyzovaného bodu zahrnutou slídou v blízkém okolí.

Okolí některých částečně rozložených monazitů je tvořeno minerály ze skupiny smektitů obohacených o Mg. Jejich textura je drobně lístečková (Obr. 17).

V tomto výbrusu jsou četné HFO se zvýšenými obsahy U okolo 3,3 hmot % UO_2 (Příloha 3a, ST-4_1/3). Nachází se na okrajích slíd, na rozhraní zrn nebo v puklinách, případně tvoří různé nepravidelné jednolitě útvary blízko některých primárních fází (monazit, xenotim).



Obr. 16: Vzorek ST-4, pole 4. Chloritizovaná tmavá slída s precipitovanými HFO a.) procházející světlo, rovnoběžné nikoly, 50x zvětšeno b.) odražené světlo, rovnoběžné nikoly, 50x zvětšeno, c.) výřez alfa autoradiografie, 50x zvětšeno.



Obr. 17: Vzorek ST-4, pole 1. BSE snímek alterovaných monazitů (1, 2) v jejich blízkém okolí HFO (3), drobně listěčkovité minerály ze skupiny smektitů (4), přechodní člen – brockit-ningyoiit-rabdofán (5) a amorfní fosfosilikát Fe-U-Th-REE (6) (analýzy Příloha 3f, ST-4_1/1,2; Příloha 3a, ST-4_1/3; Příloha 3m, ST-4_1/4; Příloha 3g, ST-4_1/5; Příloha 3i; ST-4_1/6).

5.2.2 Krkonošské ortoruly

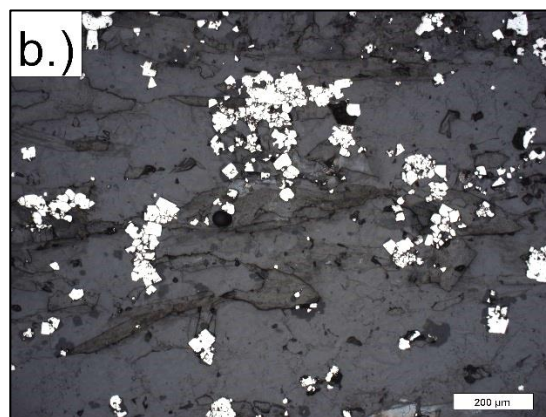
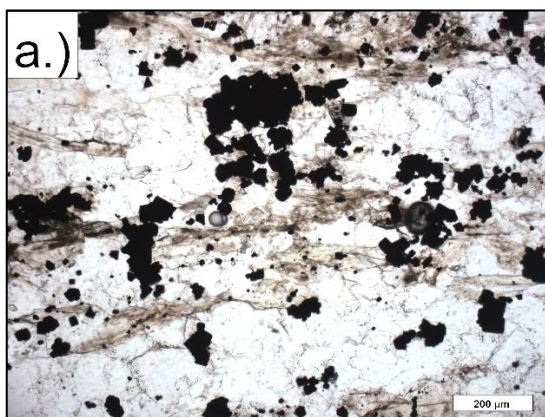
5.2.2.1 Vzorek JL – 3b

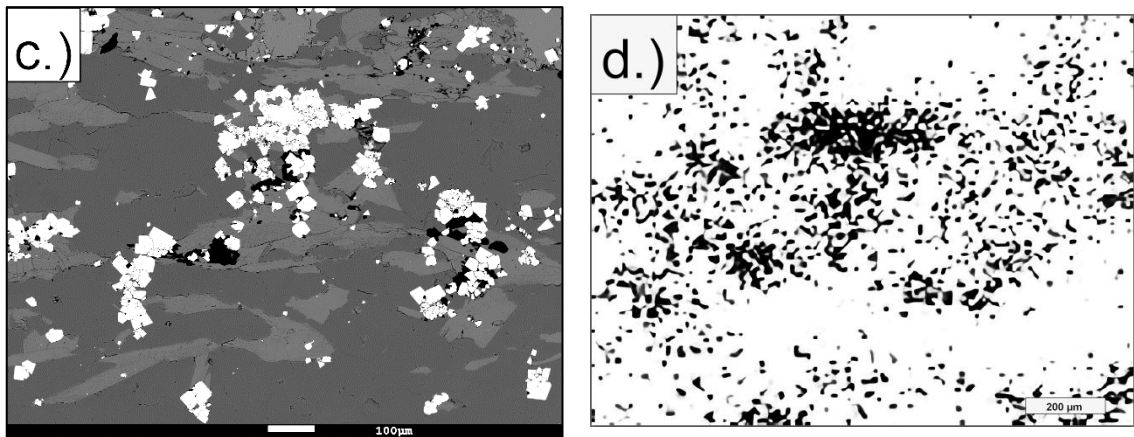
Tento vzorek byl odebrán ze skalního výchozu vedle horského chodníku v Klauzovém dole (Janské Lázně). Lokalita se nachází již velmi blízko (cca 50 m) od kontaktu ortorul s okolními fylity vrchlabské (dříve ponikelské) skupiny. Hornina je jemnozrná, velmi silně lineovaná. Časté jsou povlaky „limonitu“. Základními horninotvornými minerály jsou křemen, živec a muskovit.

Tato hornina je relativně silně aktivní. Obsahuje 43,4 ppm U, 108,5 ppm eU (Ra), 14,5 ppm Th a 3,9 % K. Vzorek je ve velmi silné radioaktivní nerovnováze typu Ra »U při Krr 250 % (Příloha 1). Autoradiografický obraz (Příloha 2c) je zde zcela jednoznačně vázán právě na proužky pyritu a na HFO z nich vznikající. I z tohoto obrazu je na první pohled viditelné silné usměrnění aktivních zrn v jednom směru. Aktivita jednotlivých zrn je ve většině případů homogenní.

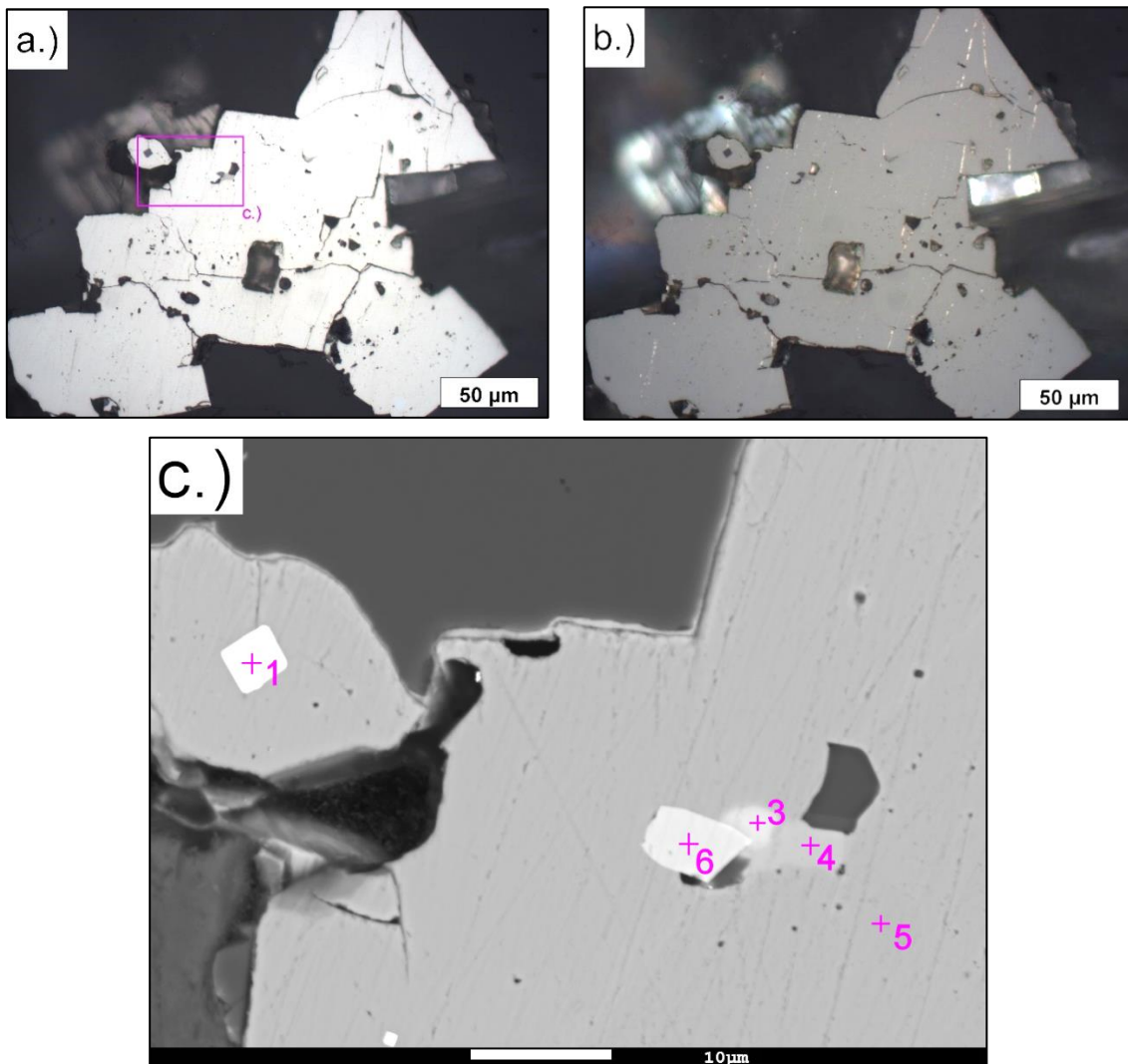
Primární minerály

Ze sulfidických minerálů se zde velmi hojně vyskytuje pyrit. Směrem od okrajů do středu vzorku je pyrit rozložen na HFO. Čím blíže k okrajům výbrusů, tím více jsou pyrity postiženy alterací. Střední část výbrusu je tvořena pásy čerstvého pyritu. Čerstvá zrna pyritů ve střední části výbrusu mají typický tvar krychle (Obr. 18). Tyto pyrity jsou zaznamenány na autoradiografickém obrazu na polích číslo 9, 15, 16, 22 a 25. Uvnitř některých pyritů jsou i pod optickým mikroskopem viditelné drobné inkluze (Obr 19). Některé jsou tmavé, opakní a izotropní, objevují se však i světlejší anizotropní inkluze.



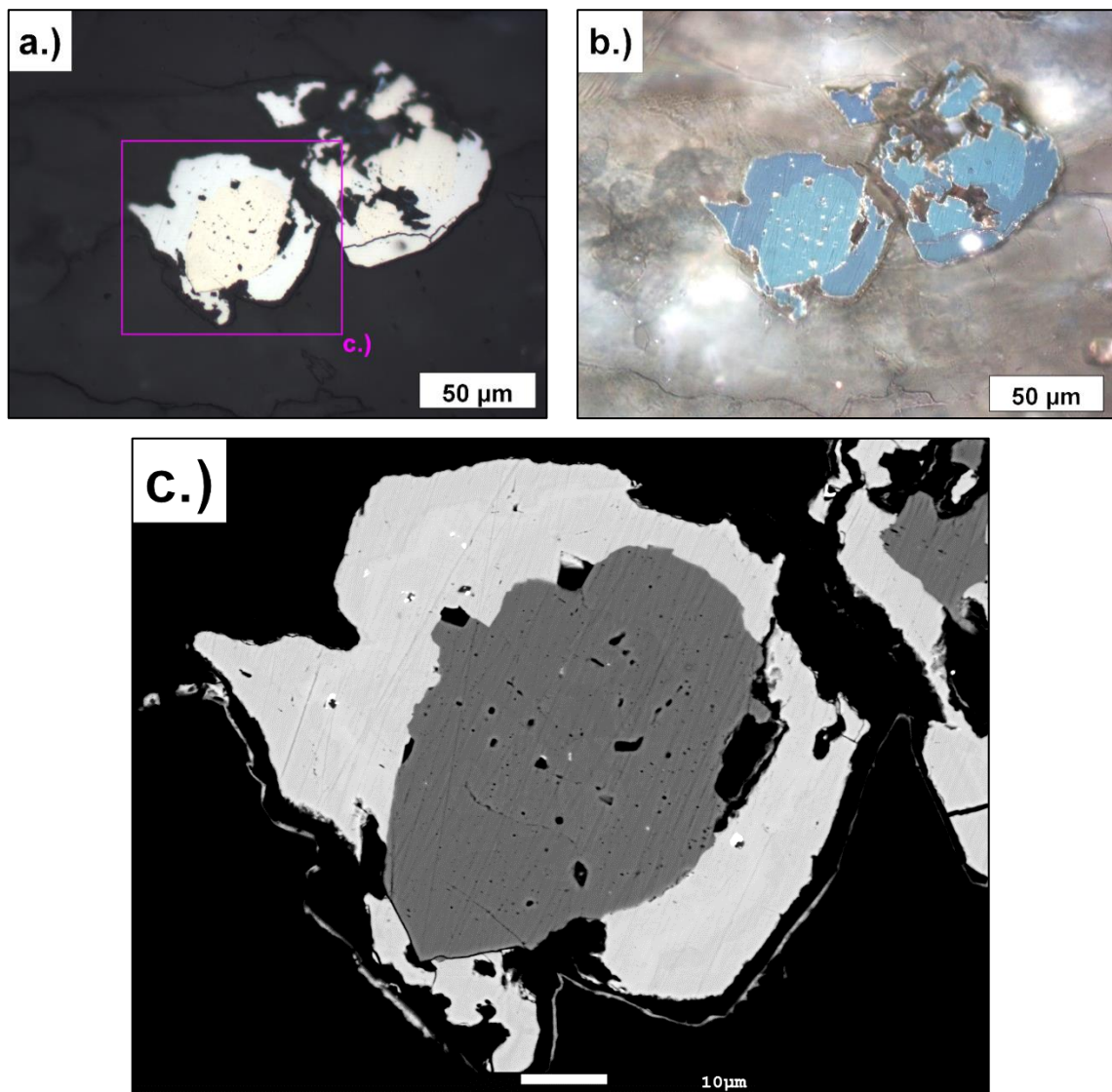


Obr. 18: Vzorek JL-3b, pole 9. Snímek pásků čerstvých pyritů ve střední části výbrusu a.) procházející světlo, rovnoběžné nikoly, 10x zvětšeno b.) odražené světlo, rovnoběžné nikoly, 10x zvětšeno c.) BSE snímek d.) výřez alfa autoradiografie, 10x zvětšeno.



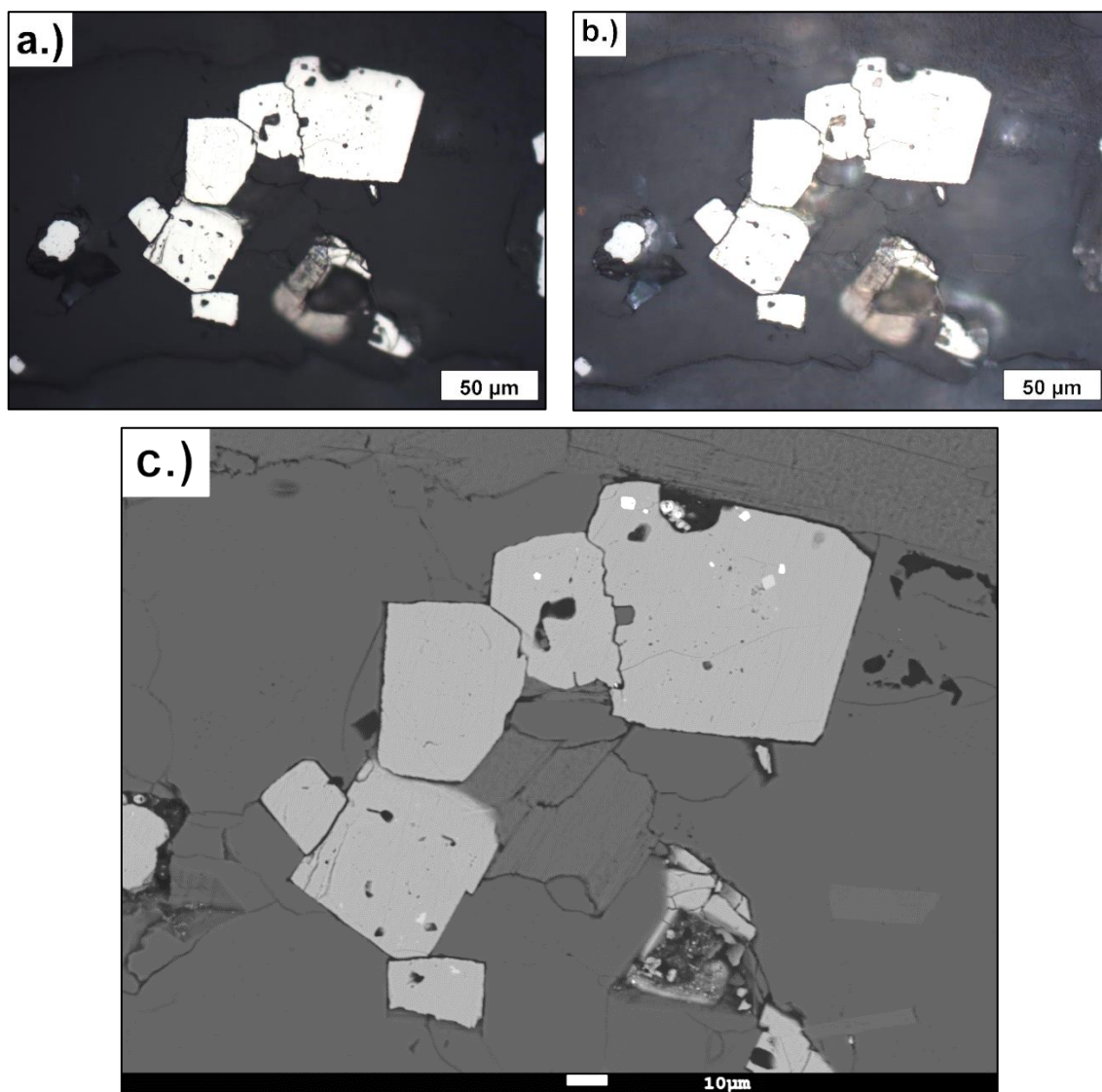
Obr. 19: Vzorek JL-3b, pole 22. Pyrit s inkluzemi a.) odražené světlo, rovnoběžné nikoly, 50x zvětšeno b.) odražené světlo, 50x zvětšeno c.) BSE snímek – detail pyritu (5) s inkluzemi uraninitu (1), sfaleritu (3), pyrhotinu (4) a arsenopyritu (6) (analýzy Příloha 3h, JL-3b_22/1; Příloha 3ch, JL-3b_22/3, 4, 5, 6).

S pyritem často asociuje arzenopyrit s empirickým vzorcem $\text{Fe}_{0,92}\text{As}_{0,98}\text{S}_{1,10}$ (Příloha 3ch, JL-3b_22/6), který ho v některých případech dokonce obrůstá (Obr. 20). Analýza byla přepočtena na sumu = 3. V pyritech jsou četné inkluze, na rozdíl od arzenopyritů, které pyrity často obrůstají a jsou bez inkluzí, nebo obsahují inkluze vzácněji (Obr. 20c). Některé arzenopyrity jsou též zonální. Dalšími přítomnými rudními minerály jsou pyrhotin a sfalerit s vysokým obsahem Cd ($\text{Zn}_{0,62}\text{Fe}_{0,21}\text{Cd}_{0,11}\text{As}_{0,06}\text{S}_{1,00}$) (Příloha 3ch, JL-3b_22/3), analýza byla přepočtena na sumu = 2. I tyto rudní minerály byly přítomny jako inkluze v pyritech (Obr. 19c).

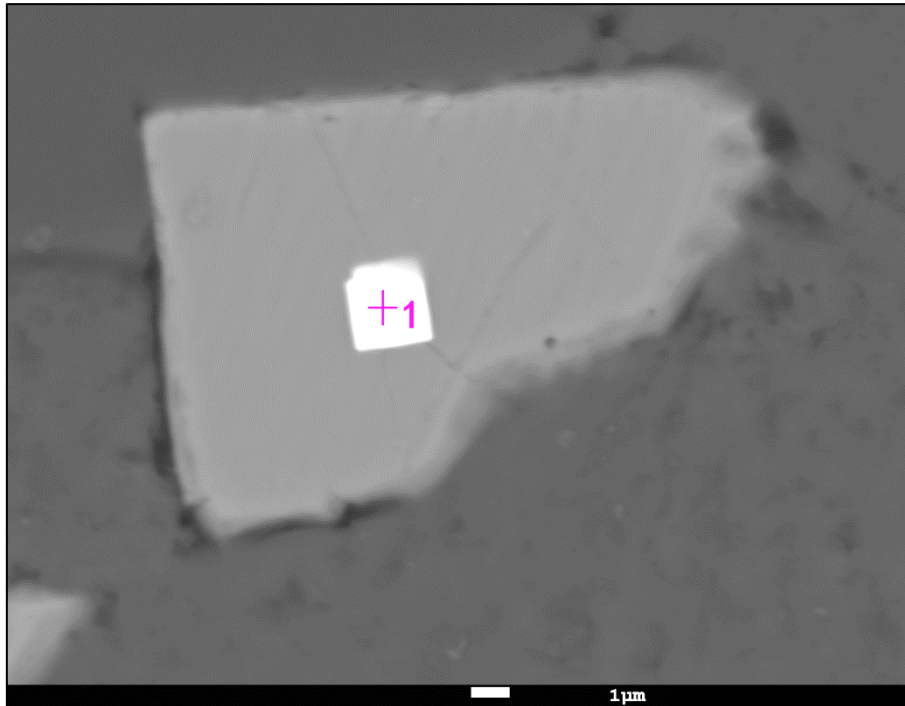


Obr. 20: Vzorek JL-3b, pole 25. Arsenopyrit obrůstající pyrit a.) odražené světlo, rovnoběžné nikoly, 50x zvětšeno b.) odražené světlo, zkřížené nikoly, 50x zvětšeno c.) BSE snímek detailu, v arsenopyritu jsou patrné inkluze uraninitu.

V pyritech jsou velmi hojné inkluze uraninitů s. s. (Obr. 21, 22) ve formě drobných krychliček velikosti nejčastěji v rozmezí 1-4 μm . Uraninity byly na autoradiografii zaznamenány na polích číslo 9, 15, 16, 22, 25, přičemž všechna tato pole spadají do střední části výbrusu s nealterovanými pyrity. Uraninity v tomto vzorku mají zvýšené obsahy Y, nejčastěji okolo 4,5 hmot. % Y_2O_3 . Vzhledem k malým rozměrům uraninitových inkluzí byl ED analýzou vždy zasažen i okolní pyrit. Empirický vzorec jednoho z uraninitu po odečtu pyritu je $(\text{U}_{0,90}\text{Y}_{0,10}\text{Pb}_{0,05})_{\Sigma 1,05}\text{O}_2$ (Příloha 3h, JL-3b_9/1), analýza byla přepočtena na 2 kyslíky.

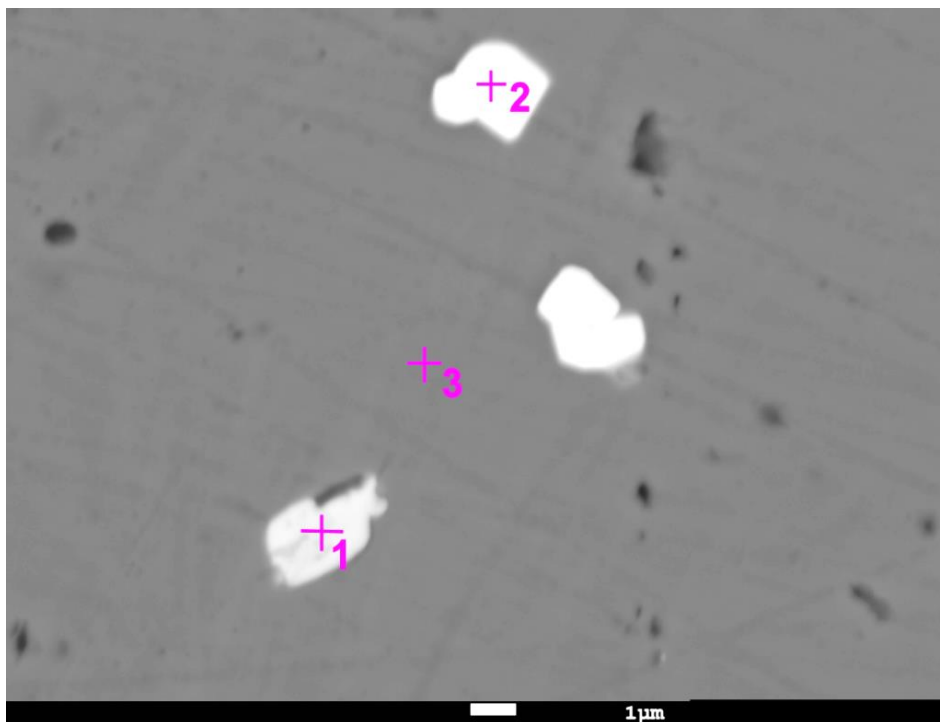


Obr. 21: Vzorek JL-3b, pole 15. Pyrit s inkluzemi uraninitů a.) odražené světlo, rovnoběžné nikoly, 50x zvětšeno b.) odražené světlo, zkřížené nikoly, 50x zvětšeno c.) BSE snímek.

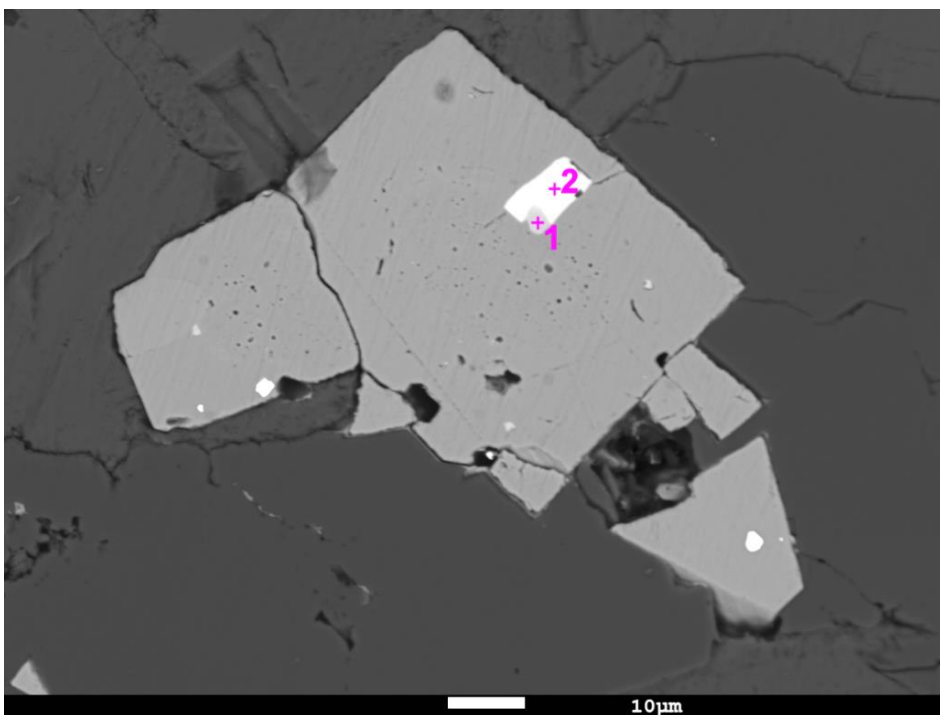


Obr. 22: Vzorek JL-3b, pole 9. Detailní BSE snímek pyritu s inkluzí uraninitu (1), (analýza Příloha 3h, JL-3b_9/1).

Velmi vzácně je v inkluzích přítomen i coffinit v asociaci s uraninitem. (Obr. 23). Velikost tohoto zrna byla přibližně 5 μm . Vzhledem k velikosti zrna byla ED analýzou zasaženo i okolí. Po odečtení pyritu je empirický vzorec zrna coffinitu $(\text{U}_{0,88}\text{Y}_{0,08}\text{Pb}_{0,04})_{\Sigma 1,00}[(\text{Si}_{0,98}\text{P}_{0,13})_{\Sigma 1,11}\text{O}_{4,44}]_{1,11}$, analýza byla spočtena na sumu kationů = 1 (Příloha 3n JL-3b_16/1). Jedna z v pyritech nalezených inkluzí arzenopyritů byla v asociaci niobátem yttria, podle stechiometrie nejspíše fergusonitem-(Y) (Obr. 24). Empirický vzorec fergusonitu-(Y) je $(\text{Y}_{0,78}\text{U}_{0,05}\text{Fe}_{0,04}\text{Yb}_{0,03}\text{Gd}_{0,02}\text{Eu}_{0,004})_{\Sigma 0,92}(\text{Nb}_{0,92}\text{Ta}_{0,12})_{\Sigma 1,04}\text{O}_4$ (Příloha 3j, JL-3b-9b/2), analýza byla přepočtena na sumu 4 kyslíků.



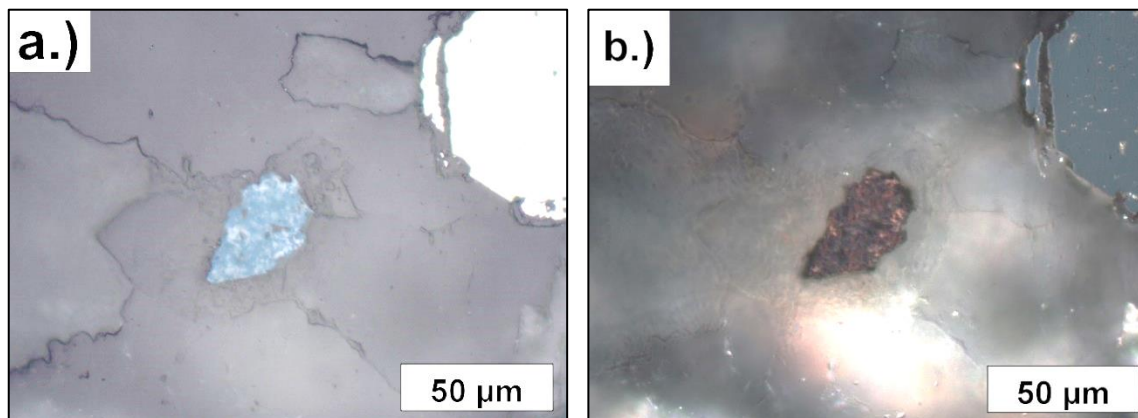
Obr. 23: Vzorek JL-3b, pole 16. BSE snímek inkluzí coffinitu (1) v asociaci s uraninitem (2) v pyritu (3) (analýza Příloha 3/n, JL-3b_16/1; Příloha 3h, JL-3b_16/2; Příloha 3ch, JL-3b_16/3).



Obr. 24: Vzorek JL-3b, pole 9. BSE snímek pyritu s inkluzemi, protáhlý obdelníkový útvar (2) je fergusonit-(Y) v asociaci s arsenopyritem (1) (analýzy Příloha 3j, JL-3b_9/2; Příloha 3ch, JL-3b_9/1).

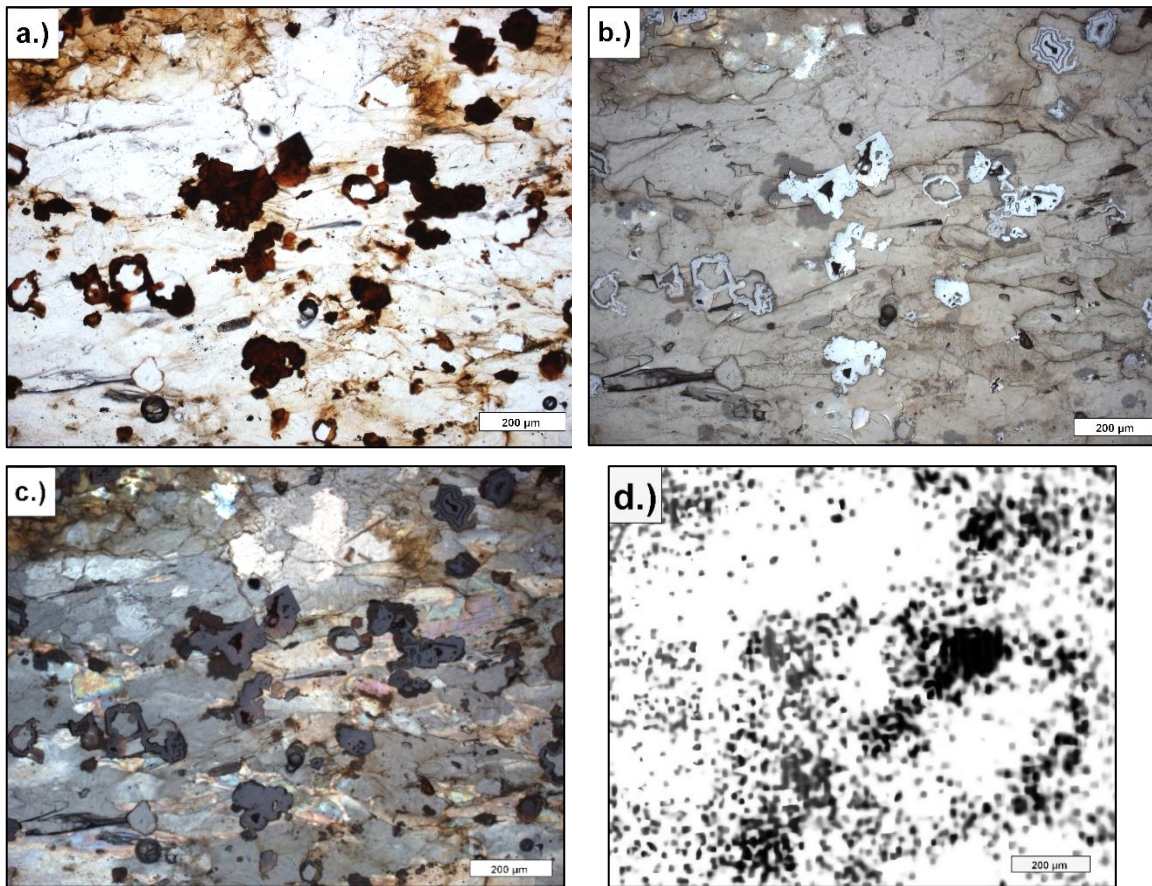
Produkty alterací

Akcesoricky byl ve střední části výbrusu v blízkosti pyritů pozorován covellin (Obr. 24b) s velmi silnou, pro tento minerál typickou bireflexí a pestrými polarizačními barvami. Jeho výskyt ve vzorku je pravděpodobně výsledkem cementačních procesů.

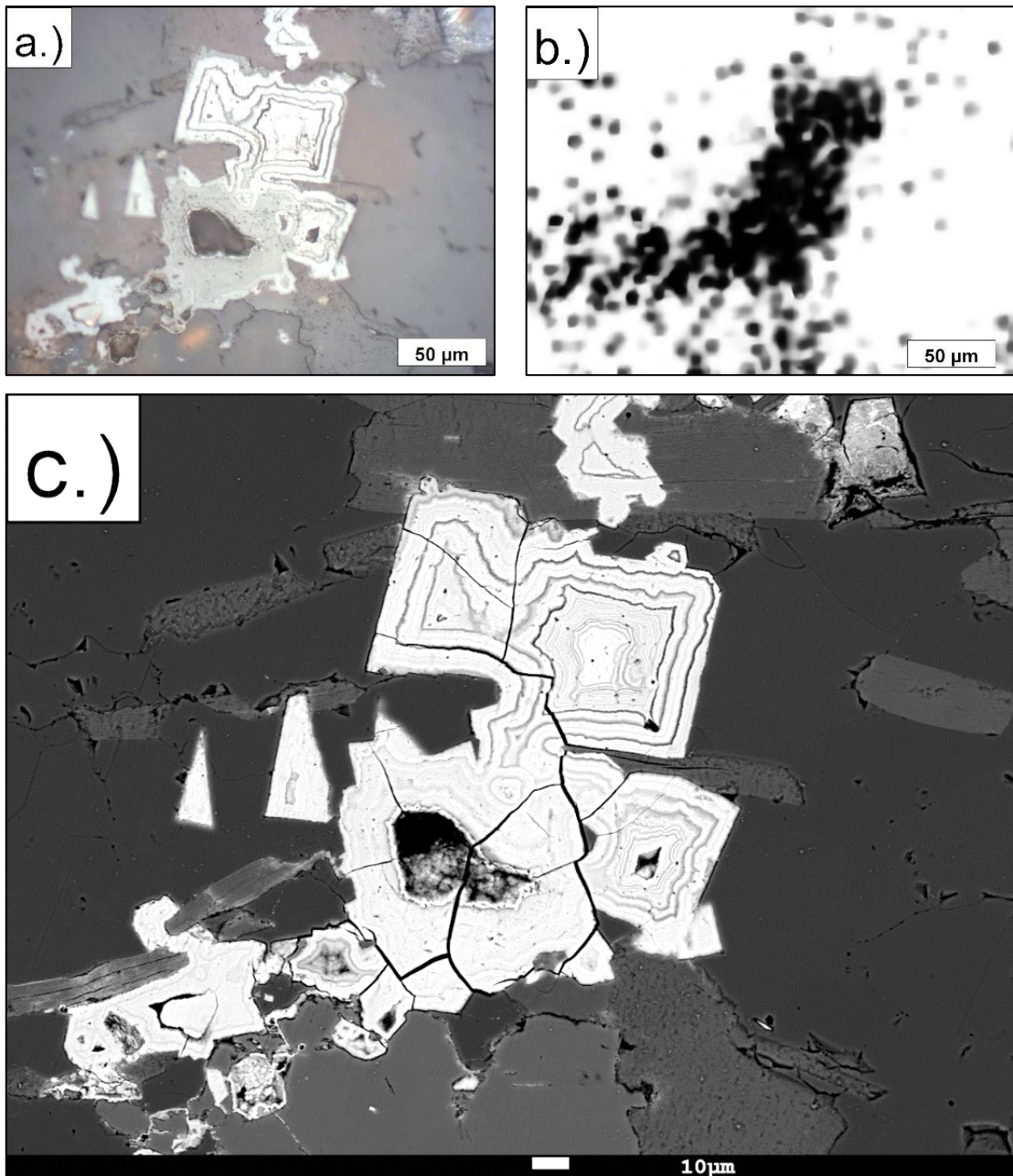


Obr. 24 b: Vzorek JL-3b, pole 22. Covellin a.) odražené světlo, rovnoběžné nikoly, 50x zvětšeno b.) odražené světlo, zkřížené nikoly, 50x zvětšeno.

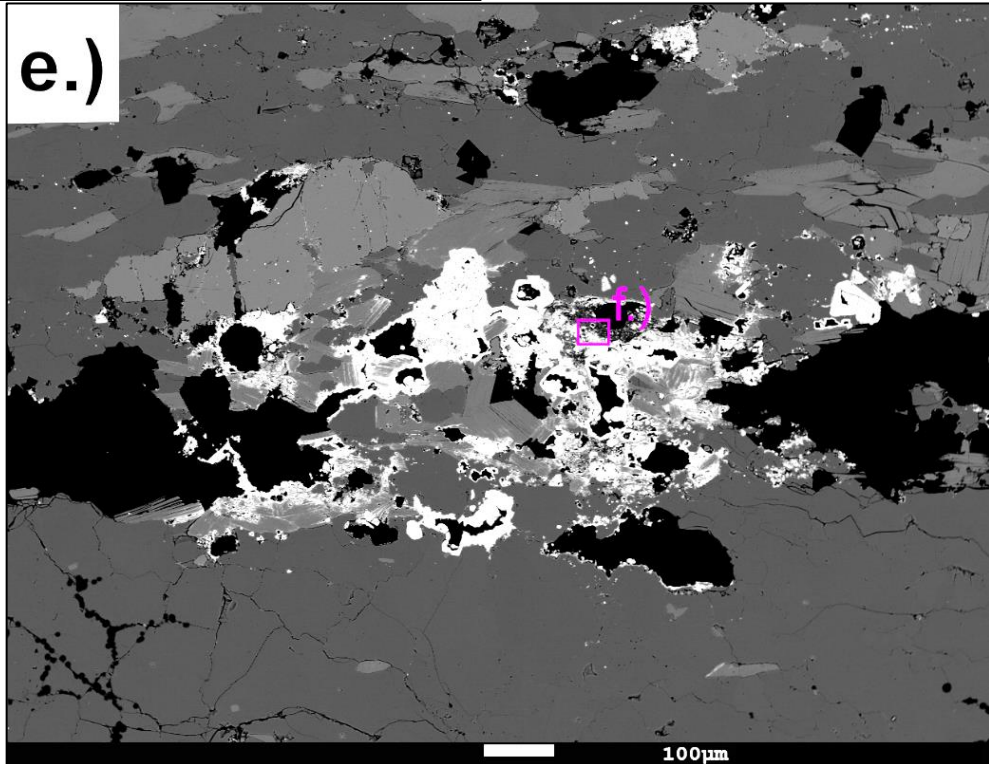
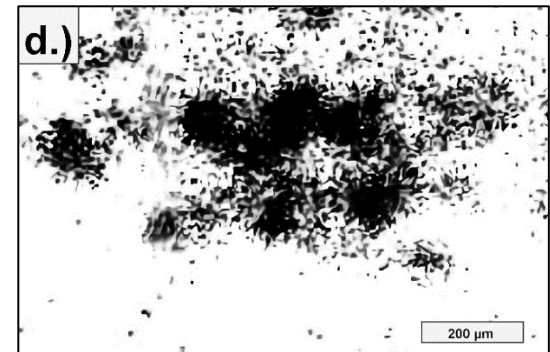
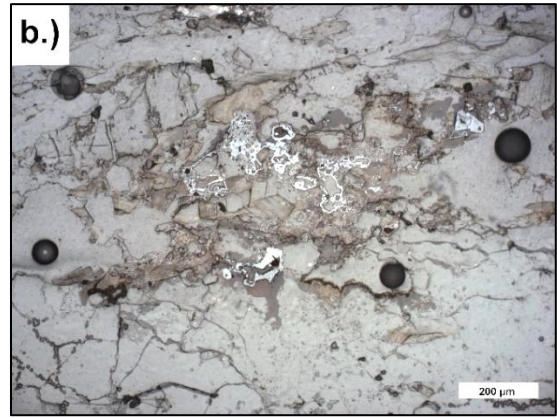
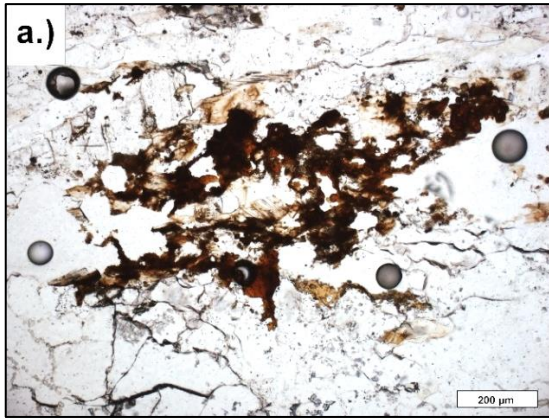
Směrem od pole čerstvých pyritů k okraji výbrusu jsou pyrity rozloženy. V blízkém okolí čerstvých pyritů tvoří alterací vzniklé HFO zonální koncentrické útvary uvnitř krychlových pseudomorfóz po pyritu (Obr. 25, 26). HFO jsou v některých případech bohaté As, až 12,92 hmot.% As_2O_5 (Příloha 3a, JL-3b_10/2). V těchto pseudomorfózách je uran již pod mezí stanovitelnosti ED analýzou, uraninitové inkluze jsou zcela rozloženy, na alfa autoradiografickém záznamu se však aktivita pseudomorfóz neliší od pyritů čerstvých, s inkluzemi uraninitu. Velmi výjimečně bylo nalezeno v těchto koncentrických pseudomorfózách HFO i beztvaré zrno arsen fosfosilikátu zirkonia velmi bohaté U (14,5 hmot. %) (Příloha 3a, JL-3b_10b/1). Vzniká zřejmě rozkladem uranitu. Dále od primárních pyritů již HFO ztrácejí tvar a tvoří již pouze chuchvalcovité shluky, bez zachování původní kubické morfologie (Obr. 27). Ve vnitřní částech některých těchto útvarů se vyskytují silikofosfatické gely s vysokými podíly Zr 0,66 apfu a 0,05 apfu U, avšak s částečným zachováním původní morfologie (alterované coffinity?) (Obr. 27f, Příloha 3n, JL3b_4/1) v doprovodu HFO ve směsi s anglesitem(?), jakou produktem redistribuce radiogenního Pb (Obr. 27f, Příloha 3a, JL3b_4/3).

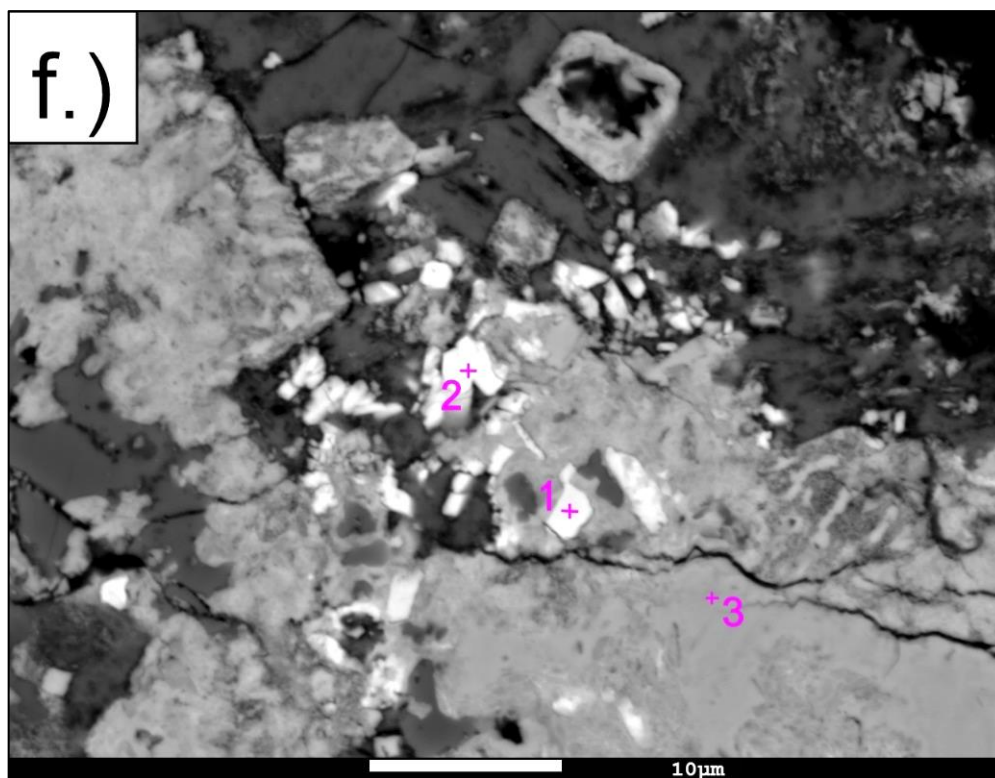


Obr. 25: Vzorek JL-3b, pole 13. Pseudomorfózy HFO po pyritu – zonální koncentrické útvary. a.) procházející světlo, rovnoběžné nikoly, 10x zvětšeno b.) odražené světlo, rovnoběžné nikoly, 10x zvětšeno c.) odražené světlo, zkřížené nikoly, 10x zvětšeno d.) výřez alfa autoradiografie, 10x zvětšeno.



Obr 26: Vzorek JL-3b, pole 10. Detailní snímek pseudomorfózy po pyritu – zonální koncentrické útvary HFO. a.) odražené světlo, rovnoběžné nikoly, 50x zvětšeno b.) výřez alfa autoradiografie, 50x zvětšeno c.) BSE snímek





Obr. 27: Vzorek JL-3b, pole 4. Chuchvalcovité shluky HFO s silikofosfatickými gely a.) procházející světlo, rovnoběžné nikoly, 10x zvětšeno b.) odražené světlo, rovnoběžné nikoly, 10x zvětšeno c.) odražené světlo, zkřížené nikoly, 10x zvětšeno d.) výřez alfa autoradiografie, 10 x zvětšeno e.) BSE snímek f.) detailní BSE skupiny zrn silikofosfátů (analýzy Příloha 3n, JL3b_4/1,2) a HFO s anglesitem (Příloha 3a, JL3b_4/3).

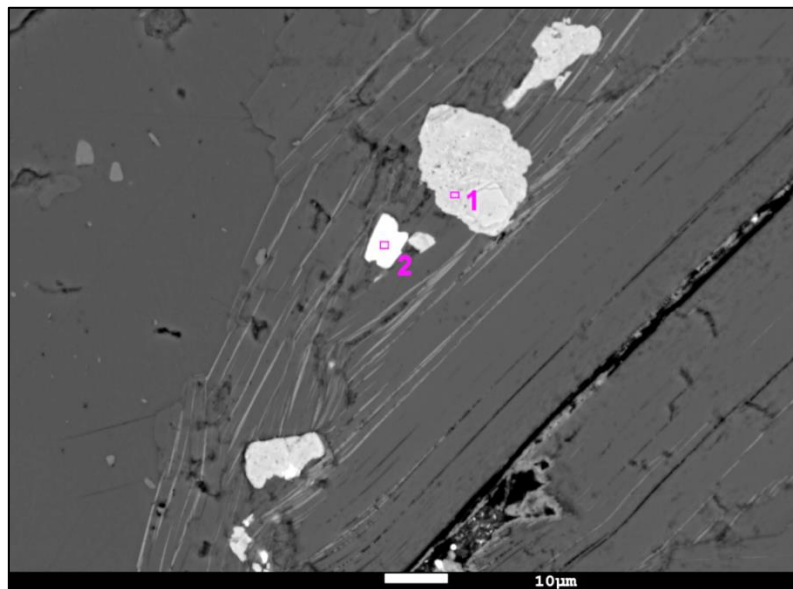
5.2.2.2 Vzorek JL – 5

Tento vzorek byl nalezen taktéž jako volný balvan u cesty po toku Černohorského potoka. Necelých 100 m severozápadně od místa nálezů tohoto vzorku se nachází Bukový pramen. Hornina je makroskopicky, mírně usměrněná, narezlá a středně zrnitá. Horninotvornými minerály jsou křemen, živce a slídy.

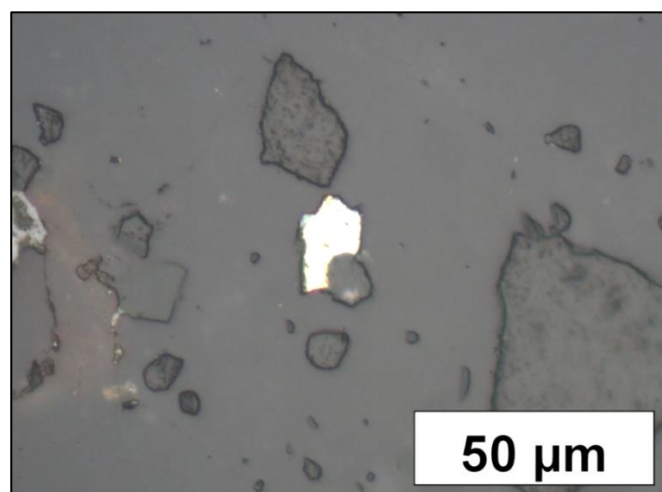
Metodou laboratorní gamaspektrometrie byly stanoveny relativně vysoké hodnoty U, eU(Ra), Th a K. Hornina obsahuje 48,3 ppm U, 31,3 ppm eU (Ra), 12,2 ppm Th a 4,2 % K (Příloha 1). Tato hornina vykazuje znatelnou radioaktivní nerovnováhu typu $U > Ra$, při K_{rr} 64 %. Dle alfa autoradiografie (Příloha 2d) je viditelné, že aktivní partie tvoří velmi protažené žilkovité útvary na sevřených i otevřených puklinách. Nevyšší aktivitu pak mají přibližně izometrické či mírně protažené hnízdovité shluky v těchto žilkách. Vyskytuje se však i několik útvarů bodových, mimo tyto žilky.

Primární minerály

V této hornině se vyskytují běžné akcesorie pro kyselé granitoidy. Bylo zde nalezeno několik zirkonů a metamiktních zirkonů. Typickým příkladem je skupina zirkonů a hydrozirkonů zachycených na poli číslo 9. Tato skupina akcesorií byla nalezena ve slídě (Obr. 28). Empirický vzorec jednoho z hydrozirkonů v této skupině je $(Zr_{0,51}Al_{0,13}Fe_{0,12}Th_{0,10}U_{0,07}Ca_{0,03}As_{0,03})_{\Sigma 1,00}[(Si_{0,60}P_{0,16})_{\Sigma 0,75}O_{3,00}]_{0,75}(OH)_{1,00}$ (Příloha 3n, JL-5_9/2), analýza byla přepočtena na sumu kationů = 1. Zirkony byly na autoradiografii zaznamenány na polích číslo 3, 8, 9 10 a 16. Velmi vzácně zde byl nalezen chalkopyrit jakožto rudní inkluze v křemeni (Obr. 29).



Obr. 28: Vzorek JL-5, pole 9. BSE snímek skupiny akcesorií ve slídě – zirkon (1), hydrozirkon (2) (analýzy Příloha 3n, JL-5_9/1,2)

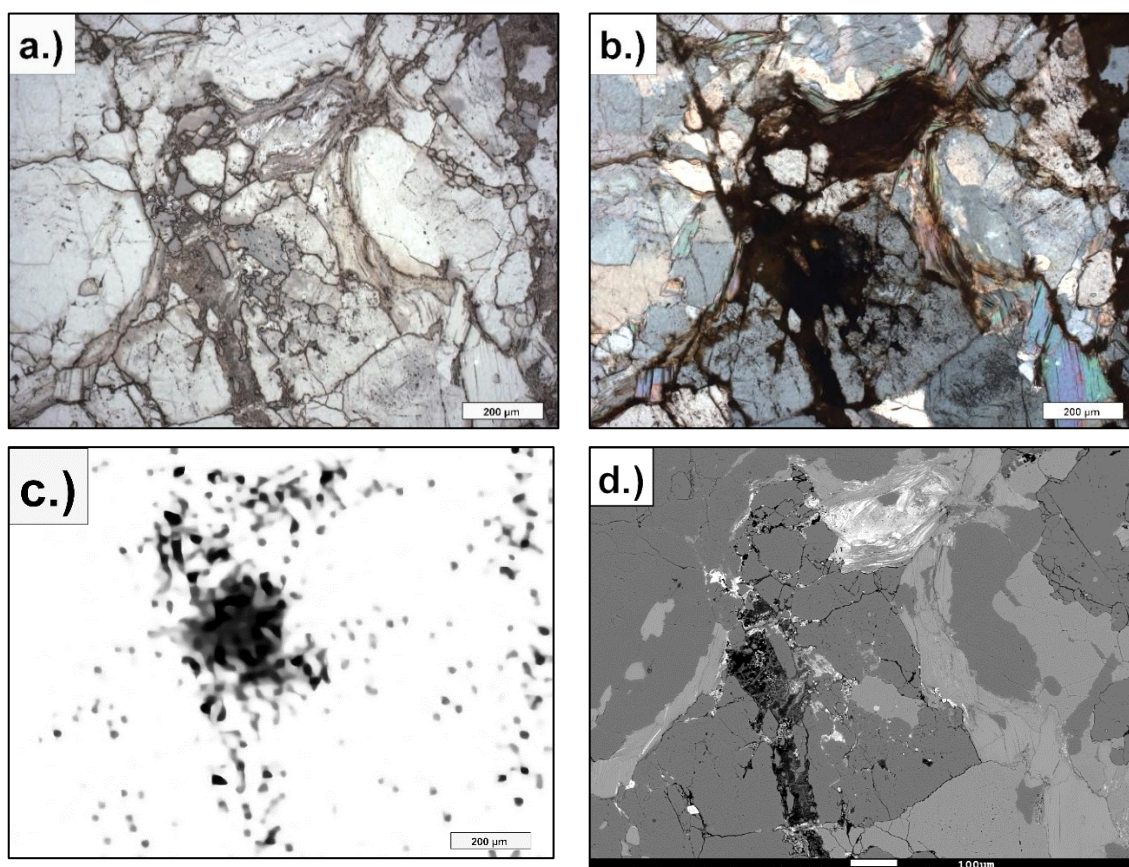


Obr. 29: Vzorek JL-5, pole 18. Snímek chalkopyritu v křemeni z optického mikroskopu, odražené světlo, rovnoběžné nikoly, 50x zvětšeno.

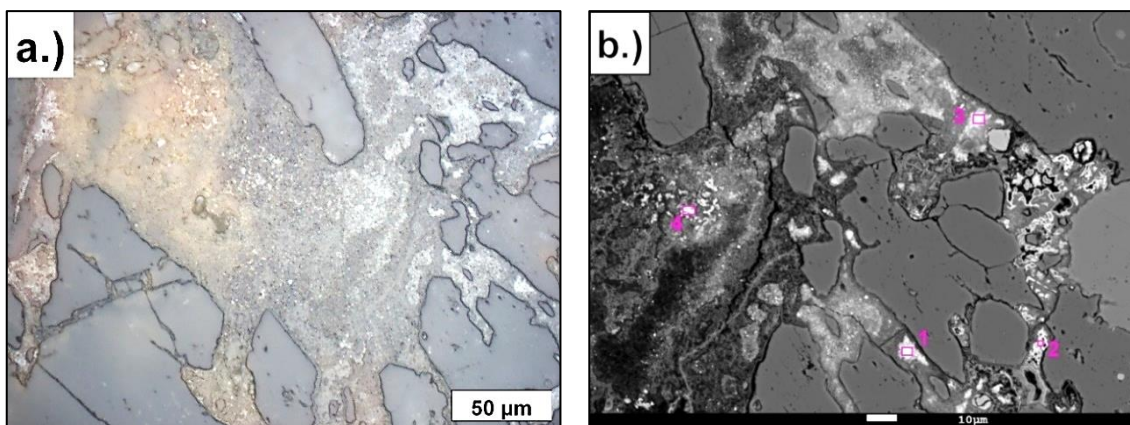
Vzorek je postižen hydrotermálně, systémy puklin jsou vyplněny drobnými krystalky hřebenitého křemene (Obr. 33).

Produkty alterací

Tento vzorek je velmi silně postižen procesy hypergeneze. Celý vzorek je silně prožilkovaný a nejčastějšími nalezenými radioaktivními fázemi jsou hydratované Fe-oxidy (HFO) (Obr. 30), případně oxidy manganu nebo jejich kombinace. Oba druhy výše zmíněných oxidů vyplňují žilky, které jsou vzájemně propojené a pocházejí již ze staršího hydrotermálního postižení horniny (s krystalky křemene na stěnách). HFO tvoří souvislé povlaky, Mn-oxidy spíše výplně o tloušťkách nejčastěji přibližně 10–250 mikrometrů a také větší hnízdovité shluky těchto oxidů v konkávních dutinách. Textura těchto oxidů je porézně zrnitá až houbovitá (Obr. 31).

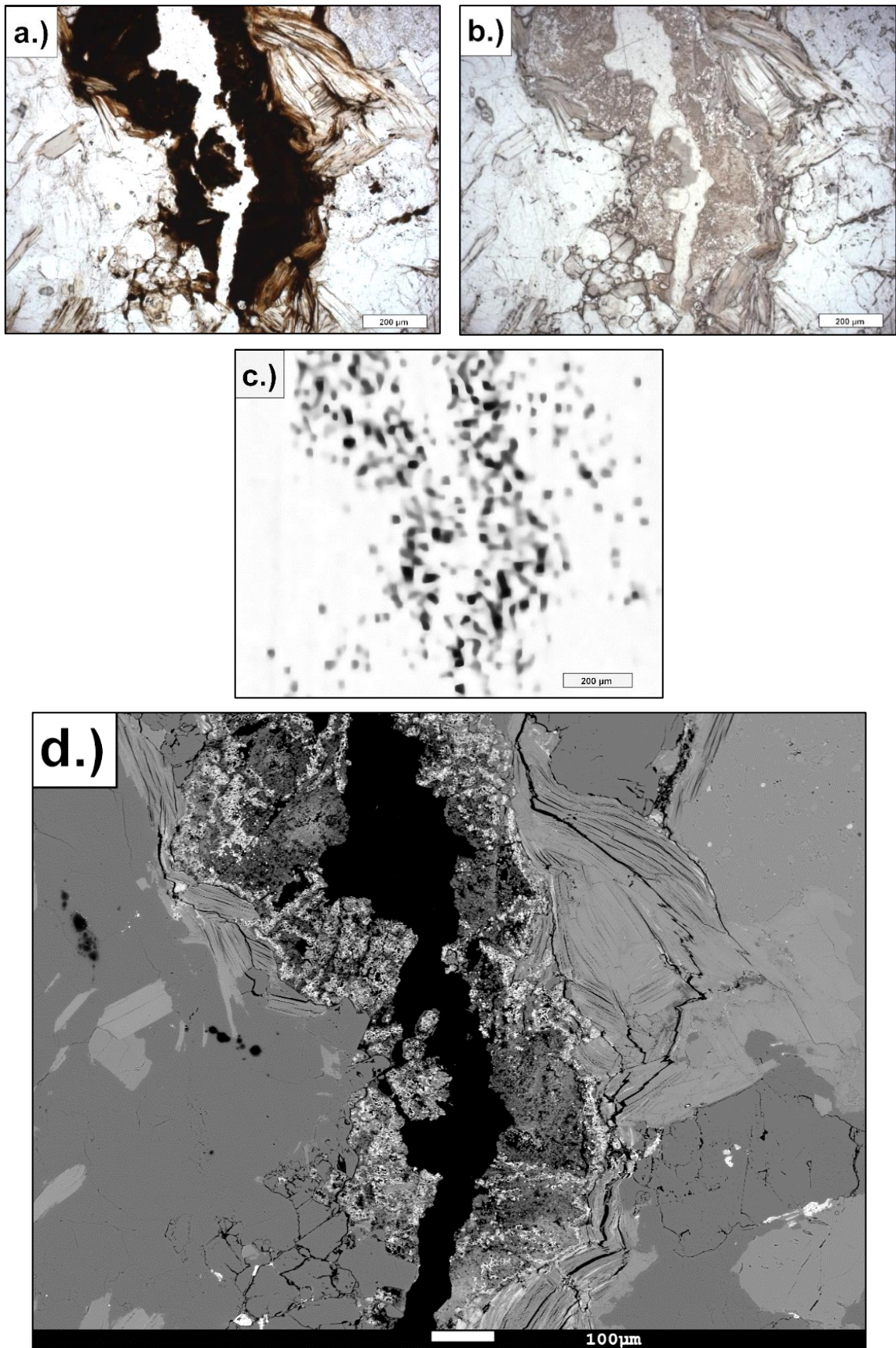


Obr. 30: Vzorek JL-5, pole 1. Hydratované Fe-oxidy (HFO) a oxidy Mn a.) odražené světlo, rovnoběžné nikoly, 10x zvětšeno b.) odražené světlo, zkřížené nikoly, 10x zvětšeno c.) výřez alfa autoradiografie, 10 x zvětšeno d.) BSE snímek.



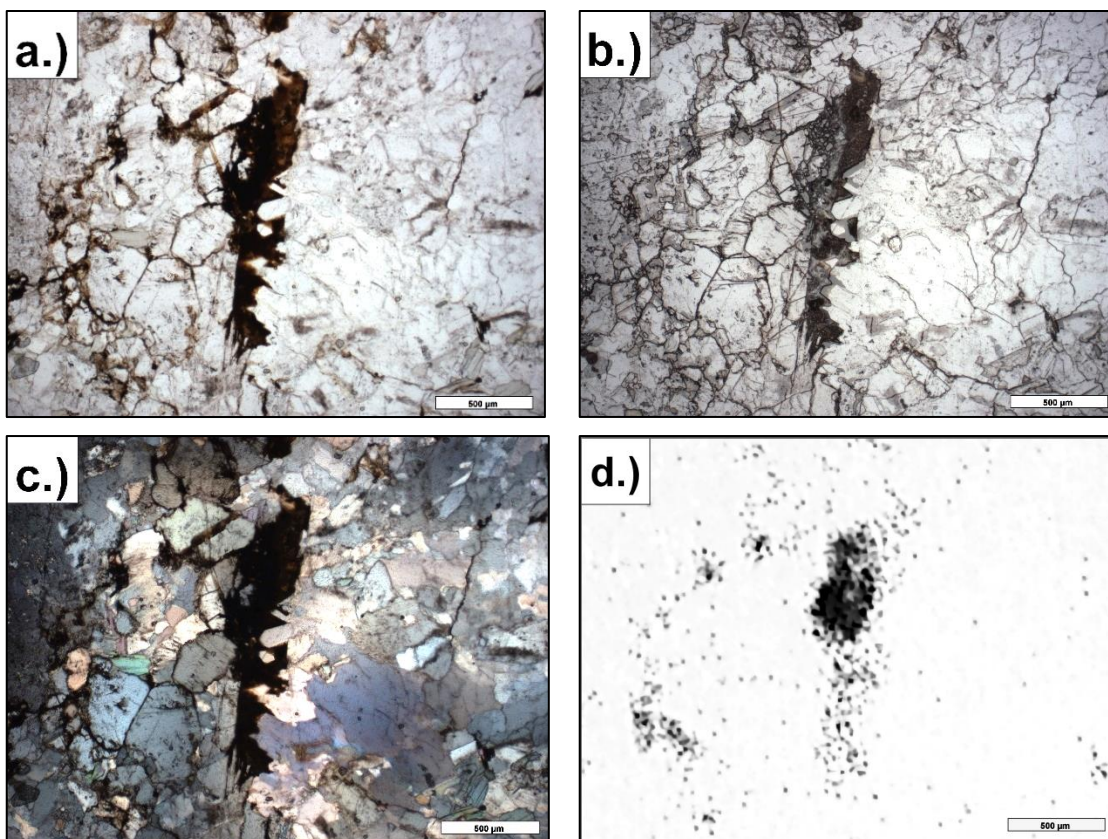
Obr. 31: Vzorek JL-5, pole 1. Detailní snímek HFO a Mn-oxidů zrnité až houbovitě struktury a.) odražené světlo, rovnoběžné nikoly, 50x zvětšeno b.) BSE snímek – Mn oxidy (1, 3), HFO (2) a HFO s Mn (4) (analýza Příloha 3c, JL-5_1/1,3; Příloha 3a, JL-5_1/2, 4)

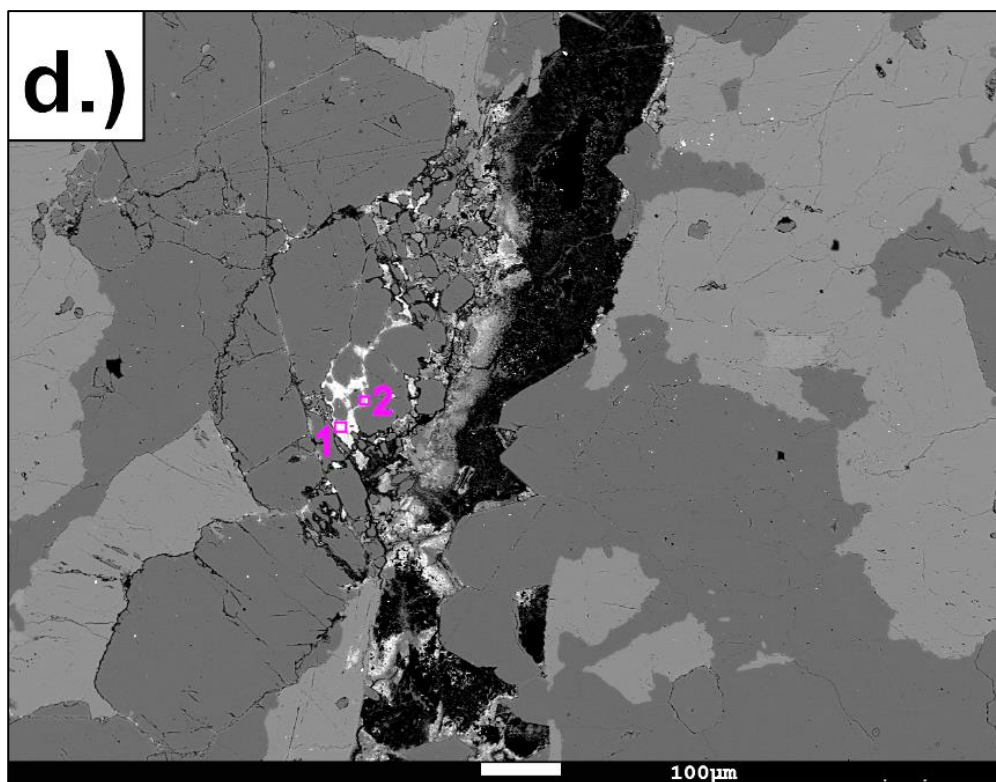
Žilky tvoří vzájemně propojenou síť, relativně často jsou otevřené, a můžou jimi velmi snadno protékat fluida. Právě takovým příkladem je v nejširších místech až 250 μm široká otevřená žilka, která je uvedena na Obr. 32. Z přiložené detailní autoradiografie je zřetelné, že jsou tyto oxidy velmi aktivní, ačkoli neobsahují U ani Th. Ukazuje to na přítomnost Ra. Oxidy manganu vždy obsahují baryum a také draslík (až 8,52 hmot. % BaO a až 3,27 hmot. % K_2O) (Příloha 3c, JL-5_2/1,2), které jsou v Mn-oxidech v tomto vzorku vždy přítomny. Jsou to tedy Mn-oxidy hollanditové skupiny blízké hollanditu až kryptomelánu. Empirický vzorec je $(\text{K}_{0,51}\text{Ba}_{0,37})_{\Sigma 0,88}(\text{Mn}_{6,98}\text{Al}_{0,81}\text{Si}_{0,11})_{\Sigma 7,89}\text{O}_{16}$ (Příloha 3c, JL-5_2/1). Analýza byla přepočtena na 16 kyslíků.



Obr. 32: Vzorek JL-5, pole 11. Otevřená žilka s vysráženými HFO a Mn-oxidy na stěnách a.) procházející světlo, rovnoběžné nikoly, 10x zvětšeno b.) odražené světlo, rovnoběžné nikoly, 10x zvětšeno c.) výřez alfa autoradiografie, 10x zvětšeno d.) BSE snímek.

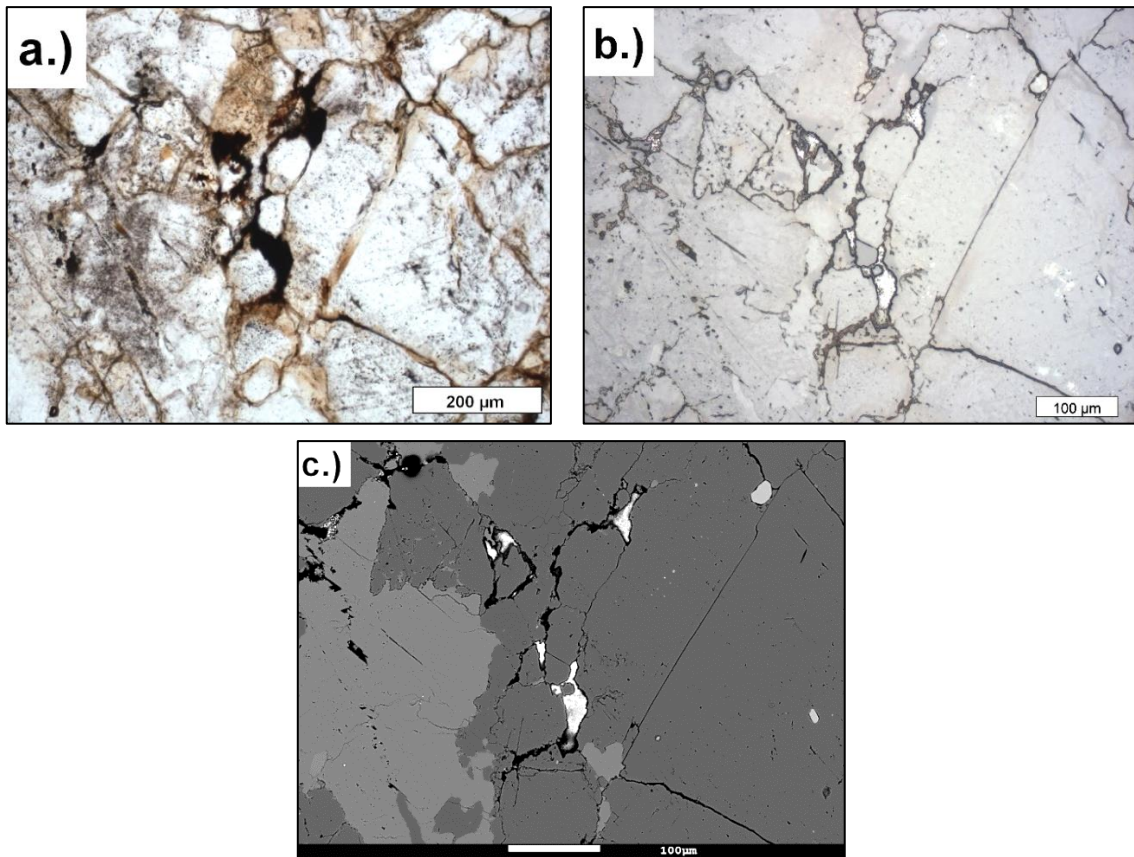
V houbovitém materiálu HFO na stěnách žilek jsou však přítomné také prvky, které velmi pravděpodobně indikují předcházející styk s protékajícími fluidy, a to jsou i v řadě analýz nalezený chlor a dusík. Některé HFO obsahují až těžko uvěřitelných 41 mol. % N a až 3,4 mol. % Cl (Příloha 3a – JL-5_11/1). V dolní části výbrusu na poli číslo 14 byl nalezen fosfát Th v asociaci s HFO. Ve vzorku je pravidlem, že houbovitě HFO tvoří přímé povlaky stěn puklin. Mn oxidy s Ba a Al jsou soustředěny poněkud hlouběji, v drobných puklinách dále od hlavní pukliny s HFO (Obr. 33).





Obr. 33: Vzorek JL-5, pole 15. Mn oxidy s Ba l a.) procházející světlo, rovnoběžné nikoly, 5x zvětšeno b.) odražené světlo, rovnoběžné nikoly, 5x zvětšeno c.) odražené světlo, zkřížené nikoly, 5x zvětšeno d.) výřez alfa autoradiografie e.) BSE snímek – hollandit až kryptomellán (1, 2) (analýza Příloha 3c, JL-5_2/1,2).

V levém dolním rohu výbrusu jsou na první pohled dle autoradiografie bodové zdroje, při bližším studiu optickou mikroskopií jsou i tyto body vzájemně propojené žilkami (Obr. 34). Tyto vzájemně propojené žilky jsou vyplněny Mn-oxidy s obsahy Ba a Pb. Některé bodové zdroje odpovídají buď zirkonům, anebo jsou to shluky výše zmíněných oxidů.



Obr. 34: Vzorek JL-5, pole 16. Mn oxidy s Ba a Al a.) procházející světlo, rovnoběžné nikoly, 10x zvětšeno b.) odražené světlo, rovnoběžné nikoly, 20x zvětšeno c.) BSE snímek.

Ačkoli tento vzorek obsahuje podle laboratorní gama spektrometrie relativně vysoké obsahy U a Ra, nepodařilo se identifikovat žádné uranem bohaté primární ani sekundární fáze. I podle alfa autoradiografie je většina aktivity vázána hlavně na žilky a výplně hydratovaných oxidů Fe a Mn hypergenního původu, bez mikroanalyticky měřitelného obsahu uranu, kdy jejich aktivita bude s největší pravděpodobností způsobena radiem (^{226}Ra). Je proto možné, že výbrus byl shodou okolností zhotoven z partie vzorku, která nereprezentuje dobře jeho celkové složení, ale představuje pouze okrajovou zónu výnosu radionuklidů z primární akumulace či partii velmi silně postiženou hypergenními procesy.

5.2.2.3 Vzorek JL – 6

Tento vzorek byl odebrán opět v těsné blízkosti jednoho z radioaktivních pramenů v oblasti. Lopuchový pramen je od odběrového místa vzdálen přibližně 240 m severozápadně proti proudu Černohorského potoku. Jedná se o jemnozrný vzorek načervenalé barvy se silnou lineací. Horninotvornými minerály jsou pro ortoruly typické křemeny, živce a slídy – zejména muskovit.

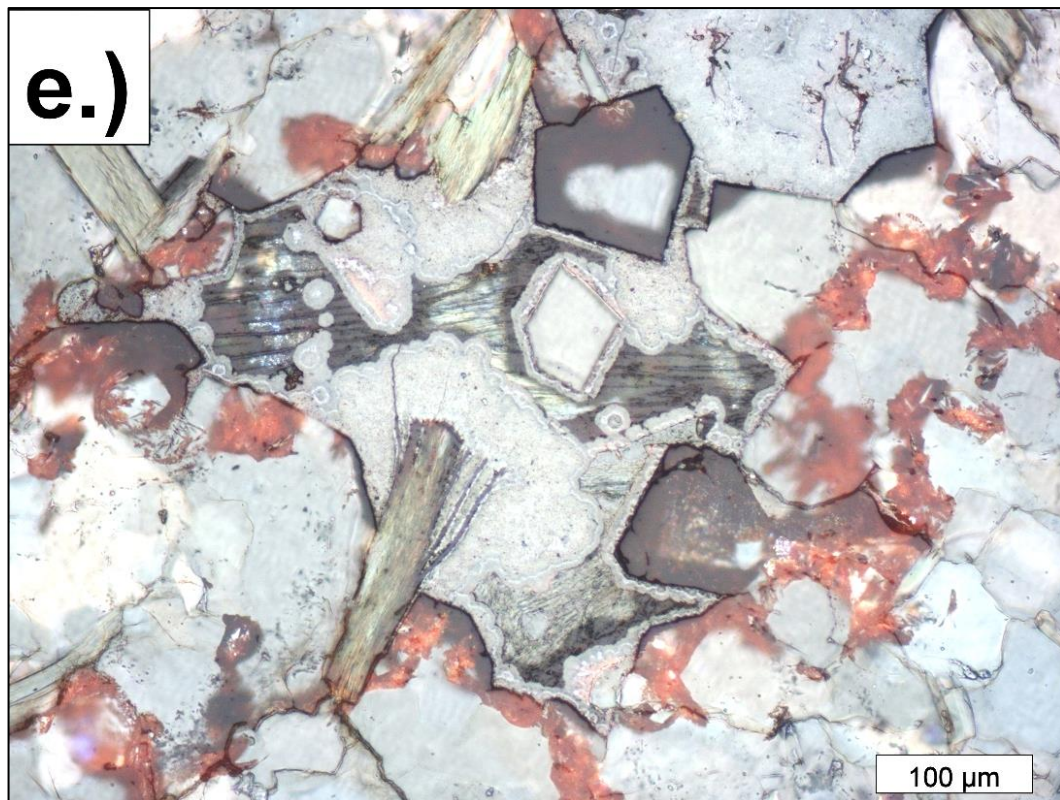
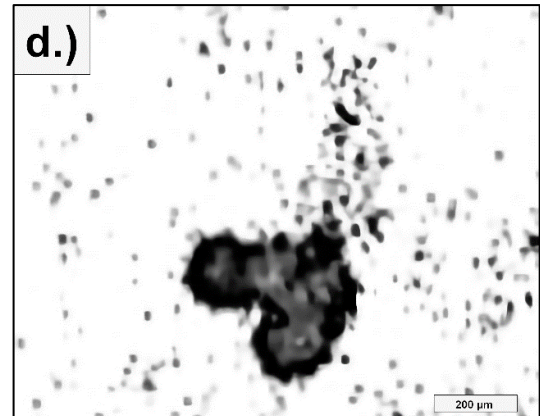
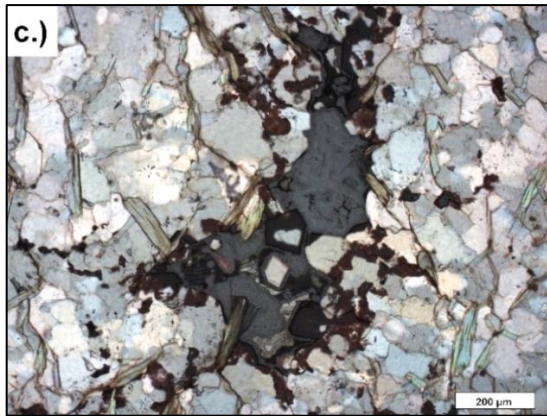
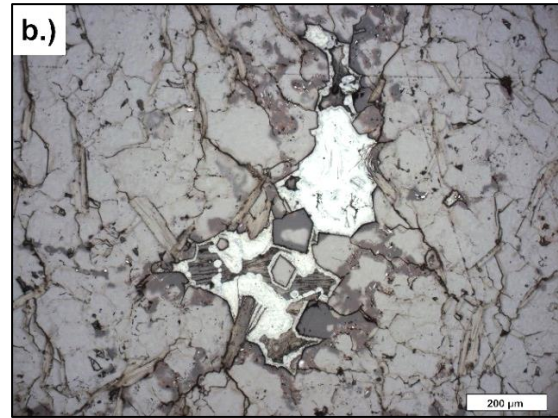
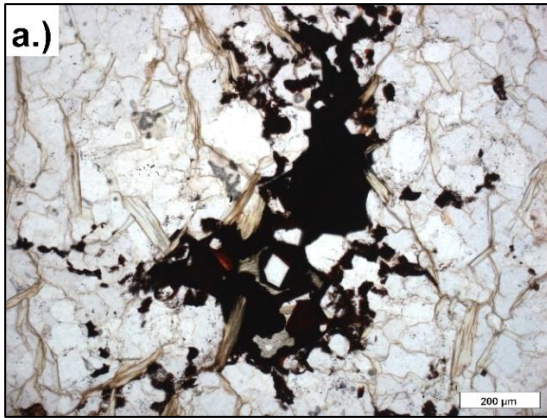
Tento vzorek je velmi silně aktivní. Obsahuje 77,3 ppm U, 73,7 ppm eU (Ra), 11,9 ppm Th a 3,6 % K (Příloha 1). Tento vzorek se blíží U-Ra radioaktivní rovnováze. Autoradiografický obraz (Příloha 2e) je kombinací z větší části krátce prožilkových ale i větších, silných bodových či hnízdovitých zdrojů.

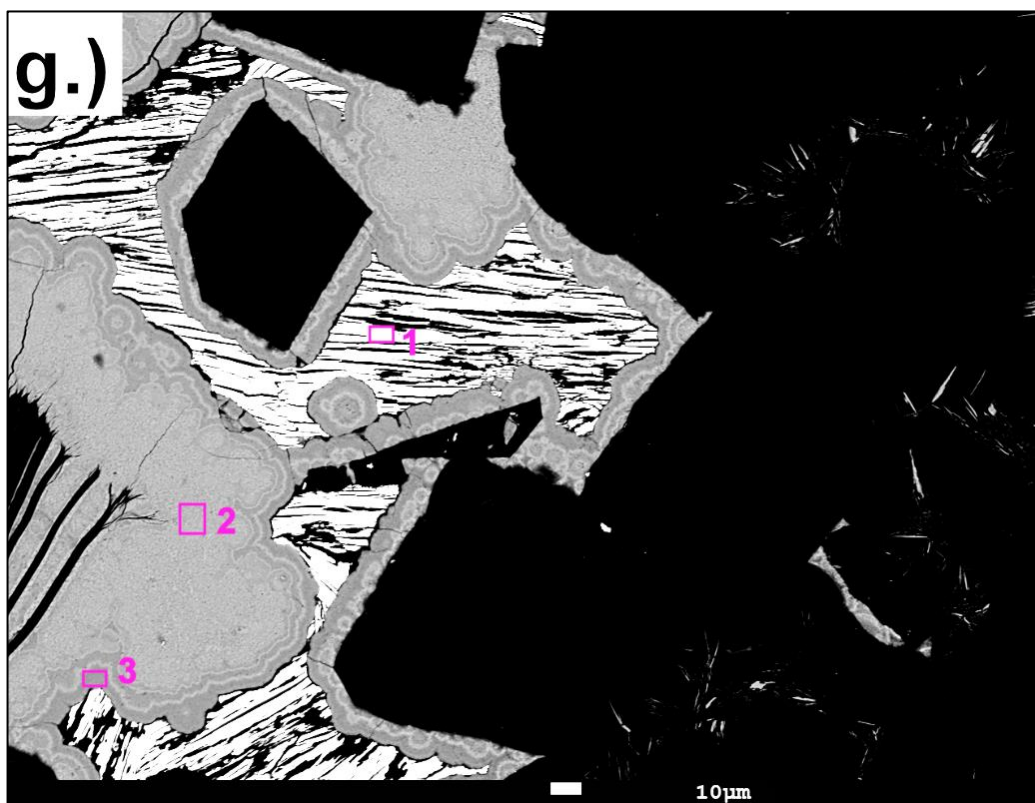
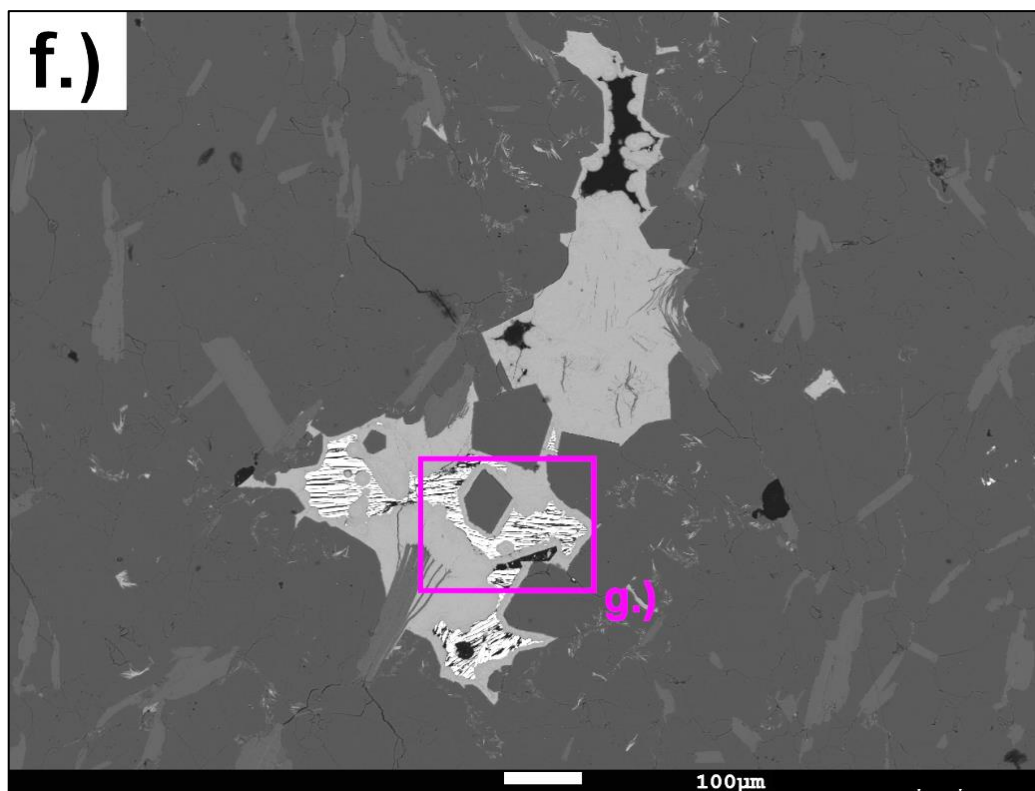
Primární minerály

Tento vzorek je velmi silně postižen alteračními procesy. Ojedinele jsou zachovány pyrity, případně chalkopyrity v křemenu.

Produkty alterací

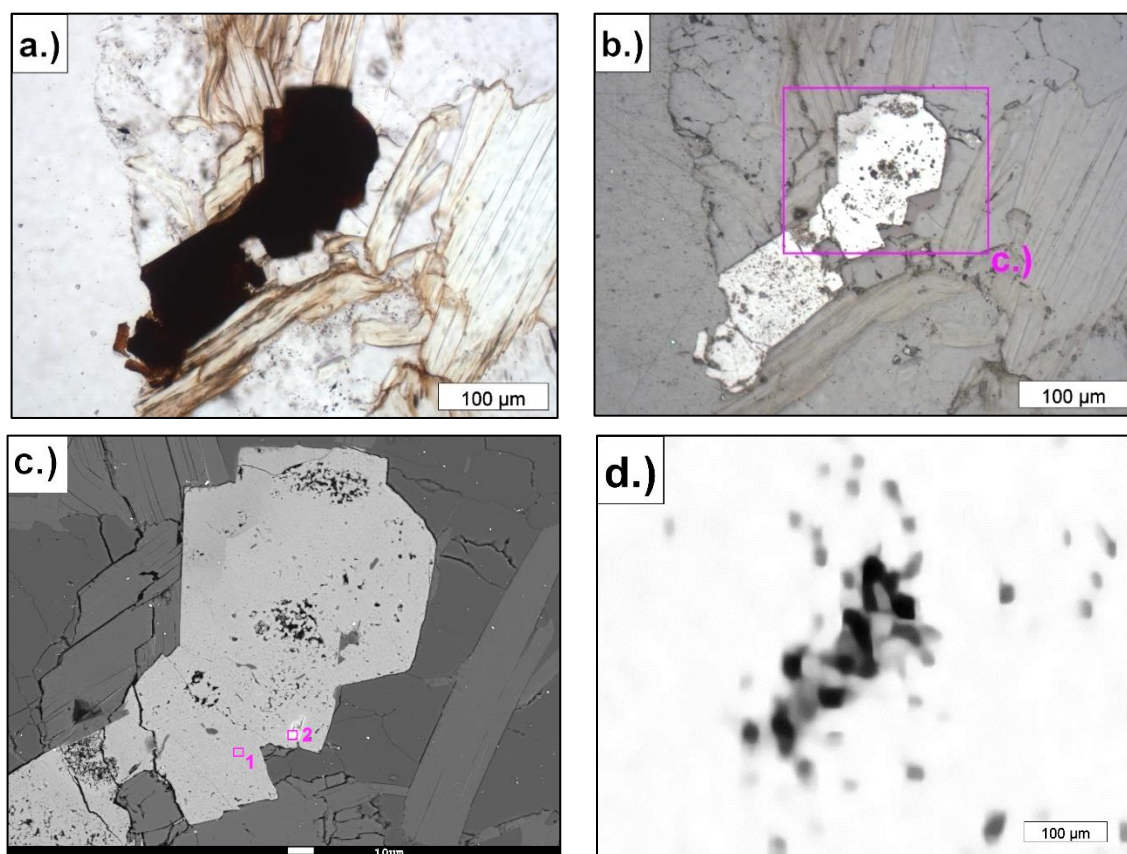
Vzorek obsahuje nepravidelné žilky a dutinky s křemenem, charakteristickým hojnými inkluzemi obláčkovitého až lístečkovitého hematitu (Obr. 35). Hematit je nahloučen zejména ve starší (nejstarší?) růstové zóně, kde tvoří nejčastěji koncentrické zonální útvary s různou hustotou drobných hematitových lístků v „rohovcovém“ křemenu a na již něj nasedá nejmladší zóna s idiomorfními krystaly čirého křemene do (původně) volných kavit. Empirický vzorec hematitu je $(\text{Fe}_{1,51}\text{Al}_{0,17}\text{Si}_{0,17}\text{P}_{0,05})_{\Sigma 1,91}\text{O}_3$ (Příloha 3j, JL-6_9/2), (analýza byla přepočtena na 3 kyslíky).



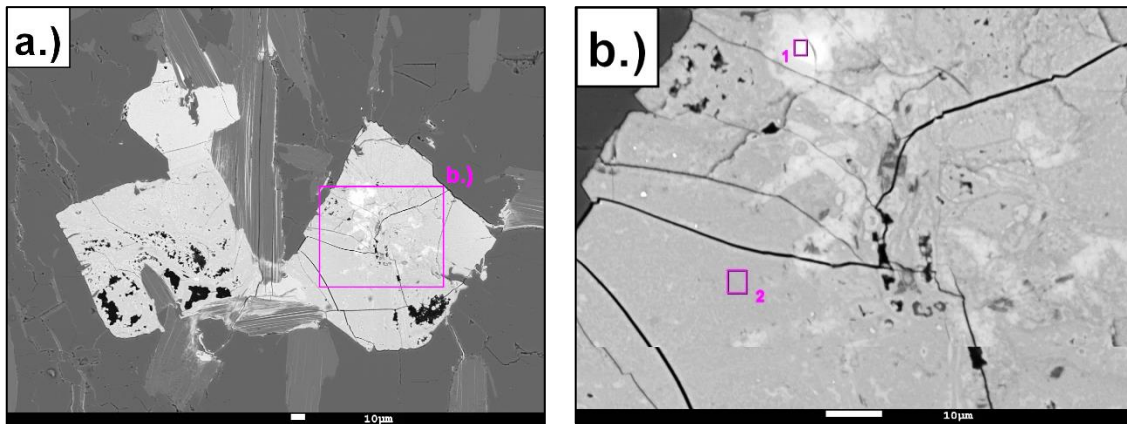


Obr. 35: Vzorek JL-6, pole 12. Dutina s krystaly křemene s lístečkovitým hematitem v jeho nejstarší růstové zóně, vyplněná dvěma generacemi koncentrických železitých oxidů (2, 3) a štěpnými agregáty (meta)autunitu (1). a.) procházející světlo, rovnoběžné nikoly, 10x zvětšeno b.) odražené světlo, rovnoběžné nikoly, 10x zvětšeno c.) odražené světlo, zkřížené nikoly, 10x zvětšeno d.) výřez alfa autoradiografie, 10x zvětšeno e.) odražené světlo, zkřížené nikoly, 20x zvětšeno f.) BSE snímek g.) BSE detailní snímek (analýzy Příloha 3a, JL-6_12/2,3, Příloha 3l, JL-6_12/1)

Četné jsou homogenní výplně či kostrovité útvary hydratovaných Fe oxidů (HFO) asociující s muskovitem – kubické pseudomorfézy po pyritech. Uvnitř pseudomorfóz HFO po pyritu byly nalezeny i relikty minerálu ze skupiny hydrozirkonu. Velmi korodovaný relik, výrazně světlejší než okolí je na Obr. 36. Empirický vzorec této fáze je $(Zr_{0,38}Al_{0,23}Fe_{0,18}U_{0,14}Ca_{0,04}Th_{0,03})_{\Sigma 1,00}[(Si_{0,36}P_{0,32})_{\Sigma 0,68}O_{2,72}]_{0,68}(OH)_{1,28}$ (Příloha 3n, JL-6_1/2), (analýza byla přepočtena na sumu kationů = 1.) Akumulace hydrozirkonů s relikty krystalových tvarů se složením $(Zr_{0,40}Al_{0,20}Fe_{0,19}U_{0,14}Ca_{0,05}Th_{0,02})_{\Sigma 1,00}[(P_{0,39}Si_{0,30}As_{0,04})_{\Sigma 0,73}O_{2,92}]_{0,73}(OH)_{1,08}$ (Příloha 3n, JL-6_21/1) může být reliktem primární uranové fáze v tomto vzorku (analýza byla přepočtena na sumu kationů = 1).

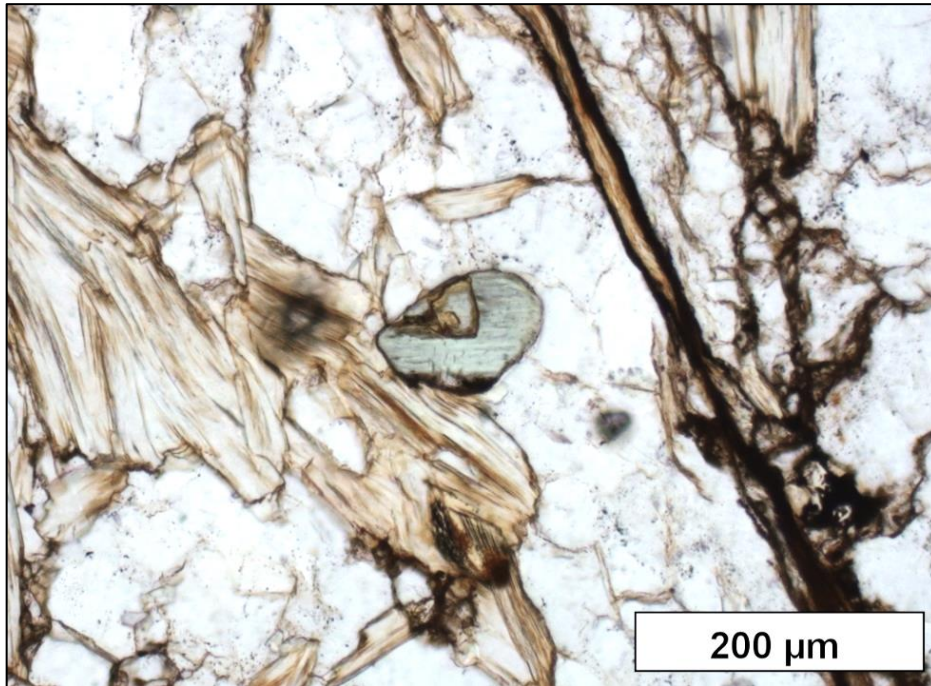


Obr. 36: Vzorek JL-6, pole 1. Kubická HFO (1) pseudomorfoza po pyritu s relikty minerálu ze skupiny hydrozirkonu (2) a.) procházející světlo, rovnoběžné nikoly, 20x zvětšeno b.) odražené světlo, rovnoběžné nikoly, 20x zvětšeno c.) BSE snímek d.) výřez alfa autoradiografie, 20x zvětšeno (analýza Příloha 3a, JL-6_21/1; Příloha 3n, JL-6_21/2)

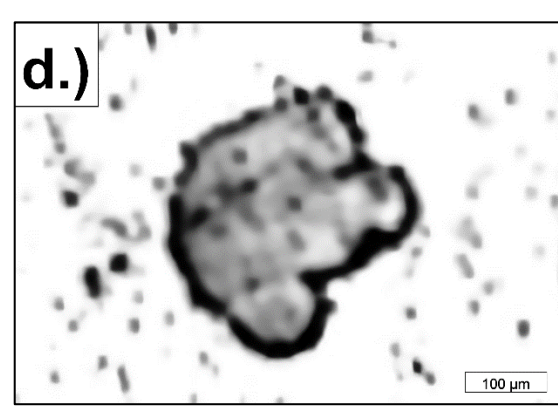
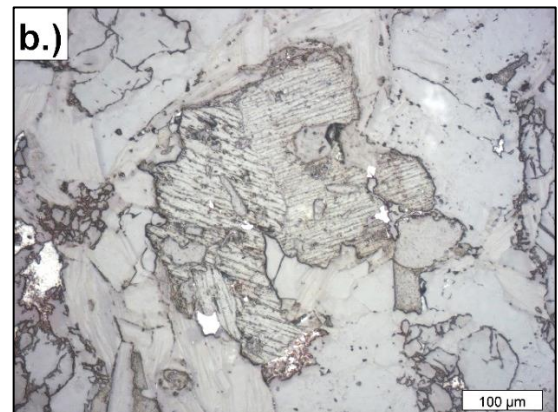
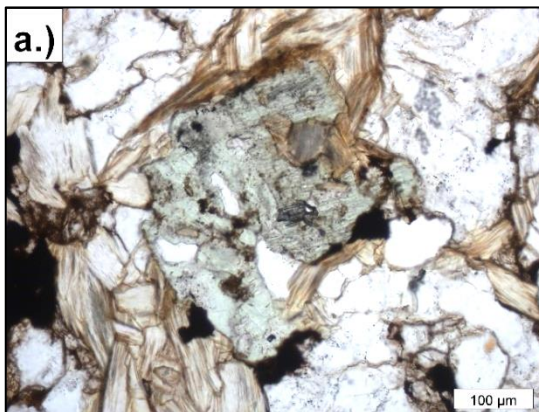


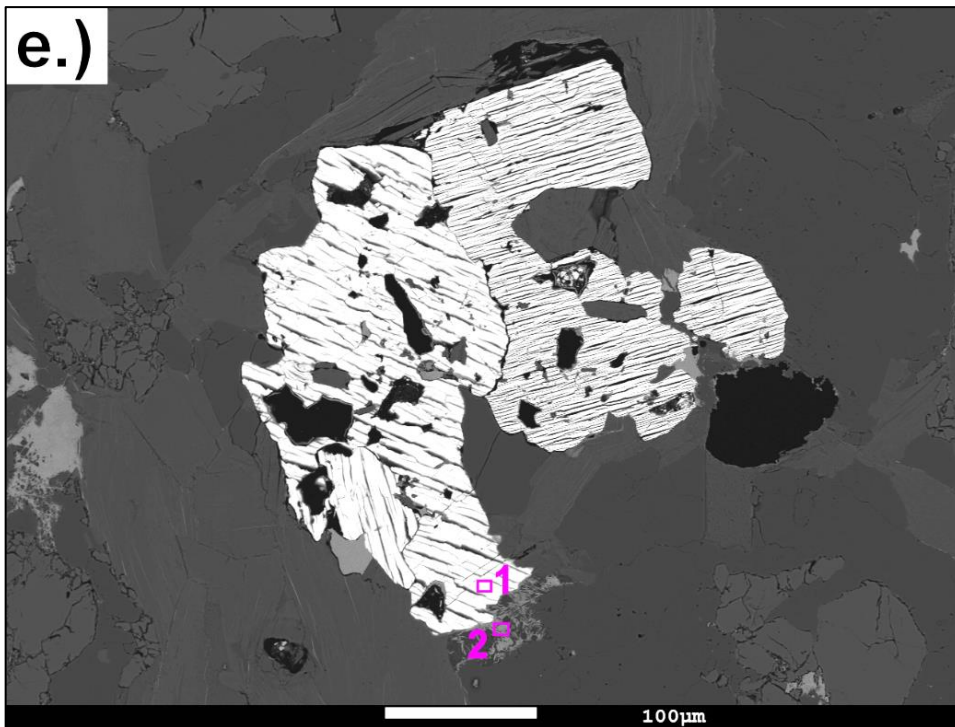
Obr. 37: Vzorek JL-6, pole 21. Kubická pseudomorfoza HFO po pyritu s relikty inkluzí minerálu ze skupiny hydrozirkonu se zachovanými krystalovými tvary. a.) Celkový záběr, b.) Detailní výřez s pozicí analyzovaných bodů hydrozirkonu (1) a HFO s příměsí antimonu (2) (analýza Příloha 3a, JL-6_21/2; Příloha 3n, JL-6_21/1).

Při studiu na optickém i elektronovém mikroskopu byly identifikovány v tomto vzorku hojně se vyskytující minerály skupiny autunitu („U-slídy“) – (meta)autunit a (meta)torbernit, zde jako hlavní fáze s radionuklidy uranové rozpadové řady. V procházejícím světle optického mikroskopu jsou světle či kalně zelené s velmi dobře viditelnou štěpností (Obr. 38). Tyto slídy krystalizují do dutin, nebo tvoří šupiny na puklinách. Na autoradiografii jsou U slídy zaznamenány na polích číslo 5, 7, 9, 10, 12–16, 18–20 a 22. Autoradiografický obraz agregátů uranových slíd není homogenní, v mnoha případech bylo zaznamenáno, že jejich okraj je výrazně aktivnější než střed (Obr.39). Není jasné, čím je tento jev způsoben. Může být důsledkem sub recentní migrace některých členů U-rozpadové řady. Ve vzorku jsou nejčastější U-slídy blízké (meta)autunitu a (meta)torbernit, byly pozorovány i agregáty s podstatným zastoupením komponenty bassetitu (Obr. 40). Zcela převládá fosfátový anion, uplatňuje se však i anion arsenátový, do 0,64 apfu. Empirický vzorec (meta)autunitu je $(\text{Ca}_{0,43}\text{Cu}_{0,08})_{\Sigma 0,51}(\text{UO}_2)_{2,28}[(\text{PO}_4)_{1,68}(\text{AsO}_4)_{0,32}]_{\Sigma 2,00} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ (Příloha 3l, JL-6_7/2). Empirický vzorec (meta)torbernit je $\text{Cu}_{0,38}(\text{UO}_2)_{2,43}(\text{PO}_4)_{2,00} \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ (Příloha 3/l, JL-6_9/1) (analýzy byly přepočteny na sumu anionů = 2).

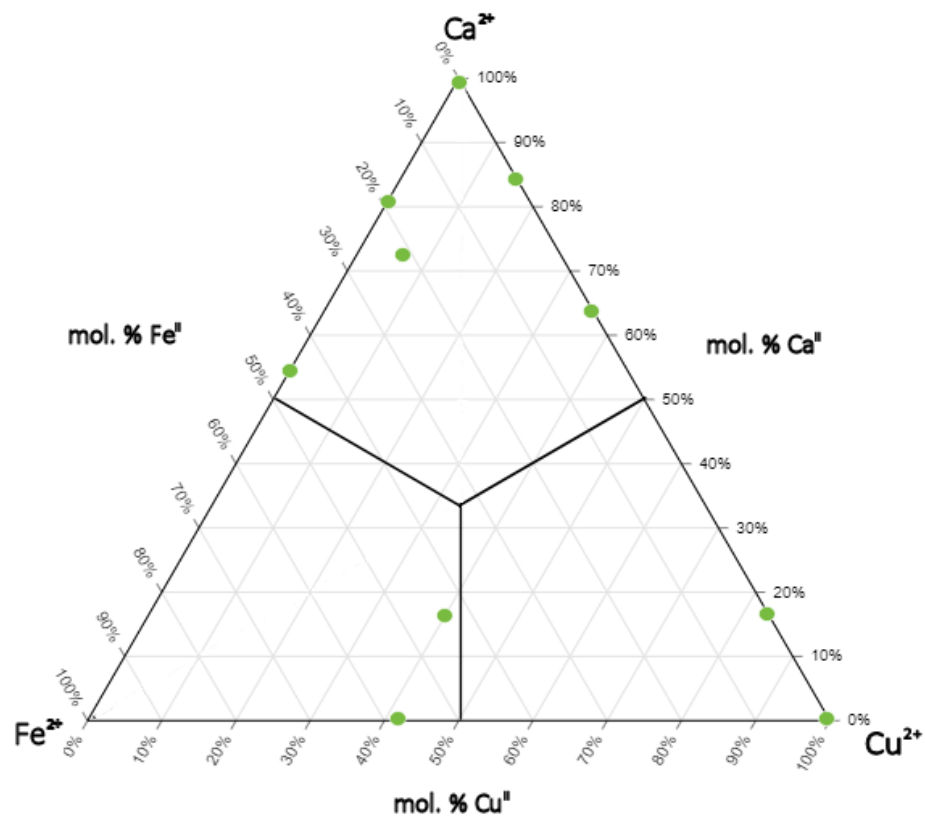


Obr. 38: Vzorek JL-6, pole 10. Snímek „U-slidy“ (meta)autunitu z optického mikroskopu, procházející světlo, rovnoběžné nikoly, 10x zvětšeno





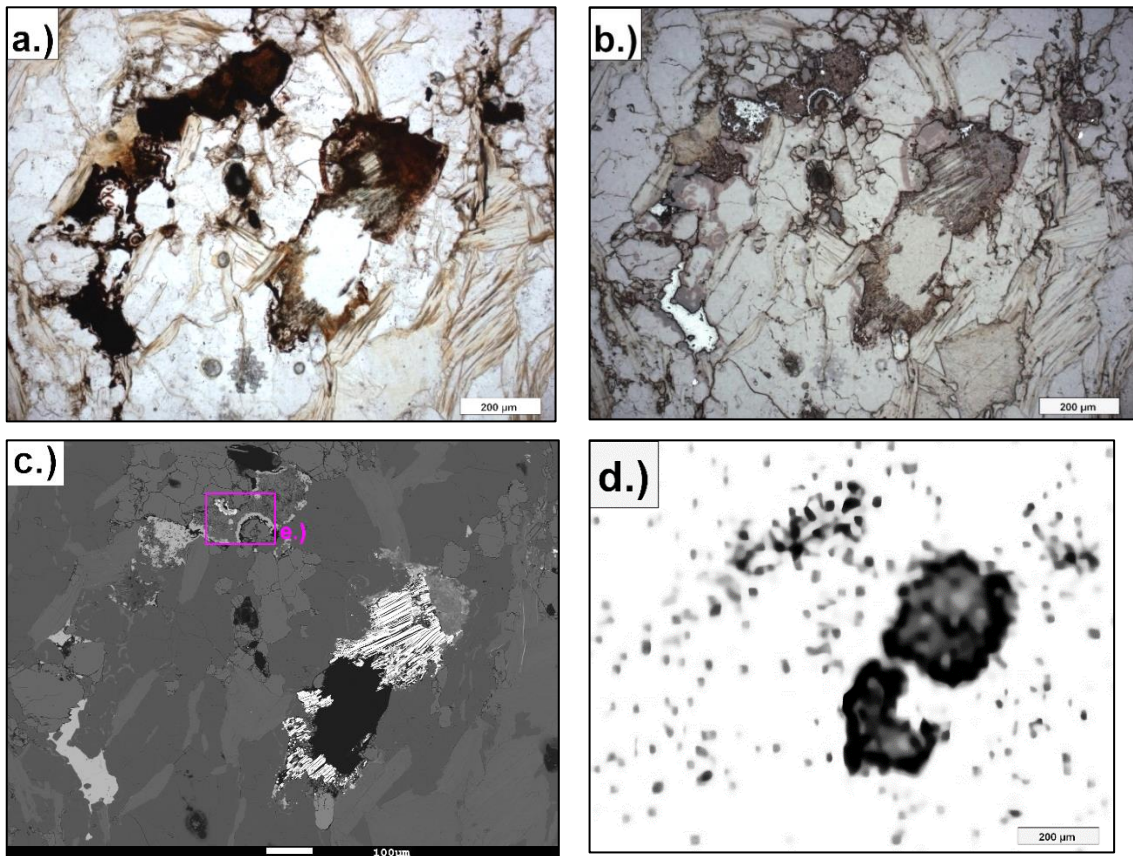
Obr. 39: Vzorek JL-6, pole 9. „U-slída“ (meta)torbernit a.) procházející světlo, rovnoběžné nikoly, 20x zvětšeno b.) odražené světlo, rovnoběžné nikoly, 20x zvětšeno c.) odražené světlo, zkřížené nikoly, 20x zvětšeno d.) výřez alfa autoradiografie, 20x zvětšeno e.) BSE snímek – (meta)torbernit (1) a hematit (2) (analýzy Příloha 3l, JL-6_9/1; Příloha 3j, JL-6_9/2)

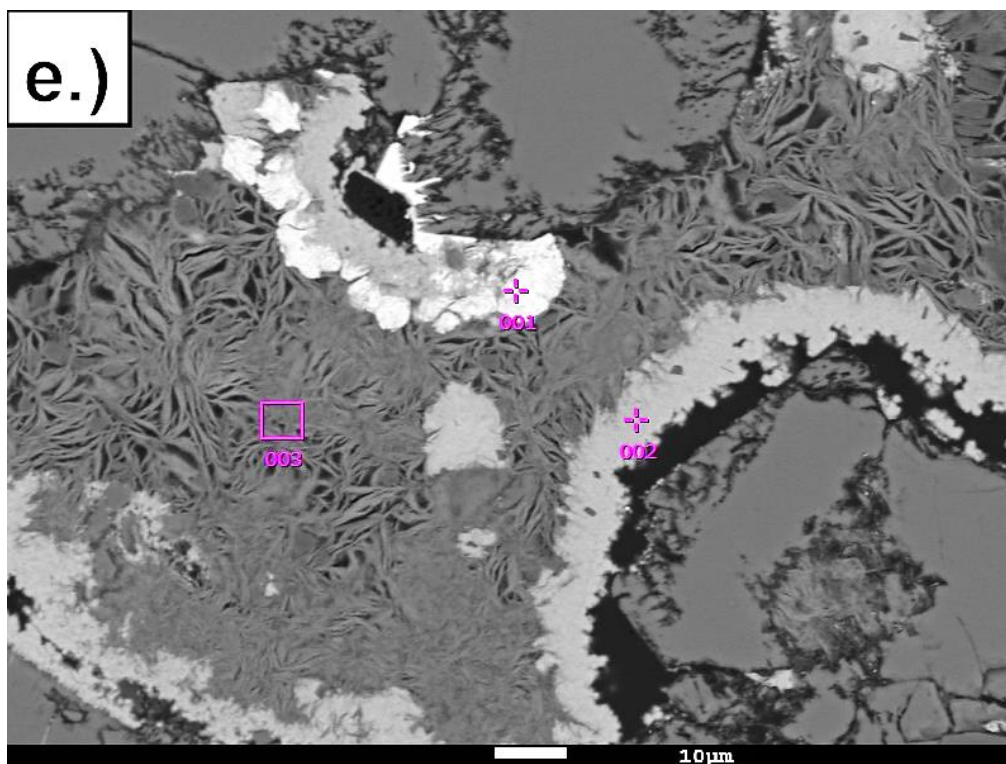


Obr. 40: Ternární diagram obsazení A-pozice (Ca-Cu-Fe) v „U – slídách“ ve vzorku JL-6.

V případě výskytu minerálů skupinu autunitu v dutinách s krystalovanými křemeny se jako starší fáze vyskytují hroznovité koncentrické agregáty HFO povlékající povrch křemenných krystalů. Jejich v BSE světlejší zóny tvoří chemicky čistší HFO, povrchové, tmavší zóny HFO jsou bohaté příměsemi (5.3 hmot. % P_2O_5 , 2.7 hmot. % Sb_2O_5 a 1.9 hmot. % As_2O_5) (Obr. 38).

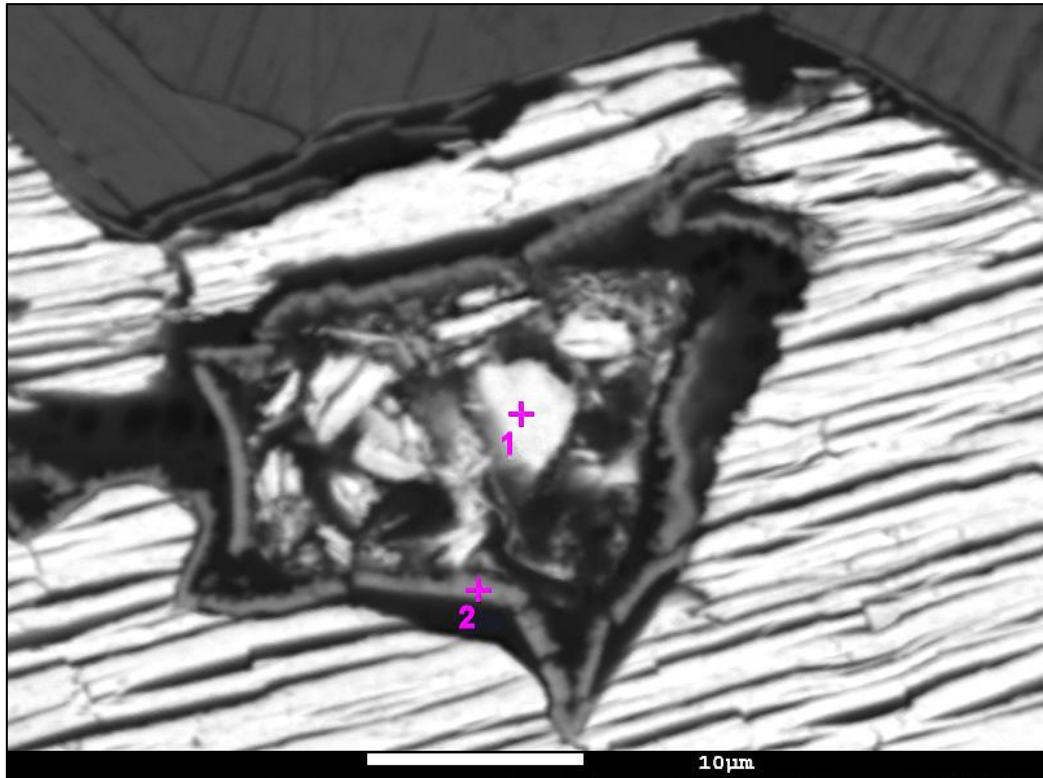
Minerály skupinu autunitu však ve vzorku nejsou stabilní fází. V mnoha případech byla pozorována jejich destrukce, rozpouštění v kombinaci se zatlačováním mladšími fázemi. Na okraji korodovaných slídků jsou vysráženy lemy tvořené z HFO, v některých případech s vyššími obsahy Sb, nebo Pb. Obsahy Sb_2O_5 v těchto HFO dosahují až 3,3 hmot. % (Příloha 3a, JL-6_7b/2), PbO dokonce až 34,68 hmot. % (Příloha 3a, JL 6_7b/1) (Obr. 41e). V asociaci s výše zmíněnými minerály krystalizují i fáze identifikované jako minerály ze skupiny smektitů. Jde o přechodnou fázi mezi montmorillonitem a nontronitem. Empirický vzorec je $(Mg_{0,16}K_{0,11}Ca_{0,11})_{\Sigma 0,38}Fe_{1,66}[(Si_{2,35}Al_{1,26}P_{0,24})_{\Sigma 3,85}]O_{10}(OH)_2 \cdot nH_2O$ (Příloha 3m, JL 6_7b/3), analýza byla přepočtena na 10 kyslíků. Minerály ze skupiny smektitů tvoří lístečkovité agregáty (Obr. 39e).



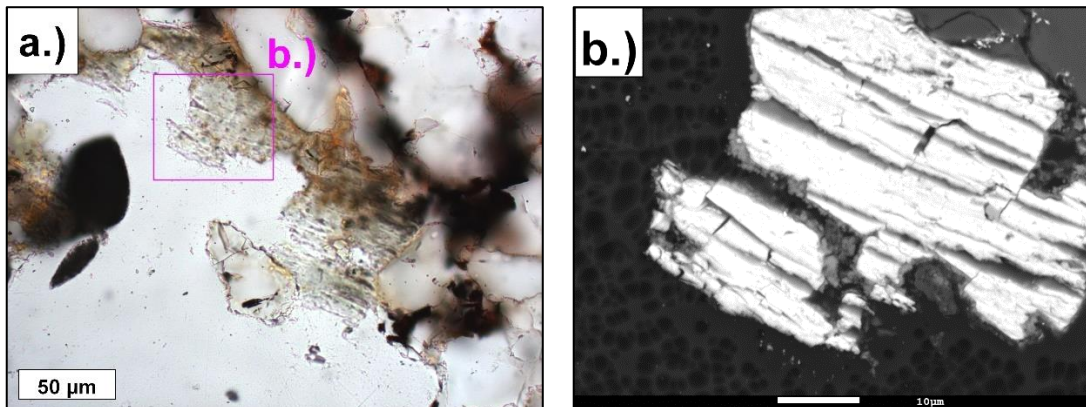


Obr. 41: Vzorek JL-6, pole 7. Silně korodovaný (meta) autunit v doprovodu HFO. a.) procházející světlo, rovnoběžné nikoly, 10x zvětšeno b.) odražené světlo, rovnoběžné nikoly, 10x zvětšeno c.) BSE snímek d.) výřez alfa autoradiografie, 10 x zvětšeno e.) detailní výřez agregátu korozních produktů s HFO s anglesitem(?) (1), HFO s antimonem (2) a smektity (3) (Příloha 3a, JL-6_7/1,2; Příloha 3m, JL-6_7/3).

Významnými korozními produkty „U-slíd“ jsou alumofosfáty crandallitové skupiny, tvořící tenké krusty na jejich povrchu, či je zatlačují po štěpnosti. Bezpečně byl identifikován plumbogummit se zvýšeným obsahem uranu (9,02 hmot. % UO₂) (Obr. 42). Empirický vzorec tohoto minerálu je $(\text{Pb}_{0,45}\text{Ca}_{0,30}\text{U}^{4+}_{0,16}\text{Ce}_{0,11})_{\Sigma 1,02}\text{Al}_{3,17}[(\text{P}_{1,83}\text{Si}_{0,17})_{\Sigma 2,00}\text{O}_4]_{2,00}(\text{OH})_6$ (Příloha 3b, JL-6_9/2), analýza byla přepočtena na sumu anionů $(\text{P}+\text{Si}) = 2$. Jsou vždy v relativně velmi intimní asociaci s HFO a EDS analýzy většinou (kromě výše uvedeného ojedinělého případu) zachytily pouze nestechiometrické směsi obou fází (Příloha 3b).



Obr. 42: Vzorek JL-6, pole 9b. Detailní BSE snímek krusty plumbogummitu (2) v korodované „U-slídě“ (meta)torbernitu, (analýzy Příloha 3b, JL-6_9b/2, Příloha 3l, JL-6_9b/1).



Obr. 43: Vzorek JL-6, pole 16. Finální stádium koroze U-slídy tvořící relikty na okraji vyloužené dutiny a zatlačovaná fosfáty crandallitové skupiny od okrajů a po štěpnosti a.) procházející světlo, rovnoběžné nikoly, 50x zvětšeno b.) BSE snímek.

5.2.3 Jizerské ortoruly

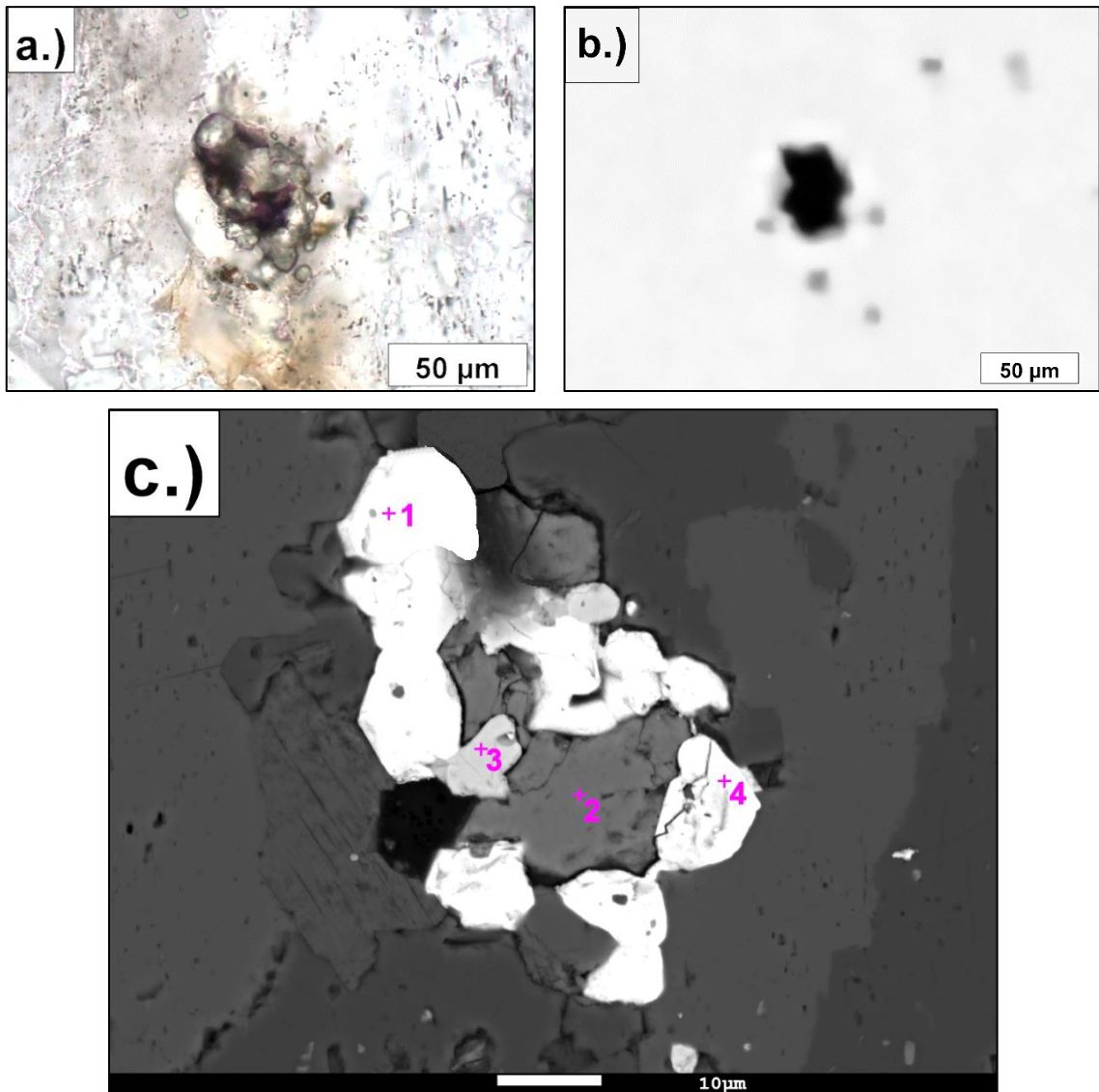
5.2.3.1 Vzorek SM – 5

Tento vzorek byl odebrán na rozcestí zvaném Pechova smrt, na severním úbočí hory Smrk. V nejbližším okolí se nenachází žádný radioaktivní pramen. Vzorek je střednězrnný, granitický („žulorula“), neusměrněný, s většími vyrostlicemi živce. Hlavními horninotvornými minerály jsou křemen, živce a slídy – muskovit.

Hornina obsahuje 12,3 ppm U, 10,1 ppm eU (Ra), 11,1 ppm Th a 4,1 % K (Příloha 1). Tento vzorek je v radioaktivní nerovnováze typu U>Ra, při K_{rr} 82,5 %. Autoradiografický obraz (Příloha 2f) ukazuje, že aktivita je rozptýlena homogenně s několika významnějšími shluky aktivnějších partií.

Primární minerály

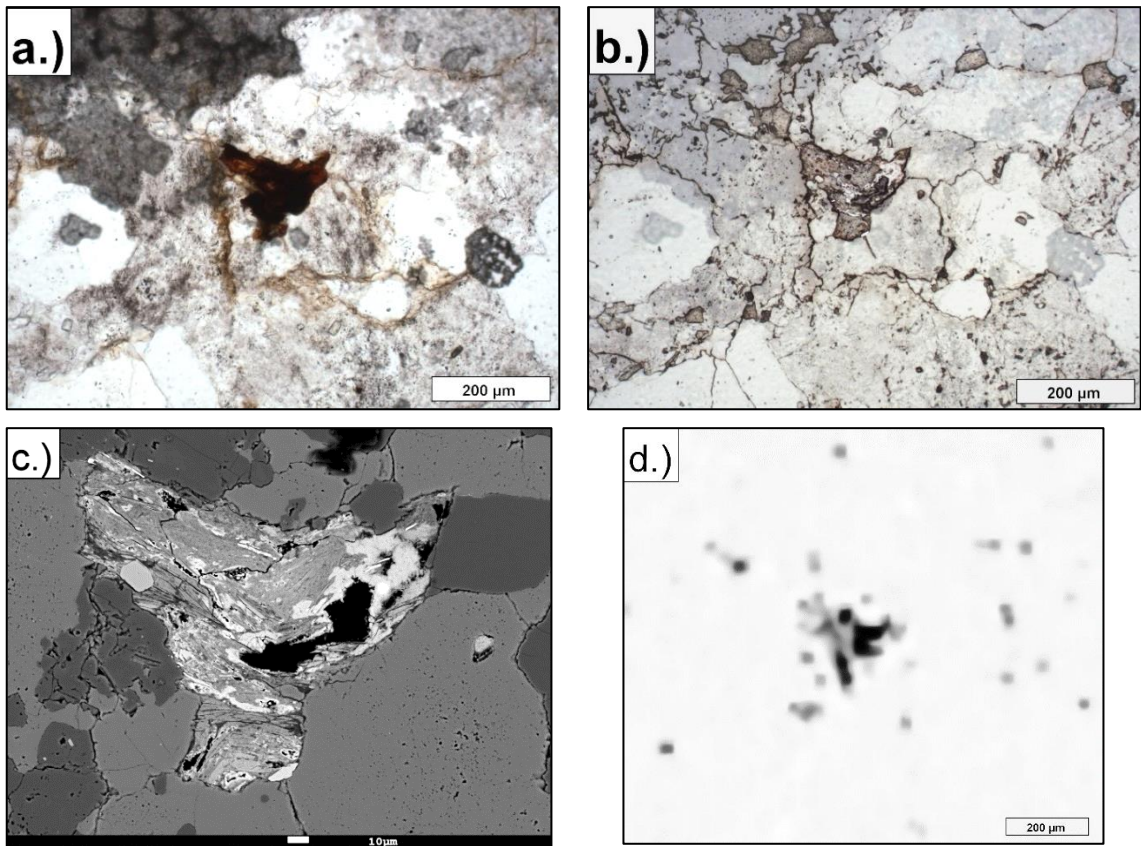
V této hornině se vyskytují běžné akcesorické minerály jako monazit, xenotim, apatit, zirkon a minerály ze skupiny hydrozirkonu. Tyto minerály byly na autoradiografii zaznamenány na polích číslo 2–5 a 7. Dále byla nalezena další významná akcesorie – fluorit (Obr. 44). V optickém mikroskopu jsou zrna fluoritu typicky temně fialová. Fluorit se vyskytuje ve společném agregátu s akcesoriemi (monazitem a xenotimem) v jeho středu a zdá se, že krystaloval jako poslední. Empirický vzorec tohoto fluoritu je $Ca_{1,18}F_{1,82}$ (Příloha 3j, SM-5_6/2), analýza byla přepočtena na sumu 3. Vypočítaný vzorec asociujícího xenotimu-Y je $(Y_{0,85}Dy_{0,10})_{\Sigma 0,94}P_{1,03}O_4$ (Příloha 3e SM-5_6/3) a monazitu-Ce $(Ce_{0,51}La_{0,26}Th_{0,08})_{\Sigma 0,92}(P_{1,01}Si_{0,08})_{\Sigma 1,09}O_4$ (Příloha 3f, SM-5_6/1), obě tyto analýzy byla přepočteny na 4 kyslíky. Fluorit s akcesorickými fosfáty je na autoradiografii zaznamenán na poli číslo 6.



Obr. 44: Vzorek SM-5, pole 6. Agregát fluoritu (2) s monazitem (1, 4) a xenotimem (3) a.) procházející světlo, rovnoběžné nikoly, 50x zvětšeno b.) výřez autoradiografie, 50x zvětšeno c.) BSE snímek (analýzy Příloha 3j, SM-5_6/2; Příloha 3f, JL.6_6/1, 4; Příloha 3e, SM-5_6/3)

Produkty alterací

I tento vzorek obsahuje hydratované oxidy Fe (HFO) v kombinaci s oxidy Ti. V některých případech tvoří tyto oxidy proužkované textury. V asociaci s oxidy Fe a Ti byly nalezeny kaolinizované chlority, které obklopovaly oxidy (Obr. 45). Oxidy samotné tvořily v některých partiích proužky. Hydratované Fe oxidy obsahují až 16,25 hmot. % As_2O_5 (Příloha 3a, SM-5_1/1).



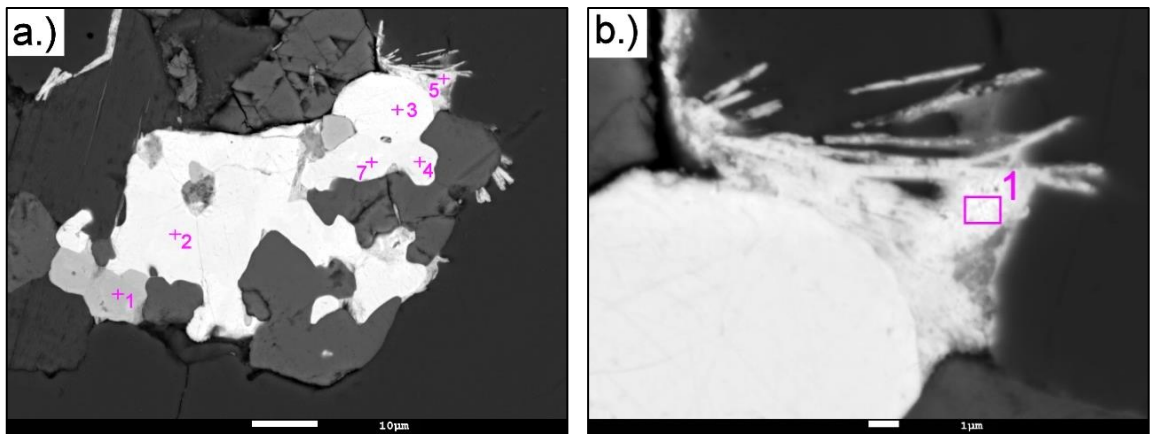
Obr. 45: Vzorek SM-5 pole 1 HFO a Ti-oxidy v asociaci s kaolinizovanými chlority a.) procházející světlo, rovnoběžné nikoly 10x zvětšeno b.) odražené světlo, rovnoběžné nikoly, 10x zvětšeno c.) BSE snímek, d.) výřez alfa autoradiografie, 10x zvětšeno

Byl nalezen U, Th a Zr bohatý leukoxen (Příloha 3d, SM-5_3/1). Tato fáze má houbovitý charakter (Obr. 46) a byla nalezena v asociaci s monazity, xenotimy a zirkony bohatými na P, Th a U. Leukoxen samotný pak asociuje s alterovanými slídkami.



Obr. 46: Vzorek SM-5 pole 3 Detailní BSE snímek leukoxenu bohatého U, Th a Zr, (analýza Příloha 3d, SM-5_3/1).

Další fází vázající radionuklidy ve vzorku je velmi dobře krystalizovaný brockit (Obr. 47). Brockit zde tvoří skupinu jehlic, narůstajících na agregát monazitu. Monazit asociuje s xenotimem – Y a dalším monazitem a tvoří objekt o velikosti cca 40 μm. Okolí tohoto objektu je tvořeno apatitem, který ho obklopuje ze tří stran a slídou shora. Na autoradiografii je zaznamenán na poli číslo 4. Empirický vzorec tohoto brockitu je $(\text{Fe}_{0,47}\text{Th}_{0,42}\text{Ca}_{0,30}\text{Al}_{0,04}\text{Na}_{0,03}\text{Pb}_{0,002})_{\Sigma 1,29}[(\text{PO}_4)_{0,70}(\text{SiO}_4)_{0,14}]_{\Sigma 0,84} \cdot \text{H}_2\text{O}$ (Příloha 3g, SM-5_4detail), analýza byla přepočtena na 4 kyslíky.



Obr. 47: Vzorek SM-5, pole 4. a.) BSE snímek agregát monazitu (2, 3, 4, 7) s xenotimem-Y (1) a na něj narůstající jehlice brockitu (5) b.) Detailní BSE snímek jehlic brockitu. (analýzy Příloha 3e, SM-5_4/1, Příloha 3f, SM-5_4/2-4,7, Příloha 3g, SM-5_4detail).

5.2.3.2 Vzorek KV – 1

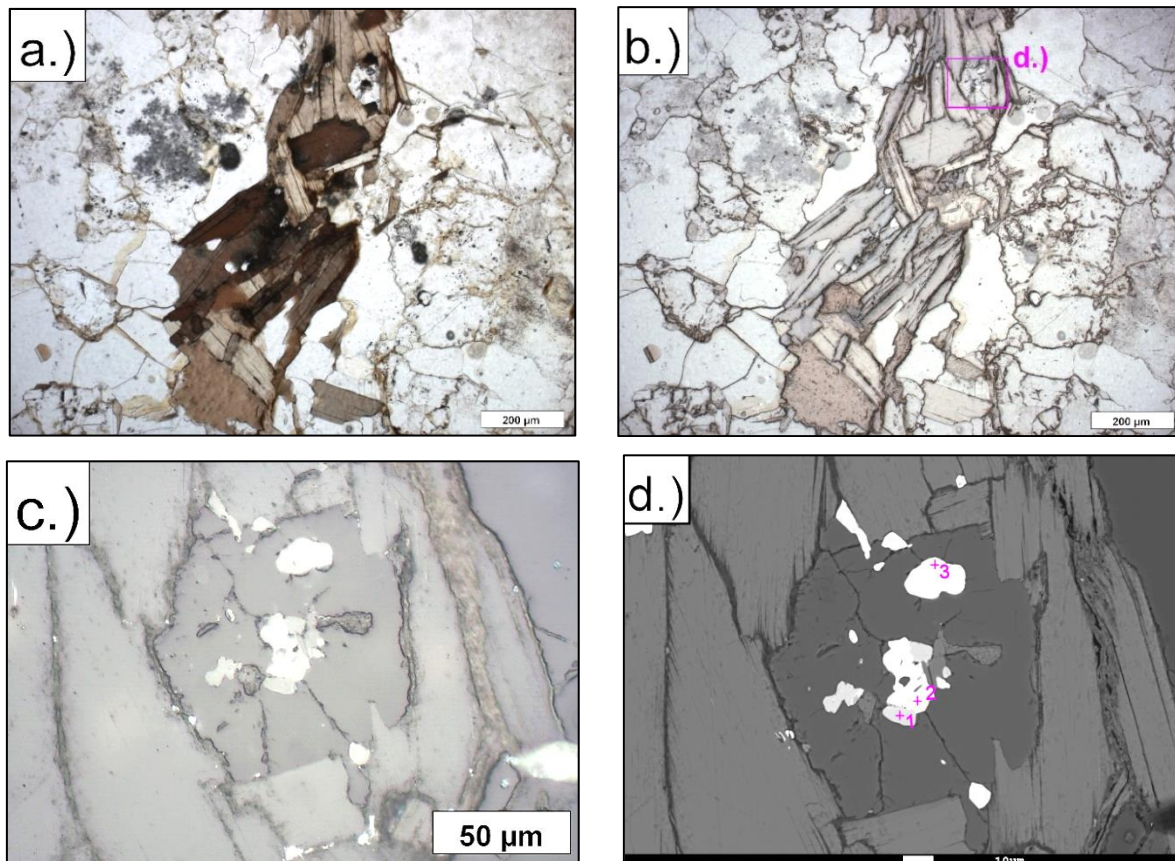
Tento vzorek byl odebrán z volného bloku horniny na lokalitě Kančí vrch přibližně 100 m západně od radioaktivního Kančího pramene. Hornina je granitická, jemnozrná, neusměrněná s porfyroblasty živců, mírně prožilovaná. Hlavními horninotvornými minerály jsou křemeny, slídy – muskovit, méně již tmavá slída a vyrostlice živců.

Hornina obsahuje 11,6 ppm U, 11,8 ppm eU (Ra), 11,1 ppm Th a 4,1 % K (Příloha 1). Tento vzorek je velmi blízko k radioaktivní rovnováze typu $U = Ra$, při K_{rr} 101,4 %. Autoradiografický obraz (Příloha 2g) je tvořen zdroji bodového charakteru s mírně aktivními žilkami.

Primární minerály

Jako hojné akcesorie se ve vzorku vyskytují zirkon, monazit a xenotim. Na autoradiografickém obraze byly tyto akcesorie zaznamenány na polích číslo 2, 4–10. Monazity mají v některých případech vyšší obsahy Th, a to až 0,26 apfu (Příloha 3f, KV-1_6/3). Akcesorie jsou většinou uzavřeny v živci nebo křemeni,

případně pak v tmavé slídkě, která je na radioaktivní záření velmi citlivá. V okolí akcesorií ve slídkě jsou v optickém mikroskopu viditelné účinky ozáření – pleochroické dvůrky. (Obr. 48). Ze sulfidických primárních fází byl zaznamenán pyrit.

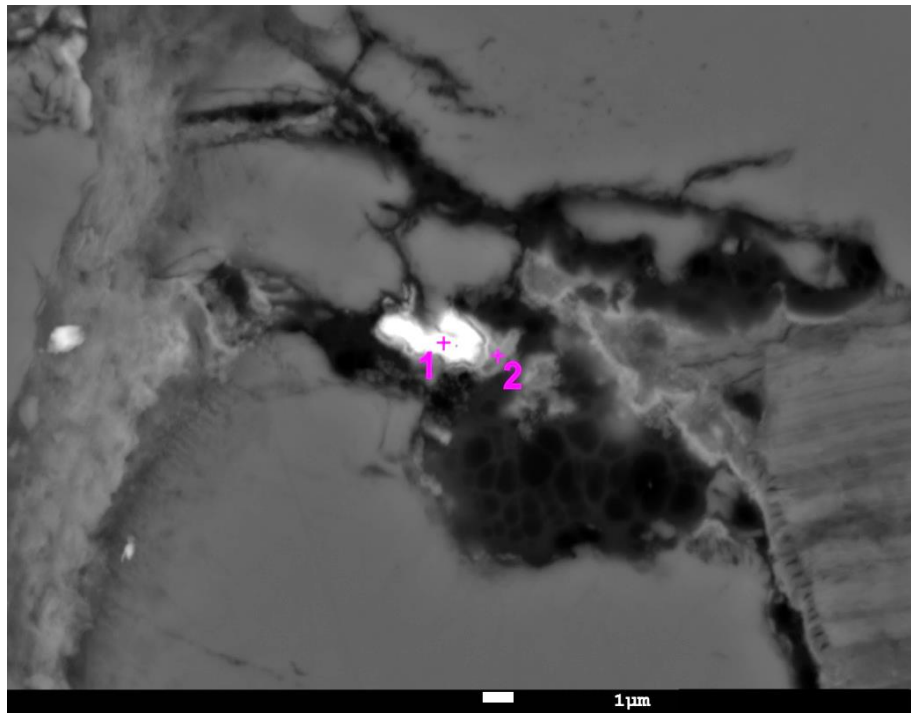


Obr. 48: Vzorek KV-1 pole 6. Skupina akcesorií (xenotim–(Y) (1), monazity (2, 3) v agregátu tmavých slídk, v detailu uzavřených v K-živci a.) Snímek z optického mikroskopu s patrnými pleochroickými dvůrky, procházející světlo, rovnoběžné nikoly, 10x zvětšeno b.) odražené světlo, rovnoběžné nikoly, 10x zvětšeno c.) Detailní snímek, odražené světlo, zkřížené nikoly, 50x zvětšeno d.) BSE detailní snímek (analýzy Příloha 3e, KV-1_6/1; Příloha 3f, KV-1_6/2,3)

Produkty alterací

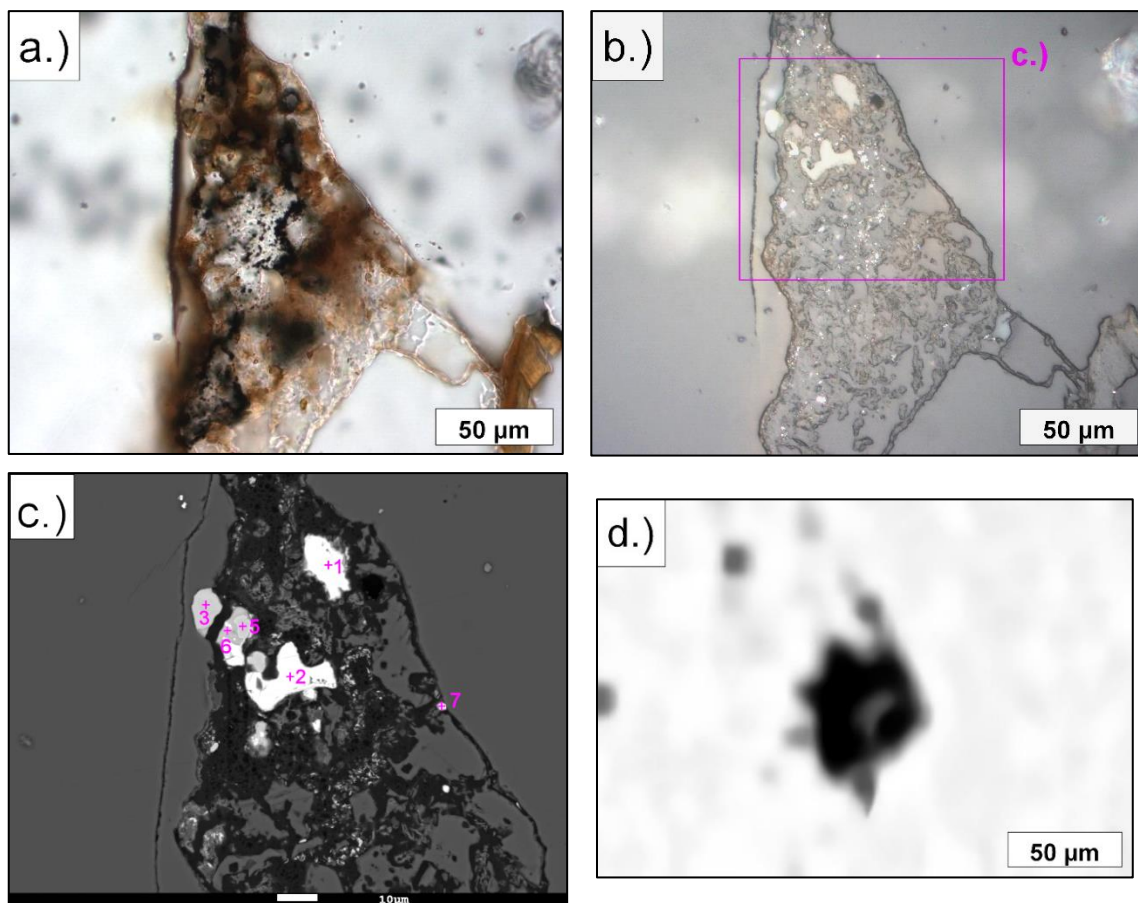
I v případě tohoto vzorku byly nalezeny HFO, a to hlavně jako výplně drobných žilek, puklinek a na rozhraní jednotlivých zrn. Dle autoradiofragického obrazu vykazují i tyto oxidy na rozhraních a jakožto výplně puklinek mírně zvýšenou aktivitu, analýza této hmoty však neprokázala přítomnost radionuklidů U, Th a K (Příloha 3a, KV-1_zilka/2). Některé hydratované Fe oxidy mají zvýšené obsahy fosforu, v některých případech manganu, arsenu a titanu. V procházejícím světle optického mikroskopu mají typicky narezlou barvu. V asociaci s HFO byl objeven minerál brockit, tedy fosfát Ca a Th. Brockit tvoří drobná protažená zonální zrnka v otevřené žilce v asociaci s HFO

bohatými fosforem, thoriem a chlorem (až 8,84 hmot. % P_2O_5 , 3,8 hmot. % ThO_2 a 0,9 hmot. % Cl) (Příloha 3a, KV-1_zilka/2).



Obr. 49: Vzorek KV-1, žilka brockitu (1) v asociaci s HFO (2) (analýzy Příloha 3g, KV-1_zilka/1; Příloha 3a, KV-1_zilka/2)

Byla pozorována i fáze gelovitého charakteru (Příloha 3n, KV-1_2/6, KV-1_8/1). Jsou to fosfosilikátové gely (Obr. 50) se zvýšenými obsahy Zr až 0,34 apfu a Th až 0,31 apfu. Jsou homogenní, na trhlině křemene.



Obr. 50: Vzorek KV-1, pole 2. Skupina alterovaných akcesorií s fosfosilikátovými gely (6) se zvýšenými obsahy Zr a Th, (3, 5) xenotim-(Y), (1, 2, 7) monazit. a.) procházející světlo, rovnoběžné nikoly, 50x zvětšeno b.) odražené světlo, rovnoběžné nikoly, 50x zvětšeno c.) BSE snímek d.) výřez alfa autoradiografie (analýzy Příloha 3e, KV-1_2/3,5, Příloha 3f, KV-1_2/1,2,7, Příloha 3n, KV-1_2/6).

5.2.3.3 Vzorek J-1

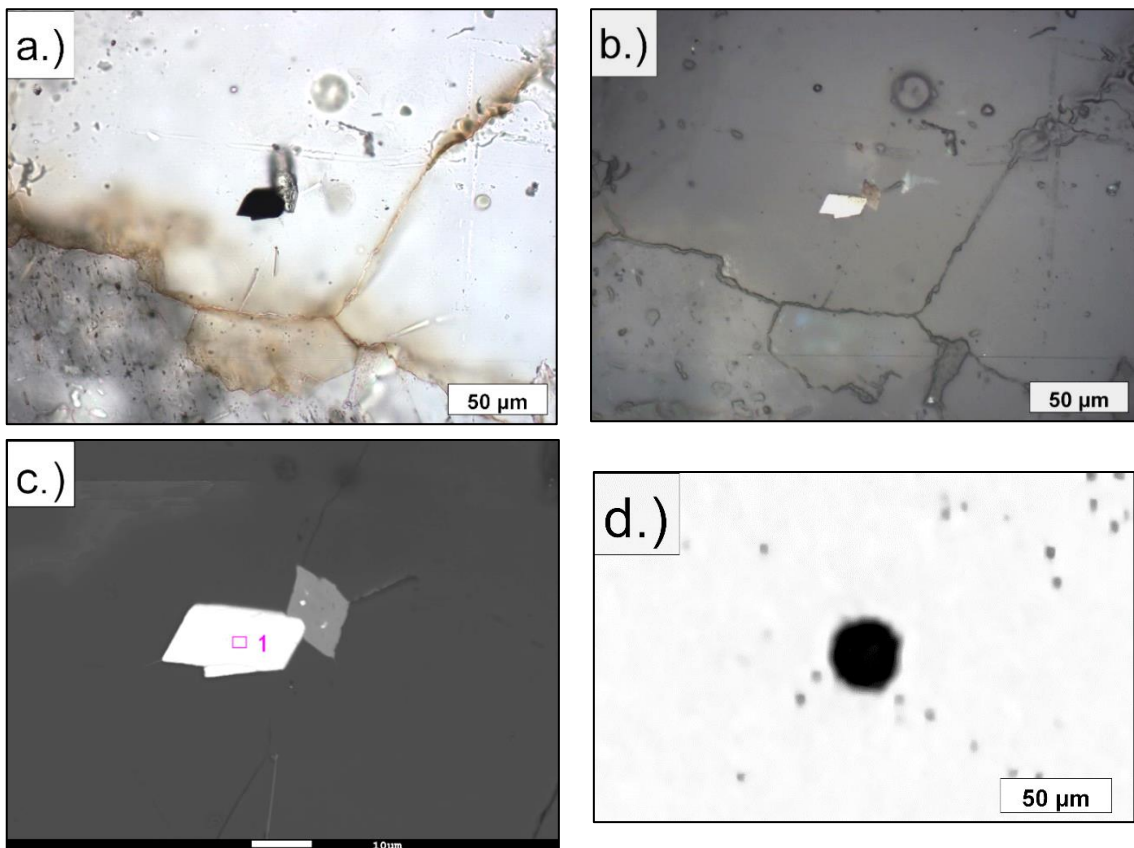
Tento vzorek byl odebrán přímo v korytě potoka Jeřice v obci Nová Ves u Chrastavy, nedaleko obecního úřadu. Hornina je hrubě zrnitá s jemnějšími partiemi, granitická, spíše neusměrněná. Horninotvornými minerály jsou křemen, živec a slídy.

Hornina obsahuje 15,0 ppm U, 14,7 ppm eU (Ra), 9,1 ppm Th a 4 % K (Příloha 1). Tento vzorek je velmi blízko k radioaktivní rovnováze $U = Ra$, při K_{rr} 97 %. Autoradiografický obraz (Příloha 2h) identifikoval zdroje spíše bodového charakteru a ukazuje tak na velké množství akcesorií ve výbruse. Je viditelná i mírně zvýšená aktivita na hranicích jednotlivých zrn, případně na puklinách.

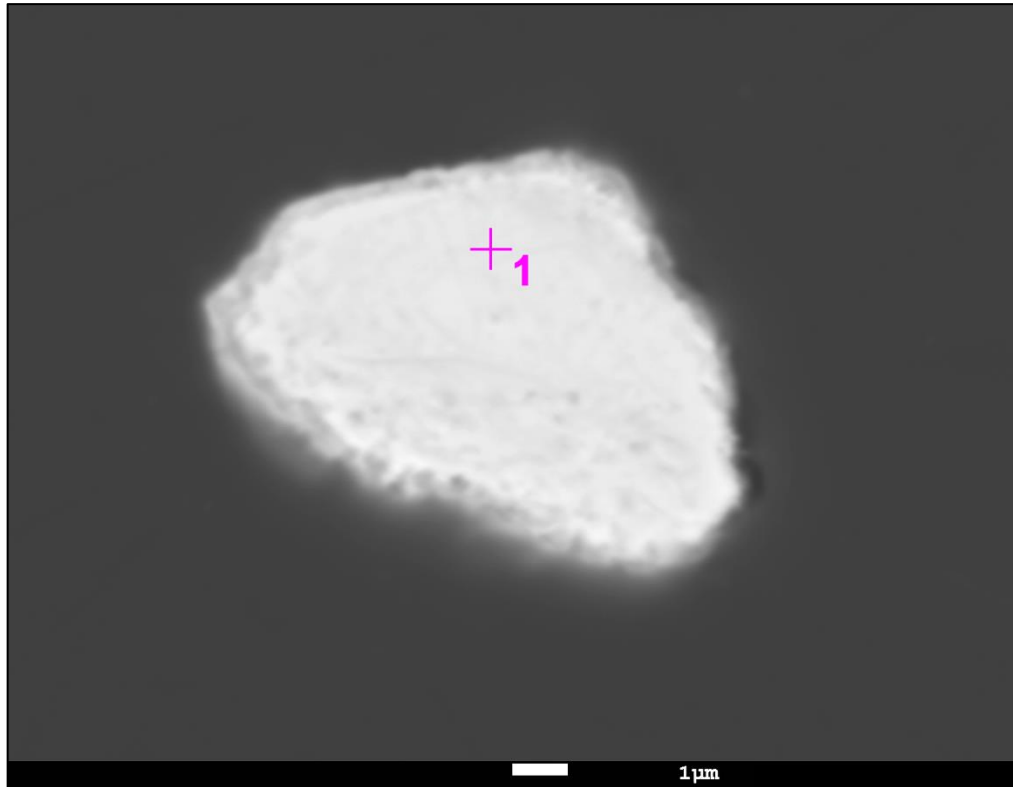
Primární minerály

V tomto vzorku byly nalezeny i akcesorie běžné pro kyselé granitoidní horniny, a to metamiktní i čerstvé zirkony, monazit a xenotim. Na autoradiografickém obraze jsou tyto akcesorie zaznamenány na polích číslo 2, 6, 9, 10, 12, 14, 17 a 19.

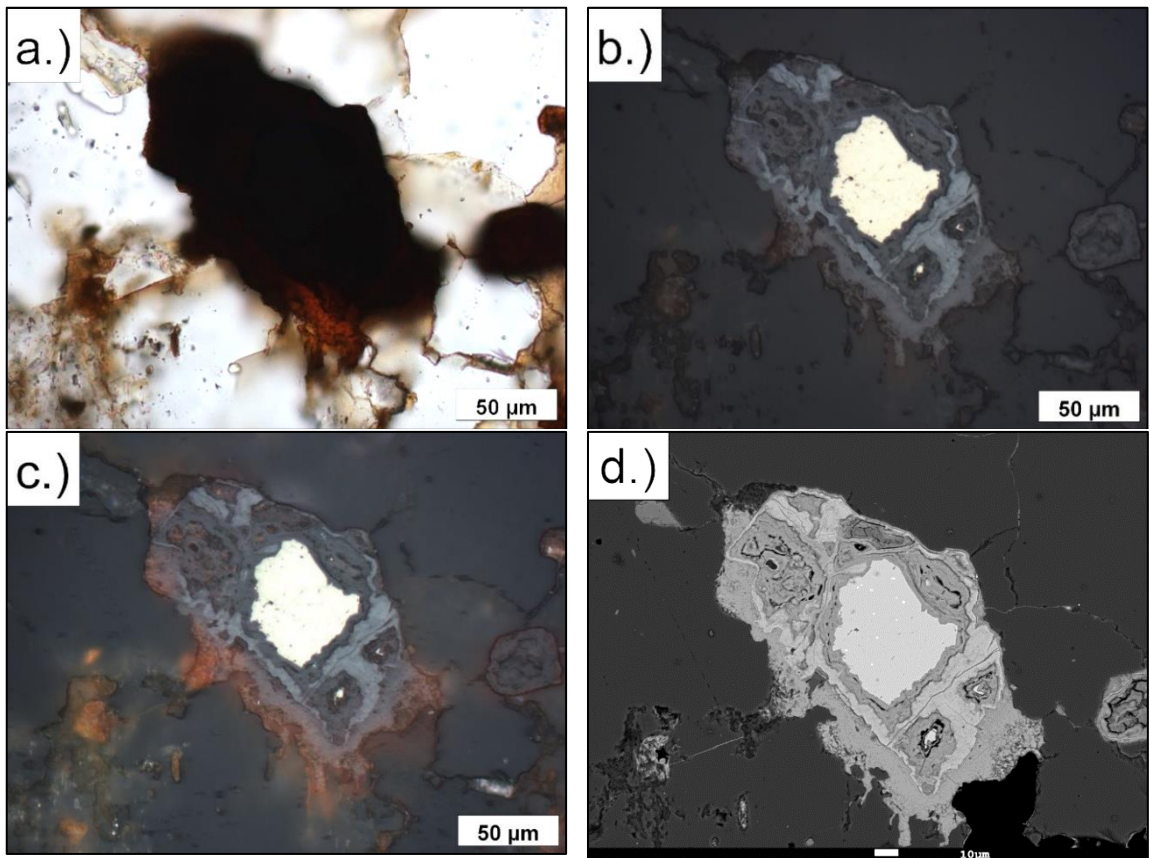
Byly nalezeny dvě čerstvá zrna uraninitů s.s. uchráněných v křemeni (Obr. 51, 52). Velikost jednoho z nich je 20 μm . Na tento izometrický krystal uraninitu kubického tvaru narůstá mladší zirkon s inkluzemi uraninitu. Empirický vzorec jednoho z nalezených uraninitů je $(\text{U}_{0,96}\text{Pb}_{0,08})_{\Sigma 1,04}\text{O}_2$ (Příloha 3h, J-1_17/1), analýza byla přepočtena na 2 kyslíky. Na autoradiografii jsou uraninity zaznamenány na polích č. 5 a 17, jako bodové, ale velmi intenzivní stopy. Akcesoricky byly jako sulfidické fáze nalezeny s pomocí autoradiografického obrazu relikt pyritu, v jednom případě s velmi drobnými inkluzemi nejspíše galenitu, které se bohužel vzhledem k jejich velikosti a technickým možnostem mikrosondy nepodařilo analyzovat (Obr. 53). Vzácně se vyskytuje arsenopyrit.



Obr. 51: Vzorek J-1, pole 17. Krystalově omezené zrna uraninitu s.s. s narůstajícím zirkonem uchráněné v křemeni a.) procházející světlo, rovnoběžné nikoly, 50x zvětšeno b.) odražené světlo, rovnoběžné nikoly, 50x zvětšeno c.) BSE snímek d.) výřez alfa autoradiografie (analýza Příloha 3h, J-1_17/1).



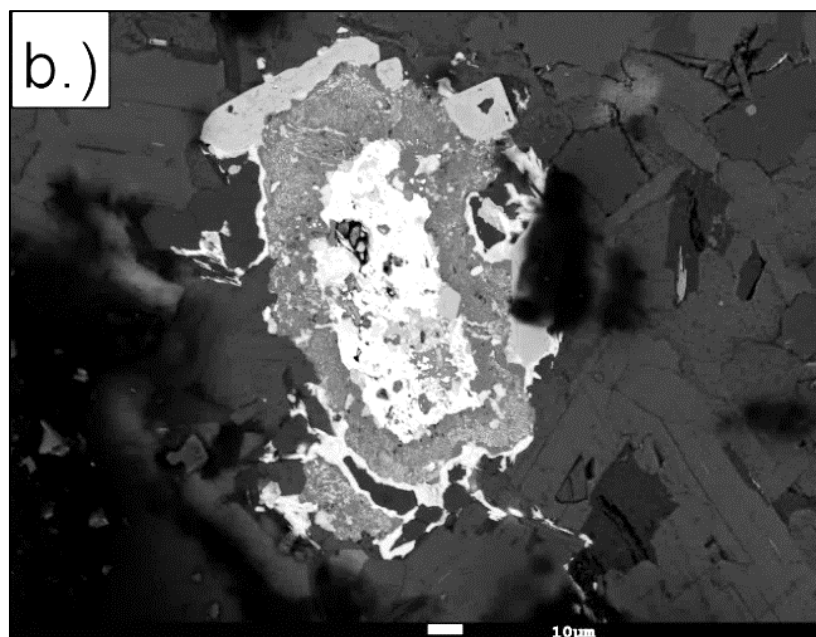
Obr. 52: Vzorek J-1, pole 5. BSE snímek okrouhlého zrna uraninitu s.s. uchráněného v křemeni (analýza Příloha 3h, J-1_5/1).

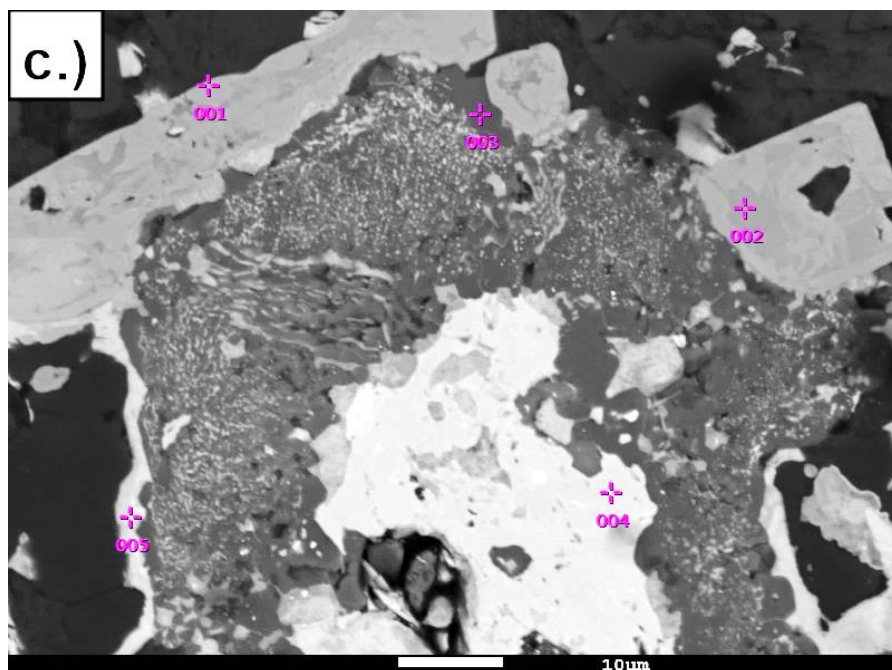


Obr. 53: Vzorek J-1, pole 13. Alterovaný pyrit s velmi drobnými inkluzemi pravděpodobně galenitu a.) procházející světlo, rovnoběžné nikoly, 50x zvětšeno b.) odražené světlo, rovnoběžné nikoly, 50x zvětšeno c.) odražené světlo, zkřížené nikoly, 50x zvětšeno d.) BSE snímek

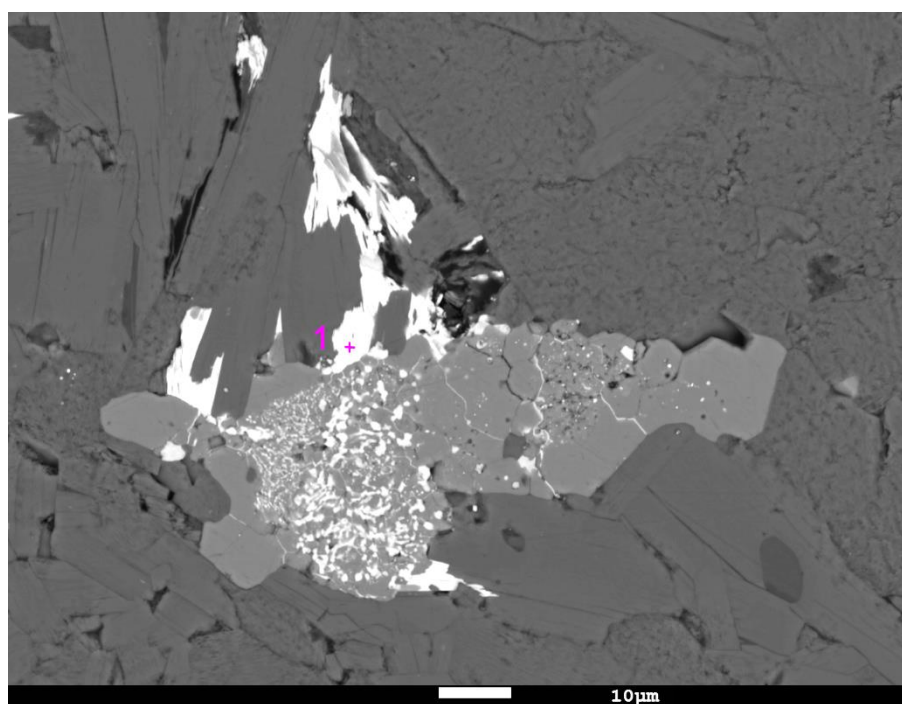
Produkty alterací

V tomto vzorku se vyskytuje několik hnízd primárních akcesorií (monazit, apatit, xenotim, zirkon) destruovaných nejspíše velmi agresívními vysokoteplotními fluidy. Dochází k rozpouštění monazitu a apatitu, vyplnění prostor jemnozrnným myrmekitem monazit + apatit, korozi individuí zirkonu od okrajů a vstupem fluoru (až 1,73 hmot. % F) do zirkonů (Obr. 54) (Příloha 3g, J-1_8/1, Příloha 3n, J-1_10/2).





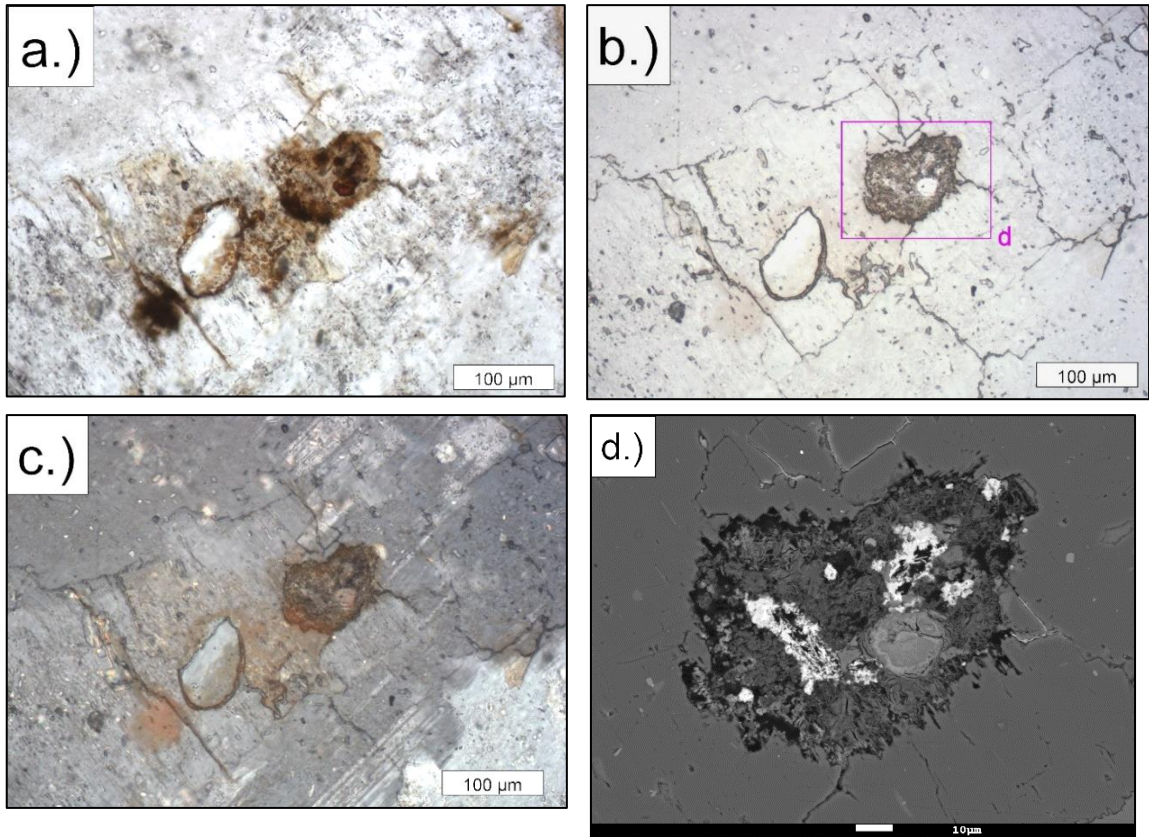
Obr. 54: Vzorek J-1, pole 10. Polyfázový agregát primárních akcesorií (apatit -3, monazit - 4, brockit - 5) zatlačovaný greisenizačními fluidy, se silně alterovaným monazitem a korodovanými zirkony (1, 2). a.) procházející světlo, rovnoběžné nikoly, 50x zvětšeno b.) BSE snímek c.) detailní BSE snímek (analýzy Příloha 3n, J-1_10/1,2, Příloha 3k, J-1_10/3, Příloha 3f, J-1_10/4, Příloha 3g, J-1_10/5)



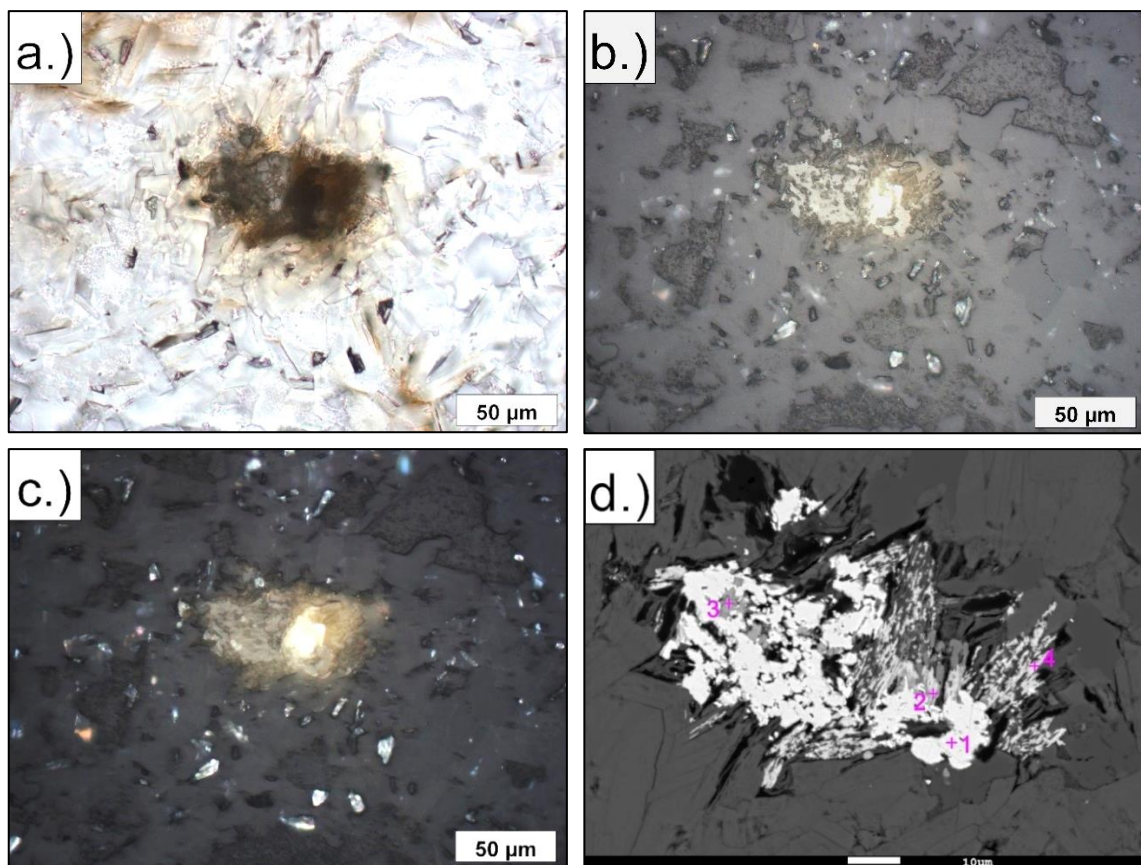
Obr. 55: Vzorek J-1, pole 8. BSE snímek alterace monazitu a apatitu pravděpodobně greisenizačními fluidy, za vzniku myrmekitu monazit s apatitem a fosfosilikáty blízké brockitu (1) zatlačujícími okolní slídy. (analýza Příloha 3g, J-1_8/1)

Plynule navazuje nejspíše nížetepelní alterace, kdy vznikají v okolí původní asociace akcesorií výplně puklin s fosfáty a fosfosilikáty Ca-Th blízkými brockitu (viz Obr. 55) (Příloha 3g, J-1_8/1). Dochází k destrukci původních akcesorií, zatlačování okolních živců smektity s relikty původních fosfátů alterovanými do podoby fosfátů blízkých

brockitu (Obr. 56) (Příloha 3g, J-1_3/2,5), nebo zatlačování slíd s monazity polyfázovými hroznovitými agregáty Ti-oxidů, fosfosilikáty Ca-Th a silikofosfáty Zr-Y (Obr. 57) (Příloha 3d, J-1_6/2, Příloha 3n, J-1_6/3, Příloha 3i, J-1_6/4).

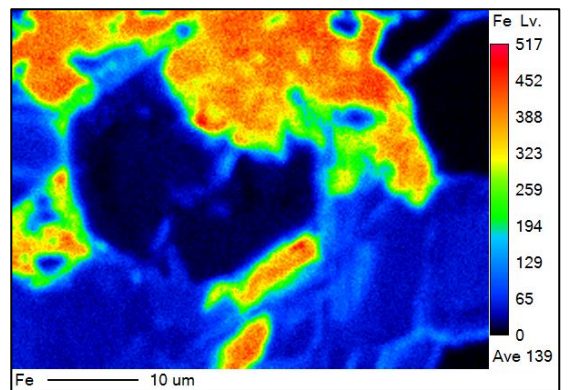
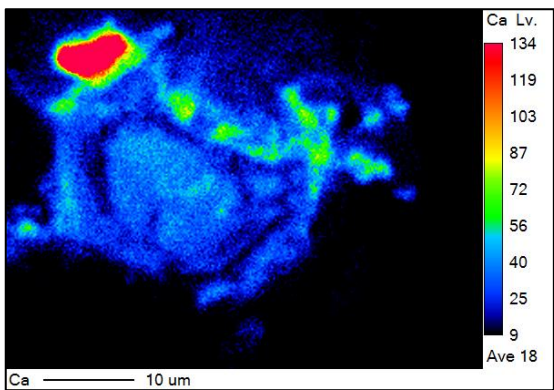
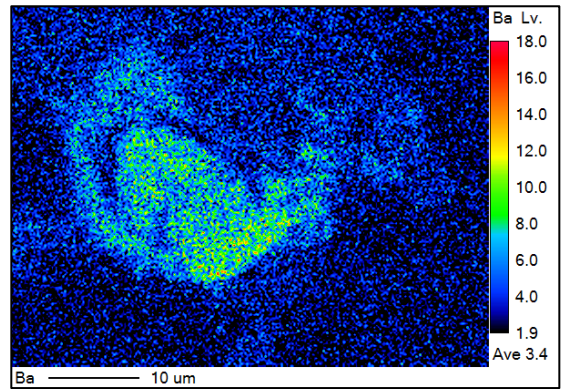
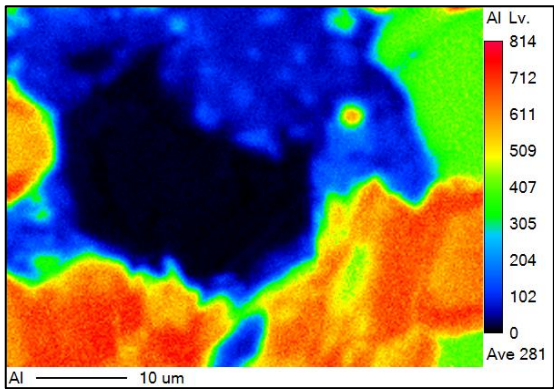
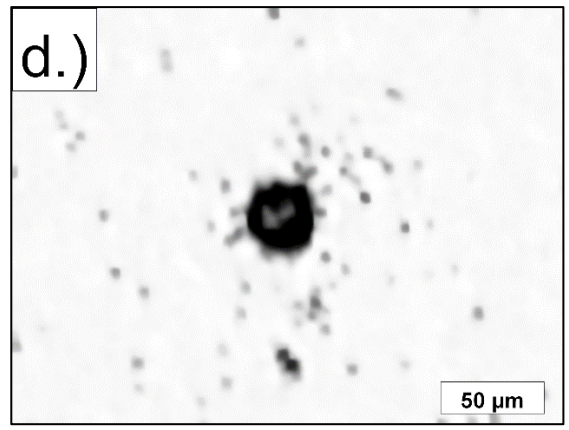
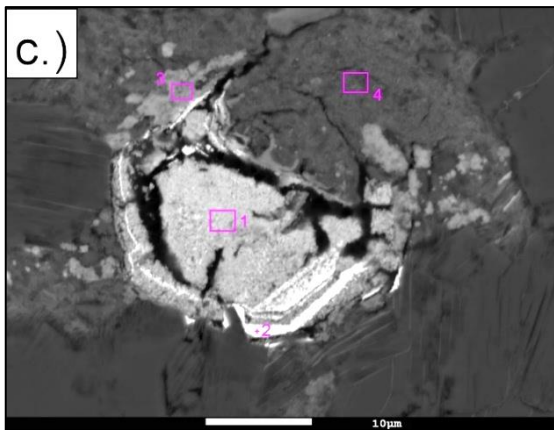
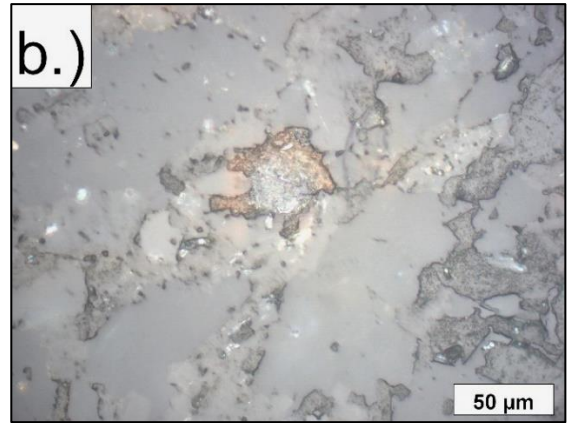
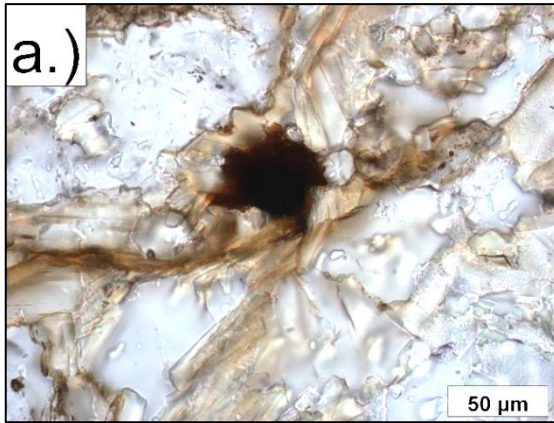


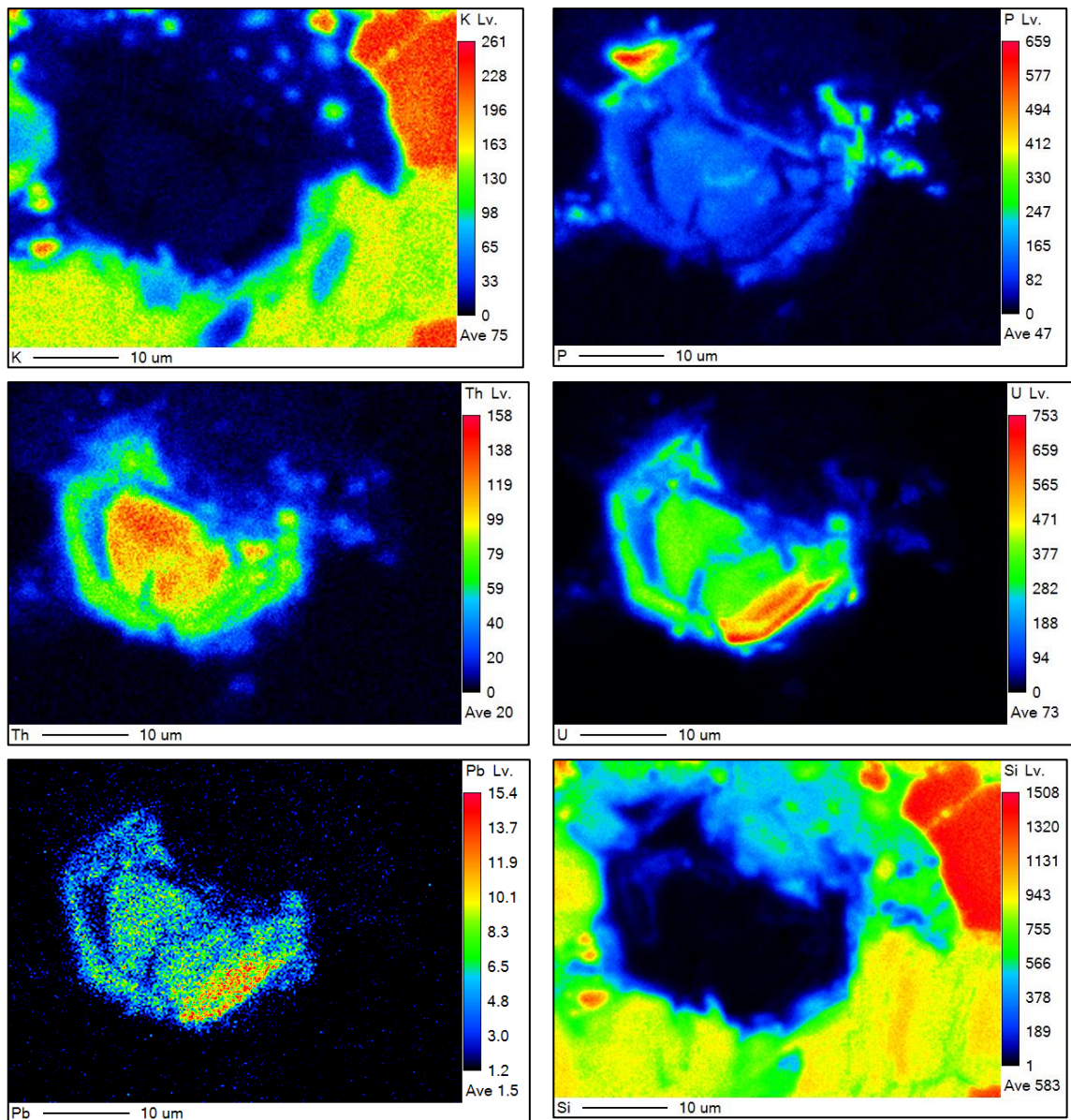
Obr. 56: Vzorek J-1, pole 3. Polyfázový hroznovitý agregát a.) procházející světlo, rovnoběžné nikoly, 20x zvětšeno b.) odražené světlo, rovnoběžné nikoly, 20x zvětšeno c.) odražené světlo, zkřížené nikoly, 20x zvětšeno d.) BSE snímek



Obr. 57: Vzorek J-1, pole 6. Skupina alterovaných akcesorií a.) procházející světlo, rovnoběžné nikoly, 50x zvětšeno b.) odražené světlo, rovnoběžné nikoly, 50x zvětšeno c.) odražené světlo, zkřížené nikoly, 50x zvětšeno d.) BSE snímek, (1) monazit, (2) brockit, (3) silikofosfát Zr-Y, (4) brockit s fylosilikátem (analýzy Příloha 3f, J-1_6/1, Příloha 3d, J-1_6/2, Příloha 3n, J-1_6/3, Příloha 3i, J-1_6/4).

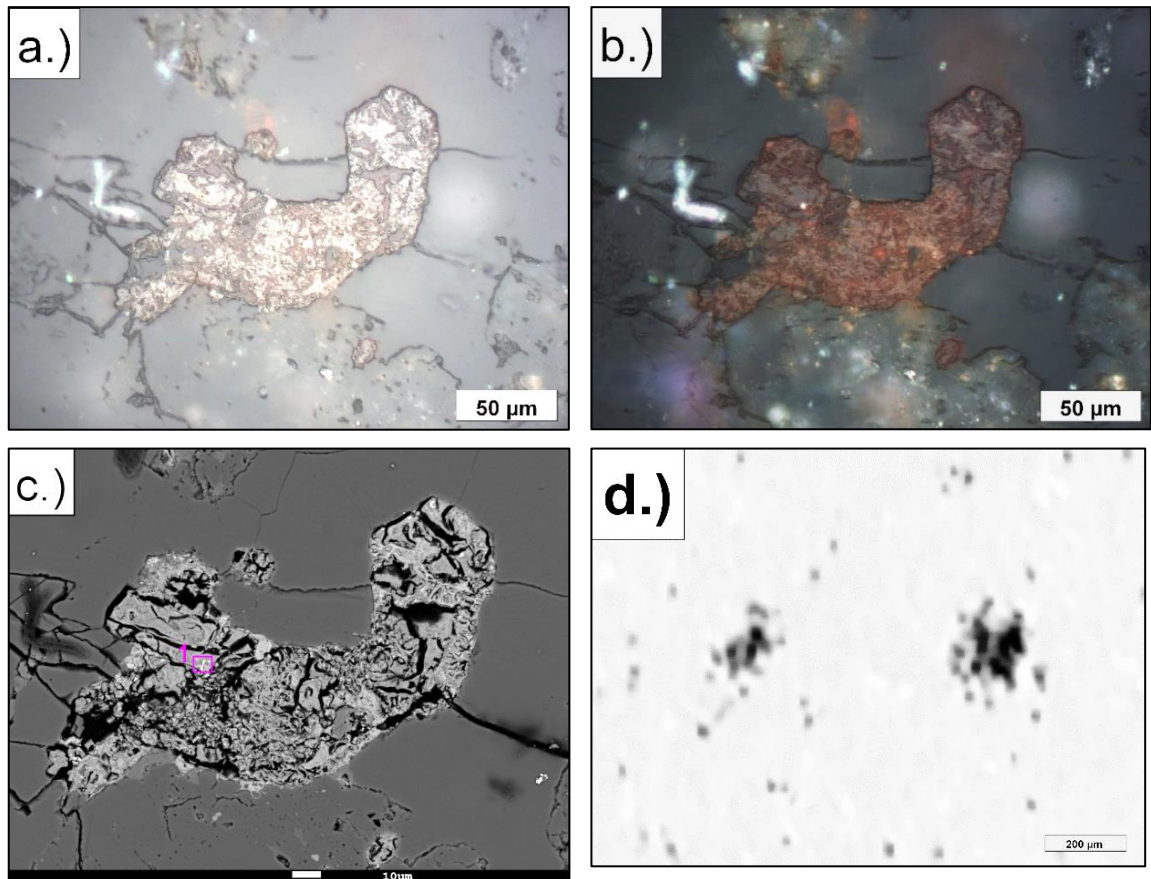
Pole číslo 11 na autoradiografickém obraze odpovídá alterovanému, pravděpodobně primárně magmatickému uraninitu s.s. (Obr. 58). Alterovaný uraninit o velikosti okolo 25 μm leží uvnitř agregátu tmavých slíd, shora je lemován železitým chloritem. Jeho tvar zůstal částečně zachován, v malé okrajové části zůstala zachována i jeho primární zonalita. Ostatní části mají spíše charakter (v optickém mikroskopu) žluto-rezavého gummitu, v jedné části bohatého yttriem (1,6 hmot. % Y_2O_3) (Příloha 3h, J-1_11/1-3). Podle prvkových map thoriem bohatší střed je také alterován méně. Pro tento raritně zachovaný útvar byla vytvořena prvková mapa (Obr. 58e).





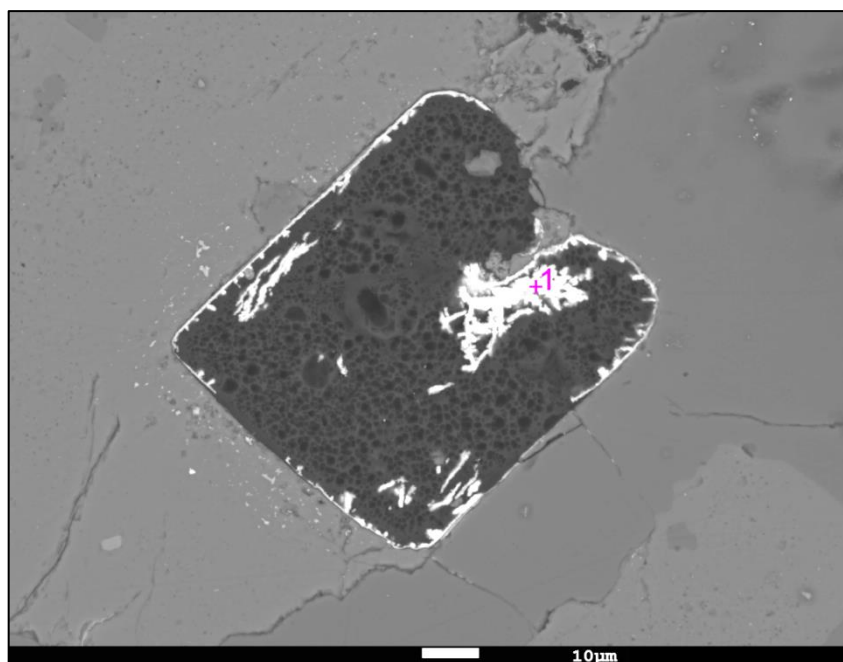
Obr. 58: Vzorek J-1, pole 11. Alterovaný uraninit (gummit) s částečně zachovanou primární zonalitou. a.) procházející světlo, rovnoběžné nikoly, 50x zvětšeno b.) odražené světlo, rovnoběžné nikoly, 50x zvětšeno c.) BSE snímek (1, 2) gummit, (3) gummit s Y, (4) Fe-chlorit d.) výřez alfa autoradiografie e.) distribuce prvků (WDS). (Analýzy Příloha 3i, J-1_11/1-3, Příloha 3m, J-1_11/4).

Ve vzorku jsou časté HFO, někdy koncentrické, případně vázané na drobné puklinky a hranice jednotlivých zrn (Obr. 59). Na autoradiografickém obraze jsou tyto objekty zachyceny na polích číslo 3 a 4.



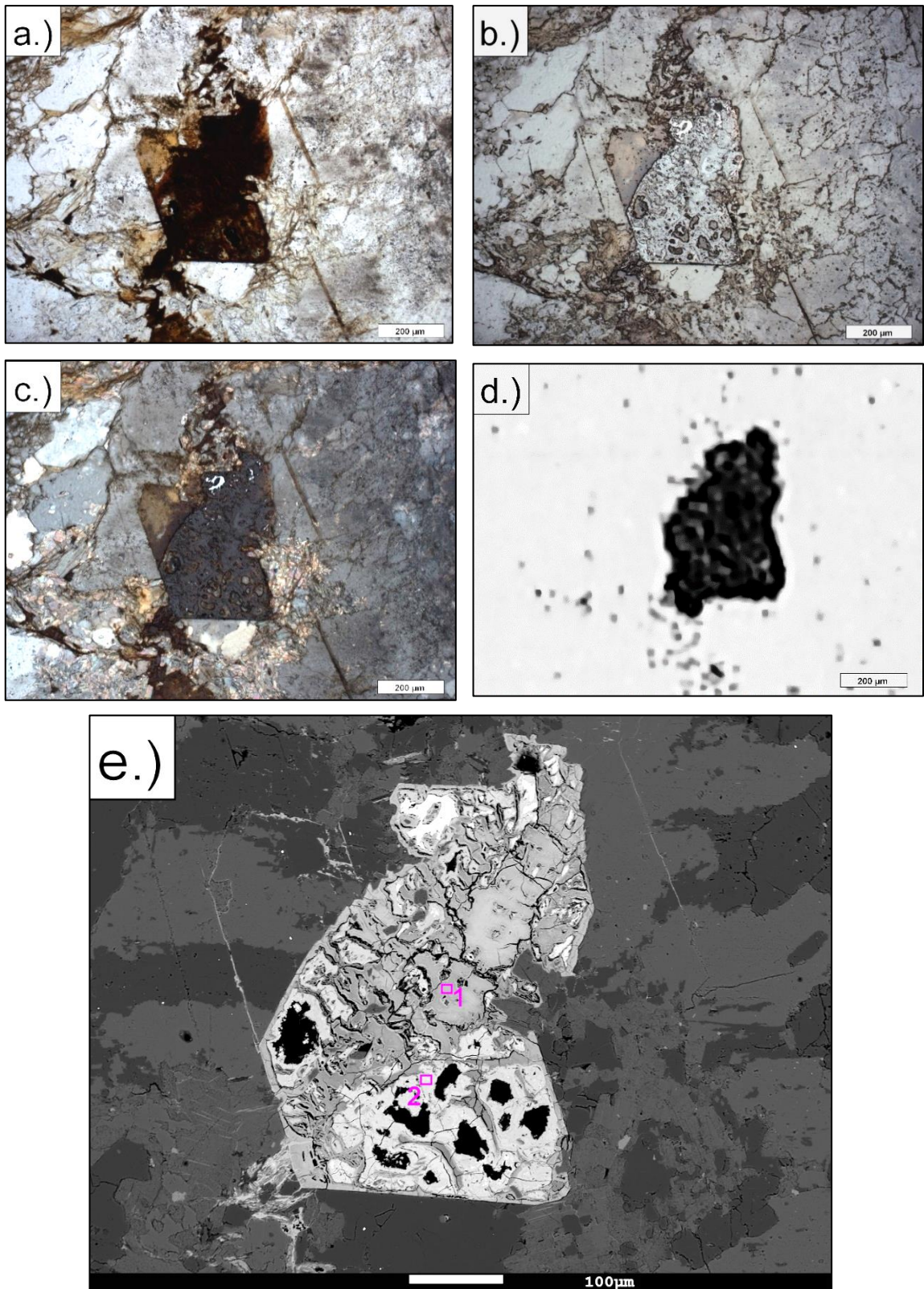
Obr. 59: Vzorek J-1, pole 4. Hydratované železitě oxidy (1), pravděpodobně pseudomorfóza po sulfidické fázi. a.) odražené světlo, rovnoběžné nikoly, 50x zvětšeno b.) odražené světlo, zkřížené nikoly, 50x zvětšeno c.) BSE snímek d.) výřez alfa autoradiografie (analýza Příloha 3a, J-1_4/1)

V tomto vzorku byly nalezeny duté pseudomorfózy nejspíše po pyritu, tyto objekty nejsou dle autoradiografického obrazu aktivní. Poněkud odlišná je dutá perimorfóza, ve které byly pozorovány rozeklané kostrovité krystaly brockitu (Obr. 60). Pravděpodobně to podle zaoblených rohů může být perimorfóza po vylouženém coffinitu či thoritu. Na autoradiografii je objekt zaznamenán na poli číslo 1.

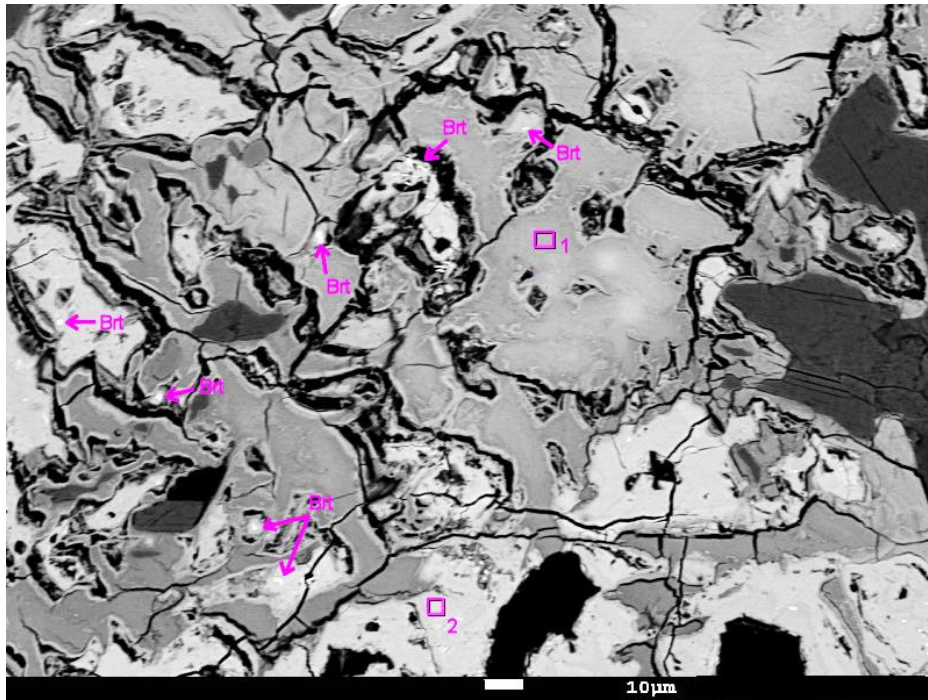


Obr. 60: Vzorek J-1, pole 1. BSE snímek duté perimorfózy s rozeklanými kostrovitými krystaly brockitu (analýza Příloha 3g, J-1_1/1).

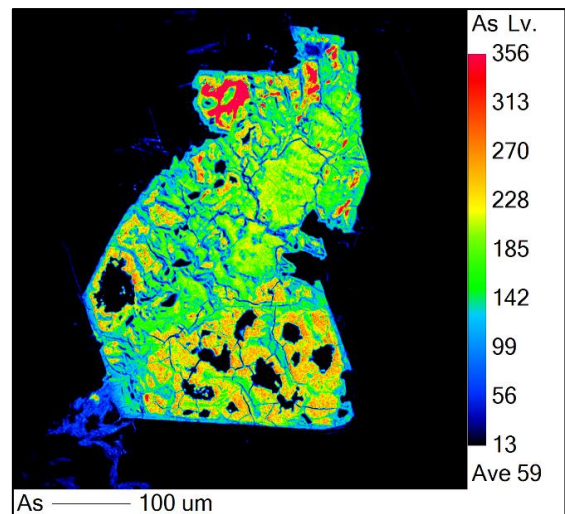
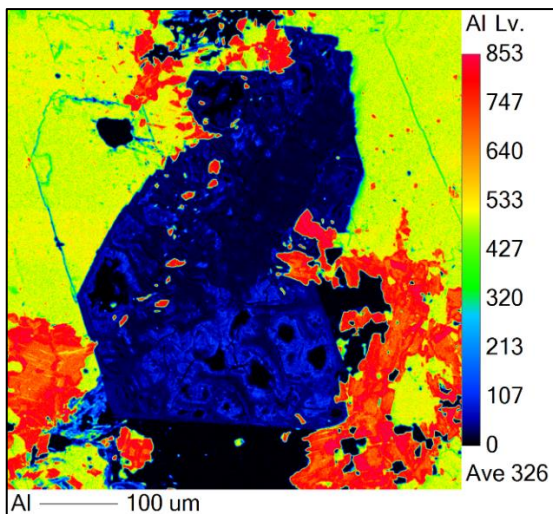
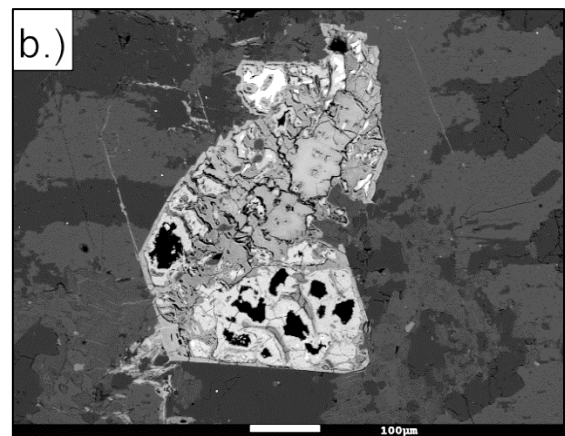
Na autoradiografii celého vzorku dominantní a od předchozích minerálů zcela odlišný objekt leží na poli číslo 15. Alfa aktivita v rámci tohoto objektu je relativně homogenní. Při bližším prozkoumání bylo zjištěno, že to je hypergenními procesy silně postižený arsenopyrit, resp. srostlice jeho krystalů (Obr. 61). Drobné reliktu arsenopyritu byly zachovány. Starší hypergenní fázi je bariofarmakosiderit (Příloha 3j, J-1_15/2) zachovaný ve velkých ostrůvcích. V rámci agregátů došlo až k precipitaci barytu, který se zde objevuje ve formě velmi drobných (ED neanalyzovatelných) nepravidelných inkluzí rozestých po celém alterovaném zrně (Obr. 62) Ze středů ostrůvků je bariofarmakosiderit vyloužen; zde jsou již pouze dutiny. Celý útvar je našikmo protínán širokou puklinou, kterou vyplňuje další, mladší arseničnan. Podle nestechiometrické analýzy to je pravděpodobně arseniosiderit či yukonit koprecipitovaný s HFO (Příloha 3i, J-1_15/1), který zatlačuje starší bariofarmakosiderit i od okrajů ostrůvků (Příloha 3j, J-1_15/2). I pro tento objekt byla vytvořena prvková mapa (Obr. 63). Relativně vysoká alfa aktivita a nepřítomnost analyticky (EDS) stanovitelného uranu ukazuje, že hlavním zářičem je v tomto případě radium (^{226}Ra), které je nejspíše izomorfne přimíšeno za homologní baryum. Zajímavé je, že radium je podle autoradiografického obrazu pravděpodobně vázáno v podobné aktivitě i v sekundárně vzniklém arseničnanu s HFO, který baryum již obsahuje podle prvkové mapy v mnohem menší míře, kdy ho již nezachytila ani provedená ED analýza.

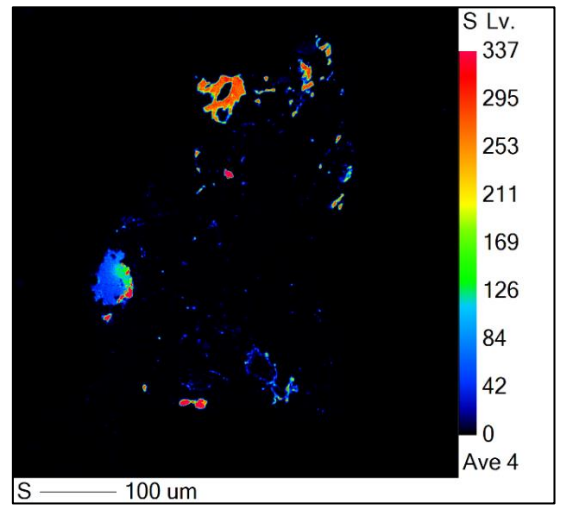
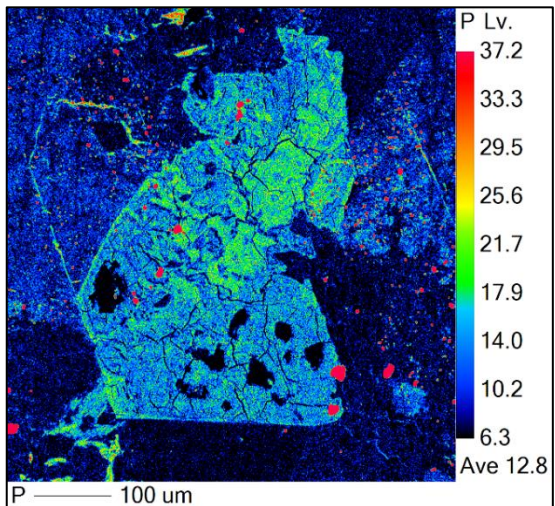
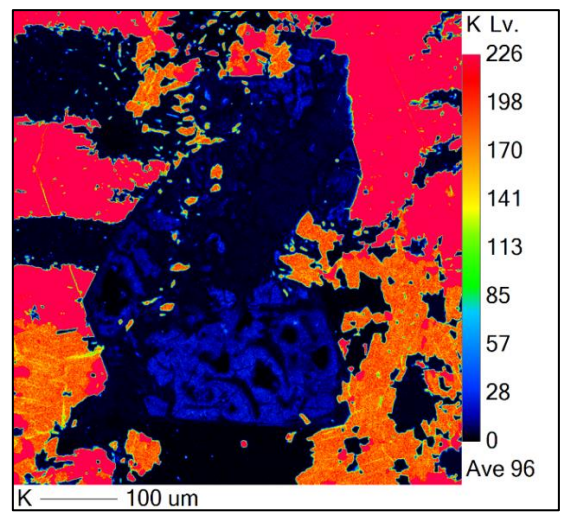
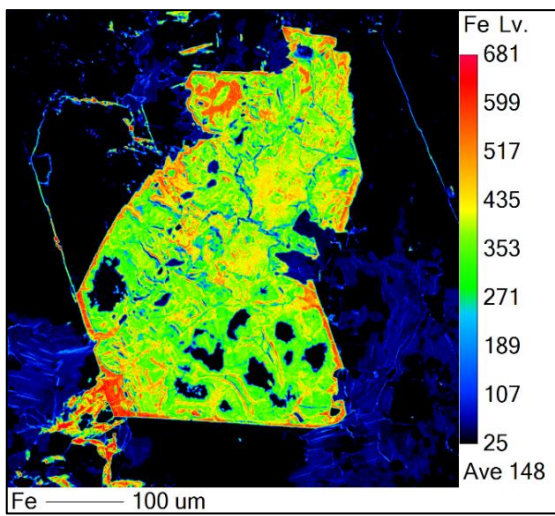
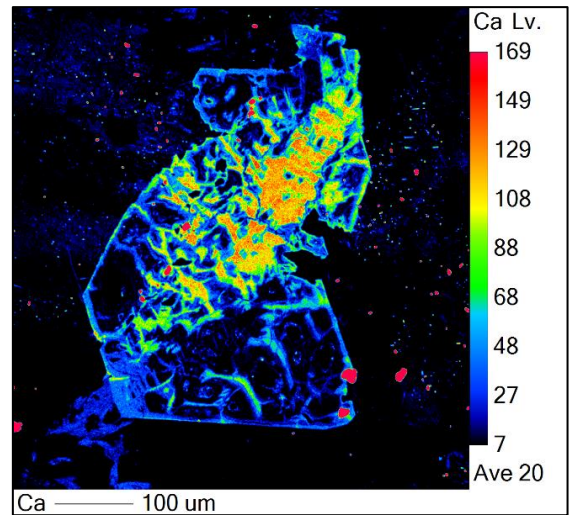
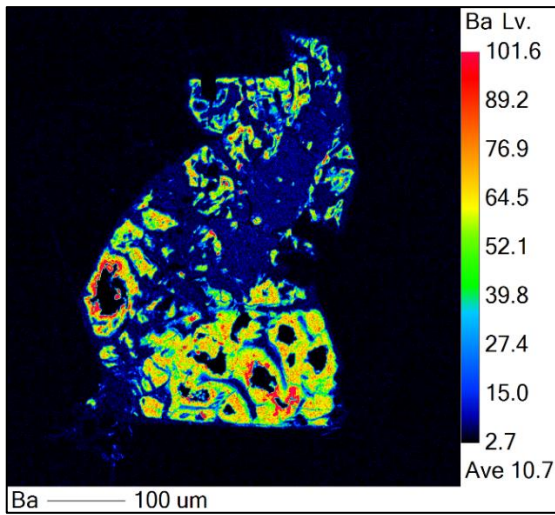


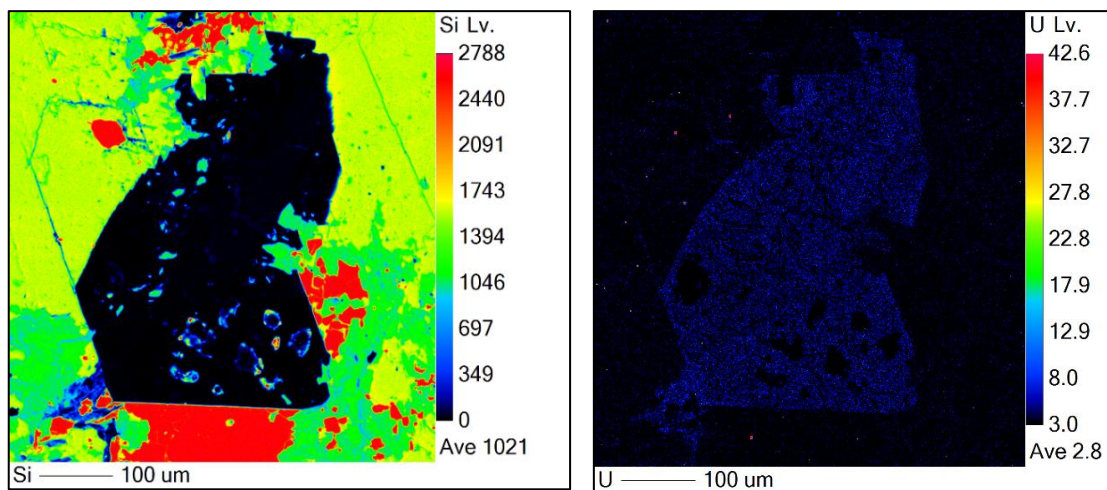
Obr. 61: Vzorek J-1, pole 15. Hypergenními procesy silně postižený arsenopyrit rozložený na sekundární arseničnany (2) bariofarmakosiderit a (1) arseniosiderit či yukonit s HFO. a.) průchozí světlo, rovnoběžné nikoly, 10x zvětšeno b.) odražené světlo, rovnoběžné nikoly, 10x zvětšeno c.) odražené světlo, zkřížené nikoly, 10x zvětšeno d.) výřez autoradiografie e.) BSE snímek (analýza Příloha 3j, J-1_15/2, Příloha 3i, J-1_15/1)



Obr. 62: Vzorek J-1, pole 15. Detailní BSE snímek agregátu sekundárních arseničnanů (2) bariofarmakosideritu a jeho alterací vznikajícího (1) arseniosideritu či yukonitu s HFO. Obě fáze v sobě uzavírají drobná zrnka barytu (Brt)







Obr. 63: Vzorek J-1, pole 15. Hypergenními procesy silně postižený arsenopyrit a.) odražené světlo, rovnoběžné nikoly, 10x zvětšeno b.) BSE snímek c.) Distribuce prvků (WDS).

6 Diskuse

Geologický materiál vybraný pro tuto diplomovou práci ukazuje, že zvolená metoda vzorkování terénní radiometrickou selekcí hornin byla vhodně zvolená, neboť selektované horniny vykazují podle naměřených dat nadprůměrné obsahy radionuklidů ve srovnání s obsahy několika námi odebranými a naměřenými srovnávacími vzorky, vzorkovanými bez užití radiometrické selekce i v literatuře udávanými běžnými obsahy radionuklidů. Například na lokalitě Stříbrnice radiometrickou selekcí získané vzorky dosahují hodnot 13 až 24 ppm U (Vzorky ST–1 až 4). Srovnávací vzorek ortoruly z lůmku u cesty označený ST – 5 obsahuje pouze 5 ppm U. Tyto zmíněné i další vzorky v hodnocené této práci vykazují vyšší koncentrace uranu v porovnání s obsahy uváděnými Manovou & Matolínem (1995) nebo Ibrmajerem a kol. (1989), či Klomínským a kol. (2010). Skácelová & Žáček (2007) uvádí obsahy přirozených radioaktivních prvků v ortorulách výrazně méně, a to 3,7 ppm U, což je oproti námi naměřeným hodnotám o podstatně méně. Naopak mineralizace thoriem nebyla v námi studovaném souboru zaznamenána ani v jednom případě

Překvapením je velmi nízký obsah radionuklidů (včetně draslíku) ve vzorku leukogranitu z jímacího území radonových vod lázní Świeradów-Zdrój. Tato hornina obsahuje pouze 2.7 ppm U, 10 ppm a jen 0.3 % K. Není proto divu, že i aktivity radonu ve zde studnami jímaných vodách jsou relativně nízké (max. 1,2 kBq/l ^{222}Rn , Przylibski a kol., 2004) a nedosahují tak ani hranice radonových vod podle české legislativy (1,5 kBq/l podle Lázeňského zákona).

Z hlediska základních horninotvorných minerálů se zkoumané mineralizované vzorky nijak neliší od obvyklých lugičských ortorul. Horninotvornými minerály jsou křemen, živce, světlé a tmavé slídy. U těchto hornin jsou však anomální obsahy uranu a radionuklidů z uranové rozpadové řady, neboť to jsou horniny mineralizované působením celé škály geologických procesů, které prodělaly během složité geologické historie lugičska (Jeřábek a kol., 2016; Konopásek a kol., 2019).

Studované vzorky poskytly průřez všemi stádii mineralizačních etap a horotvorných procesů následovaných a ukončených procesy hypergenními. Je jasné že nejsou zachyceny v každém vzorku kompletně, ale tvoří mozaiku, ze kterých lze dobře sestavit celkový obraz geologické historie:

Ortoruly obsahují běžné akcesorie kyselých granitoidů – zirkon, monazit, xenotim, apatit vzácněji i thorit. Důležitý poznatkem je, že lugické ortoruly obsahují primární magmatický uraninit s. s. potvrzený ve vzorku J-1 (jizerská ortorula) i jako inkluze v zirkonu ve vzorku ST-1 (sněžnická ortorula). Přítomnost primárního magmatického uraninitu konstatuje Seifert a kol. (2009) také v rumburském granitu, což je pravděpodobně méně metamorfovaný ekvivalent jizerských ortorul. Stáří této mineralizace lze očekávat kambro-ordovické (Borkowská a kol., 1990), okolo 500 mil. let, což je intruzivní stáří magmatického protolitu lugických ortorul. Právě primární magmatický uraninit s. s. je pravděpodobně hlavním důvodem vysoké migrační schopnosti uranu a jeho dceřiných radionuklidů (fertility) při pozdějších geologických procesech, podobně jako například v krušnohorské žule (Förster, 1999).

Následuje vysokoteplotní uranová mineralizace související s deformačními procesy na styku ortorulových těles reprezentovaná nalezenou neobvyklou asociací U–Y–As–Cu–Zn ve vzorku JL-3b s uraninitem s.s.. Krystalovaný uraninit v podobě drobných krychlí jako inkluzí v pyritech a arsenopyritech je typický právě pro relativně vysokoteplotní procesy (Cuney & Kyser, 2015). Vznik této mineralizace je pravděpodobně výsledkem cirkulace fluid v bezprostřední blízkosti a po linii příkrovového násunu metamorfitů na ortorulu považované za významnou suturu mezi nížce a vysoko metamorfovanými jednotkami západních Sudet stáří ca. 330–360 Ma (Žáčková a kol. 2010, Konopásek, 2011) a související s tektonodeformačním vývojem oblasti (Jeřábek a kol., 2016).

Další pozorovanou mineralizační fází je greisenizace, typická zejména pro jizerské ortoruly, kde byly greiseny nalezeny jak na jizerské straně (Chaloupský, 1989; Štemprok, 1987, Pašava a kol. 2015, Sidorinová & Dobeš, 2015) i na polské straně (Karwowski & Kozłowski, 2002). V našich vzorcích je patrná v SM-1 kde primární asociace akcesorií asociují s fluoritem, a hlavně ve vzorku J-1, kde lze pozorovat masivní destrukci primárních akcesorií (monazitu a apatitu) za vzniku jemného myrmekitu monazitu a apatitu a rovněž silnou korozi zirkonu a vstup fluoru do zirkonu, ukazujícím na vysokou agresivitu greisenizačních fluid. Podobné fluorem bohaté zirkony byly zjištěny jako akcesorie například v krušnohorských greisenizovaných (cínonosných) granitech (Breiter a kol., 2006). Stáří greisenizace je nejasné, pravděpodobně variské okolo 320 Ma v souvislosti s intruzí blízkého krkonoško jizerského plutonu (Žák a kol., 2013).

Dále můžeme pozorovat hydrotermální mineralizaci reprezentovanou křemenem s lístečkovitým hematitem ve vzorku JL-6 a žilky s hřebenitým křemenem ve vzorku JL-5, velmi připomínající hřebenité křemeny následující bezprostředně po uranovém pulzu mladovariských žilných mineralizací v krkonoško – jizerském krystaliniku, s předpokládaným stářím okolo 270 Ma (Veselý, 1982; Plášil a kol. 2009), i když přímo hydrotermální uraninit (var. smolinec) ve zkoumaných vzorcích ortorul nalezen nebyl, a to ani v reliktech.

Pak již následují procesy hypergeneze v nejrůznější podobě:

Chloritizace slíd pozorovaná ve sněžnických ortorulách, vzorcích ST-1 a ST-4, kde dle výsledků autoradiografie je tato fáze významným nositelem radionuklidů uranové rozpadové řady, aniž by se však podařilo objasnit způsob a formu vazby. Charakter sekundárních HFO je spíše hnízdovitý a vzhled autoradiografického obrazu nevysvětluje ani Ti oxidy, neboť distribuce alfa stop je homogenní, takže se nabízí sorbce uranu do mezivrstev chloritu, i když s velkým otazníkem.

Dalším dokladem hypergeneze je destrukce metamorfní asociace ve vzorku JL-3b, kdy dochází k přeměně pyritu na HFO a rozpouštění uraninitu beze změny celkové aktivity sekundárně vzniklých HFO. Tyto reziduální hmoty jsou dle autoradiografického obrazu velmi aktivní, ale dle mikroskopického a chemického zkoumání nebyly nalezeny žádné U fáze, kromě řídkých hydrozirkonů s uranem. Vysvětlením tohoto jevu by mohla být skutečnost, že z rozpadové řady ^{238}U vyplavením U, který je dobře mobilní, zůstává ^{230}Th , který je v porovnání uranu velice nemobilní a jeho poločas rozpadu je relativně dlouhý, a to $7,5 \times 10^4$ let. Z ^{230}Th se následně rodí dceřiné ^{226}Ra . Poločas ^{226}Ra je krátký (1600 let), ale přítomnost mateřského ^{230}Th může způsobovat dlouhodobou aktivitu reziduí, až první stovky tisíc let.

Dalším pozorovaným projevem hypergeneze a přerozdělení uranu je výskyt U-slíd autunitové skupiny ve vzorku JL-6, kde jsou tyto fáze hlavním nositelem radioaktivity. Není jasné, jaký primární minerál byl zdrojem uranu, avšak hřebenitý křemen s hematitem odkazuje na hydrotermální uraninit s.l.. Pozorovaná radioaktivní rovnováha vzorku, kdy je aktivita U obdobná aktivitě Ra pak indikuje relativně vysoké stáří této asociace U-slíd (více než cca 200 ka). Hypergeneze však v tomto vzorku pokračuje i dále. V optickém mikroskopu jsou jejich agregáty často zakaleny, s drobnými

inkluzemi. Při bližším pohledu na analýzy U-slíd je patrné, že jsou ve většině kation-deficitní. Otázkou je, zda to je systematická chyba ED analytiky, či dochází skutečně ke vzniku „U-hydroslíd“; přikláníme se ke druhé variantě. Dále je patrný i vstup železa („bassetitizace“ U-slíd) a hliníku, který by ve struktuře obsahovat neměly. Zřejmě pozorujeme počátek procesu, kdy dochází k inkongruentnímu rozpouštění těchto U-slíd za vzniku HFO a minerálu crandallitové skupiny plumbogummitu se zvýšeným obsahem uranu (9,03 % UO_2), podobně jako pozorovali Plašil a kol. (2009) na lokalitě Medvědin. Relativně čistý plumbogummit byl v našich vzorcích nalezen však pouze v jednom případě. Ostatní analyzované body odpovídají intimně srůstajícím směsím minerálu crandallitové skupiny s HFO. O přerozdělování radionuklidů svědčí také neobvyklý charakter autoradiografického obrazu, kdy nejvyšší aktivitu mají okrajové lemy agregátů U-slíd. Zde se neodvažujeme ani vyslovit hypotézu, co se v tomto případě děje za proces. V konečném stádiu se agregáty U-slíd rozpouští úplně, kdy v dutinách zůstávají pouze jejich roztržené zbytky, silně postižené „crandallitizací“, zatlačující U-slídy od okrajů i po štěpnosti.

Finálním stádiem hypergeneze je úplně rozpuštění a odnos uranu a vazba ^{226}Ra v samostatných fázích:

1) Reziduální HFO po rozkladu pyritů s inkluzemi uraninitu s. s., jejichž aktivita se dle alfa autoradiografie v podstatě od čerstvých pyritů neliší, avšak uran je pod mezí stanovitelnosti ED, tedy uran byl rozpuštěn (vzorek JL-3b). O odnosu uranu hovoří také silně porušená radioaktivní rovnováha ve prospěch Ra, kdy celých 60 % uranu ve vzorku chybí (Příloha 1). V tomto případě fáze Ra nemusí být mladé, neboť jejich aktivita je řízena mateřským ^{230}Th , jež je málo mobilní (viz výše).

Následující prokázané Ra-fáze musí být s ohledem na malou pravděpodobnost vyššího obsahu ^{230}Th (jako v reziduálních HFO) a relativně krátký poločas rozpadu ^{226}Ra (1600 y) velmi mladé, jistě do 16000 tis let:

2) Minerály barya, jako je bariofarmakosiderit s jemným barytem ve vzorku J-1, vznikající alterací arsenopyritu (ve vzorku zcela dominantní alfa-aktivní objekt!).

3) Mn oxidy s barytem ze skupiny kryptomelánu-hollanditu ve vzorku JL-5.

4) Porézní houbovitě HFO na stěnách otevřených puklin vzorku JL-5.

Zde jsme již velmi blízko k uchopení skutečných fázových vztahů k aktivaci vod radonem. Tyto HFO v námi zkoumaném vzorku JL-5 totiž obsahují i vysoké koncentrace chloru a dusíku, které přímo indikují z geologického hlediska nedávný (subrecentní) styk těchto aktivních fází s protékající vodou, ze které byly chlor, dusík i ^{226}Ra na tyto porézní hmoty sorbovány. Podobný sorbční mechanismus s uvolňováním ^{222}Rn z HFO alfa-odrazem navrhuji k objasnění aktivačního procesu Wood a kol. (2004) i Gainon a kol. (2007). Otázkou zůstává speciace dusíku v těchto hmotách, který může být vázán jako amonný kation NH_4^+ nebo jako anion dusičnanu NO_3^- . V této chvíli se přikláníme k tomu, že je pravděpodobnější vazba jako NH_4^+ , neboť dusík je při anaerobních dějích na rozhraní oxidační a redukční zóny vod redukován (Knook a kol., 1974).

7 Závěr

Úkolem této práce bylo zjistit vazbu radionuklidů v ortorulách lugika v souvislosti s aktivací pramenů na tomto území. Proběhla rozsáhlá terénní měření a vyhledávání mineralizovaných vzorků. Trasování proběhlo na předem vytipovaných lokalitách v několika etapách a bylo úspěšné.

Všechny vzorky v souhrnu poskytly komplexní pohled a průřez geologickou minulostí zkoumaných oblastí a společně tak podávají cenné informace. Od počátku, kdy pozorujeme indikátory vysokoteplotní uranové mineralizace, která souvisí s magmatickými a později deformačními procesy. Následují procesy greisenizace, hydrotermální mineralizace, zakončené procesy hypergeneze. Procesy hypergeneze jsou zde indikovány chloritizací tmavých slídků, přeměnou pyritu na HFO, rozpouštěním uraninitu, přerozdělením uranu a výskyt U-slídků skupinu autunitu. V poslední řadě pak přichází úplné rozpouštění a odnos uranu.

Na závěr lze říct, že se naplnila všechna naše očekávání a podařilo se odkrýt mineralogickou podstatu studovaných vzorků a vazbu radionuklidů v ortorulách. Vazba radioaktivních prvků v horninách je zcela jistě klíčová pro aktivaci vod. Zdá se, že tuto klíčovou otázku nám z velké části pomohl zodpovědět vzorek JL-5 krkonošské ortoruly z Janských Lázní. Tento vzorek je velmi silně ovlivněn procesy hypergeneze za vzniku hydratovaných železitých oxidů a manganových oxidů s vyššími obsahy Ba a K, v některých případech dokonce odpovídající hollanditu – kryptomelánu. Celý vzorek je silně prožilkován a jednotlivé žilky a puklinky tvoří propojenou síť, což do značné míry usnadňuje pohyb fluid. Na stěnách žilek, nebo dokonce jako výplně žilek se objevují výše zmíněné oxidy houbovitě textury se zvýšenou radioaktivitou prokázanou autoradiograficky. Chemickými analýzami jsme zjistili, že tyto oxidy neobsahují ani U ani Th. Jejich aktivita musí tak být způsobena přítomností ^{226}Ra , tedy přímého prekursoru ^{222}Rn . Zároveň obsahují vysoké koncentrace dusíku a chloru, což indikuje nedávný styk aktivních partií s protékající vodou.

Domníváme se, že tato práce velmi posunula představy o genezi radioaktivních (radonových) minerálních vod v lugiku a představuje významný krok k celkovému poznání aktivačních procesů nejen v této geologické jednotce.

8 Literatura

Banaś, M., Mochacka, K. (1986): The two uranium deposits in the Polish part of the Sudety mountains. Vein type uranium deposits. IAEA-TECDOC-361. 335-358. Vienna.

Blažek, J. & Horáček, J. (1985): Lužický masiv a jizerské krystalinikum. Frýdlantský výběžek – MS Uranový průzkum, Liberec.

Borkowská, M., Choukrone, P., Hameurt, P., Martineau, F. (1990): A geochemical investigation of the age, significance and structural evolution of the Caledonian-Variscan granite gneisses of the Śnieżnik metamorphic area (Central Sudetes, Poland). *Geologica Sudetica*, 25, 1–27.

Bröcker U., Mezger, M., Lange, K. & Elaźniewicz, A. (2003): The orthogneisses of the Orlica-Śnieżnik dome (West Sudetes, Poland): Sr-Nd isotope characteristics and Rb-Sr geochronology. *Journal of the Czech Geological Society*, 48, 1-2.

Breiter, K., Förster, H. J., & Škoda, R. (2006): Extreme P-, Bi-, Nb-, Sc-, U- and F-rich zircon from fractionated perphosphorous granites: The peraluminous Podlesí granite system, Czech Republic. *Lithos*, 88(1–4), 15-34.

Burinek, D., Verner, K., Hanzl, P., & Krumlova, H. (2009): Ordovician metagranites and migmatites of the Svratka and Orlice-Śnieżnik Units, northeastern Bohemian Massif. *Journal of Geosciences*, 54(2), 181-200.

Cuney, M., Kyser, K. (2015): *Geology and geochemistry of uranium and thorium deposits*. Short Course Series Min. Soc. Can., Montreal. 46, 345.

Černík, T., & Goliáš, V. (2014): Radioaktivita granitoidu krkonošsko-jizerského plutonu: Statistické zhodnocení archivních údajů. *Zprávy o geologických výzkumech*, 2013, 103-106.

Černík, T. (2017): *Prameny radioaktivních minerálních vod v oblasti Chrastava – Bogatynia*; MS, Diplomová práce, Ústav geochemie, mineralogie a nerostných zdrojů. Přírodovědecká Fakulta, Univerzita Karlova.

Dahlkamp, F. J. (2003): *Uranium ore deposits*. Springer Science & Business Media.

Dolníček, Z., Fojt, B., Prochaska, W., Kučera, J., & Sulovský, P. (2008): Origin of the Zálesí U–Ni–Co–As–Ag/Bi deposit, Bohemian Massif, Czech Republic: fluid inclusion and stable isotope constraints. *Mineralium Deposita*, 44(1), 81.

Förster, H.J. (1999): The chemical composition of uraninite in Variscan granites of the Erzgebirge, Germany. *Mineralogical Magazine* 63(2), 239-252.

Gainon, F., Goldscheider, N., Surbeck, H. (2007): Conceptual model for the origin of the high radon in spring waters – the example of the St. Placius spring, Grison, Swiss Alps. *Swiss j. geosci.* 100, 251–262.

Goliáš, V. (2007): Vývěry léčivých radioaktivních vod v Janských Lázních – Těsném dole. – In: Štursa J. & Knapik R. (eds), *Geoekologické problémy Krkonoš*. Sborn. Mez. Věd. Konf., říjen 2006, Svoboda n. Úpou. *Opera Corcontica*, 44(1), 161–169.

Goliáš, V., Przylibski, T. A., Lipanský, T., Dohnal, J., Mišta, W., Nowakowski, R., Tejnecký, V., Mokrá, Z., Vávrová, J., Šimon, J. & Jáně, Z. (2010): *Prameny radioaktivních minerálních vod na území Kowary – Horní Malá Úpa*. *Opera Corcontica* 47(1), 75–90.

Goliáš, V., Hrušková, L., Przylibski, T., Lipanský, T. & Černík, T. (2013): *Radioactive springs of the Krkonoše Mts and Jizera Mts as geological phenomena, healing sources and tourist attractions*. *Opera Corcontica* 50, 135–142.

Goliáš, V., Hrušková, L., Černík, T., Bruthans, J., Nakládal, P., Churáčková, Z., Kula, A. (2014): *Albrechtický chloridový okrsek. Zprávy o geologických výzkumech v roce 2013*. *Hydrogeologie*. 165-170.

Goliáš, V., Hrušková, L., Lipanský, T., Černík, T., Kohn, P., Ježek, J., Procházka, R., Przylibski, T.A, Dohnal, J., Strnad, L., Kowalska, A., Fialkowska-Lichwa, L., Mišta, W., Nowakowski, R. (2022): *Exploration and investigation of high-level radon medicinal springs in the crystalline units: Lugicum*. *Water* 14, 200. online: <https://doi.org/10.3390/w14020200>

Hrušková, L. (2013): *Prameny radioaktivních minerálních vod v oblasti Lázně Libverda – Świeradów – Zdrój*; MS, Diplomová práce, Ústav geochemie, mineralogie a nerostných zdrojů, Přírodovědecká Fakulta, Univerzita Karlova.

Chaloupský, J. (1989): *Geologie Krkonoš a Jizerských hor*. Ústřední ústav geologický.

Chlupáč, I., Brzobohatý, R., Kovanda, J., Stránil, Z. (2002): *Geologická minulost České republiky*. Academia, Praha.

Ibrmajer, J., & Suk, M. (1989): *Geofyzikální obraz ČSSR*. Academia.

Jeřábek, P., Konopásek, J., & Žáčková, E. (2016): *Two-stage exhumation of subducted Saxothuringian continental crust records underplating in the subduction channel and collisional forced folding (Krkonoše-Jizera Mts., Bohemian Massif)*. *Journal of Structural Geology*, 89, 214-229.

Kadlčíková, E. (1975): *Geologická stavba a perspektivy rozšíření uranu v západosudetské oblasti*. MS. Archiv DIAMO. 199.

Kafka, J. ed. (2003): *Rudné a uranové hornictví České Republiky*. Anagram, Ostrava.

Karwowski, Ł., & Kozłowski, A. (2002): *Greisens from Izera Upland Lower Silesia*. Poland. *Miner. Soc. of Poland, Special Papers*, 20, 255-261.

- Klomínský, J., Adamová, M., Bělohradský, V., Burda, J., Kachlák, V., Lochmann, Z., Manová, M., Nekovařík, Č., Nývlt, D., Šalanský, K., (2004): Vysvětlivky k základní geologické mapě České republiky 1:25 000. 03-143 Liberec. Česká geologická služba.
- Klomínský, J., Jarchovský, T., Rajpoot, G.S. (2010): Atlas of plutonic rocks and orthogneisses in the Bohemian Massif. 4. LUGICUM. ČGS Praha. 78.
- Knook, D. L., Kauffman, H. F., & Riet, J. V. T. (1974): Different effects of 2-n-heptyl-4-hydroxyquinoline-N-oxide on oxygen and nitrate respiration in *Klebsiella aerogenes*. Archives of biochemistry and biophysics, 165(2), 449-455.
- Konopásek, J. (2011): Tectonic position of high-pressure rocks in the Bohemian Massif. Geolines 23, 11-18.
- Konopásek, J., Anczkiewicz, R., Jeřábek, P., Corfu, F., Žáčková, E. (2019): Chronology of the Saxothuringian subduction in the West Sudetes (Bohemian Massif, Czech Republic and Poland). J Geol Soc. 176, 492-504.
- Kozłowski, K. (1974): Łupki krystaliczne i leukogranity pasma Stara Kamienica - Świeradów-Zdrój. Geologia Sudetica 9(1), 7-98.
- Kröner, A., Jaeckel, P., Hegner, E., & Opletal, M. (2001): Single zircon ages and whole-rock Nd isotopic systematics of early Palaeozoic granitoid gneisses from the Czech and Polish Sudetes (Jizerské hory, Krkonoše Mountains and Orlice-Sněžník Complex). International Journal of Earth Sciences, 90(2), 304-324.
- Lange, U., Bröcker, M., Mezger, K., & Don, J. (2002): Geochemistry and Rb–Sr geochronology of a ductile shear zone in the Orlica-Śnieżnik dome (West Sudetes, Poland). International Journal of Earth Sciences, 91(6), 1005-1016.
- Lipanský, T. (2007): Prameny radioaktivních minerálních vod v orlicko-sněžnické klenbě. MS, Diplomová práce, Ústav hydrologie, inženýrské geologie a užité geofyziky. Přírodovědecká Fakulta, Univerzita Karlova
- Manová, M., & Matolín, M. (1995): Radiometrická mapa České republiky. Český Geologický Ústav.
- Matolín, M. (1970): Radioaktivita hornin Českého masívu. Academia.
- Mazur, S. (2002): Geology of the Karkonosze-Izera Massif: an overview. Prace Specjalne (Special Papers) PTMin, 20, 22-34.
- Mazur, S., & Aleksandrowski, P. (2001): The Tepla (?)/Saxothuringian suture in the Karkonosze–Izera Massif, western Sudetes, Central European Variscides. International Journal of Earth Sciences, 90(2), 341-360.
- Mísař, Z. (1983): Geologie ČSSR (Vol. 1). Státní pedagogické nakladatelství.

Mochnacka, K., Oberc-Dziedzic, T., Mayer, W., Pieczka, A. (2015). Ore mineralization related to geological evolution of the Karkonosze-Jizera Massif (the Sudetes, Poland) – Towards a model. *Ore Geol. Rev.* 64, 215-238.

Nieć, M. (2009). Występowanie rud uranu i perspektywy ich poszukiwań w Polsce. *Polityka Energetyczna* 12(2/2), 435-451

Opletal, M. (1980): *Geologie Orlických hor*. Academia.

Pašava, J., Veselovský, F., Drábek, M., Svojtka, M., Pour, O., Klomínský, J., Škoda, R., Ďurišová, J., Ackerman, L., Halodová, P., Haluzová, E. (2015): Molybdenite-tungstenite association in the tungsten-bearing topaz greisen at Vítkov (Krkonoše-Jizera Crystalline Complex, Bohemian Massif). Indication of changes in physico-chemical conditions in mineralizing system. *Journal of Geoscience*, 60, 149-16.

Pauliš, P. (1992): Nové nálezy druhotných uranových minerálů v ČSR. *Čas. Mineral. Geol.* 37, 1.

Pauliš, P., Škoda, R., & Novák, F. (2006): Demesmaeckerit z uranového ložiska Zálesí v Rychlebských horách. *Čas. Morav. Muz., Vědy geol.* 91, 89-95.

Pauliš, P., Babka, K., Sejkora, J., Škácha, P. (2016): Uranové minerály ČR a jejich nejvýznamnější naleziště. *Kuttna, Kutná Hora*, 557.

Pauliš, P., Toegel, V., & Jebavá, I. (2012): Kintoreit z ložiska uranových rud Zálesí v Rychlebských horách (Česká republika). *Bull. mineral.-petrolog. Odd. Nár. Muz.(Praha)*, 20(2), 223-225.

Pin, C., Mierzejewski, M., Duthou, J. L., Couturie, J. P. (1988): Etude isotopique Rb – Sr du Karkonosze. In: Lorenc a Majerowicz (eds.) *Pétrologie du Socle Varisque de Sudetes Polonaises. Resultats de la cooperation entre les Universités de Wrocław et Clermont – Ferrand*, 1988, 8–44.

Pitter, P. (2009): *Hydrochemie* (4. vydání); 264–274, VŠCHT, Praha.

Plášil, J., Sejkora, J., Cejka, J., Škoda, R., & Goliáš, V. (2009): Supergene mineralization of the Medvědí uranium deposit, Krkonoše Mountains, Czech Republic. *Journal of Geosciences*, 54(1), 15-56.

Pluskal, O. (1972): *Úvod do geologie uranových ložisek*. – Stát. pedagog. nakl. Praha.

Przylibski, T.A., Mamont-Cieśla, K., Kusyk, M., Dorda, J., Kozłowska, B. (2004): Radon concentrations in groundwaters of the Polish part of the Sudety Mountains (SW Poland). *J Environ Radioact* 75, 193-209.

- Seifert, W., Rhede, D., Forster, H. J., & Thomas, R. (2009): Accessory minerals as fingerprints for the thermal history and geochronology of the Caledonian Rumburk granite. *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen*, 186(2), 215.
- Sejkora, J., Macek, I., Škácha, P., Pauliš, P., Plašil, J., & Toegel, V. (2014): Výskyt asociace Hg a Tl selenidů na opuštěném uranovém ložisku Zálesí v Rychlebských horách (Česká republika). *Bulletin Mineralogicko-Petrologického Oddelení Národního Muzea v Praze*, 22(2).
- Sejkora, J., & Škácha, P. (2016): Naumannit z uranového ložiska Labská u Špindlerova Mlýna, Krkonoše (Česká republika). *Bulletin Mineralogicko-Petrologického Oddelení Národního Muzea v Praze*, 24(2).
- Sejkora, J., Řídkošil, T., Šrein, V. (1999): Zálesiite, a new mineral of the mixite group, from Zálesí, Rychlebské hory Mts., Czech Republic. *N. J. Miner. Abh.* 175(2), 105-124.
- Sidorinová, T., Dobeš, P. (2015): Wolframitová mineralizace z greisenu v krkonošsko-jizerském krystaliniku u Vítkova v Jizerských horách. *Zpráva Geologického Výzkumu v roce 2014*: 179-183.
- Skácelová, Z., & Žáček, V. (2007): Přirozená radioaktivita horninového podloží v oblasti Krkonošského národního parku/The Natural Bedrock Radioactivity in the Krkonose National Park, Czech Republic. *Opera Corcontica*, (44), 55.
- Skeppström, K., & Olofsson, B. (2007): Uranium and radon in groundwater. *European water*, 17(18), 51-62.
- Stárková, Z. & Zrůstek, V. (1976): Prognózní ocenění ČSSR na uran, oblast č. 44 – Orlicko-kladská klenba, MS GEAM, 197.
- Šita, F., Bradna, J. (1972): Některé uranové nerosty ze Špindlerova Mlýna. *Acta Mus. Reginaebradec.*, Sér. A, 13, 39-40.
- Štemprok, M. (1987): Greisenization (a review). *Geologische Rundschau*, 76, 169-175.
- Tanisho, S. (1998): Hydrogen production by facultative anaerobe *Enterobacter aerogenes*. *BioHydrogen*. Springer, Boston, MA, 273-279.
- Turnová, Š. (2019): Léčivé radioaktivní minerální prameny v oblasti Skalná-Bad Brambach.
- Veselý, T. (1982): Malá uranová ložiska krystalinika Českého masivu. III., část Oblast severo západních a severních Čech. – *Geologie a hydrometalurgie uranu*, 6(3), 3-46. Liberec.

Wathen, J. B. (2020): The effect of uranium siting in two-mica granites on uranium concentrations and radon activity in ground water. In *Radon, Radium, and Other Radioactivity in Ground Water*, 31-46.

Wood, W. W., Kraemer, T. F., & Shapiro, A. (2004): Radon (^{222}Rn) in ground water of fractured rocks: a diffusion/ion exchange model. *Groundwater*, 42(4), 552-567.

Žáčková, E., Konopásek, J., Jeřábek, P., Fingr, F., Košler, J. (2010): Early carboniferous blueschist-facies metamorphism in metapelites of the West Sudetes (Northern Saxothuringian Domain, Bohemian Massif). *Journal of Metamorphic Geology*, 28, 361-379.

Žák, J., Verner, K., Sláma, J., Kachlík, V., & Chlupáčová, M. (2013): Multistage magma emplacement and progressive strain accumulation in the shallow-level Krkonoše-Jizera plutonic complex, Bohemian Massif. *Tectonics*, 32(5), 1493-1512.

Żelaźniewicz, A., Dorr, W., Bylina, P., Franke, W., Haack, U., Heinisch, H., Schastok, J., Grandmontagne, K. and Kulicki, C. (2004): The eastern continuation of the Cadomian orogen: U-Pb zircon evidence from Saxo-Thuringian granitoids in south-western Poland and the northern Czech Republic. *Int. J. Earth Sc.*, 93, 773–781.