

UNIVERZITA PALACKÉHO V OLOMOUCI

PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA

Katedra geologie

Diplomová práce

Amina Safai

**Distribuce vybraných HFS prvků v horninách těšínitové
asociace**

Vedoucí práce: RNDr. Kamil Kropáč, Ph.D.

Olomouc 2020

Prohlašuji, že tuto práci jsem vypracovala samostatně. Veškerou literaturu a ostatní prameny, z nichž jsem při přípravě práce čerpala, řádně cituji a uvádím v seznamu použité literatury. Souhlasím s veřejným půjčováním práce.

V Olomouci dne 1.6. 2020

podpis

Poděkování: Ráda bych poděkovala vedoucímu své diplomové práce RNDr. Kamilu Kropáčovi, Ph.D. za pomoc a za cenné rady při vypracování této práce, za pomoc se sběrem vzorků a s jazykovou korekturou. Také bych ráda poděkovala Mgr. Jaroslavu Kapustovi za pomoc s výrobou vybrusů. Práce byla finančně podpořena grantem IGA_PrF_2018_025.

Bibliografická identifikace:

Jméno a příjmení: Amina Safai

Název práce: Distribuce vybraných HFS prvků v horninách těšínitové asociace

Typ práce: diplomová práce

Pracoviště: Katedra geologie, Přírodovědecká fakulta UP v Olomouci

Vedoucí práce: RNDr. Kamil Kropáč, Ph.D.

Rok obhajoby: 2020

Abstrakt: Tato práce je zaměřena na studium distribucí HFS prvků v alkalických vyvřelinách těšínitové asociace v Podbeskydí, posouzení vazby HFSE na jednotlivé minerály a jejich mobility během hydrotermální alterace. Pro řešení výše zmíněných úkolů byla odebrána řada vzorků z lokalit Kojetín, Hončova hůrka, Žermanice, Straník u Kapličky, Čerták a Řepiště pro stanovení celkového chemismu hornin. Tyto vzorky odpovídají svým chemismem bazanitu (bazaltová a monchiquitová skupina), foiditu (pikritová a těšínitová skupina) a tefrofonolitu – fonolitu (leukokrátňi těšínitové žilky a hnízda). Vzorky byly makroskopicky a mikroskopicky popsány pro určení minerálního složení a míry alterace. Výsledky studia ukázaly, že horniny těšínitové asociace obsahují významné koncentrace HFS prvků. Nejvyšší průměrné hodnoty koncentrací Ta, Nb, Zr, Hf, Th a U mají vzorky hornin z těšínitové skupiny, zejména leukokrátňi hnízda z lokality Řepiště. Nejvyšší sumární obsahy REE mají vzorky pikritů z lokality Kojetín. Studium obsahů HFS prvků v různě alterovaných typech hornin a četné příklady sekundárních minerálů s HFSE a REE vypovídají o tom, že tyto prvky byly do určité míry mobilní. Ze získaných výsledků o mobilitě vyplývá, že HFSE jsou s určitou opatrností použitelné pro petrogenetické a tektonomagamatické interpretace (s výjimkou Ti u těšínitů a Th a U u pikritů). V geotektonických diagramech založených na HFSE odpovídají horniny těšínitové asociace alkalickým vnitrodeskovým bazaltům oceánských ostrovů (OIB).

Klíčová slova: horniny těšínitové asociace, HFS prvky, slezská jednotka, Vnější Západní Karpaty, hydrotermální alterace, mobilita HFSE.

Počet stran: 80

Počet příloh: 0

Jazyk: Český jazyk

Bibliographical identification:

Author's first name and surname: Amina Safai

Title: Distribution of selected high-field-strength elements in the rock of the teschenite association

Type of work: diploma thesis

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

Supervisor: RNDr. Kamil Kropáč, Ph.D.

The year of presentation: 2020

Abstract: This work is focused on distribution of HFSE in alkaline igneous rocks of the teschenite association from the Sub-Beskydy area. The work also deals with the occurrence of primary and secondary HFSE-bearing minerals and mobility of HFSE during hydrothermal alteration. Samples were taken from sites: Kojetín and Hončova hůrka (picrites), Žermanice (basalts), Straník (monchiquites) and Čerták and Řeřiště (teschenites). Microscopic and macroscopic studies were performed to determine the mineralogical composition and degree of alteration of rocks. Based on the chemical composition, the samples correspond to basanite (basalts and monchiquites), foidite (picrites and teschenites) and tephriphonolite – phonolite (leucocratic teschenite dykes and nests). The rocks of the teschenites association contain significant concentrations of HFSE. The highest average concentrations of Ta, Nb, Zr, Hf, Th and U exhibits the teschenite group, in particular, leucocratic nests from the Řeřiště site. The highest total REE content shows a picrite sample from the Kojetín site. The contents of HFSE in different types of rocks with variable affection by the hydrothermal alteration, as well as frequent examples of secondary HFSE- a REE-rich minerals indicate, that these elements were to some extent mobile during alteration process. Nevertheless, the HFSE contents are still usable, with a certain caution, for petrogenetic and tectonomagmatic interpretation (with the exception of Ti in the teschenites and Th a U in the picrites). In HFSE-based geotectonic diagrams, rocks of the teschenite association correspond to alkaline within-plate basalts of the oceanic islands (OIB).

Key words: teschenite association, high-field-strength elements, Silesian Unit, Outer Western Carpathians, hydrothermal alteration, HFSE mobility.

Number of pages: 80

Number of appendices: 0

Language: Czech language

Obsah

1. Úvod.....	7
2. Geologická pozice studované oblasti	8
3. Horniny těšínitové asociace.....	13
3.1. Petrografická charakteristika	14
3.1.1. Skupina pikritová.....	14
3.1.2. Skupina bazaltová.....	15
3.1.3. Skupina monchiquitová	15
3.1.4. Skupina těšínitová	15
3.2. Geochemická charakteristika a geotektonická pozice hornin těšínitové asociace.....	17
4. Geochemická charakteristika a mobilita HFS prvků	19
4.1. Základní charakteristika HFSE.....	19
4.2. Vazba HFSE na minerály v magmatických horninách.....	24
4.3. Mobilita HFSE	25
5. Metodika.....	26
6. Terénní část	29
6.1. Horniny pikritové skupiny.....	29
6.2. Horniny bazaltové skupiny.....	29
6.3. Horniny monchiquitové skupiny	30
6.4. Horniny těšínitové skupiny.....	30
7. Laboratorní část.....	33
7.1. Makroskopická charakteristika vzorků studovaných hornin	33
7.2. Mikroskopická charakteristika vzorků studovaných hornin.....	37
7.3. Chemismus hornin těšínitové asociace.....	44
7.3.1. Distribuce hlavních prvků	44
7.3.2. Distribuce LILE a přechodných kovů	53
7.3.3. Distribuce HFSE a REE	54
7.4. Vliv alterace na chemismus hornin těšínitové asociace	57
8. Diskuze.....	61
8.1. Distribuce HFSE a REE v horninách těšínitové asociace a jejich vazba na minerály.....	61
8.2. Mobilita HFSE	65
8.3. Využitelnost HFSE pro petrogenetické a tektonomagmatické interpretace	66
9. Závěr.....	69
10. Literatura	71

1. Úvod

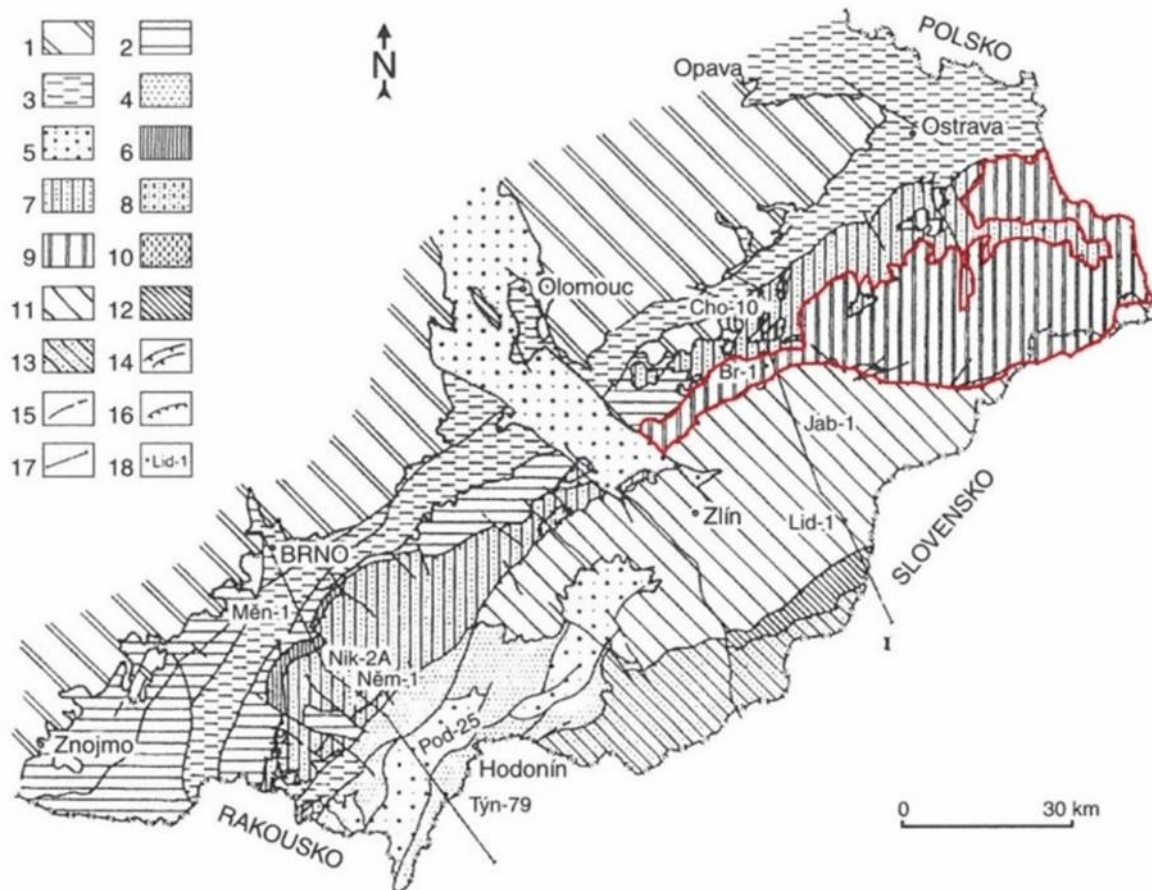
HFS prvky nebo pouze HFSE (zkratka pochází z anglického označení high-field-strength elements) jsou nekompatibilní prvky s vysokým nábojem. Skupina zahrnuje zirkonium, niob, tantal, titan, fosfor, hafnium, yttrium, prvky vzácných zemin (REE), thorium, uran a olovo. HFSE jsou obecně považovány za konzervativní z hlediska mobility během magmatických procesů a hydrotermální alterace. Proto bývají využívány pro řešení petrogenese a tektonomagmatické interpretace. Některé novější experimentální práce a příkladové studie ukazují, že i HFSE mohou být mobilní v magmatických nebo hydrotermálních fluidech za určitých podmínek (např. Gieré, 1990; Rubin et al., 1993; Aja et al., 1995; Salvi et al., 2000; Jiang et al., 2005; Mitchell a Liferovic, 2006; Salvi a Williams-Jones, 2005; 2006; Borst et al., 2016).

Alkalické vyvřeliny těšínitové asociace v Podbeskydí mohou obsahovat zvýšené koncentrace různých HFSE (např. P, Ti, Zr, Nb a REE). Zatímco vysoké obsahy fosforu a titanu nejsou překvapivé (tyto prvky jsou hojně zastoupeny v hlavních horninotvorných minerálech), zvýšeným obsahům ostatních HFSE nebyla dlouho věnována pozornost a teprve aktuální práce ukazují jejich vazbu na primární i sekundární minerály v některých horninových typech (Matýsek, 2013; Kropáč et al., 2017; Matýsek et al., 2018; Brunarska a Anczkiewicz, 2019; Kropáč et al., v rec.). Protože jsou horniny těšínitové asociace prakticky vždy více či méně postiženy hydrotermální alterací, studium obsahů HFSE v různě alterovaných vzorcích může přispět k posouzení mobility HFSE během alterace.

Cílem této magisterské práce je shrnutí dosavadních poznatků o vazbě HFS prvků na jednotlivé minerály v horninách těšínitové asociace a zhodnocení obsahů vybraných HFSE ve vzorcích reprezentujících odlišné horninové typy s různou mírou postižení hydrotermální alterací. Dále práce řeší mobilitu HFSE během hydrotermální alterace a posouzení vhodnosti jejich využití pro petrogenetické a tektonomagmatické interpretace.

2. Geologická pozice studované oblasti

Studovaná oblast se nachází ve flyšovém pásmu Vnějších Západních Karpat. Flyšové pásmo je tvořeno příkrovem hornin mezozoického až terciárního stáří. Rozděluje se na magurskou a vnější skupinu příkrovu. Magmatismus těšínové asociace je prostorově vázán na slezskou jednotku (obr. 1). Slezská jednotka patří k vnější skupině příkrovu a je nasunuta na podslezskou jednotku (Stráník et al., 1993).



Obr. 1: Geologická pozice slezské jednotky ve Vnějších Západních Karpatech na území ČR
(upraveno podle Stráníka et al. 1993):

1 – Český masiv; 2 – spodní miocén karpatské předhlubně (eggenburg – karpat); 3 – střední miocén (baden); 4 – svrchní miocén (sarmat – pannon); 5 – pliocén; 6 – pouzdřanská jednotka; 7 – ždánická a podslezská j.; 8 – zdourecká j.; 9 – slezská j.; 10 – předmagurská j.; 11 – kračanská j.; 12 – bystrická j.; 13 – bělokarpatská j.; 14 – příkrovy a přesmyky; 15 – zlomy; 16 – okraj transgrese; 17 – linie geologických řezů; 18 – vrty.

Slezská jednotka se dělí na dílčí příkrovy těšínský (nižší) a godulský (vyšší). Sedimenty se ukládaly ve faciálním vývoji godulském, kelčském a bašském (Stráník et al., 1993).

Godulský vývoj slezské jednotky jako jediný dokumentuje nepřerušovaný sled sedimentace v intervalu od svrchní jury po oligocén (obr. 2). Nejstarší vrstevní jednotkou je vendryňské souvrství (svrchní oxford – ?spodní berrias; Eliáš et al. 2003). Pro toto souvrství je charakteristické ukládání vrstev hnědošedých vápnitých jílovců s vložkami prachovců, pískovců a vápenců. V nejvyšší části je vyvinuta poloha slepenců s valouny vápenců. Mocnost vendryňského souvrství kolísá v rozmezí 350 – 600 m (Stráník et al., 1993; Chlupáč et al., 2002). Pelagická sedimentace pokračuje ukládáním těšínských vápenců (svrchní tithon – valangin). Pro těšínské vápence je typicky střídání mikritových a bioklastických vápenců se zelenošedými a šedými vápnitými jílovcí. Mikritové vápence obsahují faunu nejvyššího tithonu až spodního berriasu s bičíkovcem a *Calpionella alpina* (Menčík et al., 1983). Bioklastické vápence jsou lavicovité modrošedé, jemně až hrubě zrnité. V klastickém materiálu se vyskytují úlomky štramberských vápenců (Stráník et al., 1993; Chlupáč et al., 2002).

Zvýšený přínos siliciklastického materiálu ve valanginu vyvolal nástup flyšové sedimentace. Typickým příkladem flyšové sedimentace je hradišťské souvrství (valangin – apt), se kterým jsou spojeny studované horniny těšinitové asociace. Celková mocnost souvrství roste od Z k V z několika set až na 1100 m (Menčík et al., 1983). Spodní hranice hradišťského souvrství není ostrá, postupně se vyvíjí z těšínských vápenců nahrazováním poloh vápenců polohami tmavých jílovců a laminovaných pískovců s karbonátovým pojivem (Eliáš et al., 2003). Spodní část hradišťského souvrství se ve starší literatuře označovala jako svrchní těšínské vrstvy (Matějka a Roth, 1954; Menčík et al., 1983; Stráník et al., 1993). Tyto vrstvy jsou nejrozšířenější ve frenštátsko-frýdlantské oblasti a horniny těšinitové asociace se v nich vyskytují jen sporadicky (Menčík et al., 1983). Většina vyvřelých těles je vázána na střední a svrchní část hradišťského souvrství (dříve hradišťské vrstvy; Matějka a Roth, 1954; Menčík et al., 1983; Stráník et al., 1993) s typickým vývojem hrubě zrnitých pískovců hradišťského typu. Tento typ pískovců obsahuje vysoké koncentrace SiO₂ (80 %) a je doprovázen drobně zrnitými vápenci (Menčík et al., 1983). V nadloží hradišťského souvrství leží veřovické vrstvy (apt) o mocnosti od několika desítek metrů do 250 m, tvořené černými jílovcí indikujícími extrémně redukční prostředí. Nadloží veřovických vrstev tvoří lhotecké souvrství mocnosti do 350 m (alb – cenoman). Spodní část souvrství je tvořena tmavými jílovcí. Ve svrchní části se vyskytují skvrnitě vápnité jílovce s vložkami glaukonitických pískovců a pískovce s organogenními rohovci (Menčík et al., 1983).

Ve svrchní křídě se postupně uložilo mazácké, godulské a istebňanské souvrství.

MA	STRATIGRAFIE				VNĚJŠÍ SKUPINA PŘÍKROVŮ							
	SLEZSKÁ JEDNOTKA			KELČSKÝ V.	BAŠKÝ V.	GODULSKÝ V.						
15	neogén	miocén	sp.									
20								karpat				
25	paleogén	oligocén	svrch.	chatt			krosněnské s.					
30												
35		sp.	ruppel	menilitové s.								
40		sv.	priabon									
45		eocén	střed.	barton					rožnovské s.			
50										lutet		
55		sp.	ypres									
60		paleocén	svrch.	thanet								
65				sp.						dan		
70		křída	svrchní	senon						maastricht	milotické s.	palkovické s.
75												
80				campan								
85				santon								
90				coniac						svrch. g. vr.		
				turon			godulské s.					
95				cenoman	dubské s.		stř. g. vr.					
					němetické s.		sp. g. vr.					
100				alb	jasenické s.			mazácké s.				
110	spodní			apt	veřovické vr.			lhotecké s.				
120		neocom	barrem	těšínsko-hradištské s.	kotoučské vr.	chlebovické vr.	veřovické vr.					
130			hauteriv				hradištské vr.					
140		valangin										
150		berrias										
160	tithon											
150	jura	malm	svrchní	kimmeridž			těšínský váp.					
160				oxford			vendryňské s.					

▬▬▬ přesunutí s. - souství vr. - vrstvy váp. - vápence

Obr. 2: Stratigrafické schéma slezské jednotky (Stránik et al., 1993; Chlupáč et al., 2002; godulský vývoj upraven podle návrhu Eliáše et al., 2003).

Pro mazácké souvrství (dříve pestré godulské vrstvy (Buday et al., 1967; cenoman) je typicky cihlově červené jílovce s vložkami jemně zrnitých pískovců. Mocnost dosahuje až 200 – 350 m. Godulské souvrství (cenoman – santon) je reprezentováno střídáním zelenošedých jílovců s křemitovápennými glaukonitickými pískovci a mocnost v trogu slezské jednotky je až 3000 m. Toto souvrství se dělí na spodní, střední a svrchní godulské vrstvy (Menčík et al., 1983). Ve svrchních a spodních godulských vrstvách se vyskytuje drobně rytmický flyš, ve středních godulských vrstvách převládají glaukonitické pískovce. V istebňanském souvrství (santon – dan) se vyskytují arkózové či drobové pískovce až slínovce spolu s písčitymi jílovci. Mocnost istebňanského souvrství je 1000 – 1200 m (Menčík et al., 1983; Stráník et al. 1993).

V paleogénu probíhala sedimentace rožnovského, menilitového a krosněnského souvrství (obr. 2). Rožnovské souvrství (dříve podmenilitové souvrství; Buday et al., 1967; paleocén – svrchní eocén) má mocnost 500 až 800 m a je reprezentováno písčitymi či prachovitými jílovci (Menčík et al., 1983). V menilitovém souvrství (eocén – oligocén) se střídají vápnité jílovce s rohovci. V krosněnském souvrství (svrchní oligocén – spodní miocén) jsou zastoupeny flyšové vrstvy, kde se střídají s pískovci a šedými jílovci (Menčík et al., 1983).

Sedimenty bašského vývoje slezské jednotky se ukládaly v časovém úseku od tithonu po spodní paleocén (obr. 2). Největší rozšíření má bašský vývoj v oblasti Štramberké pahorkatiny, také v okolí Frenštátu, Frýdku-Místku a Příboru (Eliáš, 2003). Mocnost hradištského souvrství bašského vývoje je cca 500 m. Také v bašském vývoji doprovázel sedimentaci hradištského (těšínsko-hradištského) souvrství magmatismus těšinitové asociace. V hradištském souvrství se v bašském vývoji rozlišuje chlebovická a kotoučská facie. Chlebovickou facii reprezentují tmavé jílovce, laminované pískovce a slepence. V kotoučské facie je převažují tmavé vápnité jílovci (Eliáš, 1970; Menčík et al. 1983). V bašském souvrství (alb – campan) jsou zastoupeny středně až hrubě rytmickým flyšovým sledem s mocností 250 – 352 m (Stráník et al., 1993). Mocnost pálkovických souvrství (campan – dan) dosahuje až 500 m. V souvrství se střídají tmavě až černošedé jílovce a hrubozrnné až středně zrné křemenné pískovce.

Sedimentace kelčského vývoje probíhala v časovém úseku od svrchní jury do spodního paleocénu (obr. 2). Horniny kelčského vývoje lze nalézt v Kelčské a Podbeskydské pahorkatině. Mocnost vrstev kelčského vývoje je cca 900 m. Vyskytují se zde vápnité jílovce,

pískovce a slínovce. Spolu s godulským a bašským vývojem má společné hradištské (těšínsko-hradištské) souvrství, spolu s godulským veřovické vrstvy. Naopak jasenické, němetické, dubské a milotické souvrství je specifické pouze pro kelčský vývoj (Stráník et al., 1993). Hradištské souvrství (berrias – barrem) kelčského vývoje je reprezentováno střídáním jílovců a prachovců. Ve veřovických vrstvách (apt) se vyskytují jílovce a prachovce, zatímco v jasenickém souvrství (alb – cenoman) se nacházejí silicifikované vápnité jílovce. Mocnost jasenického souvrství je přibližně 200 m. Nad jasenickým souvrství leží němetické souvrství (cenoman), které představují zelenošedé jílovce a černošedé vápnité jílovce. Dále se ukládalo dubské souvrství (cenoman). Pro dubské souvrství jsou charakteristické tmavošedé vápnité jílovce s podřiznými pískovci a ojedinělými polohami slepenců. Milotické souvrství (campan – paleocén) je nejvyšší jednotkou v kelčském vývoji. Vyskytují se zde vápnité i nevápnité jílovce, obsahující valouny štramberských a kopřivnických vápenců i vulkanitů těšínitové asociace (Stráník et al., 1993). Mohou se také vyskytnout tenké červenohnědé horizonty a tenké polohy pískovců (Stráník et al., 1993).

3. Horniny těšinitové asociace

Horniny těšinitové asociace jsou rozšířeny na území Moravskoslezských Beskyd, v Podbeskydské pahorkatině a na území Polska. Vyskytují se v pásmu 15 – 20 km širokém a přes 100 km dlouhém (Kudělásková et al., 1987; Matýsek, 1989; Dostal a Owen, 1998). V krajině tvoří intruzivní, extruzivní i efuzivní tělesa (pravé a ložní žíly a submarinní výlevy – polštářové, aglomerátové a granulované lávy a podmořské příkrovy). Vystupují v podobě skalních stěn, výchozů v roklích a potocích, jako odkryvy v zářezech komunikací a železnic nebo jsou obnaženy ve starých lomech (Šmíd, 1978). Jak bylo zmíněno v kapitole 2, vyvřeliny těšinitové asociace jsou spjaty s hradišťským souvrstvím godulského a bašského vývoje. Maximum magmatické aktivity lze sledovat v době ukládání pískovců hradišťského typu ve spodní křídě (valangin – apt; Šmíd, 1962; Kudělásková, 1987; Hovorka a Spišiak 1988). Předpoklad spodnokřídového stáří potvrzují údaje z radiometrického datování hornin těšinitové asociace. Lucińska-Anczkiewicz et al. (2002) provedli na polské straně $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ datování kaersutitů a určili stáří vyvřelých hornin na $122,3 \pm 3,2$ Ma. Grabowski et al. (2003) datovali těšinity radiometrickou metodou K/Ar. Z výzkumu vyplynulo, že magmatická aktivita ve slezském bazénu (valangin – apt) probíhala v rozmezí 138 – 120 Ma (Grabowski et al., 2003). Szopa et al. (2014) studovali fluorapatitové krystaly z hornin těšinitové asociace U-Pb metodou. Byly datovány vzorky z Boguszowic (103 ± 20 Ma), Puncova ($119,6 \pm 3,2$ Ma) a Lipowe ($126,5 \pm 8,8$ Ma). Průměrné stáří těšinitů bylo stanoveno na $117,8 \pm 7,3$ Ma. Matýsek et al. (2018) provedli U-Pb datování apatitu v bazaltu z lokality Žermanice. Tito autoři stanovili stáří magmatických hornin na $120,4 \pm 9,6$ Ma. Na základě U-Pb datování titanitu v horninách těšinitové asociace z různých lokalit v Polsku a Česku bylo zjištěno stáří mezi $117,9 \pm 1,8$ a $119,3 \pm 1,4$ Ma (Brunarska a Anczkiewicz, 2019).

3.1. Petrografická charakteristika

K horninám těšinitové asociace patří jemně až hrubě zrnité, převážně mesokrátní, mafické až ultramafické intruzivní a extruzivní bezkřemenné vyvřeliny (Pacák, 1926; Šmíd, 1978; Kudělásková, 1987; Dostal a Owen, 1998).

Jedná se o velmi nesourodou skupinu hornin, na jejímž vzniku a výsledné podobě se podílelo více geologických procesů (viz kapitola 3.2.). Velká petrografická variabilita a naložená hydrotermální alterace působí problémy při jejich klasifikaci, která je dosud nejednotná.

Pacák (1926) rozdělil horniny těšinitové asociace do pěti skupin: peridotity (olivínovce) a pikrity, těšinitické peridotity a těšinitické pikrity, olivínické těšinity, analcimové těšinity a těšinitické pyroxenity. Jinou klasifikaci představuje Smulikowski (1930), který rozlišuje pikrity, různé typy těšinitů a dále využívá termínů používaných pro lamprofyry a horniny s foidy. Hejtman (1957) považuje těšinity za therality. Šmíd (1978) rozlišuje čtyři skupiny: pikritovou, monchiquitovou, diabasovou a těšinitovou. Kudělásková (1987) vychází částečně z klasifikace Smulikowského (1930). Na základě petrografického a geochemického složení rozdělila horniny těšinitové asociace na tři skupiny: pikritovou, monchiquitovou a těšinitovou. Dále dělí horniny těšinitové skupiny na těšinity a klinopyroxenové těšinity, horniny monchiquitové skupiny na fourchity a ouachity. Hovorka a Spišiak (1988) rozlišují shodně se Šmídem (1978) čtyři základní skupiny: pikritovou, bazaltovou, monchiquitovou a těšinitovou. Ve své diplomové práci budu dodržovat dané rozdělení.

3.1.1. Skupina pikritová

Pikrity jsou tvořené převážně olivínem a pyroxenem. Tyto horniny jsou makroskopicky černé nebo tmavohnědé, drobně zrnité až středně zrnité, mají často porfyrickou strukturu. Kromě olivínu a pyroxenu může být v hornině přítomen v menší míře amfibol, biotit, bazický plagioklas, apatit, magnetit a ilmenit (Tchermak, 1866; Hovorka a Spišiak, 1988; Kudělásková, 1987; Buriánek a Bubík, 2012; Buriánek et al., 2013; Kropáč et al., 2015). Na některých lokalitách (Kojetín, Hončova hůrka) mají pikrity amygdaloidní texturu (pikritické mandlovce; Hovorka a Spišiak, 1988). Základní hmota je holokrystalická, tvořená pyroxenem, nefelínem a sekundárními minerály (serpentin, magnetit, chlorit a kalcit). Pikrity jsou často postižené sekundárními alteracemi. V pikritech bývají vyrostlice olivínů běžně nahrazeny minerály serpentínové skupiny, chlority, karbonáty a směsí oxidů a hydroxidů Fe a Ti (Buriánek a Bubík, 2012; Buriánek et al., 2013; Kropáč et al., 2015). Při

snížení obsahu olivínu a mafických minerálů obecně pikrit přechází v monchiquit (Šmíd, 1978). Zrnité pikrity někteří autory označují za peridotit. Peridotit je středně zrnitá hornina, vykazují velmi nízký stupeň postižení sekundárními alteracemi. Hornina má kumulátovou stavbu (Buriánek et al., 2013).

3.1.2. Skupina bazaltová

Bazalty jsou tmavé horniny s ofitickou strukturou. Minerální složení bazaltu reprezentuje pyroxen, amfibol a biotit, v základní hmotě jsou hojně přítomny lišty plagioklasu. Bazické plagioklasy v bazaltech jsou často postiženy intenzivní albitizací a vzácně částečně nahrazovány analcimem. Alterované bazalty bývají silně karbonatizovány, často jsou zbarvené do žluta nebo červena oxidy a hydroxidy Fe (Buriánek, 2010; Buriánek a Bubík, 2012). Pokud je přítomen olivín, hornina má často porfyrickou strukturu (olivínické bazalty). V rámci těšínitové asociace existují i mandlovcové bazalty, obsahující mandličky vyplněné chloritem a karbonáty (Hovorka a Spišiak, 1988; Buriánek a Bubík, 2012; Matýsek et al., 2018).

3.1.3. Skupina monchiquitová

Monchiquity jsou jemně až středně zrnité a mají porfyrickou strukturu. Obsahují v proměnlivém množství pyroxen, amfibol, biotit, olivín a kyselý plagioklas. Z vyrostlic může tvořit až 10 % olivín, ale protože jsou monchiquity v Podbeskydí často silně alterovány, bývají přítomny spíše pseudomorfozy serpentinu a chloritu po olivínu (Kudělásková, 1987). Pyroxen v monchiquitech je často chloritizován. V základně hmotě je přítomen chlorit, minerály serpentinové skupiny a jílové minerály (Buriánek a Bubík, 2012). Základní hmota může obsahovat sklo. Bezolivínický typ monchiquitů s vyšším zastoupením biotitu (7 – 15 %) Kudělásková (1987) označuje jako fourchit. Dále se někdy vyčleňují ouachity, což jsou horniny bohaté na biotit (>40 %), s vysokým obsahem apatitu (15 – 20 %; Kudělásková, 1987; Buriánek, 2010).

3.1.4. Skupina těšínitová

Podle Tschermaka (1866) jsou těšínity bezolivínické, jemnozrnné až hrubozrnné, leukokráttní až melanokráttní horniny s hypautomorfně zrnitou, porfyrickou nebo ofitickou strukturou. Makroskopicky jsou obvykle šedorůžové. Ve světlejší základní hmotě jsou černé jehlicovité vyrostlice (zejména amfibol a pyroxen). Těšínity představují pestrou skupinu žilných hornin (Klvaň, 1897; Pacák, 1926; Šmíd, 1962; Kudělásková, 1987; Włodyka, 2007; Schuchová, 2016; Schuchová et al., 2016; Kropáč et al., 2017; Brunarska a Anczkiewicz, 2019). Skládají se hlavně ze zmíněného pyroxenu a amfibolu, analcimu, K-živce, bazického

plagioklasu a ve vedlejším množství z biotitu a apatitu (Kudělásková, 1987; Buriánek a Bubík, 2012). V proměnlivém množství obsahují sekundární alkalické živce, zeolity, prehnit chlorit, karbonáty, baryt a pyrit. Hovorka a Spišiak (1988) pro melanokrání typ těšínitu používá název těšínitový pyroxenit. K leukokránímu typu patří nefelinický syenit (Hovorka a Spišák, 1988), resp. nefelinický těšínit (Pacák, 1926). Některý autoři popisují leukokrání těšínity v podobě hnízd a žilek (Schuchová, 2016; Schuchová et al., 2016; Kropáč et al., v rec.). Schuchová (2016) vyčleňuje na lokalitě Bludovice u Nového Jičína čtyři typy těšínitů a to na základě barvy, zrnitosti a minerálního složení: středně až hrubě zrnitý pyroxenicko-amfibolický leukokrání těšínit s porfyrickou strukturou a všesměrně zrnitou texturou; mesokrání až melanokrání jemně zrnitý amfibolicko-pyroxenický až pyroxenicko-amfibolický těšínit s porfyrickou strukturou a všesměrně zrnitou texturou; leukokrání jemnozrné hnízdo, které má stejnoměrně zrnitou až porfyrickou strukturou a všesměrně zrnitou texturou; leukokrání až mesokrání jemně zrnitá žilka se stejnoměrně zrnitou až porfyrickou strukturou a všesměrně zrnitou texturou. Kropáč et al. (v rec.) studují minerální složení v leukokráních hnízdech a žilkách těšínitů z lokalit Čerták a Řepišť. Leukokrání hnízda a žilky těšínitů obsahují plagioklas (anortit), analcim, natrolit, Sr-bohatý thomsonit, klinopyroxen a klinoamfibol, biotit. V menším množství obsahují prehnit, chlorit, epidot, vesuvian, kalcit, baryt, granát a Zr-Nb-bohatý titanit i další Zr-Nb-REE-bohaté akcesorické minerály (zirkon, monazit, gittinsit, pyrochlor; Kropáč et al., v rec.). Włodyka (2007) a Brunarska a Anczkiewicz (2019) označují tyto horniny za syenity.

3.2. Geochemická charakteristika a geotektonická pozice hornin těšínitové asociace

Z geochemického hlediska lze horniny těšínitové asociace zařadit do skupiny bazických až ultrabazických hornin s alkalickou nebo subalkalickou afinitou. Ultrabazické pikrity a peridotity reprezentují geochemicky nejméně modifikovaný materiál (Buriánek et al., 2013), těšínity jsou naopak nejvíce geochemicky vyvinuty, přičemž nejdiferenciovanější jsou leukokrátní typy, které tvoří hnízda nebo žíly v mafičtějších těšínitech (Schuchová, 2016; Schuchová et al., 2016; Kropáč et al., v rec.). Dostal a Owen (1998) řadí horniny těšínitové asociace k lamprofyřům vzhledem k přítomnosti vyrostlic biotitu a klinopyroxenu a vysokému podílu živců. Lamprofyry jsou hypabysální, mesokrátní až melanokrátní horniny s porfyrickými strukturami (Woolley et al., 1996). Horniny těšínitové asociace chemicky odpovídají především alkalickým bazaltům, bazanitům a nefelinitům s vysokým obsahem P_2O_5 , TiO_2 , alkálií a nekompatibilních prvků (LREE, Zr, Nb, Y, Ba, Sr). Na rozdíl od nekompatibilních prvků, obsahy kompatibilních (Ni, Cr, V) jsou nízké (Dostal a Owen, 1998). Horniny těšínitové asociace obsahují zvýšené koncentrace REE (Kudělásková, 1987; Dostal a Owen, 1998; Dolníček et al., 2010; Włodyka, 2007; Matýsek, 2013; Schuchová, 2016; Brunarska a Anczkiewicz, 2019; Kropáč et al., v rec.).

Variabilita v chemickém složení je v současné době vysvětlována zejména procesy parciálního tavení, frakční krystalizace a do určité míry kontaminací korovým materiálem a následující ovlivnění hydrotermální alterace (Kudělásková, 1987; Hovorka a Spišiak, 1988; Dostal a Owen, 1998).

Proces parciálního tavení se pokouší ve své práci osvětlit Dostal a Owen (1998), Harangi et al. (2003) a Brunarska a Anczkiewicz (2019). Na základě malého rozptylu izotopických hodnot Nd a podobných obsahů stopových prvků (La, Yb) Dostal a Owen (1998) usuzují, že k parciálnímu tavení došlo pravděpodobně z metasomatizovaného svrchnoplátového zdroje (~5 % tavení granátického peridotitu) v hloubkách 60 – 80 km (rozhraní spinel – granát). V práci Brunarské a Anczkiewicz (2019) výsledky modelování ukazují, že různý stupeň (~2 – 5 %) parciálního tavení metasomaticky změněného granátového peridotitu by mohl, s frakční krystalizací nebo bez ní, vysvětlit variace HFSE prakticky ve všech horninách těšínitové asociace.

Frakční krystalizace sehrála velmi důležitou roli ve vývoji většiny hornin těšínitové asociace (Dostal a Owen, 1998). Frakční krystalizace je zodpovědná za obohacení zbytkové taveniny leukokrátních těšínitů o HFSE (Kropáč et al., v rec.). Magmatická tavenina byla

podrobena dvěma fázím diferenciaci. V první fázi došlo ke krystalizaci olivínu. Tato fáze mohla vést ke genezi relativně primitivních hornin těšínitové asociace. Frakcionace pyroxenu způsobila vznik rozvinutějších typů těšínitů (Brunarska a Anczkiewicz, 2019).

Dalším procesem, který mohl ovlivnit chemické složení hornin těšínitové asociace, je kontaminace korovým materiálem. Zvýšené a variabilní obsahy některých nekompatibilních prvků (Ba, Nb, U a LREE) v horninách těšínitové asociace mohou souviset s kontaminací korovým materiálem (Baker et al. 2000 in Buriánek a Bubík, 2012). Spišiak a Hovorka (1997) předpokládají asimilaci sedimentárních xenolitů. Podle Dostala a Owena (1998) ale tento proces nehrál při vývoji magmatu významnou roli. Úzký rozsah hodnot $\varepsilon(\text{Nd})_i = 5,0 - 6,3$ a $\varepsilon(\text{Hf})_i = 4,9 - 10,0$ ukazuje na velmi malou kontaminaci (Dostal a Owen, 1998). Podobně poměry prvků citlivých na kontaminaci (např. Th/La, Zr/Nb, Ba/Nb, La/Nb) také hovoří proti výraznému zapojení korového materiálu do vývoje magmatu hornin těšínitové asociace (Brunarska a Anczkiewicz, 2019).

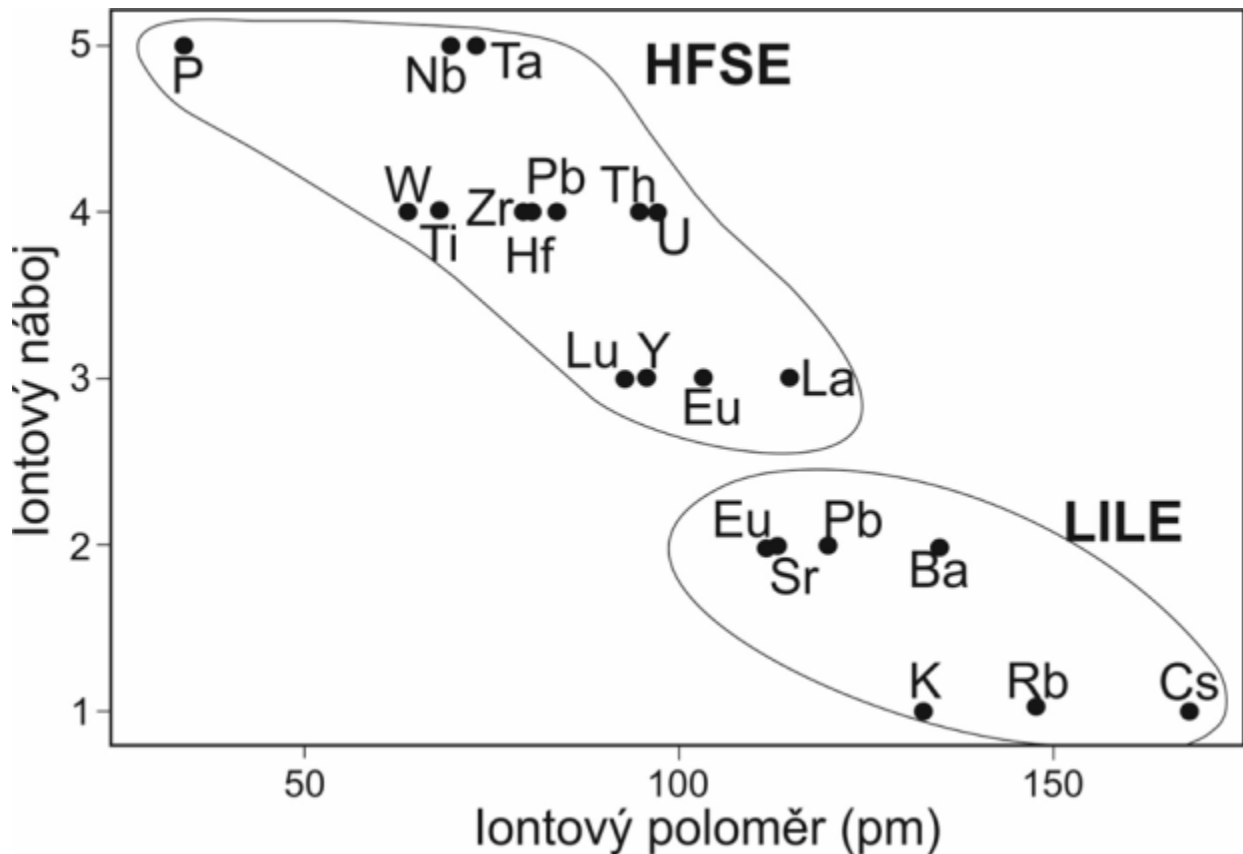
V geotektonických diagramech založených na obsazích HFSE spadají horniny těšínitové asociace do skupiny vnitrodeskových alkalických bazaltů oceánských ostrovů (tj. OIB; Dostal a Owen, 1998; Brunarska a Anczkiewicz, 2019). Na základě srovnání geochemických a izotopických charakteristik hornin těšínitové asociace s kompozičně podobnými alkalickými magmatity spodnokřídového až neogenního stáří ze západní a střední Evropy se Dostal a Owen (1998) domnívají, že zdrojové magma bylo odvozeno ze sub-litosferického (astenosferického) pláště, který byl složením podobný se zdrojem pro magma bazaltů oceánských ostrovů s afinitou k HIMU (typ Sv. Helena).

Názory na interpretaci geotektonické pozice hornin těšínitové asociace v Podbeskydí nejsou dosud jednotné. Narebski (1990) a Spišiak a Hovorka (1997) řadí horniny těšínitové asociace do skupiny vnitrodeskových bazaltů, které byly generovány v průběhu ranných fází riftogeneze ve slezské jednotce. Dostal a Owen (1998) interpretují horniny těšínitové asociace jako intruze vázané na reaktivaci hlubinných zlomů ve spodní křídě.

4. Geochemická charakteristika a mobilita HFS prvků

4.1. Základní charakteristika HFSE

Jak bylo v úvodu práce zmíněno, HFS prvky (resp. HFSE, z angl. high-field-strength elements) jsou nekompatibilní prvky s vysokým nábojem (obr. 3). Mocenství jejich iontů je vyšší než 2+. Iontový poloměr je 64 – 108 pm. HFSE projevují podobné chování v různých geochemických procesech vzhledem k jejich vysoké valenci, relativně malému a podobnému iontovému poloměru a střední hodnotě elektronegativity (Chakhmouradian, 2006). HFS prvky jsou litofilní, ale obtížně vstupují do strukturních pozic ve strukturách běžných horninotvorných silikátů, a proto se jejich koncentrace v magmatické tavenině zvyšuje v průběhu krystalizace horninotvorných silikátů (Sklyarov, 2001). Mají odlišné termodynamické vlastnosti od ostatních prvků a liší se i v rámci geochemických párů (angl. „twin pairs“, např. Nb-Ta, Zr-Hf). Tyto vlastnosti nepochybně ovlivňují vazbu, specifikaci a frakcionaci HFSE v magmatu a hydrotermálních fluidech (Chakhmouradian, 2006). V důsledku specifické distribuce a relativně konzervativního chování při geochemických procesech bývají HFS prvky využívány pro klasifikaci hornin, řešení petrogenese a tektonomagmatické interpretace (např. Ti, Zr, Y, Nb a další HFSE se užívají např. pro identifikaci různých typů bazaltů). Níže je uveden stručný přehled vlastností vybraných HFS prvků.



Obr. 3: Hlavní skupiny prvků z hlediska náboje a iontového poloměru.

Fosfor (P). Klark fosforu je 1050 ppm, iontový poloměr je 210 pm (P^{3-}), 40 pm (P^{3+}), 34 pm (P^{5+}). Charakterní mocenství prvku je +5, také bývá -3, +1, +3, +4. Prvek má jeden stabilní izotop ^{31}P . Hlavními minerály fosforu jsou apatit, monazit, xenotim, fosforit, amblygonit, triplit, lithiofosfát, berlinit, farringtonit, buchwaldit, florenskit atd. Jako příměs se může vyskytovat např. v zirkonu, granátu aj. minerálech (Greenwood a Earnshaw, 1993). Fosfor vystupuje jako biogenní prvek (kostry obratlovců, semena rostlin, složka bílkovin).

Titan (Ti). Klark titanu je 0,49 %, iontový poloměr je 68 pm. Mocenství titanu je +4 nebo také +2, +3. Prvek má pět stabilních izotopů: ^{48}Ti (73,95 %), ^{46}Ti (7,95 %), ^{47}Ti (7,75 %), ^{49}Ti (5,51 %), ^{50}Ti (5,34 %). Obsah Ti v oceánské kůře je 0,9 %, ve svrchní kontinentální kůře pak 0,3 %. Koncentrace Ti se zvyšují od tholeitických bazaltů ($0,75 \pm 0,04$ %) k vápenato-alkalickým ($0,9 \pm 0,3$ %), subalkalickým ($1,48 \pm 0,20$ %) a alkalickým ($1,52 \pm 0,30$ %). Vysoké obsahy titanu se vyskytují v agpaitických alkalických horninách (do 2,2 – 4,0 %; Greenwood a Earnshaw, 1993). Titan se v magmatické petrologii používá např. při chemické klasifikaci hořčíkem bohatých vulkanických hornin (Le Bas a Streckeisen, 1991) nebo pro klasifikaci vulkanitů na základě poměrů Zr/Ti a Nb/Y (Pearce, 1996). Titan je obsažen

zejména v rutilu, ilmenitu, a titanitu. Jako příměs je rozšířen v dalších minerálech (pyroxeny, amfiboly, biotit, spinelidy aj.; Greenwood a Earnshaw, 1993).

Thorium (Th). Klark Th je 9,6 ppm. Valence je +3, +4. Iontový poloměr je (Th^{3+}) 103 pm, (Th^{4+}) 95 pm. Chemické vlastnosti Th jsou blízké Ti, Zr a Hf, což způsobuje snadné vstupování Th do jejich minerálů. Thorium má velkou řadu izotopů, ale nejvýznamnějším je ^{232}Th s poločasem rozpadu $1,4 \times 10^{10}$ roku. Hlavními minerály thoria jsou thorit a thorianit, obsahující 45 až 93 % ThO_2 (Greenwood a Earnshaw, 1993). Existují ještě silikáty, karbonáty a fosfáty thoria. Často do nich vstupují REE, Nb, Ta – tyto minerály se vyskytují v pegmatitech a alkalických horninách. Monazit obsahuje významné množství thoria (2,5 – 12 hm. %) a uranu.

Uran (U). Klark uranu je od 2 do 4 ppm. Valence je +3, +4, +5, +6. Iontové poloměry jsou (U^{3+}) 104 pm, (U^{4+}) 89 pm, (U^{5+}) 84 pm, (U^{6+}) 80 pm. Prvek má několik izotopů: U^{234} , U^{235} a U^{238} . Uran se používá v geochronologii (U-Pb, U-Th metoda). U-Pb metoda je založena na zkoumání chování radiogenního olova v minerálech (uraninit, monazit, zirkon, ortit). Radiogenní izotopy olova ^{206}Pb , ^{207}Pb a ^{208}Pb vznikají v důsledku přirozeného radioaktivního rozpadu ^{238}U , ^{235}U a ^{232}Th . Hodnoty stáří mohou být vypočteny podle poměru $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ a $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$. Pro geochronologické účely se také používají akcesorické U-obsahující minerály: monazit, zirkon, titanit, ortit, pyrochlor, apatit, baddeleyit, perovskit (při datování bazických a ultrabazických hornin). Nejpoužitelnějším minerálem při U-Pb datování je zirkon (Sergeev et al., 2015). Nejdůležitější minerály pro těžbu uranu jsou uraninit, coffinit, autunit, tornbernit, carrotit a tujamunit. V alkalických horninách a pegmatitech uran tvoří složité oxidy s titanem, niobem, tantallem a REE, například samarskit, brannerit. Smolinec se vyskytuje v pegmatitech a alkalických sodných metasomatitech. V oxidační zóně jsou primární minerály uranu nestabilní a dochází ke vzniku druhotných U-minerálů (karbonátů, vanadátů, fosfátů, arsenátů, sulfátů, silikátů, hydroxidů). Z druhotných U-minerálů jsou nejvíce významnými autunit a tujamunit. Jako příměs v minerálech se uran vyskytuje v xenotimu, monazitu, allanitu, zirkonu, pyroxenu a amfiblech (Greenwood a Earnshaw, 1993; Zimák, 1998).

Niob a tantal (Nb a Ta). Klark niobu a tantalu je 20 a 25 ppm. Prvky mají stejný iontový (69 pm) a atomový (145 pm) poloměr (obr. 3). Niob má jeden stabilní izotop ^{93}Nb . Prvek je pětimocný. Hlavními minerály Nb jsou pyrochlor, columbit, lueshite, natroniobit. Ryzí Nb se vyskytuje v uhlíkatých chondritech. Tantal má dva izotopy: ^{180}Ta (99,99 %) a

radioaktivní ^{181}Ta (0,01 %). Tantal se geochemicky podobá niobu. Také je pětimocný. Tantal je obsažen v tantalitu, euxenitu, wodginitu. V podobě příměsí prvky se zejména koncentruje do rutilu, ilmenitu, pyrochloru a zirkonu (Greenwood a Earnshaw, 1993). Změny poměru Nb/Ta se používají při modelování geochemické frakcionace. Frakcionace Nb a Ta v magmatických minerálech může poskytnout údaje o vývoji primární taveniny (Chládek a Zimák, 2016).

Olovo (Pb). Prvek se vyskytuje v mocenství +2, +4. Iontový poloměr je (Pb^{2+}) 120 pm, (Pb^{4+}) 84 pm. Klark Pb je 13 ppm. Prvek má 4 stabilní izotopy: ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb a ^{208}Pb . Hlavními minerály olova jsou galenit, anglesit, cerusit, pyromorfit, vanadinit, mimetit, wulfenit a krokoit. Jako příměs je přítomen v dalších minerálech: živcích (zastupování draslíku olovem), biotitu a muskovitu. Při zvětvávání sulfidických rud s olovem vznikají druhotné minerály Pb – cerusit, anglesit, pyromorfit (Zimák, 1998). V hydrotermálních mineralizacích se koncentruje ve vazbě na galenit nebo sulfosoli Pb (Greenwood a Earnshaw, 1993).

Zirkonium (Zr). Klark je 160 ppm, iontový poloměr je 72 pm. Valence je +4, zřídka je +3, +2. Prvek má pět stabilních izotopů: ^{90}Zr , ^{94}Zr , ^{92}Zr , ^{91}Zr a ^{96}Zr . Hlavními minerály zirkonia jsou zirkon, baddeleyit, zirkonolit a gittinsit. Významné koncentrace Zr se vyskytují v dalších horninotvorných minerálech: alkalických pyroxenech a amfibolech, biotitu, ilmenitu, pyrochloru a titanitu (Greenwood a Earnshaw, 1993). Zirkonium má blízké vlastnosti s titanem a hafniem, používá se např. v geotermometrii (Hovorka a Suk, 1988; Gregerová et al., 1995; Sergeev et al., 2015).

Hafnium (Hf). Klark je 4,5 ppm, iontový poloměr je 71 pm. Prvek má pět přírodních stabilních izotopů: ^{176}Hf , ^{177}Hf , ^{178}Hf , ^{179}Hf a ^{180}Hf . Vyskytuje se v mocenství +4, +3, +2. Chemicky je velmi podobné zirkoni (podobné iontové poloměry) a doprovází jej prakticky ve všech minerálech a horninách. Hf se vyskytuje v podobě příměsí v minerálech Zr (např. zirkonu, baddeleyitu a eudialitu) a podobně jako Zr i v některých horninotvorných minerálech (Zimák, 1998). Zirkon a baddeleyit jsou nejvýznamnějšími zdroji Hf. Tyto minerály obvykle obsahují až 2 hm. % Hf. Prvek má i svůj vlastní vzácný minerál hafnon (HfSiO_4). Poměr Lu/Hf se používá v geochronologii (Hovorka a Suk, 1988; Gregerová et al., 1995; Sergeev et al., 2015).

Yttrium (Y) je trojmocný litofilní přechodný kov s chemickými vlastnostmi blízkými HREE. Iontový poloměr je 92 pm (obr. 3). Hodnota klarku je odlišná podle různých autorů.

Klyucharev (2013) uvádí 29 ppm, Long (2010) – 12,3 ppm. Má jeden izotop ^{89}Y . Hlavními minerály Y jsou bastnäsit, xenotim, yttrifluorit a churchit. Vysoké obsahy Y se vyskytují v minerálech REE: fergusonitu, gagarinitu, branneritu, euxenitu, allanitu, gadolinitu aj. (Greenwood a Earnshaw, 1993).

REE (prvky vzácných zemin – rare earth elements). Ke skupině vzácných zemin patří ^{58}Ce až ^{71}Lu . Vzhledem k podobným vlastnostem jsou k nim někdy přiřazovány i ^{57}La , ^{39}Y a ^{21}Sc . Na základě atomové hmotnosti se skupina dělí na lehké prvky vzácných zemin (LREE – z angl. light rare earth elements: La – Nd; nízká atomová hmotnost) a těžké prvky vzácných zemin (HREE – z angl. heavy rare earth elements: Eu – Lu; vysoká atomová hmotnost). Někdy se vyčleňují i MREE (z angl. medium rare earth elements: Sm – Ho). LREE mají poměrně velký iontový poloměr 110 – 98 pm, HREE – malý iontový poloměr 98 – 80 pm (Castor a Hedrick, 2006 in Pospíšilová, 2014). Všechny prvky REE jsou trojvalentní, výjimkami jsou Ce^{4+} a Eu^{2+} . Vzhledem k svému iontovému poloměru Eu^{2+} může vstupovat do struktury plagioklasu a epidotu, čímž vzniká europiová anomálie (Eu/Eu^*). Pozitivní Eu-anomálie indikují akumulace živců. Negativní europiová anomálie ukazuje na frakcionaci živců (Hovorka a Suk, 1988). Pr, Tb, Ho a Tm mají pouze jeden stabilní izotop, ostatní prvky vzácných zemin mají stabilních izotopů více (Castor a Hedrick, 2006 in Pospíšilová, 2014). REE jsou obsaženy v minerálech z různých skupin: zejména monazitu, bastnäsitu, euxenitu, gadolinitu, fergusonitu aj. V podobě stopových příměsí jsou zastoupeny v zirkonu, titanitu, xenotimu, allanitu, vesuvianu, apatitu aj. (Chakhmouradian a Wall, 2012). REE jsou využívány v geochronologii (datování metodou Sm-Nd, Lu-Hf), ke studiu geneze magmatických hornin a procesů v litosféře. Pro řešení problémů petrogenese hornin se používá „normalizovaný obsah“ vzácných zemin (nejčastěji na obsahy REE v chondritu; Gregerová et al., 1995; Hovorka a Suk, 1988).

4.2. Vazba HFSE na minerály v magmatických horninách

Kolem 80 hlavních a akcesorických horninotvorných minerálů v magmatitech obsahuje základní HFS prvky (Ti, Nb, Ta, Zr, Hf; Chakhmouradian, 2006). HFSE (včetně REE) se běžně koncentrují v pegmatitech a asociovaných mineralizacích. Vazba HFSE na minerály pegmatitů záleží na typu pegmatitu a lokalitě. Černý et al. (1995) uvádějí až 9,5 hm. % Nb₂O₅ a 21,5 hm. % Ta₂O₅ v beryl-columbitových pegmatitech z Maršíkova u Šumperka v Hrubém Jeseníku. HFSE se především vážou na columbit, aeschynit, betafit, pyrochlor (Chládek a Zimák, 2016). Analýzy obsahů REE v minerálech pegmatitů z lokality Strange Lake v Kanadě ukazují, že HREE jsou v tomto případě vázány dominantně v zirkonu a gadolinitu, zatímco LREE jsou v REE-F-(CO₂)-minerálech, zejména ve fluoceritech-(Ce) a bastnäsitech-(Ce) (Gysi et al., 2013).

Významnými potenciálními zdroji HFSE jsou karbonatity, alkalické a peralkalické vyvřeliny. V těchto horninách jsou nositeli HFSE zejména titanit, zirkon, ilmenit baddeleyit, případně další akcesorické minerály Ti, Zr a Nb (např. perovskit, zirkonolit a pyrochlor). Hf a Ta se často koncentrují v baddeleyitu a pyrochloru. Když tyto minerály chybí, Hf se koncentruje v zirkonolitu a Ta v perovskitu nebo ilmenitu (Chakhmouradian, 2006). Důležitým nositelem HFSE v karbonatitech může být také magnetit (Chakhmouradian, 2006). V peralkalických horninách (nefelinity, nefelinické syenity, fonolity) obvykle nejsou výše uvedené minerály ve větší míře zastoupeny a HFSE vstupují do struktury pyroxenu a amfibolu (Andersen et al., 2017). Např. Njonfang a Nono (2003) uvádějí až 7 hm. % ZrO₂ v klinopyroxenech ve felzických alkalických horninách z Kamerunu. Hlavní minerály v peralkalických granitech Koly (peralkalický granitový masiv Keivy), které koncentrují REE, jsou chevkinít-(Ce) a chevkinítové fáze, bastnäsít-(Ce); allanit-(Ce), fergusonit-(Y) a monazit-(Ce) (Mikhailova et al., 2017).

Vyšší koncentrace HFSE v hlavních horninotvorných minerálech jsou uváděny také z některých peridotitů. Např. peridotitové xenolity v severovýchodní části Špicberků obsahují vysoké koncentrace HFSE. Nositeli Nb, Ta, La, Zr, Hf a Ti jsou zde klinopyroxeny, REE se kromě pyroxenu koncentrují také v olivínu a spinelu (Goncharov et al., 2015).

4.3. Mobilita HFSE

HFS prvky se chovají nekompatibilně při tavení pláště (Woodhead et al., 1993, Johnson, 1998). Důsledkem toho je obohacení hornin kůry (Zr~200 ppm; Rudnick a Gao, 2003) oproti plášti (Zr~4 ppm; McDonough a Sun, 1995). Peralkalické a alkalické horniny jsou obvykle výrazně obohaceny o HFSE (Zr, Ti, Nb a REE). Je to podmíněno magmatickými procesy zahrnujícími frakční krystalizaci a asimilaci kůry (Kovalenko et al., 1995; Salvi a Williams-Jones, 1996; Salvi et al., 2000; Schmitt et al., 2002; Sørensen et al., 2006; Sheard et al., 2012). Studie taveninových inkluzí ukázaly, že obsahy alkalických kovů (Na^+ , K^+) a Cl^- , F^- , B^- , P^- , H_2O a CO_2 hrají důležitou roli při zvyšování rozpustnosti HFSE v peralkalických a alkalických taveninách (Gysi et al., 2013).

HFS prvky byly dříve považovány za nemobilní během magmatických procesů a hydrotermální alterace. Řada autorů ukazuje, že HFSE mohou být transportovány metasomatickými fluidy (shrnutí viz práce: Gieré, 1990; Jiang et al., 2005; Mitchell a Liferovich, 2006; Salvi a Williams-Jones, 2005; 2006; Borst et al. 2016). Mobilitu titanu v hydrotermálních fluidech dobře dokládají Ti-minerály (titanit, rutil, anatas) vyskytující se na hydrotermálních mineralizacích. Vysoké koncentrace Ti, Zr a REE byly zjištěny také ve vysokoalkalických (pH=12), sodíkem obohacených podzemních vodách Lovozerského alkalického masivu (Kraynov et al., 1969). Výsledky prací Gierého (1990), Rubina et al. (1993) a Jianga et al. (2005) ukazují, že Ti, Zr a REE mohou být mobilní v hydrotermálních systémech v širokém rozpětí podmínek. Např. Gieré (1990) popisuje mobilizaci a transport těchto prvků společně s U, Th a Y ve fluidech bohatých draslíkem v kontaktních aureolách tvořených krystalickým dolomitem a pestrou asociací Zr, Ti a REE-minerálů v severní Itálii (lokality Bergell a Adamello). V pegmatitech na lokalitě Strange Lake v Kanadě studovali Gysi et al. (2013) distribuci HFSE ve fluorceritu, fluoritu a zirkonu. Jejich výsledky ukazují na rozdílnou hydrotermální mobilitu REE. LREE, obsažené ve fluorceritu a fluoritu, byly stanoveny jako mobilnější, než HREE v zirkonu. Mobilizace zde probíhala ve fluidech obohacených yttriem, jak indikují zóny bohaté na Y ve fluoritu a fluorceritu (Gysi et al., 2013). Mnozí autoři na základě experimentálních a empirických dat prokazují, že se mobilita Ti a Zr ve fluidech se zvyšuje v důsledku vysoké aktivity CO_2 , B^- , $(\text{PO}_4)^{3-}$, F^- , Cl^- a také že aniony F^- , Cl^- , $(\text{OH})^-$, $(\text{CO}_3)^{2-}$, $(\text{SO}_4)^{2-}$, $(\text{PO}_4)^{3-}$ mohou být efektivními ligandy pro REE a U (Gieré, 1990; Jiang et al., 2005; Mitchell a Liferovic, 2006; Salvi a Williams-Jones, 2005; 2006; Borst et al., 2016).

5. Metodika

Použitá metodika zahrnuje část terénní a laboratorní. Terénní výzkum proběhl v roce 2017, kdy byl zdokumentován aktuální stav šesti vybraných lokalit (Kojetín, Hončova hůrka, Žermanice, Straník u Kapličky, Čerták a Řepišťe) s různými typy hornin těšinitové asociace. Vzorky byly odebrány standardním způsobem při povrchovém geologickém průzkumu. Pokud to bylo možné, vybírány byly horniny relativně čerstvé i alterované. Vzorky byly makroskopicky popsány, definovány podle petrografického rozdělení a vyfoceny.

Pro studium chemického složení hornin těšinitové asociace byly analyzovány 4 vzorků pikritů, 2 vzorky bazaltů, 2 vzorky monchiquitů, 6 vzorků mesokrátních těšinitů, 5 vzorků leukokrátních žilek a 3 vzorky leukokrátních hnízd. Pro rozšíření souboru dat chemismu hornin těšinitové asociace byla použita také data z prací Dostala a Owena (1998) a Dolníčka et al. (2010b), viz tab. 1. Analýzy HH-1 a HH-4 z publikace Dolníčka et al. (2010b) nejsou se svolením autorů v diagramech v této práci pro přehlednost rozlišována.

Pro mikroskopický popis ze vzorků byly zhotoveny výbrusy a studovány s pomocí geologického polarizačního mikroskopu (Olympus BX 50) na Katedře geologie UP v Olomouci. Mikroskopické studium posloužilo také k posouzení vlivu hydrotermální alterace na primární minerály. Pro účely této práce jsou horniny relativně rozděleny na slabě, středně a silně alterované (tab. 1). Členění vychází jednak z mikroskopického pozorování, jednak z celkového chemismu, kde se dobrým ukazatelem hydrotermální alterace jeví hodnota LOI (zkratka pochází z anglického označení „*loss on ignition*“ – ztráta žíháním): 1) slabě alterované (LOI 0 – 5 hm. %) mají dobře zachované vyrostlice tmavých minerálů, v ultramafických typech chybí mandličky a žilky nebo jsou jen minimálně zastoupeny; 2) u středně alterovaných (LOI 5 – 10 hm. %) lze pozorovat částečné pseudomorfózy po tmavých minerálech, v ultramafických horninách přibývá mandliček a žilek; 3) silně alterované (LOI 10 – 15 hm. %) vykazují značné alterační změny v základní hmotě, většina vyrostlic je zcela přeměněna, mandličky a žilky jsou v ultramafických typech hojné.

Analýzy celkového chemismu hornin byly provedeny v laboratořích ACME (Bureau Veritas, Vancouver, Kanada). Ve vzorcích byly analyzovány hlavní a stopové prvky. Vzorky o hmotnosti od 0,3 do 1,0 kg byly rozdrceny a rozemlety ve vibračním mlýnku. Základní oxidy a Sc byly stanoveny pomocí ICP-ES. Celkový uhlík, síra a ztráta žíháním (LOI) byly měřeny pomocí automatického analyzátoru Leco. Těžké kovy (Co, Cu, Mo, Ni, Pb, Se a Zn)

byly rozpuštěny v horké lázni (95°) lučavky královské a pak byly analyzovány pomocí ICP-MS. Všechny ostatní prvky, včetně REE, byly analyzovány také s pomocí ICP-MS.

Koncentrace stopových prvků byla normalizována na C1-chondrit v souladu s hodnotami stanovenými Barratem et al. (2012). Velikost Ce a Eu anomálií se vypočítavala podle dalších rovnic: $Ce_{CN}/Ce^* = Ce_N / \sqrt{(La_N \times Pr_N)}$; $Eu_{CN}/Eu^* = Eu_N / \sqrt{(Sm_N \times Gd_N)}$ (McLennan, 1989; Monecke et al., 2002).

Tab. 1: Seznam použitých dat a zhodnocení míry alterace hornin těšínitové asociace

Hornina	Číslo vzorku	Lokalita	Publikace	Míra alterace	LOI (hm. %)
Pikrit	HH-1	Hončova hůrka	Dolníček et al. (2010b)	silná	17,7
	HH-4	Hončova hůrka	Dolníček et al. (2010b)	střední	5,0
	HH-7	Hončova hůrka	tato práce	silná	10,8
	HH-8	Hončova hůrka	tato práce	střední	5,9
	HH-9	Hončova hůrka	tato práce	slabá	4,2
	K-10	Kojetín	tato práce	střední	8,3
	T5	Kojetín	Dostal a Owen (1998)	střední	8,3
	T8	Kojetín	Dostal a Owen (1998)	střední	6,7
Bazalt	ŽER-1	Žermanice	tato práce	slabá	3,4
	ŽER-13	Žermanice	tato práce	slabá	3,9
	T28	Žermanice	Dostal a Owen (1998)	slabá	4,0
	T30	Žermanice	Dostal a Owen (1998)	slabá	3,4
Monchiquit	SK-11	Straník	tato práce	střední	9,3
	SK-12	Straník	tato práce	střední	8,4
	T13	Straník	Dostal a Owen (1998)	střední	8,5
Mesokrátňní amfibol- pyroxenický a pyroxen- amfibolový těšínit	ŘEP-1	Řepiště	tato práce	slabá	4,0
	ŘEP-2a	Řepiště	tato práce	slabá	3,3
	ŘEP-4a	Řepiště	tato práce	slabá	3,2
	ČERT-7a	Čerták	tato práce	slabá	2,5
	ČERT-10a	Čerták	tato práce	slabá	3,0
	ČERT-11a	Čerták	tato práce	slabá	3,4
	T40	Řepiště	Dostal a Owen (1998)	střední	5,4
Těšínit - leukokrátňní žilka	ŘEP-2b	Řepiště	tato práce	střední	5,9
	ČERT-5	Čerták	tato práce	střední	5,3
	ČERT-7b	Čerták	tato práce	střední	5,5
	ČERT-10b	Čerták	tato práce	střední	5,6
	ČERT-11b	Čerták	tato práce	střední	6,3
Těšínit - leukokrátňní hnízdo	ŘEP-3	Řepiště	tato práce	střední	6,0
	ŘEP-4b	Řepiště	tato práce	střední	6,3
	ČERT-8	Čerták	tato práce	střední	7,5

6. Terénní část

6.1. Horniny pikritové skupiny

Lokalita Kojetín (obr. 4a) je přírodní památkou (PP). Nachází se v zářezu silnice Kojetín-Straník na jižním okraji obce Kojetín, 200 – 250 m jižně od křižovatky v centru obce. GPS souřadnice jsou 49°33'32.092"N, 17°59'3.529"E. Výška odkryvu se mění od 1,5 do 3 m, délka je cca 8 m. Porfyrické pikrity na lokalitě jsou příkladem podmořského sopečného výlevu. Hornina je na navětralém povrchu hnědá a na „čerstvém“ lomu nazelenale šedá, obvykle silně alterovaná a rozpadavá, protkaná nepravidelnou sítí kalcitových žilek. Mocnost kalcitových žilek je do 2 cm. Textura pikritů je mandlovcová (amygdaloidní), struktura je porfyrická. Mandličky jsou vlivem hydrotermální alterace často natolik hojné, že hornina přechází v pikritové mandlovce. Vyroستlice tmavých minerálů (pyroxen, olivín) jsou silně hydrotermálně alterované. Základní hmota pikritů je černá a šedočerná. Na lokalitě byl odebrán jeden soudržnější vzorek středně silně alterovaného pikritu (K-10; tab. 1, makroskopický popis viz kapitola 7.1).

Lokalita Hončova hůrka se nachází v Příborské pahorkatině cca 1 km východním směrem od obce Skotnice (49°39'36" N, 18°9'15" E). Hončova hůrka je bývalý lom, který je významnou geologickou a mineralogickou lokalitou. Na Hončově hůrce vystupují podmořské výlevy pikritů. Mezi polštářovými lávami jsou zachovány karbonáty nebo kontaktně metamorfované sedimenty. Pikrity jsou zde porfyrické a mandlovcové. Horniny jsou postiženy sekundárními přeměnami. Pikrity jsou často protkány kalcitovými žilami (obr. 4b). Obsahují vyroستlice olivínů. Olivín je často přeměněn na serpentín (mikroskopický popis viz kapitola 7.2). Byly odebrány 3 vzorky pikritů. Vybrány byly jak relativně čerstvé vzorky, tak i vzorky, které jsou postiženy sekundárními přeměnami (tab. 1). Vzorek HH-9 je relativně nejčerstvějším kusem bez mandliček a kalcitových žilek. Vzorek HH-7 je silně alterovaný, obsahuje mandličky a kalcitové žilky.

6.2. Horniny bazaltové skupiny

Lokalita Žermanice je bývalý lom, který byl založen v tělese hornin těšinitové asociace z bazaltové skupiny (obr. 4c). Lokalita leží v těsné blízkosti Žermanické přehrady (49°44'02"N, 18°26'54"E). Stěna lomu má výšku zhruba 15 metrů. Kromě bazaltů jsou na lokalitě zastoupeny i sedimentární horniny (jílovce) hradištského souvrství. Jílovce jsou kontaktně metamorfovány na šedé rohovce. Ložní žíla bazaltu dosahuje mocnosti téměř 30 m. Bazalty jsou silně rozpukané na povrchu, navětralé a mají místy rozpadavý charakter. V

prostoru mezi rozpadovými bloky se vyskytuje hlinitopísčítá hmota. Horniny mají tmavě zelenou barvu na čerstvých plochách. Obsahují převážně živce, pyroxen, chlorit a zeolity (makroskopický popis viz kapitola 7.1). Některé bazalty ve stěně obsahují převážně živce a zeolity, v důsledku čeho mají světlou barvu. V svrchní části lomu na horní etáži byly odebrány 2 vzorky slaběji alterovaných pyroxenických bazaltů (ŽER-1, ŽER-13; tab. 1).

6.3. Horniny monchiquitové skupiny

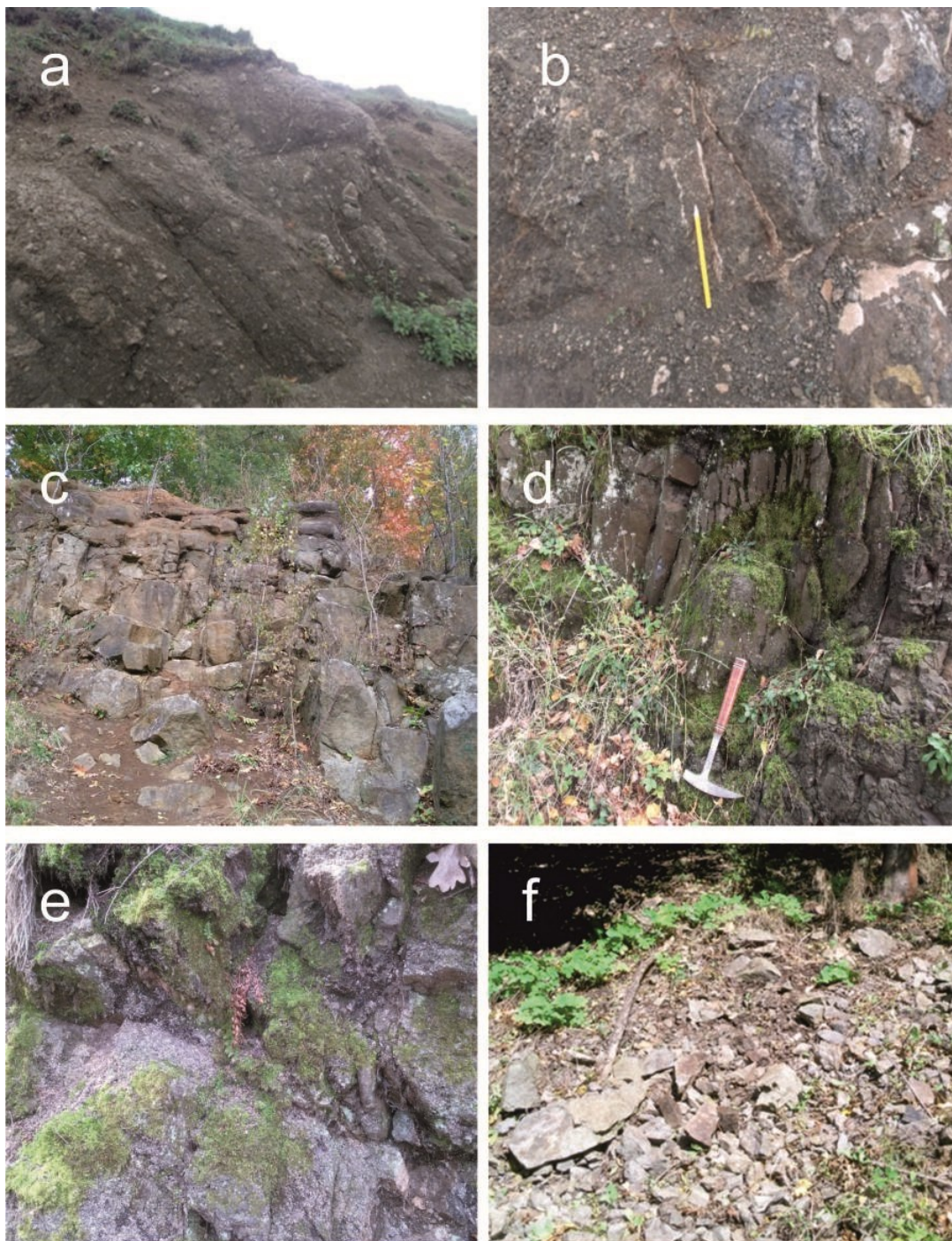
Straník u Kapličky se nachází asi 5 km jz. od Nového Jičína, v těsné blízkosti silnice spojující obce Kojetín a Straník. Lokalita představuje skalku s kapličkou na severním okraji obce Straník. Souřadnice této lokality, která je současně přírodní památkou, jsou 49°32'57.484"N, 17°59'14.977"E. Na lokalitě jsou výchozy polštářových a aglomerátových láv tvořených horninami monchiquitové skupiny (obr. 4d). Mocnost výchozu je asi 5 m. Horniny monchiquitové skupiny jsou tmavě šedé a jemnozrné, většinou porfyrické. Obsahují vyrostlice tmavých minerálů (amfiboly, pyroxeny, biotit; viz 7.1). Horniny jsou silně druhotně přeměněné a karbonatizované (mikroskopický popis viz 7.2). Bloky (polštáře) jsou protkány radiálními trhlinami. Okraje bloků vykazují kuličkovitý rozpad. Okraje polštářů mají variolickou texturu s variolami s karbonátovou výplní. Na lokalitě se také nachází sedimentární horniny – jílovce a pískovce. Kontakt mezi vyvěřelinami a sedimentárními horniny je nerovný. Na lokalitě byly odebrány vzorky monchiquitu SK-11 a SK-12 (tab. 1). Vzorek SK-11 je monchiquit bez variol (kompaktní část z polštářové lávy). SK-12 byl odebrán z okraje bloku, vzorek je středně alterován, obsahuje varioly. Varioly jsou vyplněny chloritem a karbonátem a mají světlejší barvu.

6.4. Horniny těšínitové skupiny

Lokalitu Čert'ák představuje série menších historických lomů. GPS souřadnice lokality jsou 49°33'58"N, 17°59'54"E. Výchozy různých typu těšínitů se nachází asi 2 km jižně od Nového Jičína u vodní nádrže Čert'ák v katastrálním území Kojetína (obr. 4e). Horniny jsou silně zvětřelé. Těšínity se mezi sebou liší zrnitostí a poměrem světlých a tmavých minerálů v základní hmotě. Horniny jsou středně až hrubě zrnité, mají porfyrickou strukturu. Těšínity obsahují černé sloupcovité až jehličkovité vyrostlice ve světlé základní hmotě. Vyrostlice reprezentuje pyroxen a amfibol (viz 7.1). V tělese převažujících mesokrátních, někdy až melanokrátních těšínitů, jsou uzavřena světlejší jemně zrnitá hnízda a horninu také pronikají leukokráttní žilky. Na lokalitě byly odebrány vzorky středně až hrubě zrnitých mesokrátních těšínitů (ČERT-7a, ČERT-10a, ČERT-11a). Zároveň byly odebrány 4

vzorky leukokrátních žilek (ČERT-5, ČERT-7b, ČERT-10b, ČERT-11b) a 1 vzorek jemně zrnitého hnízda (ČERT-8; tab. 1).

Lokalita Řepiště (obr. 4f) se nachází v zářezu železniční trati číslo 323 vedoucí z Frýdku-Místku do Ostravy kolem toku řeky Ostravice. GPS souřadnice této lokality jsou 49°43'40.401"N, 18°18'23.985"E. V Řepišti se vyskytují podobně jako na Čerťáku odlišné typy těšinitů. Horniny jsou v odkryvu relativně čerstvé. Na povrchu studovaných těšinitů je patrná limonitizace. Lze zde pozorovat mesokrátní středně až hrubě zrnité těšinity s porfyrickou strukturou. Horniny obsahují vyrostlice amfíbolů a pyroxenů. Základní hmota je tvořena leukokrátními minerály (živce a zeolity). Minerály základní hmoty jsou často zatlačovány karbonátem a chloritem (viz 7.2). V dominujících mesokrátních těšinitech se vyskytují světlejší jemně zrnité žilky a hnízda, které byly spolu s hostitelskými horninami odebrány k dalšímu studiu (viz tab. 1).



Obr. 4: Fotografie studovaných výchozů hornin těšínitové asociace: a) silně zvětralé a alterované mandlovcové pikrity v zářezu komunikace na lokalitě Kojetín; b) alterované pikrity protkány kalcitovými žilami na lokalitě Hončova hůrka; c) silně rozpukané, navětralé bazalty s rozpadavým charakterem na lokalitě Žermanice; d) výchozy polštářových láv na lokalitě Straník u Kapličky; e) výchozy mesokratních těšínitů na lokalitě Čerťák; f) úlomky různých typů těšínitů na lokalitě Řepiště.

7. Laboratorní část

7.1. Makroskopická charakteristika vzorků studovaných hornin

Pikrity z Hončovy hůrky a Kojetína jsou jemně až středně zrnité porfyrické horniny. Pikrity obsahují drobné vyrostlice olivínu a pyroxenů o velikosti okolo 2 mm. Vyrostlice těchto minerálů u vzorku HH-7 jsou silně přeměny. Vzorky mají amygdaloidní (mandlovcovou) texturu, která je nejlépe zřejmá u vzorku HH-7 (obr. 5). Mandličky ve vzorcích HH-7 a HH-9 jsou vyplněny kalcitem a chloritem a mají automorfní kulatý tvar a velikost do 5 mm. Studované pikrity jsou často protkány kalcitovými žilkami (vzorek HH-7; obr. 5). Mocnost žilek je do 8 mm. Barva pikritů je černá (HH-8, HH-9), šedočerná (HH-7, K-10). Vzorky HH-8, HH-9 a K-10 jsou také sekundárně postiženy, avšak míra alterace minerálů je slabší (viz 7.2). Povrch vzorku K-10 je silně navětralý.



Obr. 5: Středně zrnitý porfyrický pikrit s mandlovcovou texturou a kalcitovou žilkou (vlevo vzorek HH-7) a méně alterovaný porfyrický pikrit (uprostřed vzorek HH-8) z lokality Hončova hůrka; silně navětralý pikrit z lokality Kojetín (vpravo vzorek K-10).

Bazalty z lokality Žermanice jsou hrubě zrnité horniny (obr. 6). Vzorky ŽER-1 a ŽER-13 mají masivní texturu. Vzorky jsou tvořeny živcem, pyroxenem, chloritem, zeolity a opakními minerály (viz 7.2). U vzorků ŽER-1 a ŽER-13 lze pozorovat porfyrickou strukturu s vyrostlicemi živců a pyroxenů o velikosti 5 až 12 mm. Vyrostlice těchto minerálů jsou postiženy chloritizací (viz mikroskopický popis 7.2), což podmiňuje jejich nazelenalou barvu. Barva základní hmoty vzorků hornin je hnědočerná (ŽER-1) a šedočerná (ŽER-13). Studované bazalty jsou mírně zvětralé, okraje mají rozpadový charakter.



Obr. 6: Hrubě zrnité porfyrické bazalty z lokality Žermanice (vlevo vzorek ŽER-13, vpravo ŽER-1).

Monchiquity z lokality Straník u Kapličky jsou tmavé a jemnozrné horniny. Mají masivní (vzorek SK-11) nebo variolitickou texturu (vzorek SK-12; obr. 7). Barva vzorků studovaných hornin je šedočerná (SK-11) a černá (SK-12; obr. 7). Varioly ve vzorku SK-12 mají makroskopicky světle šedou barvu, oválný tvar a velikost 5 až 10 mm. Monchiquity z lokality Straník u Kapličky jsou porfyrické. Drobné vyrostlice velikosti 2 až 4 mm tvoří mafické minerály (pyroxeny, amfiboly a olivín (?)). Vyrostlice těchto minerálů u vzorku SK-12 jsou silně přeměny (viz 7.2). Základní hmota hornin je sklovitá. Vzorek SK-11 je středně alterovaný. Na povrchu vzorků se vyskytuje oranžovohnědý povlak limonitu.



Obr. 7: Monchiquit ze střední části polštářové lávy (vlevo vzorek SK-11) a jemně zrnitý monchiquit s variolitickou texturou z lokality Straník u Kapličky (vpravo vzorek SK-12).

Mesokrátňní pyroxen-amfibolové a amfibol-pyroxenové těšínity z lokalit Řepiště a Čerták mají obvykle porfyrickou strukturu, jsou jemně až hrubě zrnité (obr. 8). Textura vzorků je všesměrně zrnitá. Charakteristická barva pro studované těšínity je světle šedá až narůžovělá (obr. 8). Vzorky obsahují černé sloupcovité a jehlicovité vyrostlice pyroxenů a amfibolů. Velikosti vyrostlic tmavých minerálů se pohybují v rozmezí 2 – 10 mm. Vzorky ŘEP-1, ČERT-7a a ČERT-11a mají poměr tmavých minerálů v základní hmotě vyšší než

ostatní vzorky těšinitů (~50 – 70 obj. %; obr. 8; viz 7.2). Základní hmota má světlešedou a šedorůžovou barvu (ŘEP-1, ŘEP-4a a ČERT-7a). V základní hmotě studovaných vzorků se především vyskytují živce a zeolity (viz 7.2; obr. 13). Vzorky jsou slabě alterované (tab. 1; mikroskopický popis 7.2). Povrch některých vzorků je silně navětralý (vzorky ČERT-7a a ČERT-10a). Na povrchu vzorků ŘEP-1, ŘEP-2a, ČERT-7a a ČERT-10a je místy oranžový povlak (limonitizace).



Obr. 8: Mesokratinní těšinit z lokality Řepišť (vzorek ŘEP-1).

Leukokratinní těšinitové žilky z lokality Řepišť a Čerták jsou jemně a středně zrnité (obr. 9). Mocnost žilek v hornině je 5 až 25 mm. Barva žilek může být šedobílá (vzorky ČERT-5, ČERT-7b a ČERT-11b) a béžová (ŘEP-2b a ČERT-10b). Vzorky mají porfyrickou strukturu a liší se podílem mafických minerálů (~20 – 30 obj. %). Vzorky ŘEP-2b a ČERT-10b obsahují vyrostlice pyroxenů či amfibolů, ale podíl mafických minerálů je nízký. Velikost těchto vyrostlic je 2 až 8 mm. Živce a analcim jsou převládajícími minerálními složkami v leukokratinních těšinitových žilkách (viz 7.2).

Leukokratinní těšinitové hnízda jsou jemně zrnitá. Velikost hnízd v těšinitech je do 50 mm (obr. 9). Barva hnízd je světlešedá (vzorky ČERT-8 a ŘEP-3) a šedobílá (ŘEP-4b). Struktura vzorku ŘEP-3 z lokality Řepišť je stejnoměrně zrnitá. U vzorků ČERT-8 a ŘEP-4b je struktura porfyrická. Vzorky obsahují vyrostlice mafických minerálů velikosti 2 až 5 mm, u vzorku ŘEP-3 vyrostlice chybí (<20 obj. %). Základní hmota studovaných hnízd má světlou barvu a skládá se především z živců, analcimu a prehnitu (mikroskopický popis viz 7.2).

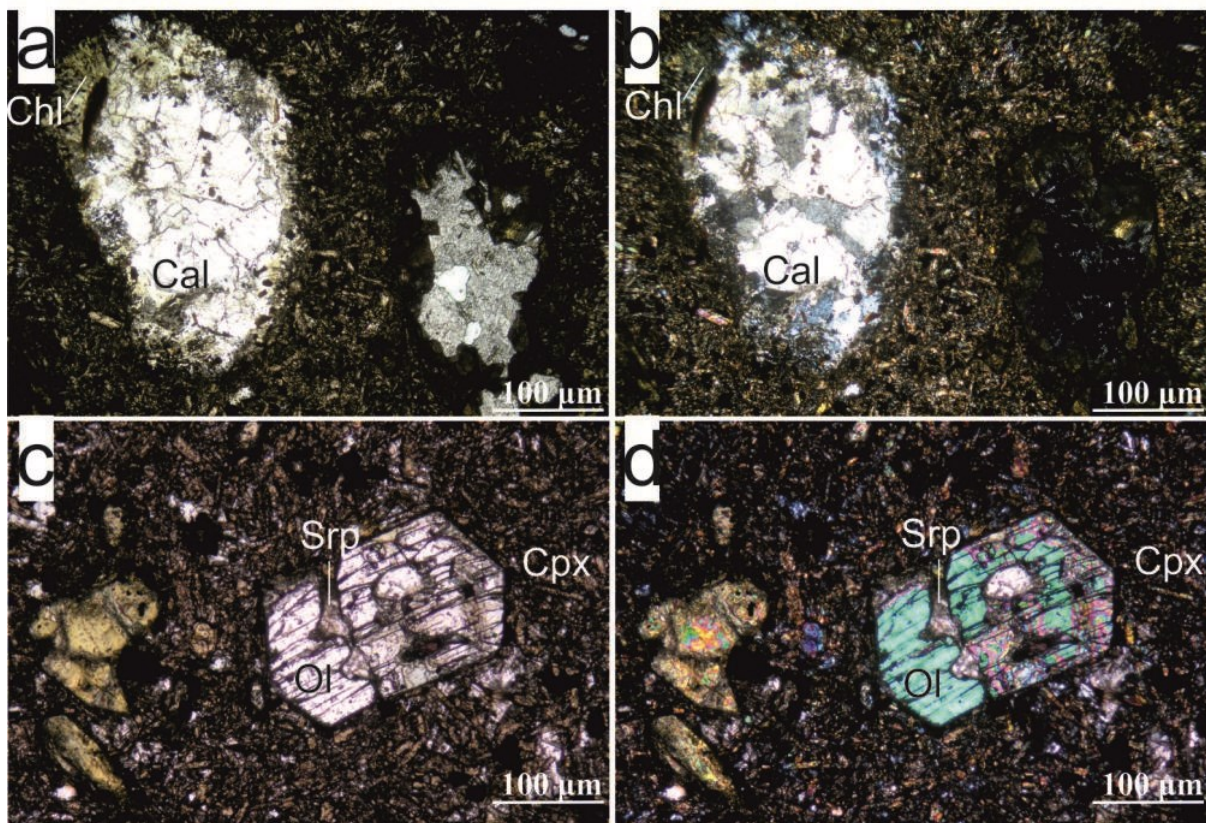


Obr. 9: Leukokrátňní ťilky z lokality Řepiřtě (vlevo vzorek ŘEP-2b) v mesokrátňním středně zrnitém těřšinitu a z lokality Čerták (ČERT-10b) v mesokrátňním hrubě zrnitém těřšinitu; jemně zrnité leukokrátňní hnízdo z lokality Čerták (vpravo ČERT-8).

7.2. Mikroskopická charakteristika vzorků studovaných hornin

Pikrity. Vzorky HH-7 (pikrit z Hončovy hůrky) a K-10 (pikrit z Kojetína) mají porfyrickou strukturu. Vyrostlice mají automorfní a hypautomorfní omezení, jsou tvořeny pyroxenem a olivínem (obr. 10c). Vzorek HH-7 má větší zastoupení vyrostlic olivínů, než vzorek K-10. Olivín v PPL (lineárně polarizované světlo) je bezbarvý minerál a bez pleochroismu. Má krátce sloupcovitý nebo okrouhlý tvar zrn s velikostí 150 až 3000 μm (obr. 10c). V XPL (pozorování se zasunutým analyzátozem) má minerál střední dvojlom. Ve výbrusech HH-7 a K-10 je olivín silně alterován, postižen chloritizací a serpentizací. Vyrostlice pyroxenů ve výbrusech mají nahnědlou a výrazně hnědou barvu se slabým pleochroismem a krátce sloupcovitý tvar (obr. 10). V některých zrnech pyroxenů se dá pozorovat zonálnost (okraje některých zrn jsou v PPL tmavší). Velikost vyrostlic je 100 až 2000 μm . V XPL má minerál střední dvojlom. Zhašení je šikmé vůči štěpnosti, úhel zhašení je 43°. Pyroxen má ve výbrusech silné projevy chloritizace: chlorit tvoří pseudomorfózy po pyroxenu. U vzorku K-10 má chloritizace pyroxenu slabý charakter, postihuje převážně okraje zrn.

Základní hmota studovaných pikritů je holokrystalická, tvořená nahnědlým pyroxenem a bezbarvým nefelínem (obr. 10a). Omezení zrn pyroxenu je hypautomorfní. Ve výbrusech HH-7 a K-10 se hojněji vyskytují v základní hmotě i sekundární minerály: kalcit, chlorit, serpentin. Ve výbrusu HH-7 je zastížena kalcitová žilka. Oba vzorky také obsahují mandličky, vyplněné kalcitem a chloritem (obr. 10a). Kalcitové mandličky velikosti do 3000 μm v sobě uzavírají zrna chloritů (vzorky HH-7 a K-10). Karbonát je xenomorfně omezený a je nepravidelného tvaru (obr. 10a). Je bezbarvý a bez pleochroismu. Chlorit je zelený se středním pleochroismem (od světle zelené do zelené barvy), má xenomorfní omezení. Vyskytuje se při okrajích kalcitové žilky a mandlíček a jako přeměna zrn olivínů a pyroxenů (obr. 10a). Serpentin je xenomorfně omezený a nepravidelného tvaru. Má slabě zelenou barvu v PPL. Ve výbrusu HH-7 vyplňuje praskliny v olivínu (obr. 10c). Vzorek HH-7 má projevy alterace silnější než vzorek K-10.

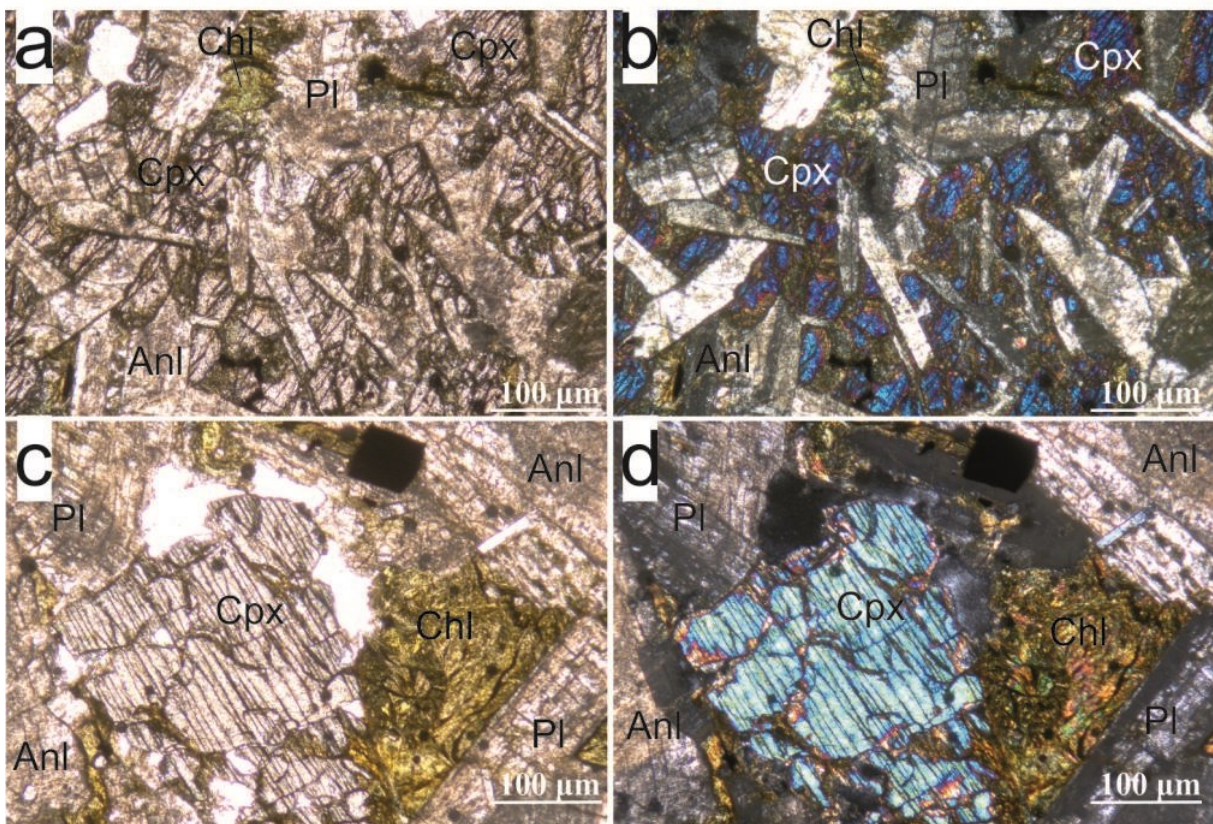


Obr. 10: Pikrity: a (v PPL), b (v XPL): jemně zrnitý pikrit z lokality Kojetín (vzorek K-10) s porfyrickou strukturou a amygdaloidní texturou, mandličky jsou vyplněné kalcitem (Cal) a chloritem (Chl). Holokrystalická základní hmota tvořena klinopyroxenem (Cpx); c (v PPL), d (v XPL): jemně zrnitý silně alterovaný pikrit z lokality Hončova hůrka (vzorek HH-7) s porfyrickou strukturou. Jsou zde vyrostlice olivínu (Ol) a klinopyroxenu (Cpx). Olivín je postižen serpentinizací (Srp).

Bazalty. Vzorek ŽER-13 z lokality Žermanice má ofitickou strukturu, je hrubozrnný (obr. 11a a 11c). Pyroxen obklopují tabulky či lišty plagioklasu (obr. 11a). Plagioklas ve výbrusu se vyskytuje i v podobě nepravidelných zrn (obr. 11a a 11c). Omezení minerálu je xenomorfní a hypautomorfní. Velikost zrn je 100 až 800 µm. V PPL je plagioklas bezbarvý a bez pleochroismu a je zakalený (obr. 11a). V XPL má plagioklas střední dvojlom. Tabulkovitá zrna mohou vykazovat polysyntetické dvojčatění. Zrna plagioklasů jsou často postiženy přeměnami. Ve výbrusu je minerál postižen analcimizací (obr. 11). Pyroxeny o velikosti 200 až 1500 µm mají hypautomorfní omezení. Minerál má ve výbrusech nahnědlou barvu. Nahnědlé zrna vykazují střední pleochroismus v odstínu světlehnědé barvy. Povrch zrn je drsný. Některá zrna mají dobře patrnou štěpnost. V XPL má pyroxen střední dvojlom.

Zhášení je šikmé vůči štěpnosti, úhel zhášení je 40°. Ve výbrusu je pyroxen intenzivně postižen chloritizací (obr. 11c).

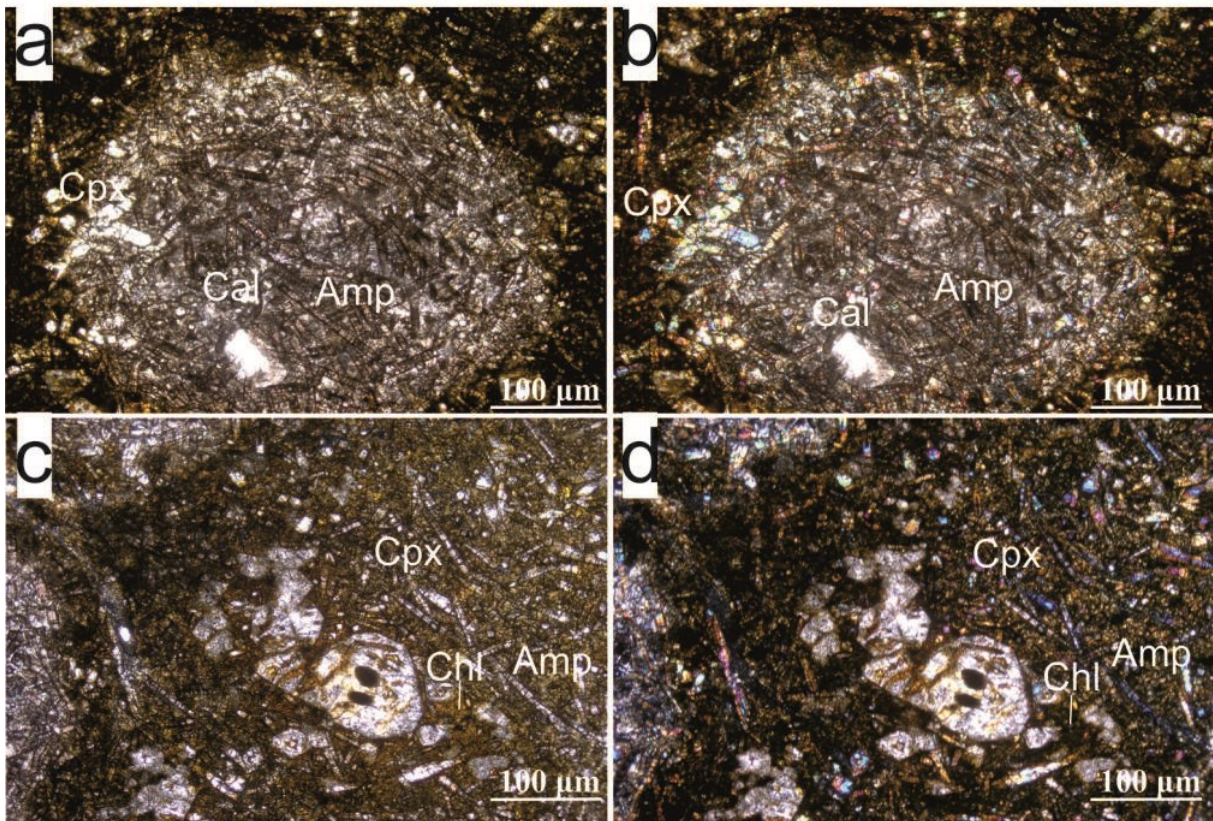
Okolo zrn pyroxenu a plagioklasu se vyskytují opakní minerály a chlorit. Chlorit je zelený, xenomorfně omezený a nepravidelného tvaru. V PPL vykazuje slabý pleochroismus: od světl zelené do žlutozelené barvy. V XPL má anomální žlutozelené interferenční barvy. Vyskytuje se jako přeměna pyroxenu, a také vyplňuje prostor mezi zrny plagioklasu a pyroxenu (obr. 11a). Analcim je bezbarvý a bez pleochroismu. Má xenomorfní omezení a nepravidelní tvar. V XPL má slabý dvojlom. Vyskytuje se jako přeměna plagioklasu (obr. 11a a 11c).



Obr. 11: Bazalt: a (v PPL), b (v XPL): hrubozrnný bazalt z lokality Žermanice (vzorek ŽER-13) s ofitickou strukturou. Klinopyroxen (Cpx) obklopují tabulkovitá zrna plagioklasu (Pl); c (v PPL), d (v XPL): hrubozrnný bazalt. Jsou zde zrna klinopyroxenu (Cpx) a plagioklasu (Pl). Klinopyroxen je postižen chloritizací (Chl), plagioklas – analcimizací (Anl).

Monchiquit. Vzorek SK-11 z lokality Straník u Kapličky je středně zrnitý. Hornina je středně silně alterovaná a na povrchu navětralá (obr. 12). Vyrostlice mají automorfní a hypautomorfní omezení, jsou tvořeny pyroxenem a amfibolem. Hornina obsahuje varioly,

které tvoří pyroxen a ojediněle i amfibol (obr. 12a). Velikost variol je 300 až 5000 μm . Pyroxen má krátce sloupcovitý habitus a automorfní omezení (obr. 12). Vyskytuje se v podobě vyrostlic o velikosti 150 až 800 μm (obr. 12a). V PPL je bezbarvý nebo nahnědlý. Povrch zrn je drsný. V XPL má střední dvojlom. Zhášení je šikmé vůči štěpnosti, úhel zhášení je 42° . Sloupce pyroxenu obsahují inkluze skla a opakních minerálu. Pyroxen je postižen chloritizací a karbonatizací. Většina zrn pyroxenů je postižena chloritizací při okraji, některá zrna jsou téměř zcela nahrazena chloritem (obr. 12c). Amfibol je hnědý, jeho vyrostlice jsou dlouze sloupcovité o velikosti 100 až 250 μm . Podobně jako pyroxen lze amfibol nalézt i v základní hmotě a ve variolách. V PPL vykazuje silný pleochroismus: X – světle žlutohnědá, Y – žlutohnědá, Z – hnědá. Povrch zrn je drsný. V XPL má amfibol střední dvojlom. Zrna jsou v menší míře postižena chloritizací a karbonatizací. Základní hmota vzorku SK-11 je sklovitá a obsahuje zrna opakních minerálů.

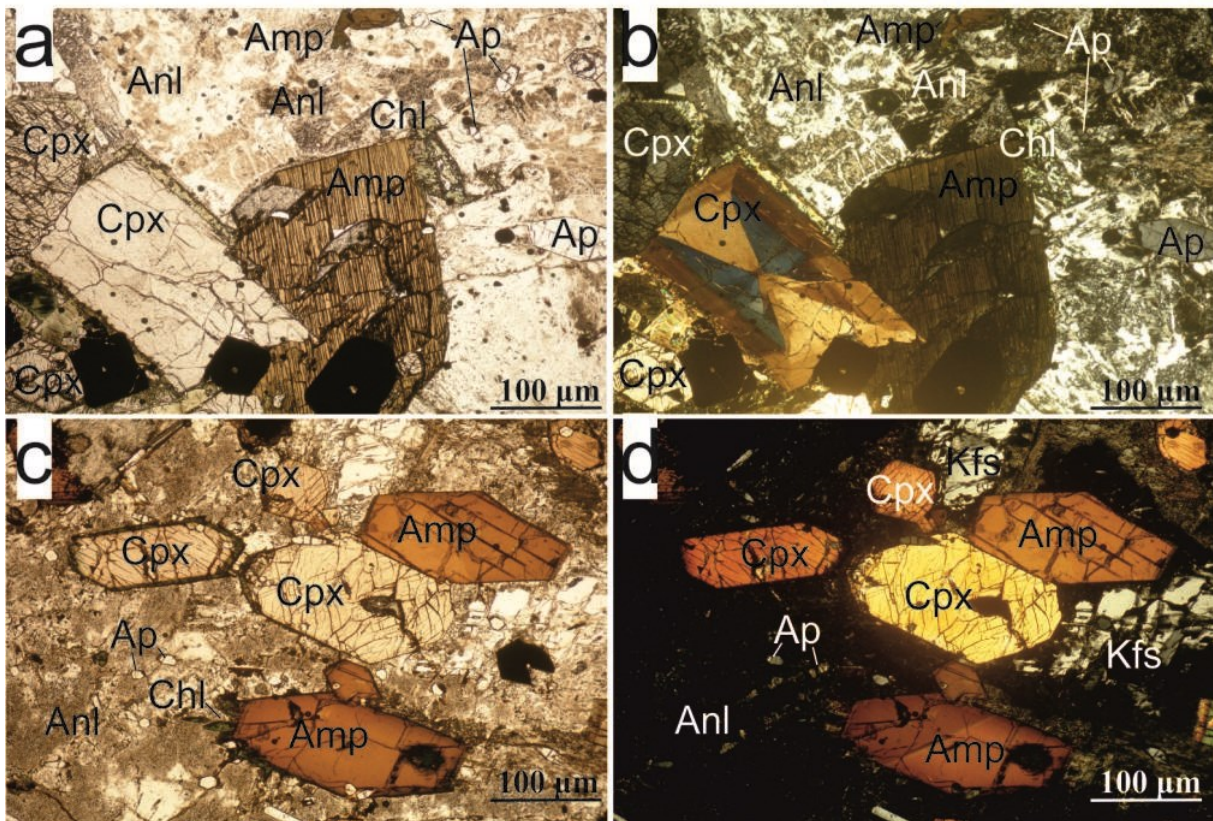


Obr. 12: Monchiquit (vzorek SK-11): a (v PPL), b (v XPL): středně zrnitý monchiquit z lokality Straník u Kapličk s variolitickou stavbou. Varioly vyplněny klinopyroxenem (Cpx), amfibolem (Amp) a karbonátem (Cal); c (v PPL), d (v XPL): středně zrnitý monchiquit. Na snímku vyrostlice klinopyroxenů (Cpx) a amfibolu (Amp) postižené chloritizací (Chl).

Mesokrání pyroxen-amfibolové a amfibol-pyroxenové těšínity z lokality Řepišť (ŘEP-1) a Čerták (ČERT-7a) jsou jemně až středně zrnité (obr. 13). Vyrostlice mají automorfní a hypautomorfní omezení, jsou tvořeny pyroxenem, amfibolem a apatitem. Pyroxen v těšínitech je bezbarvý nebo světle hnědý a vykazuje slabý pleochroismus (obr. 13). Některá zrna jsou zelená s výrazným pleochroismem v rozmezí barev světle zelená – trávově zelená (egirín nebo egirín-augit). Povrch zrn je drsný. Pyroxeny mají krátce sloupcovitý tvar a automorfní omezení, velikost zrn je 100 až 2000 μm (obr. 13). Zelený egirín nebo egirín-augit je zde přítomen v podobě hypautomorfních jehlicovitých zrn, vyskytuje se ve vzorcích ČERT-10a, ČERT-11a a ŘEP-4a. Převažující nahnědlý klinopyroxen vykazuje růstovou zonálnost, kde střed je světle hnědý a okraje tmavěji hnědé. Na obr. 13b (vzorek ČERT-7a) má klinopyroxen sektorovou zonálnost (tvar přesýpacích hodin). V XPL mají zrna střední dvojlom. Zhášení je šikmé vůči štěpnosti, úhel zhášení je 42° . Ve výbrusu ŘEP-1 jsou pyroxeny nejvíce chloritizované. Amfibol je výrazně barevnější než pyroxen. Vykazuje silný pleochroismus: X – světlohnědá, Y – žlutohnědá, Z – červenohnědá. Povrch zrn je drsný. Vyrostlice mají dlouze sloupcovitý tvar a velikost 150 až 6000 μm (obr. 13). V XPL má tento minerál střední dvojlom. Amfibol obsahuje uzavřeniny apatitu a opakních minerálů (ČERT-7a a ŘEP-1). Zhášení je šikmé vůči štěpnosti, úhel zhášení je 28° . Amfibol je postižen chloritizací (obr. 13c), nejvíce opět ve výbrusu ŘEP-1. Apatit ve výbrusech je přítomen v podobě vyrostlic ve formě protáhlých sloupců (obr. 13a). Omezení je automorfní. V PPL je minerál bezbarvý a bez pleochroismu. Povrch zrn je hladký. V některých výbrusech (ČERT-10a a ŘEP-2a) je apatit uzavřen v pyroxenu a amfibolu. V XPL má minerál nízký dvojlom. Zhášení je rovnoběžné vůči protažení. Apatit je stabilní minerál.

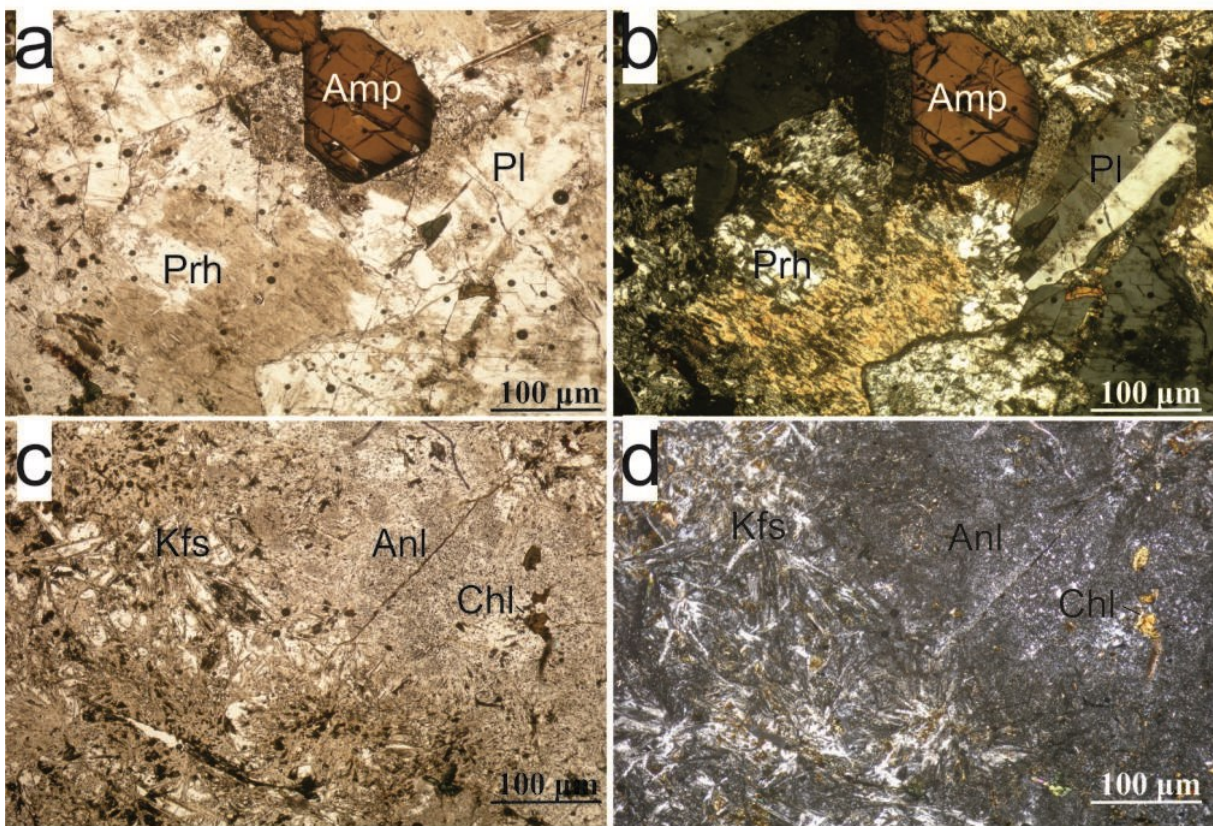
Základní hmotu tvoří plagioklas, alkalické živce, analcim (někdy i natrolit), prehnit a chlorit (obr. 13). V základní hmotě lze pozorovat i opakní minerály. Plagioklas v PPL je bezbarvý minerál bez pleochroismu. Povrch zrn je hladký. Ve výbrusu se může vyskytovat v podobě nepravidelných nebo tabulkovitých zrn. Omezení minerálu je xenomorfní, hypautomorfní i automorfní. V XPL má plagioklas nízký dvojlom. Tabulkovitá zrna vykazují polysyntetické dvojčatění. Plagioklas je obvykle postižen sekundárními přeměny. Jeho zrna mohou být nahrazena druhotnými alkalickými živci, karbonáty, analcitem a dalšími zeolity (vzorek ČERT-10a, ŘEP-1 a ŘEP-2a). Alkalické živce (K-živec a albit) jsou bezbarvé minerály s hladkým povrchem (obr. 13c). Ve výbrusech se alkalické živce vyskytují v podobě tabulkovitých zrn (až lišt) a také v podobě nepravidelných zrn. Omezení je různé – nejčastěji hypautomorfní a xenomorfní. V XPL mají tyto živce šedé interferenční barvy prvního řádu.

Ve výbrusech některá zrna dvojčatí podle karlovarského zákona. Primární K-živce bývají „korodovány“ analcimem (obr. 13c). Analcim v PPL je bezbarvý minerál bez pleochroismu. Ve výbrusech je nepravidelného tvaru a má xenomorfní omezení (obr. 13). V XPL má nízký dvojlom. Prehnit je bezbarvý minerál, bez pleochroismu s hladkým povrchem. Vyskytuje se ve výbrusech ŘEP-1, ŘEP-2a a ŘEP-4a v podobě nepravidelných zrn, má xenomorfní omezení. V XPL prehnit vykazuje střední dvojlom. Má undulózní zhášení. Chlorit se vyskytuje v základní hmotě studovaných hornin a jako chloritizace vyrostlic tmavých minerálů (obr. 13c). Minerál je zelený se středně silným pleochroismem v rozmezí barev: zelená – žlutozelená. Vyskytuje se v podobě lupenitých agregátů a xenomorfních omezených zrn nebo jako přeměna pyroxenu a amfibolu (obr. 13c). Povrch zrn je hladký. V XPL má anomální interferenční barvy (žlutozelené).



Obr. 13: Mesokráttní těšinity: a (v PPL), b (v XPL): hrubozrnný těšinit (vzorek ČERT-7a) z lokality Čerťák s porfyrickou strukturou. Jsou zde vyrostlice amfibolu (Amp), klinopyroxenu (Cpx) a apatitu (Ap). Amfibol a klinopyroxen jsou postiženy chloritizací (Chl). Základní hmota je tvořena analcimem (Anl); c (v PPL), d (v XPL): středně zrnitý mesokráttní těšinit (vzorek ŘEP-1) z lokality Řepiště s porfyrickou strukturou. Jsou zde hojné vyrostlice amfibolu a klinopyroxenu. Základní hmota je tvořena analcimem a K- živcem (Kfs).

Leukokráttní těšínitové žilky a hnízda jsou porfyrické, jemně až středně zrnité. Mají menší podíl mafických minerálů, nebo tyto minerály zcela chybí (vzorek ŘEP-3). Vyrůstlice mafických minerálů mají automorfní a hypautomorfní omezení, jsou tvořeny pyroxenem a amfibolem, jehož sloupce dosahují velikosti až 650 μm (obr. 14a). Ve výbrusu ČERT-10b se vyskytují vyrůstlice plagioklasu velikosti až 450 μm (obr. 14a). Základní hmotu tvoří alkalické živce, analcim, prehnit a chlorit (obr. 14). Na obr. 14c (vzorek ŘEP-4b) prehnit je v PPL silně zakalený. Vzorky jsou středně silně postiženy alterací: lze pozorovat chloritizaci mafických minerálů, která nejvíce postihuje pyroxen a nahrazování živců analcimem a prehnitem.



Obr. 14: Leukokráttní žilka a hnízdo: a (v PPL), b (v XPL): jemně zrnitá leukokráttní žilka (vzorek ČERT-10b) z lokality Čerták s porfyrickou strukturou. Jsou zde vyrůstlice amfibolu (Amp) a plagioklasu (Pl). Základní hmota je tvořena analcimem (Anl), K-živcem (Kfs) a zakaleným prehnitem (Prh); c (v PPL), d (v XPL): jemně zrnité leukokráttní hnízdo (vzorek ŘEP-4b) z lokality Řepiště. Jsou zde lišty sekundárních alkalických živců (Kfs). Základní hmota tvořena chloritem (Chl) a analcimem (Anl).

7.3. Chemismus hornin těšínitové asociace

Při vyhodnocování chemismu hornin těšínitové asociace se práce drží tradičního rozdělení na skupiny pikritovou, bazaltovou, monchiquitovou a těšínitovou. U skupiny těšínitové jsou vyčleněny mesokrátňní těšínity, leukokrátňní žilky a hnízda. Analýzy označené písmenem T pocházejí z práce Dostala a Owena (1998).

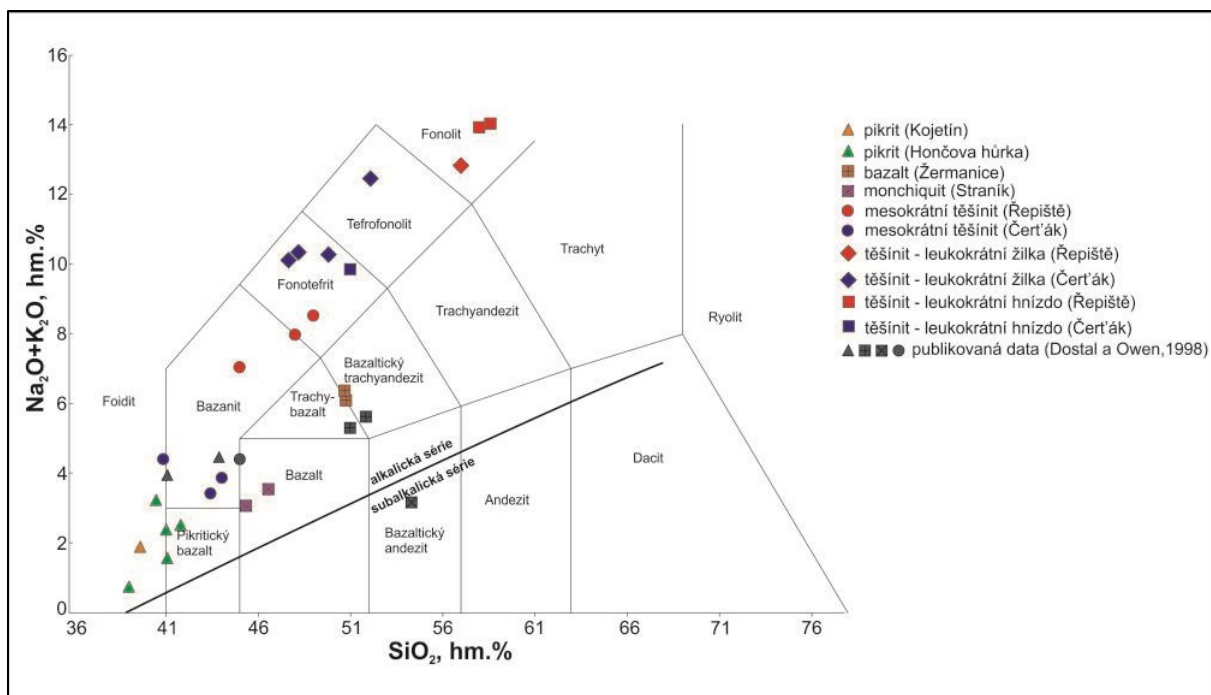
7.3.1. Distribuce hlavních prvků

Studované horniny na základě výsledků analýz celkového chemismu odpovídají převážně alakalickým ultrabazickým a bazickým horninám. Několik vzorků leukokrátňních žilek a hnízda mají hodnotu $\text{SiO}_2 > 52$ hm. %, a spadají do intermediálních hornin (tab. 5; obr. 15).

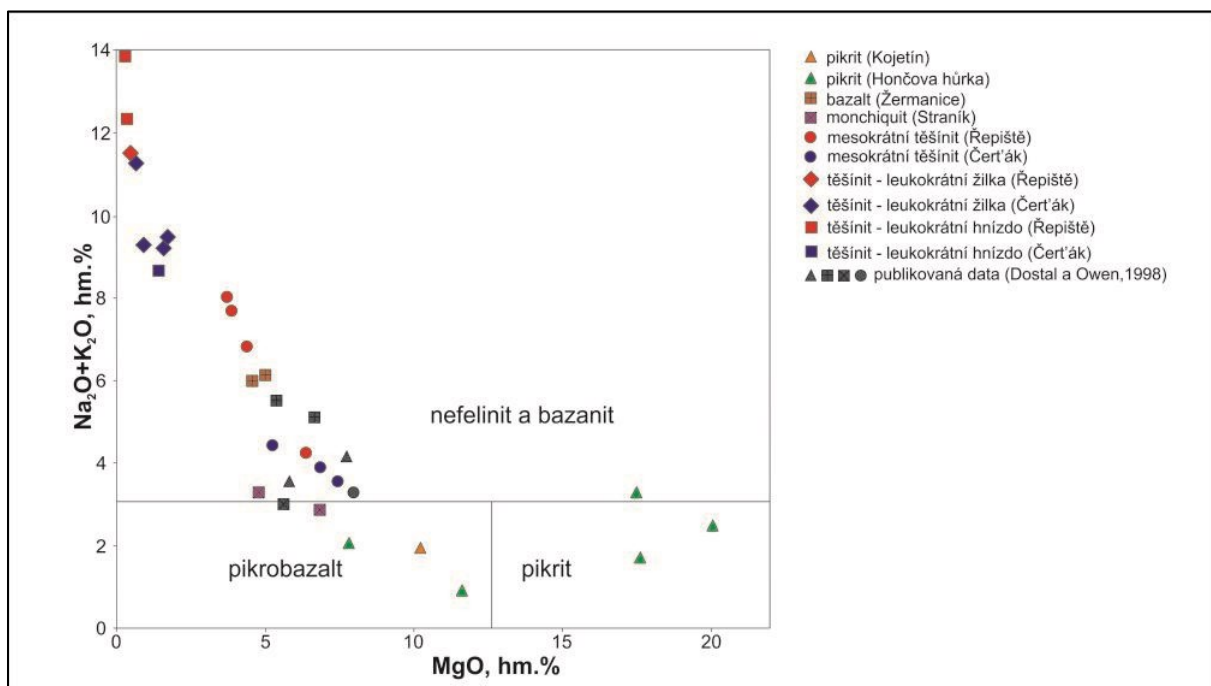
Vzorky ultrabazických pikritů spadají v TAS-diagramu do pole foiditů, bazanitů a pikritických bazaltů (obr. 15). Po přepočtu na bezvodou bázi se hodnota SiO_2 pohybuje v rozmezí 39,7 (vzorek K-10) až 43,9 (vzorek z Kojetína T8) hm. % a hodnota součtu $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ v rozmezí 0,8 (HH-7) – až 4,5 (T8; obr. 15; tab. 2). Na základě obsahu $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ a MgO vzorky HH-4 a HH-8 z lokality Hončova hůrka spadají do pole pikritu, HH-1 a HH-7 do pole pikrobazaltu a HH-9 odpovídá nefelinitu či bazanitu (obr. 16). Vzorky T5 a T8 z lokality Kojetín jsou v poli nefelinitu a bazanitu, vzorek K-10 leží v poli pikrobazaltu. Podle obsahů alkálií leží pikrity v binárním diagramu ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$) – SiO_2 v poli K- a K-Na série (obr. 17). Vzorky T5 a HH-1 odpovídají K-sérii, ale nejsou v diagramu uvedeny kvůli příliš vysokému poměru $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (2,7 a 6,2 hm. %).

Horniny bazaltové skupiny z lokality Žermanice leží v TAS-diagramu v poli trachybazaltů a bazaltických trachyandezitů (obr. 15). Hodnoty SiO_2 jsou v rozmezí 50,5 (ŽER-13) až 51,7 (T30) hm. % (obr. 15; tab. 3). Jsou to tedy bazické horniny. Podle klasifikace Le Bas (2000) odpovídají nefelinitu a bazanitu (obr. 16). Hodnota součtu $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ je 5,3 (T28) až 6,4 (ŽER-13) hm. %. Podle obsahu alkálií tyto horniny spadají do polí sub-Na- a Na-sérií (obr. 17).

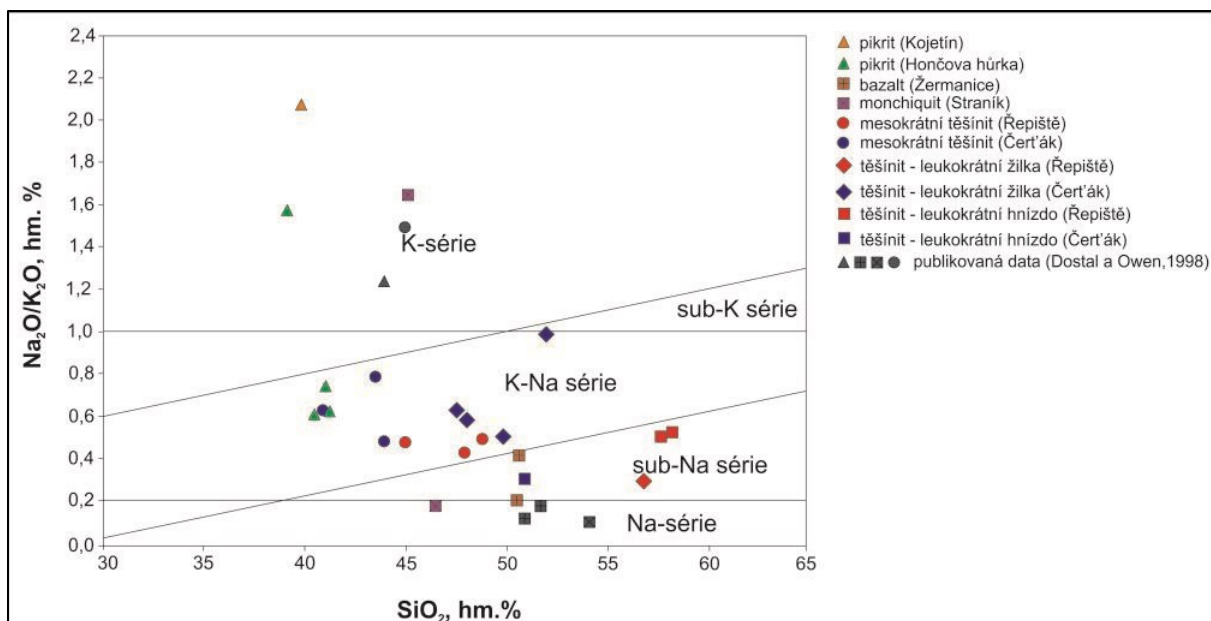
Monchiquity z lokality Straník odpovídají v TAS-diagramu bazaltům (obr. 15). Vzorek T13 leží v poli bazaltických andezitů. Pro monchiquity jsou charakteristické obsahy SiO_2 v rozmezí 45,3 (SK-12) až 54,1 (T13) hm. % a alkálií v rozmezí 3,1 (SK-12) až 3,6 (SK-11) hm. % (tab. 3). Podle obsahu $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ a MgO spadají v diagramu v obr. 16 do pole nefelinitu a bazanitu. V binárním diagramu ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$) – SiO_2 se nachází horniny ze skupiny monchiquitové v polích K- a Na-sérií (obr. 17).



Obr. 15: Pozice různých typů hornin těšínitové asociace ze studovaných lokalit v TAS-diagramu (Le Bas et al. 1986).



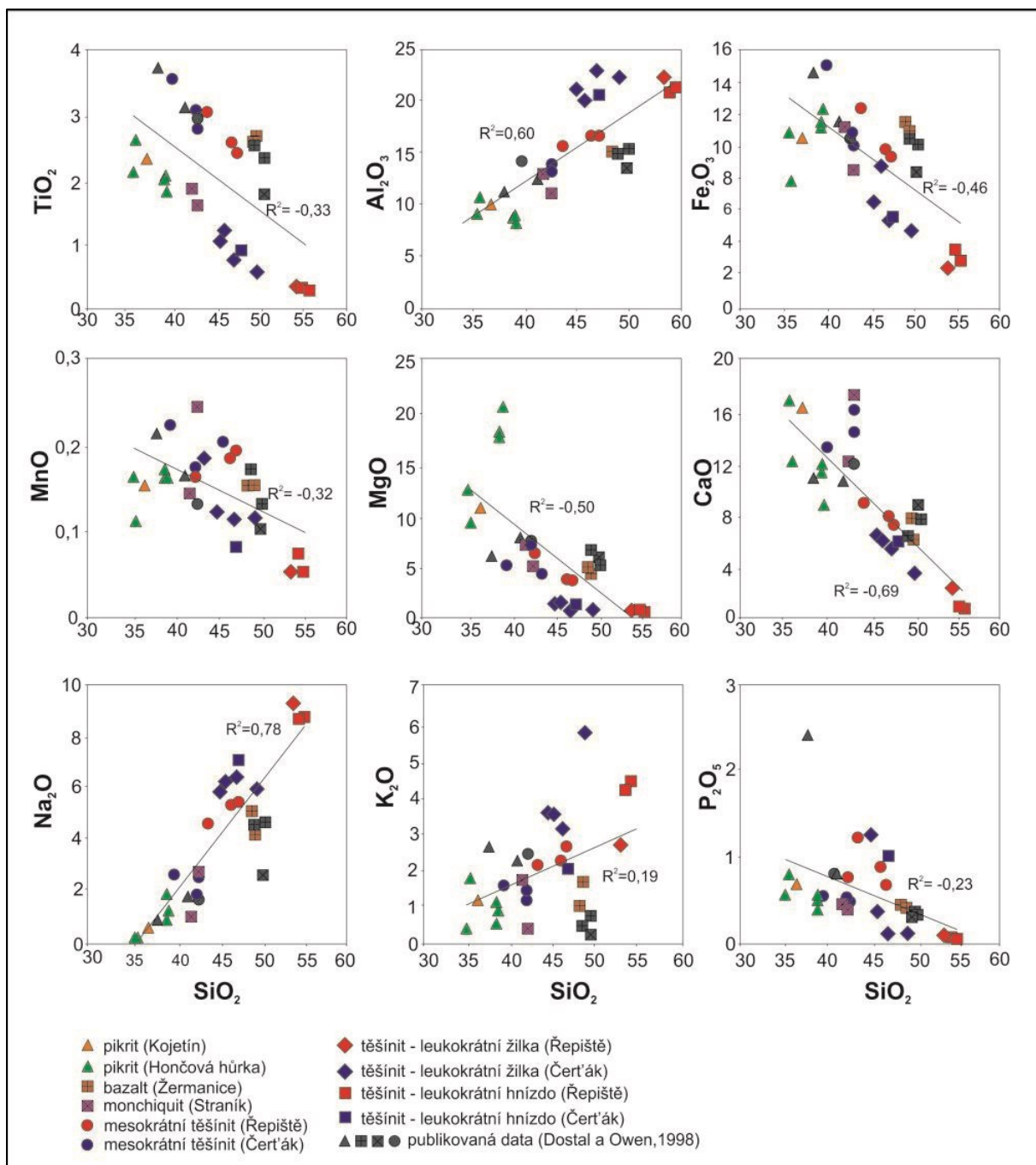
Obr. 16: Chemismus hornin těšínitové asociace v diagramu MgO vs. Na₂O+K₂O (Le Bas et al. 2000).



Obr. 17: Binární diagram (K_2O/Na_2O) – SiO_2 .

Těšínitová skupina představuje geochemicky rozmanitou řadu hornin (obr. 15). Mesokrání těšínity odpovídají v TAS-diagramu foiditům (ČERT-10a), bazanitům (ŘEP-4a, ČERT-7a, ČERT-11a) a fonotefritům (ŘEP-1 a ŘEP-2a). Pro mesokrání těšínity byla po přepočtu na bezvodou bázi stanovena hodnota SiO_2 v rozmezí 40,9 (ČERT-10a) až 48,8 (ŘEP-1) hm. %. Tyto těšínity tedy odpovídají ultrabazickým až bazickým horninám. Obsah alkálií je 3,5 (ČERT-7a) – 8,6 (ŘEP-1) hm. %. Podle klasifikace Le Base (2000) mesokrání těšínity odpovídají nefelinitu a bazanitu (obr. 16). V diagramu $Na_2O/K_2O - SiO_2$ leží většina těšínitů v poli K-Na série. Vzorek T40 z lokality Řepiště spadá do pole K-série (obr. 17). Vzorky leukokrání žilek ČERT-5, ČERT-10b a ČERT-11b spadají do pole fonotefritů, jeden vzorek (ČERT-7b) leží v poli tefronolitů a ŘEP-2b – fonolitů (obr. 15). Obsahy SiO_2 byly stanoveny v rozmezí 47,6 (ČERT-10b) až 56,7 (ŘEP-2b) hm. %. Z hlediska bazicity se pohybují v rozmezí bazických až intermediálních hornin. Krajiní hodnoty Na_2O+K_2O jsou 10,1 (ČERT-10b) – 12,8 (ŘEP-2b) hm. %. Podle obsahu alkálií leží většina vzorků v poli K-Na série (obr. 17). Vzorek ŘEP-2b spadá do pole sub-Na série. Pro vzorky leukokrání hnízd byla po přepočtu na bezvodou bázi stanovena hodnota SiO_2 v rozmezí 50,8 (ČERT-8) až 58,1 (ŘEP-3) hm. %. Vzorek ČERT-8 leží v poli fonotefritů. Vzorky ŘEP-3 a ŘEP-4b spadají do pole fonolitů. Hodnoty alkálií kolísají v rozmezí 9,9 (ČERT-8) až 14,1 (ŘEP-3) hm. %. V obr. 17 spadají vzorky leukokrání hnízd do pole sub-Na série. Vzorky leukokrání žilek a hnízd odpovídají podle obsahu Na_2O+K_2O a MgO nefelinitu a bazanitu (obr. 16).

Variační diagramy znázorňující hlavní oxidy vs. SiO_2 ukazují distribuci hlavních prvků v horninách těšínitové asociace (obr. 18). Pro tyto horniny je charakteristické, že při zvyšování obsahu SiO_2 obsah TiO_2 klesá. Pikrity obsahují 1,9 – 3,8 hm. % TiO_2 , bazalty – 2,4 – 2,7, monchiquity 1,6 – 1,9, mesokrátňní těšínity 2,4 – 3,6 hm. % (tab. 2, 3, 4). Nejmenší obsah TiO_2 se vyskytuje v leukokrátňních žilkách a hnízdech: 0,3 – 1,2 hm. % (tab. 5). Horniny těšínitové asociace jeví mírný pozitivní korelační trend pro Al_2O_3 vůči SiO_2 ($R^2= 0,60$). Nejvyšší koncentrace Al_2O_3 obsahují vzorky leukokrátňních žilek a hnízd: 20,3 – 23,4 hm. %. Obsahy Al_2O_3 se pohybují v pikritech v rozmezí 8,0 – 12,4, v bazaltech 14,8 – 15,3, v monchiquitech 11,0 – 13,5 a mesokrátňních těšínitech 12,8 – 20,3 hm. %. Fe_2O_3 vs. SiO_2 diagram ukazuje mírný negativní trend ($R^2= -0,46$; obr. 18). V pikritech bylo naměřeno 7,9 – 14,8 hm. % Fe_2O_3 , v bazaltech 10,1 – 11,4, v monchiquitech 8,4 – 11,3 a v mesokrátňních těšínitech 9,5 – 15,2 hm. %. Leukokrátňní žilky a hnízda obsahují nejnížší hodnoty Fe_2O_3 : 2,4 – 8,9 hm. %. Ve variačním diagramu MnO vs. SiO_2 tvoří projekční body analýz mírně rozptýlenou oblast ($R^2= -0,32$). Pikrity, bazalty i monchiquity obsahují shodně přibližně 0,1–0,2 hm. % MnO . Horniny těšínitové skupiny mají obsahy MnO : 0,05 – 0,22 hm. %. MgO vs. SiO_2 diagram ukazuje mírný negativní trend ($R^2= -0,50$; obr. 18). V pikritech byla naměřena největší koncentrace MgO : 6,2 – 21,0 hm. %. V bazaltech a monchiquitech jsou obsahy MgO variabilní v rozmezí 4,6 – 6,8 a 5,2 – 7,4 hm. %. Horniny těšínitové skupiny obsahují nejmenší koncentrace MgO (0,2 – 7,5; tab. 4 a 5). Projekční body studovaných hornin tvoří negativní trend na diagramu CaO vs. SiO_2 ($R^2= -0,69$; obr. 18). Leukokrátňní žilky a hnízda mají nejmenší obsahy CaO : 0,7 – 6,5 hm. % (tab. 5). Horniny těšínitové asociace jeví výrazný pozitivní korelační trend pro Na_2O vůči SiO_2 ($R^2= 0,78$). Leukokrátňní žilky a hnízda mají největší obsah Na_2O (5,9 – 9,4 hm. %; tab. 5). Nejnížší hodnoty byly naměřeny ve vzorcích pikritů (0,3 – 2,0 hm. % Na_2O ; tab. 2). Ve variačním diagramu K_2O vs. SiO_2 tvoří projekční body analýz rozptýlenou oblast ($R^2= 0,19$). Obsahy K_2O v pikritech, bazaltech a monchiquitech se výrazně neliší. Nejvyšší koncentrace jsou ve vzorcích leukokrátňních žilek a hnízd: 2,1 – 5,9 hm. % K_2O . Horniny těšínitové asociace na diagramu P_2O_5 vs. SiO_2 netvoří korelační trend ($R^2= -0,23$). Největší koncentrace P_2O_5 byly naměřeny ve vzorcích těšínitů: 0,4 – 1,2 hm. % (tab. 4). Pikrity obsahují 0,5 – 0,8 hm. % P_2O_5 . Pouze vzorek pikritu T5 z lokality Kojetín má neobvykle vysokou hodnotu 2,4 hm. % (tab. 2). Obsahy P_2O_5 v bazaltech a monchiquitech jsou si blízké a kolísají v rozmezí 0,36 – 0,43 a 0,32 – 0,46 hm. % (tab. 3).



Obr. 18: Variační diagramy znázorňující obsahy oxidů hlavních prvků vs. SiO_2 v horninách těšinitové asociace (v hm. %).

Tab. 2: Celkový chemismus horninových vzorků pikritů (LOI – ztráta žíháním)

Hornina:	Pikrity							
Číslo vzorku	HH-1**	HH-4**	HH-7	HH-8	HH-9	T5*	T8*	K-10
SiO ₂	35,58	39,09	35,29	38,90	38,86	37,96	41,17	36,67
TiO ₂	2,66	1,87	2,17	2,09	2,05	3,81	3,19	2,36
Al ₂ O ₃	10,61	8,00	8,90	8,79	8,57	11,18	12,39	9,90
Fe ₂ O _{3T}	7,91	12,50	10,94	11,34	11,70	14,80	11,65	10,60
MnO	0,11	0,16	0,16	0,16	0,17	0,21	0,16	0,15
MgO	9,45	21,00	12,88	18,64	18,15	6,20	8,09	10,99
CaO	12,39	8,87	17,07	11,54	12,20	10,92	10,63	16,56
Na ₂ O	0,30	1,35	0,28	0,95	1,97	0,98	1,91	0,59
K ₂ O	1,86	0,99	0,44	0,59	1,20	2,69	2,34	1,22
P ₂ O ₅	0,81	0,41	0,57	0,56	0,49	2,40	0,79	0,69
LOI	17,70	5,00	10,80	5,90	4,20	8,30	6,70	8,30
Total	99,53	99,46	99,76	99,78	99,77	99,45	99,02	99,70
TOT/C			1,54	0,24	0,82			1,04
TOT/S			0,07	0,06	0,06			0,05
<i>LILE</i>								
Cs	0,6	0,2	0,2	0,4	0,3			0,5
Rb	34,7	34,4	13,7	16,3	30,1	174,0	57,0	29,8
Ba	1150	606	901	775	619	1556	1209	13508
Sr	901,1	508,9	757,3	481,3	591,6	1492,0	1289,0	1012,8
<i>HFSE</i>								
Th	9,2	4,2	6,8	6,2	5,1	10,6	8,7	7,9
U	2,3	1,8	1,9	1,8	2,3			2,4
Nb	86,6	61,9	63,5	61,4	56,7	155,0	113,0	75,7
Ta	4,7	3,2	3,4	3,3	3,2	6,9	4,7	4,4
Pb			3,1	2,9	2,3			3,4
Zr	173,6	153,9	155,3	152,3	171,8	539,0	418,0	170,4
Hf	4,4	3,7	3,7	3,6	4,1	11,8	9,0	4,0
Y	22,6	18,3	18,9	18,3	16,9	41,0	30,0	22,2
<i>REE</i>								
La	70,30	36,30	50,30	50,30	38,30	105,00	73,20	59,80
Ce	116,80	66,70	90,60	85,00	69,90	219,00	141,00	103,20
Pr	13,71	8,15	9,90	9,52	8,02	26,10	16,10	11,59
Nd	51,70	32,00	37,40	36,20	30,40	105,00	62,00	44,00
Sm	8,78	5,59	6,46	6,51	5,75	19,20	11,70	7,52
Eu	2,76	1,81	2,17	2,01	1,84	5,67	3,49	2,30
Gd	6,76	4,86	6,05	5,91	5,04	15,80	9,98	6,75
Tb	1,00	0,72	0,80	0,75	0,70	2,06	1,31	0,88
Dy	4,90	3,45	3,91	3,95	3,67	10,20	6,87	4,71
Ho	0,78	0,66	0,72	0,73	0,60	1,74	1,21	0,81
Er	1,85	1,60	1,75	1,81	1,64	4,17	2,84	2,12
Tm	0,28	0,24	0,22	0,21	0,21	0,50	0,36	0,25
Yb	1,38	1,27	1,35	1,27	1,15	2,95	1,98	1,55
Lu	0,19	0,19	0,19	0,18	0,17	0,40	0,28	0,22
<i>Ostatní stopové prvky</i>								
Cr	718,20	855,00	861,84	909,72	738,72			725,04
Co	50,7	95,6	71,7	75,5	93,1			61,1
Ni	317	651	488	520	594	20	114	333
Sc	28	19	28	30	24			28
V	250	200	215	220	180	223	268	244
Cu			60,5	58,7	41,3			67,9
Zn			64	59	69			55
Ga	13,6	18,9	11,0	10,9	11,0	20,0	19,0	12,3
Sn	2	2	1	1	1			1
W	3,9	<0,5	35,5	75,0	147,0			83,3
Mo			2,1	2,7	2,6			2,6

*data převzata z práce Dostala a Owena (1998), a **Dolníčka et al. (2010b).

Tab. 3: Celkový chemismus horninových vzorků bazaltů a monchiquitů

Hornina:	Bazalty				Monchiquity		
Číslo vzorku	ŽER-13	ŽER-1	T28*	T30*	SK-11	SK-12	T13*
SiO ₂	48,62	48,97	48,90	50,00	42,57	41,78	49,88
TiO ₂	2,59	2,70	2,59	2,41	1,63	1,88	1,82
Al ₂ O ₃	15,09	15,12	14,80	15,27	11,02	12,95	13,55
Fe ₂ O _{3T}	11,41	10,62	10,92	10,06	8,52	11,29	8,44
MnO	0,15	0,15	0,17	0,13	0,24	0,14	0,10
MgO	5,05	4,57	6,81	5,42	5,16	7,31	6,00
CaO	6,24	7,75	6,10	7,65	17,49	12,36	8,81
Na ₂ O	5,14	4,23	4,63	4,72	2,82	1,09	2,74
K ₂ O	1,06	1,72	0,51	0,78	0,49	1,79	0,27
P ₂ O ₅	0,43	0,43	0,43	0,36	0,39	0,46	0,32
LOI	3,90	3,40	4,00	3,40	9,30	8,40	8,50
Total	99,77	99,74	99,86	100,20	99,80	99,80	100,43
TOT/C	0,09				2,22	0,72	
TOT/S	<0,02				0,09	0,02	
<i>LILE</i>							
Cs	7,1	0,2			<0,1	0,6	
Rb	24,9	35,2	17,0	13,0	7,8	37,0	
Ba	699	500	275	513	482	2024	448
Sr	591,7	721,1	622,0	870,0	677,1	540,3	613,0
<i>HFSE</i>							
Th	3,9	3,7	4,1	2,8	3,7	4,1	2,3
U	1,1	1,0			1,0	1,1	
Nb	46,6	47,8	55,5	41,3	37,7	43,6	33,8
Ta	2,8	3,1	2,5	2,1	2,3	2,4	1,7
Pb	2,1				1,3	2,2	
Zr	180,2	175,5	195,0	153,0	115,5	132,6	126,0
Hf	4,2	4,4	4,4	3,8	2,8	3,3	3,3
Y	24,8	22,1	23,0	20,0	18,1	19,9	18,0
<i>REE</i>							
La	38,40	36,10	37,10	26,20	28,50	31,30	20,30
Ce	70,30	69,40	71,00	51,40	49,60	56,50	41,10
Pr	8,16	7,72	8,07	6,12	5,82	6,73	4,91
Nd	32,30	31,10	32,40	25,50	23,60	25,70	20,40
Sm	6,59	6,44	6,75	5,74	4,61	5,42	4,78
Eu	2,24	2,13	2,22	2,02	1,61	1,84	1,63
Gd	6,67	6,53	6,56	5,67	4,75	5,52	4,80
Tb	0,96	0,90	0,95	0,80	0,69	0,78	0,72
Dy	5,16	4,97	5,18	4,51	3,77	4,32	4,03
Ho	0,91	0,91	0,93	0,81	0,68	0,77	0,72
Er	2,46	2,28	2,33	2,06	1,74	1,94	1,82
Tm	0,29	0,28	0,29	0,27	0,23	0,24	0,23
Yb	1,79	1,63	1,64	1,48	1,33	1,54	1,43
Lu	0,24	0,24	0,25	0,22	0,20	0,22	0,19
<i>Ostatní stopové prvky</i>							
Cr	20,52	20,52			335,16	342,00	
Co	41,3	65,5			50,2	40,9	
Ni	60	29	182		215	213	182
Sc	17	17			23	25	
V	195	185	216	187	157	176	190
Cu	78,7				50,0	57,9	
Zn	98				61	77	
Ga	18,6	19,3	22,0	21,0	12,9	14,1	14,0
Sn	1	43			<1	1	
W	76,1	176,5			75,8	47,5	
Mo	0,5				1,9	1,3	

* data převzata z práce Dostala a Owena (1998).

Tab. 4: Celkový chemismus horninových vzorků těšínitů

Hornina:	Těšínity						
Číslo vzorku	ŘEP-1	ŘEP-2a	ŘEP-4a	ČERT-7a	ČERT-10a	ČERT-11a	T40*
SiO ₂	46,96	46,37	43,55	42,37	39,69	42,50	42,65
TiO ₂	2,44	2,62	3,11	3,11	3,63	2,84	3,04
Al ₂ O ₃	16,66	16,85	15,61	13,03	14,21	13,86	13,77
Fe ₂ O _{3T}	9,47	9,93	12,37	10,66	15,15	10,88	10,21
MnO	0,19	0,18	0,18	0,16	0,22	0,17	0,13
MgO	3,75	3,87	4,37	7,52	5,34	6,95	6,58
CaO	7,24	7,81	9,04	16,23	13,36	14,50	12,17
Na ₂ O	5,53	5,46	4,68	1,91	2,69	2,59	1,70
K ₂ O	2,69	2,28	2,19	1,50	1,66	1,23	2,53
P ₂ O ₅	0,66	0,88	1,24	0,45	0,54	0,52	0,75
LOI	4,00	3,30	3,20	2,50	3,00	3,40	5,40
Total	99,68	99,67	99,64	99,57	99,55	99,60	98,93
TOT/C	0,05	0,03	<0,02	<0,02	0,04	0,12	
TOT/S	<0,02	<0,02	0,07	<0,02	<0,02	<0,02	
<i>LILE</i>							
Cs	3,8	4,4	3,0	0,3	0,7	0,9	
Rb	57,0	46,0	38,8	32,4	37,2	24,2	65,0
Ba	1095	1125	1019	844	878	865	1419
Sr	940,3	1068,9	1076,0	1312,2	1474,1	1223,0	1028,0
<i>HFSE</i>							
Th	14,1	10,1	8,7	4,6	6,9	6,9	9,5
U	4,5	3,4	3,1	0,9	1,6	1,6	
Nb	141,6	118,4	111,9	69,5	96,7	87,6	110,0
Ta	8,2	6,6	6,1	3,8	5,6	4,9	4,9
Pb	5,2	4,4	3,4	2,1	2,4	2,8	
Zr	370,2	286,9	264,5	219,2	232,8	211,8	266,0
Hf	6,7	5,9	5,7	5,9	5,2	5,3	5,8
Y	33,8	32,0	34,5	24,7	25,3	24,2	27,0
<i>REE</i>							
La	80,40	77,20	78,50	45,10	54,10	53,20	60,30
Ce	139,20	132,80	144,40	82,00	100,40	95,80	117,00
Pr	14,71	15,47	16,80	9,95	11,11	10,74	13,30
Nd	53,90	57,40	64,20	39,30	42,80	40,30	50,90
Sm	9,84	10,17	11,58	7,89	7,79	7,32	9,88
Eu	3,06	3,34	3,69	2,50	2,53	2,38	2,97
Gd	8,68	9,55	10,68	7,56	7,43	7,05	8,49
Tb	1,24	1,34	1,43	1,06	1,02	0,98	1,12
Dy	6,81	7,06	7,35	5,50	5,31	5,23	6,15
Ho	1,22	1,26	1,31	1,00	1,00	0,94	1,07
Er	3,17	3,27	3,29	2,55	2,65	2,35	2,64
Tm	0,41	0,40	0,41	0,34	0,36	0,32	0,33
Yb	2,54	2,36	2,41	1,92	2,13	1,85	2,12
Lu	0,34	0,34	0,33	0,29	0,30	0,28	0,28
<i>Přechodné kovy</i>							
Cr	<0,002	<0,002	<0,002	41,04	<0,002	246,24	6,00
Co	46,3	24,0	36,5	35,8	45,4	34,5	
Ni	<20	<20	<20	45	42	46	46
Sc	6	5	6	45	15	45	
V	161	168	237	304	402	278	292
Cu	15,0	16,1	32,5	46,1	108,3	58,4	72,0
Zn	75	69	74	43	73	53	107
Ga	21,4	21,7	22,6	19,3	20,8	18,5	19,0
Sn	3	2	3	3	2	2	
W	118,7	1,1	1,5	0,6	0,8	0,9	
Mo	1,6	1,2	2,5	0,7	1,1	0,8	

* data převzata z práce Dostala a Owena (1998).

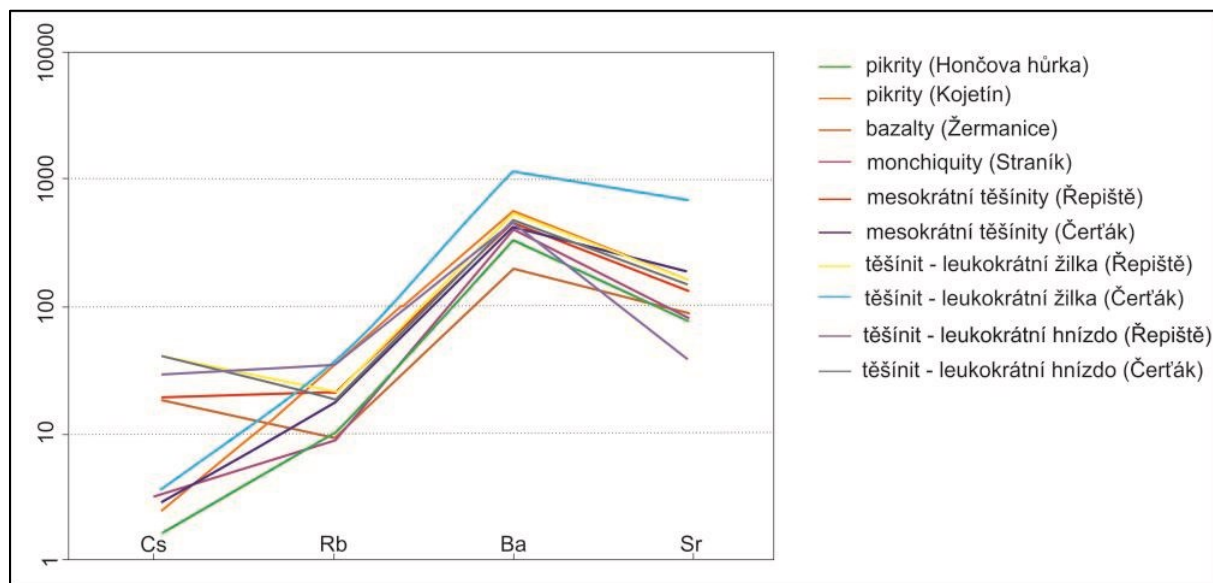
Tab. 5: Celkový chemismus horninových vzorků leukokrátních žilek a hnízd

Horšina:	Těšínský - leukokrátní žilky					Těšínský - leukokrátní hnízd		
Číslo vzorku	ŘEP-2b	ČERT-5	ČERT-7b	ČERT-10b	ČERT-11b	ŘEP-3	ŘEP-4b	ČERT-8
SiO ₂	53,57	45,58	49,22	45,01	46,78	54,88	54,22	47,28
TiO ₂	0,35	1,24	0,56	1,07	0,76	0,29	0,33	0,92
Al ₂ O ₃	22,44	20,27	22,76	21,34	23,41	21,32	21,03	20,78
Fe ₂ O _{3T}	2,41	8,87	4,65	6,66	5,54	2,92	3,52	5,66
MnO	0,05	0,20	0,11	0,12	0,11	0,05	0,07	0,08
MgO	0,37	1,63	0,58	1,52	0,79	0,17	0,24	1,33
CaO	2,39	6,13	3,51	6,49	5,42	0,71	0,82	5,90
Na ₂ O	9,39	6,27	5,98	5,94	6,48	8,76	8,77	7,09
K ₂ O	2,71	3,58	5,84	3,66	3,22	4,51	4,32	2,09
P ₂ O ₅	0,08	0,36	0,10	1,23	0,09	0,02	0,04	0,99
LOI	5,90	5,30	5,50	5,60	6,30	6,00	6,30	7,50
Total	99,79	99,64	99,22	98,94	99,23	99,80	99,81	99,75
TOT/C	<0,02	0,15	0,04	0,18	0,03	<0,02	0,02	0,05
TOT/S	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
<i>LILE</i>								
Cs	8,0	0,40	0,6	1,4	0,5	5,4	5,7	8,0
Rb	52,9	79,90	125,8	71,7	61,5	85,4	85,1	45,4
Ba	1336	1642	3367	2930	3293	1128	1060	1167
Sr	1222,7	1736,7	5680,5	7830,8	5760,7	304,6	313,4	1160,7
<i>HFSE</i>								
Th	10,6	13,4	17,1	12,0	12,9	34,1	28,7	7,9
U	3,6	2,9	4,5	2,6	3,2	12,1	10,1	1,7
Nb	78,0	171,7	178,6	142,5	142,8	179,2	166,5	76,8
Ta	5,1	8,5	9,3	7,2	7,7	12,9	11,0	4,5
Pb	5,5	6,3	6,5	3,1	7,7	13,7	11,0	3,1
Zr	242,4	222,5	191,5	159,5	155,7	656,8	581,3	121,2
Hf	3,7	3,0	2,1	2,2	1,7	10,2	8,9	1,8
Y	13,1	23,2	16,2	25,8	14,9	23,1	23,3	21,0
<i>REE</i>								
La	48,10	75,60	67,40	84,30	61,10	82,80	78,90	70,80
Ce	71,60	129,90	108,80	151,80	94,90	119,80	118,50	116,40
Pr	6,65	12,13	9,20	15,35	8,37	10,48	10,21	12,30
Nd	19,90	41,20	27,40	55,30	24,60	29,60	28,30	44,90
Sm	3,09	6,38	3,72	8,71	3,52	4,00	4,05	6,95
Eu	1,76	2,13	1,41	2,84	1,36	0,67	0,81	2,13
Gd	2,71	5,58	3,41	7,52	3,13	3,50	3,72	6,23
Tb	0,42	0,80	0,54	1,01	0,48	0,61	0,61	0,81
Dy	2,42	4,56	3,11	5,11	2,74	3,63	3,60	4,15
Ho	0,47	0,82	0,61	0,95	0,54	0,84	0,82	0,76
Er	1,39	2,29	1,83	2,59	1,52	2,68	2,65	2,07
Tm	0,20	0,32	0,28	0,34	0,23	0,43	0,41	0,26
Yb	1,20	2,07	1,76	2,07	1,47	2,77	2,59	1,56
Lu	0,18	0,30	0,25	0,29	0,21	0,39	0,37	0,22
<i>Ostatní stopové prvky</i>								
Cr	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002
Co	5,0	18,7	8,9	21,2	12,9	5,9	8,4	18,6
Ni	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	27,00
Sc	<1	2	<1	<1	<1	<1	<1	2,00
V	18	63	24	72	30	14	22	109
Cu	7,2	14,6	12,9	67,6	14,1	7,9	13,7	68,6
Zn	23	66	44	22	23	28	33	25
Ga	21,2	18,3	17,8	16,2	18,0	21,5	20,4	11,2
Sn	1	2	2	1	2	4	4	<1
W	0,9	1,3	1,3	<0,5	0,7	0,9	1,3	0,7
Mo	1,1	0,8	1,6	1,0	1,9	0,9	2,1	0,6

7.3.2. Distribuce LILE a přechodných kovů

Pro níže uvedené multiprvkové diagramy (obr. 19, 20, 21 a 22) byly použity průměrné obsahy prvků ve studovaných horninách. Aritmetické průměry byly vypočítány pro pikrity z Hončovy hůrky (n = 5) a Kojetína (n= 3), pro bazalty z Žermanic (n = 3), pro monchiquity ze Straníka (n= 4), pro mesokrátňi těšínity (n= 4 a 3), leukokrátňi žilky (n= 1 a 3) a hnízda (n= 2 a 1) z lokalit Řepiště a Čerták.

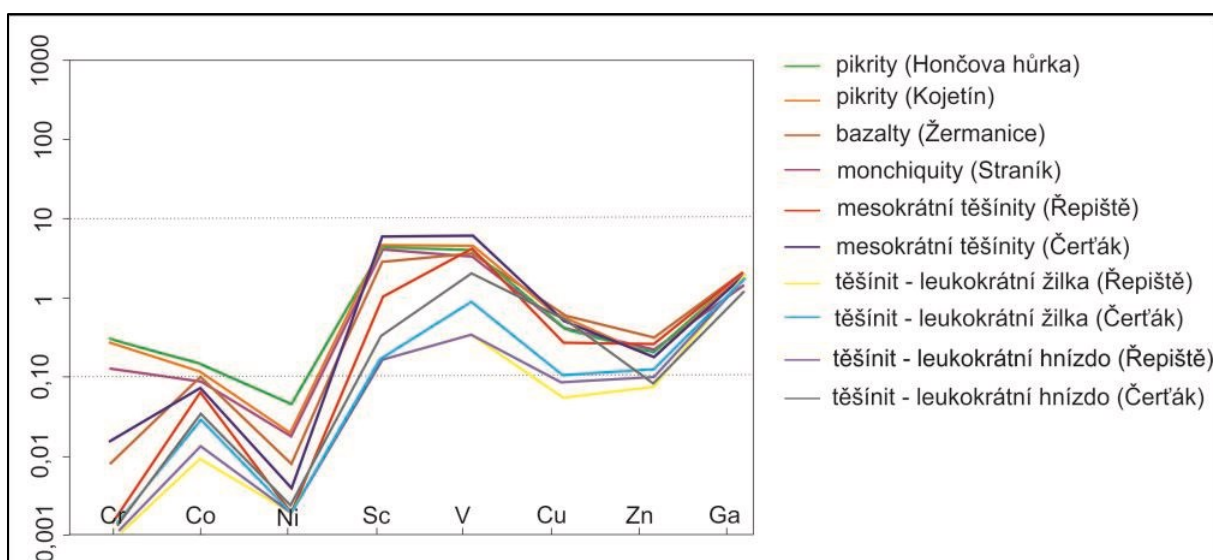
Na obr. 19 lze pozorovat, že horniny těšínitové asociace jsou z LILE obohaceny zejména o Ba a Sr vůči chondritu C1. Nejvyšší průměrné hodnoty Ba a Sr vykazují vzorky leukokrátňi žilek z lokality Čerták 2732 ppm a 5252 ppm. Vzorek ČERT-10b má obsah Sr – 7831 ppm (tab. 5). Největší obsahy Ba lze pozorovat u vzorku K-10 (pikrit z lokality Kojetín) – 13508 ppm (tab. 2), avšak tato odlehlá hodnota byla z průměru vyloučena. Bazalty (23 ppm), monchiquity (22 ppm) a pikrity z Hončovy hůrky (26 ppm) mají relativně nejnižší koncentrace Rb. Vzorek leukokrátňi žilky z lokality Řepiště a hnízda z lokality Čerták mají nejvyšší naměřenou koncentraci Cs (8 ppm; tab. 5), naopak nejmenší průměrné hodnoty Cs vykazují pikrity z Hončovy hůrky (0,3 ppm; tab. 2).



Obr. 19: Multiprvkový diagram znázorňující průměrné koncentrace LILE (v ppm) v horninách těšínitové asociace (hodnoty normalizovány na C1 – chondrit dle Barrata et al., 2012).

Z přechodných prvků mají horniny těšínitové asociace oproti chondritu C1 nejmenší koncentrace niklu a chromu. Nejvyšší průměrná hodnota Ni byla naměřena v pikritech z Hončovy hůrky 514 ppm. Vzorek HH-4 obsahuje 651 ppm Ni (tab. 2). Obsahy chromu

v leukokrátních žilkách a hnízdech jsou zanedbatelné (<0,002 ppm; tab. 5). Pikrity z Hončovy hůrky (817 ppm) a Kojetína (725 ppm) mají největší průměrné koncentrace Cr, u vzorků HH-8 byla naměřena hodnota 910 ppm (tab. 2). Průměrná hodnota Cr v bazaltech je 21 ppm a v monchiquitech 339 ppm. Horniny těšinitové asociace vykazují oproti chondritu C1 vyšší obsahy Sc a V. Pikrity z Kojetína a Hončovy hůrky mají nejvyšší průměrnou hodnotu Sc 28 ppm a 26 ppm. Mesokrátní těšinity z lokality Čerták mají nejvyšší průměrné hodnoty V – 328 ppm a 26 ppm. Mesokrátní těšinity z lokality Čerták mají nejvyšší průměrné hodnoty V – 328 ppm. Vzorek mesokrátního těšinitu ČERT-10a obsahuje 402 ppm (tab. 4). Bazalty mají nejvyšší průměrné hodnoty Cu (79 ppm) a Zn (98 ppm). Horniny těšinitové skupiny z Řepiště mají nejvyšší průměrné hodnoty Ga (pouze 21 ppm). Pikrity mají nejvyšší průměrné koncentrace Co – 61 ppm a 77 ppm. U vzorku HH-4 byla naměřena koncentrace Co – 96 ppm (tab. 2).



Obr. 20: Multiprvekový diagram znázorňující průměrné koncentrace přechodných prvků (v ppm) v horninách těšinitové asociace (hodnoty normalizovány na C1 – chondrit dle Barrata et al., 2012).

7.3.3. Distribuce HFSE a REE

Obsahy HFSE v horninách těšinitové asociace jsou významné (obr. 21). Bazalty a monchiquity jsou oproti chondritu C1 ochuzeny o Pb (průměrná hodnota Pb pro bazalty – 2,1 ppm, pro monchiquity – 1,8 ppm). Nejmenší koncentrace Pb byla naměřena ve vzorku SK-11 (monchiquit) – 1,3 ppm. Nejvyšší průměrnou koncentraci Pb lze pozorovat v leukokrátních hnízdech z Řepiště, vzorek ŘEP-3 obsahuje 13,7 ppm (obr. 21; tab. 5).

Nejvyšší průměrná hodnota Th byla naměřena v leukokrátních hnízdech z lokality Řepiště (31,4 ppm; tab. 5). Nejnižší průměrná hodnota Th byla naměřena u monchiquitů a bazaltů – 3,4 a 3,6 ppm. Vzorek T13 (monchiquit z lokality Straník u Kapličky) obsahuje 2,3 ppm Th. Nejvyšší průměrná hodnota koncentrací U byla naměřena u leukokrátních hnízd z Řepiště – 11,1 ppm, oproti tomu vzorek leukokrátního hnízda z lokality Čerták obsahuje pouze 1,7 ppm U (tab. 5). Bazalty a monchiquity mají nejmenší průměrné hodnoty U – 1,0 ppm (obr. 21).

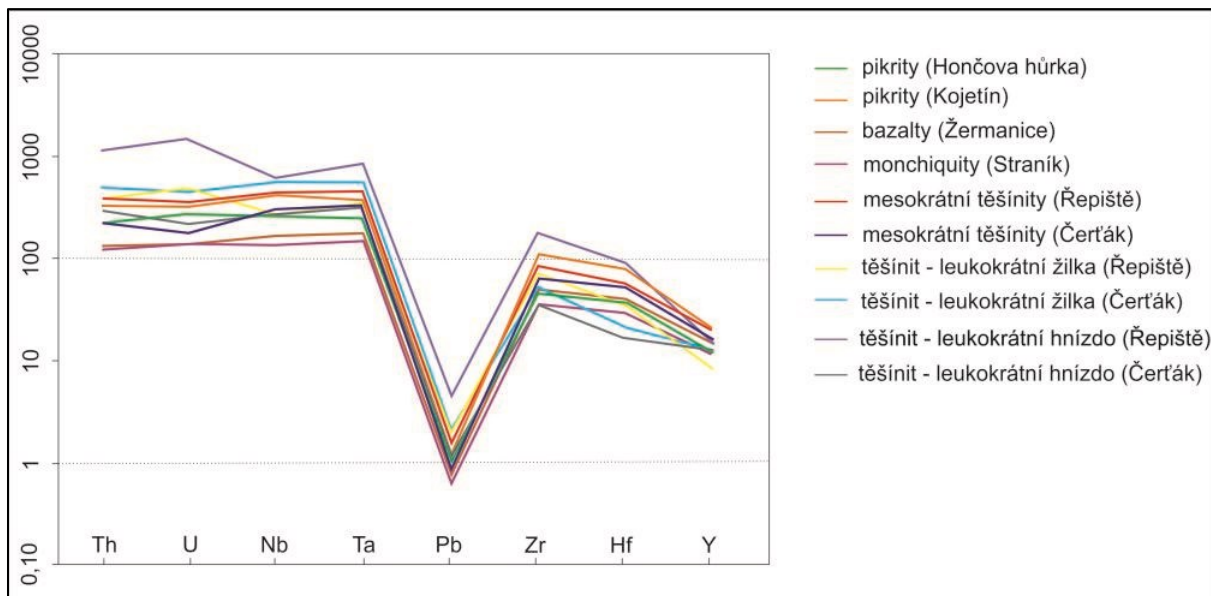
Nejmenší koncentrace Nb a Ta lze pozorovat u vzorků monchiquitů a bazaltů. Průměrná hodnota Nb pro monchiquity je 38,4 ppm a pro bazalty 47,8 ppm. Průměrná hodnota Ta je pro monchiquity je 2,1 ppm a pro bazalty 2,6 ppm. Nejvyšší průměrná hodnota Nb (172,8 ppm) a Ta (11,9 ppm) byla naměřena u vzorků leukokrátních hnízd z Řepiště (viz tab. 5).

Nejvyšší obsahy Zr vykazují leukokrátní hnízda z Řepiště, průměrná hodnota je 619,1 ppm (obr. 21). Mesokrátní těšinity z Řepiště a pikrity z Kojetína mají relativně vysoké hodnoty Zr: 296,9 a 375,8 ppm. Nejmenší hodnota Zr byla naměřena ve vzorcích leukokrátního hnízda a monchiquitů – 121,2 ppm a 124,7 ppm (viz tab. 3, 5). Na obr. 21 vidíme, že vzorky leukokrátních hnízd (9,6 ppm) a mesokrátních těšinitů (6,0 ppm) z Řepiště a pikritů (8,3 ppm) z Kojetína mají nejvyšší průměrně koncentraci Hf. Vzorek pikritu T5 z lokality Kojetín obsahuje 11,8 ppm Hf (tab. 2). Vzorky ČERT-11b (leukokrátní žilka) a ČERT-8 (leukokrátní hnízdo) obsahují jen 1,7 ppm a 1,8 ppm Hf (tab. 5).

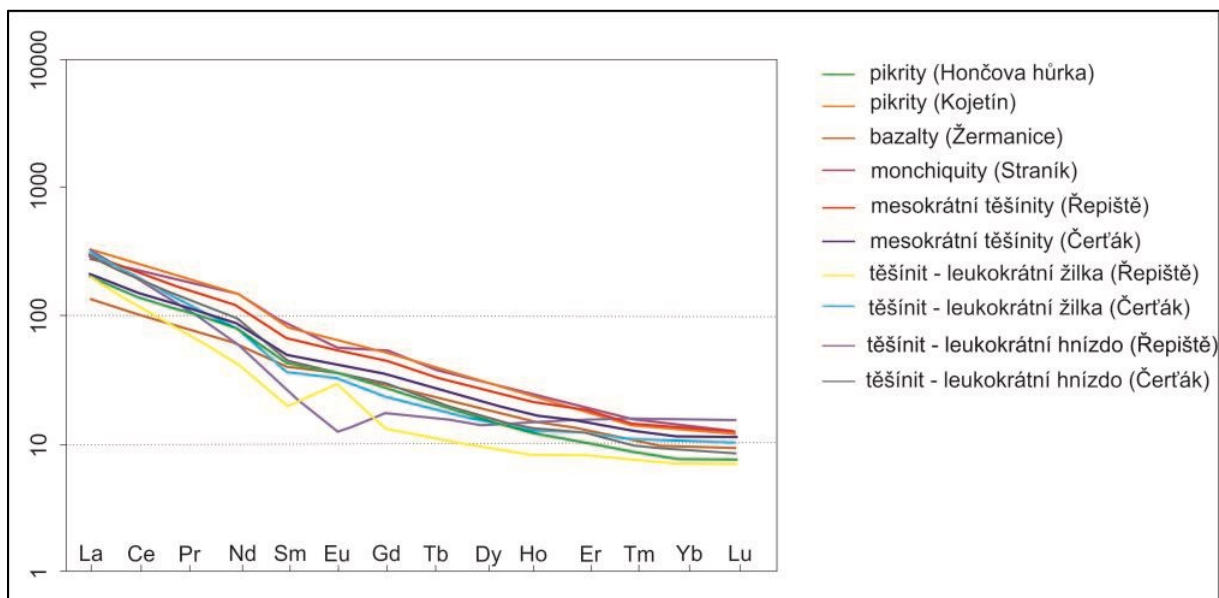
Největší průměrná hodnota Y byla naměřena ve vzorcích mesokrátních těšinitů (31,8 ppm) z Řepiště a pikritů (31,1 ppm) z Kojetína. Vzorek pikritu T5 z lokality Kojetín má nejvyšší koncentraci Y – 41,0 ppm (tab. 2). Vzorek ŘEP-2b (leukokrátní žilka) má nejmenší koncentraci Y – 13,1 ppm (tab. 5).

V multiprvkovém diagramu pro REE normalizovaných chondritem C1 lze pozorovat, že horniny těšinitové asociace mají zvýšené obsahy LREE (La-Sm), naproti tomu koncentrace HREE (Eu-Lu) je nízká (obr. 22). Sumární průměrná koncentrace lehkých prvků vzácných zemin (Σ LREE) jsou následující: nejnižší je v bazaltech – 135,1 ppm, nejvyšší v pikritech z lokality Kojetín – 334,8 ppm. Průměrná Σ HREE je nejnižší u vzorků leukokrátních žilek z Řepiště – 10,8 ppm, nejvyšší u vzorků monchiquitů – 31,9 ppm. Horniny těšinitové asociace nevykazují anomálii Ce ($Ce/Ce^* = 0,9 - 1,0$). Vzorky leukokrátních žilek z obou lokalit vykazují pozitivní anomálii Eu ($Eu/Eu^* = 1,1 - 1,8$). Negativní anomálii Eu má vzorek

ČERT-8 (leukokrání hnízdo z lokality Čerták; $Eu/Eu^* = 0,6$), a také vzorky monchiquitů ($Eu/Eu^* = 0,8$).



Obr. 21: Multiprvkový diagram znázorňující průměrné koncentrace HFSE (v ppm) v horninách těšínitové asociace (hodnoty normalizovány na C1 – chondrit dle Barrata et al., 2012).



Obr. 22: Multiprvkový diagram znázorňující průměrné koncentrace REE (v ppm) v horninách těšínitové asociace (hodnoty normalizovány na C1 – chondrit dle Barrata et al., 2012).

7.4. Vliv alterace na chemismus hornin těšínitové asociace

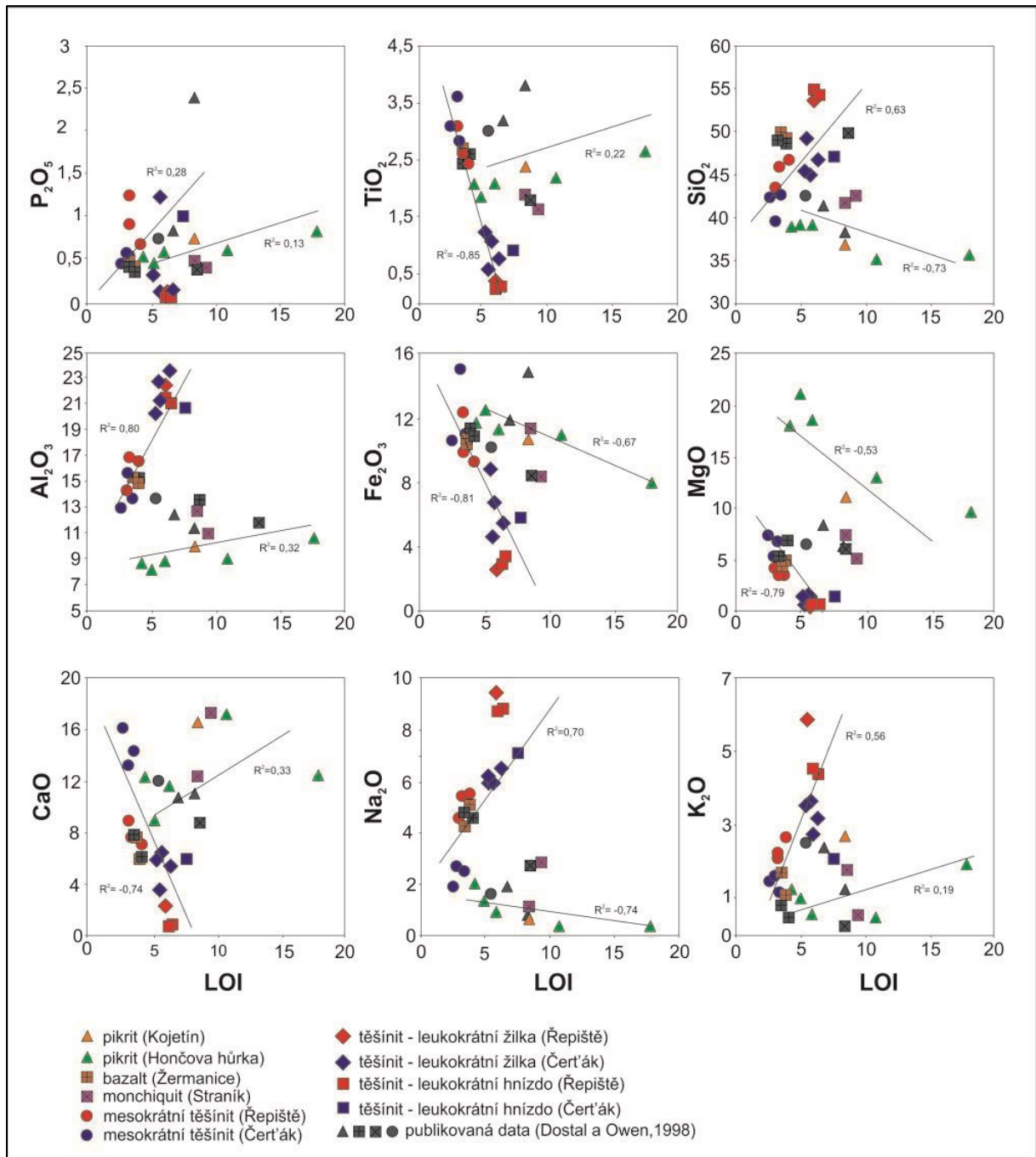
Chemismus hornin těšínitové asociace byl do určité míry ovlivněn alterací. Korelační trendy v diagramech na obr. 23, 24 a 25 jsou uvedeny jen pro horniny pikritové a těšínitové skupiny, protože pro bazaltovou a monchiquitovou skupinu není statisticky dostačující množství analýz celkového chemismu.

Obr. 23 ukazuje závislost hlavních prvků na hodnotách LOI. Horniny pikritové ani těšínitové skupiny nevykazují závislost P_2O_5 na LOI ($R^2= 0,13$ a $0,28$), projekční body analýz tvoří rozptýlenou oblast. Pro horniny těšínitové skupiny je charakteristické, že při zvyšování hodnoty LOI se obsah TiO_2 zmenšuje (obr. 23; tab. 4 a 5), lze pozorovat výrazný negativní korelační trend $R^2= -0,85$. Studované horniny také vykazují závislost SiO_2 na hodnotě LOI. Těšínitová skupina tvoří mírný pozitivní trend ($R^2= 0,63$), zatímco pikrity vykazují výrazný negativní korelační trend ($R^2= -0,73$). Obsahy Al_2O_3 se zvyšují se zvýšením hodnoty LOI v horninách těšínitové skupiny ($R^2= 0,80$). U pikritů jsou obsahy Al_2O_3 obecně nízké už před alterací (tab. 2). Oba typy hornin jeví negativní korelační trend pro Fe_2O_3 vůči LOI: pro pikrity $R^2= -0,67$ a pro těšínitovou skupinu $R^2= -0,81$. Projekční body analýz pikritů vykazují slabší negativní trend a mírně rozptýlenou oblast v diagramech MgO vs. LOI ($R^2= -0,53$) a CaO vs. LOI ($R^2= 0,33$). Horniny těšínitové skupiny vykazují výrazné negativní korelační trendy pro MgO ($R^2= -0,79$) a CaO ($R^2= -0,74$) vůči LOI. Projekční body analýz studovaných hornin na diagramu Na_2O vs. LOI tvoří korelační trendy. Pikrity jeví negativní korelační trend ($R^2= -0,74$), avšak těšínitová skupina – pozitivní ($R^2= 0,70$). Těšínitová skupina tvoří slabý pozitivní trend v diagramech K_2O vs. LOI ($R^2= 0,56$), pikrity rozptýlenou oblast ($R^2= 0,19$).

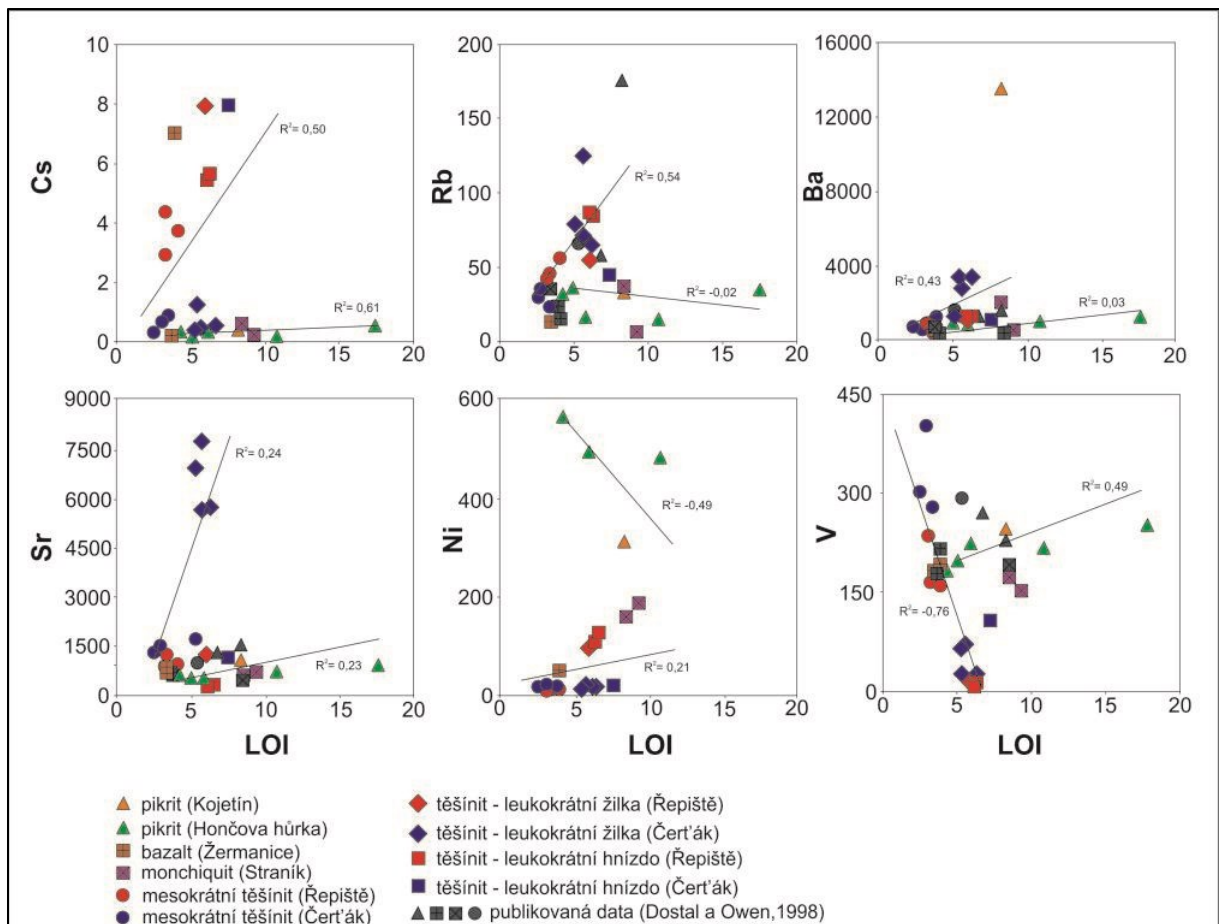
Z obr. 24 lze vidět závislost LILE na hodnotě LOI. Studované horniny jeví mírný pozitivní korelační trend pro Cs vůči LOI: pro pikritovou skupinu $R^2= 0,61$ a pro těšínitovou $R^2= 0,50$ (obr. 24). Projekční body analýz pikritů tvoří rozptýlenou oblast pro Rb, Ba a Sr vůči LOI ($R^2= -0,02$, $0,03$ a $0,23$). Horniny těšínitové skupiny vykazují mírné pozitivní korelační trendy pro Rb a Ba ($R^2= 0,54$ a $0,43$). Projekční body analýz obou typů hornin tvoří v diagramu Ni vs. LOI mírně rozprýlenou oblast: pro pikritovou skupinu $R^2= -0,49$ a pro těšínitovou $R^2= 0,21$. Ve variačním diagramu V vs. LOI body těšínitů tvoří výrazný negativní korelační trend ($R^2= -0,76$).

Z obr. 25 je patrné, že HFS prvky s výjimkou U a Th nemají výraznou závislost na hodnotách LOI. V diagramech $Zr+Hf$, $Nb+Ta$ a ΣREE vs. LOI tvoří projekční body pikritů

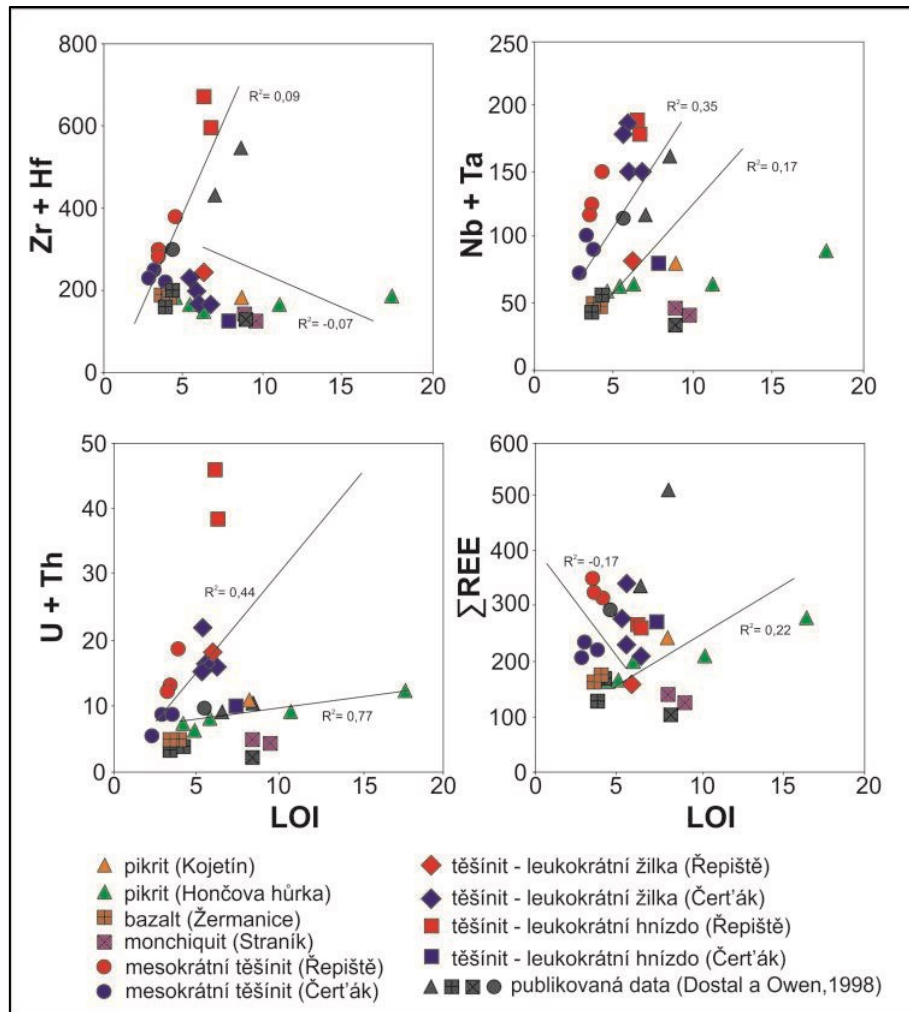
rozptýlenou oblast ($R^2 = -0,07, 0,16$ a $0,22$). Obě skupiny jeví pouze různě pozitivní korelační trend pro U+Th vůči LOI ($R^2 = 0,77$ a $0,44$; obr. 25; tab. 2 a 5).



Obr. 23: Variační diagramy znázorňující obsah oxidů hlavních prvků vs. LOI v horninách těšínitové asociace (v hm. %).



Obr. 24: Variační diagramy znázorňující obsah LILE (v ppm) vs. LOI (v hm. %) v horninách těšínitové asociace.



Obr. 25: Variační diagramy znázorňující obsah HFSE (v ppm) vs. LOI (v hm. %) v horninách těšínitové asociace.

8. Diskuze

8.1. Distribuce HFSE a REE v horninách těšínitové asociace a jejich vazba na minerály

Pro posouzení distribuce HFSE a REE ve studovaných horninách byly použity průměrné obsahy prvků v rámci celých horninových skupin. Hodnoty byly spočítány jako aritmetický průměr: pro pikrity z 8 vzorků, pro mesokrátňi těšínity ze 7 vzorků, pro leukokrátňi žilky z 5 vzorků, pro bazalty ze 4 vzorků a monchiquity a leukokrátňi hnízda ze 3 vzorků.

Fosfor. Průměrný obsah P_2O_5 v pikritech je 0,84, v bazaltech 0,41, v monchiquitech 0,39, v mesokrátňích těšínitech 0,72 a v leukokrátňích žilkách a hnízdech 0,37 a 0,35 hm. %. Fosfor je v horninách těšínitové asociace vázán především na apatit. Apatit byl v různém množství identifikován ve všech typech hornin těšínitové asociace (Kynický et al., 2009; Dolníček et al., 2010b; Buriánek a Bubík, 2012). U těšínitů obsah P_2O_5 odráží hojnou přítomnost apatitu ve výbrusech, který se vyskytuje jako primární i sekundární minerál (viz kapitola 7.2; obr. 13). Fosfor se také v těšínitech v malé míře váže na akcesorický monazit, sekundární fluorcaphit a sekundární REE-minerály (Dolníček et al., 2010a; Matýsek, 2013; Kropáč et al., v rec.). Vzorek pikritu z lokality Kojetín T5 (Dostal a Owen, 1998) obsahuje největší množství P_2O_5 – 2,40 hm. %. Protože se apatit v pikritech vyskytuje pouze výjimečně, zvýšené obsahy fosforu v pikritech mohou souviset s přítomností sekundárních REE-fosfátů, jako je rabdofán-(La) a brockit (Matýsek, 2013). Tomu nasvědčují i zvýšené obsahy LREE v analýze T5 (tab. 2).

Titan. Průměrná naměřená koncentrace TiO_2 v pikritech je 2,52, v bazaltech – 2,57, v monchiquitech – 1,78 a těšínitech – 2,97 hm. %. Nejnižší průměrné obsahy se vyskytují v leukokrátňích žilkách a hnízdech (0,80 a 0,51 hm. %) v důsledku malého množství nebo téměř úplné absence mafických minerálů (obr. 14c; viz 7.2). Titan je vázán v horninách těšínitové asociace na hlavní horninotvorné minerály a některé akcesorické minerály. Řada autorů uvádí vysoké obsahy titanu v amfibolech, pyroxenech a biotitech (např. Dolníček et al., 2010a; Buriánek a Bubík, 2012). Primární pyroxen je přítomen ve všech typech hornin těšínitové asociace v různém množství (viz kapitola 7.2). Ve vzorcích těšínitů se vyskytují sekundární pyroxeny a amfiboly odpovídající svým chemismem egirínu až egirín-augitu a ferrokaersutitu, ferropargasitu, hastingsitu nebo taramitu. (Dolníček et al., 2010a; Kropáč et al., v rec.). Vysoké koncentrace také souvisí s výskytem minerálů, jako je: Ti-magnetit, titanit a pyrochlor (Dolníček et al., 2010a; Buriánek a Bubík, 2012; Schuchová, 2016; Kropáč et al.,

v rec.). Ti-bohatý magnetit se hojně vyskytuje především v pikritech a monchiquitech (Buriánek, 2010; Buriánek a Bubík, 2012; Buriánek et al., 2013). Titan se v pikritech může dále vázat na ilmenit (Buriánek a Bubík, 2012; Buriánek et al., 2013; Kropáč et al., 2015). V těšínitech se běžně vyskytuje mimo Ti-magnetitu také primární i sekundární titanit, v leukokrátních žilkách a hízdech pak i pyrochlor (Schuchová, 2016; Kropáč et al., v rec.). Zvýšené obsahy titanu byly objeveny také v sekundárním chloritu, epidotu ($>0,1$ hm. % TiO_2), vesuvianu ($>1,3$ hm. % TiO_2 ; Kropáč et al., v rec.) a granátu ($>1,9$ hm. % TiO_2 ; Kropáč, nepublikovaná data).

Thorium. Nejvyšší průměrné koncentrace Th byly naměřeny ve vzorcích leukokrátních hnízd – 23,6 ppm. V leukokrátních žilkách jsou průměrné obsahy Th 13,2, v mesokrátních těšínitech 8,7, v monchiquitech 3,4, v bazaltech 3,6 a pikritech 7,3 ppm. Určité koncentrace Th byly detekovány v akcesorickém zirkonu ($>0,3$ hm. % ThO_2) a pyrochloru ($>0,2$ hm. % ThO_2) v leukokrátních těšínitech na lokalitách Čerták a Řepišťe (Kropáč et al., v rec.). Th by mohlo být obsaženo také v přítomném monazitu, ale jeho obsahy v tomto minerálu nejsou známy (Kropáč et al., v rec.). Vazba na monazit, zirkon a pyrochlor může tedy vysvětlit zvýšené obsahy Th v leukokrátních typech těšinitů. Není však úplně jasné, zda např. pyrochlor v hornině nevzniká až při hydrotermálních procesech (Kropáč et al., v rec.). Vysoké koncentrace byly popsány v sekundárním rabdofánu-(Ce) ($>5,3$ hm. % ThO_2) v horninách bazaltové, monchiquitové a těšinitové skupiny. V těšínitech z lokality Řepišťe byl objeven sekundární brockit s obsahem ThO_2 – 32,8 hm. % (Matýsek, 2013).

Uran. Nejnižší průměrné koncentrace U byly naměřeny v bazaltech – 0,5 ppm. Ve vzorcích monchiquitů a pikritů jsou obsahy U podobné – 1,1 a 1,6 ppm. Relativně vyšší koncentrace vykazují u mesokrátní těšinity, leukokrátních žilky a hnízda – 2,5, 3,4 a 7,8 ppm. Podobně jako u Th se i U ve vzorcích leukokrátních žilek a hnízd vyskytuje jako příměs v zirkonu ($>0,7$ hm. % UO_2) a pyrochloru ($>2,5$ hm. % UO_2 ; Kropáč et al., v rec.). Uran může být vázán i na některé sekundární minerály REE (brockit, wakefieldit-(Ce) a rabdofán-(Ce)), uváděné Matýskem (2013).

Niob a tantal. Největší průměrné hodnoty koncentrací Nb lze pozorovat ve vzorcích leukokrátních žilek – 142,7 ppm, následovně v leukokrátních hnízdech – 140,8 ppm, a nakonec nejmenší obsahy z těšinitové skupiny vykazují vzorky mesokrátních těšinitů – 105,1 ppm. Průměrné hodnoty Ta v leukokrátních hnízdech jsou 9,5 ppm, v leukokrátních žilkách – 7,6 ppm a v mesokrátních těšínitech – 5,7 ppm. V monchiquitech byly vypočítány

průměrné hodnoty Nb 38,4 ppm a Ta 2,1 ppm, v bazaltech – 47,8 a 2,6 ppm a v pikritech 84,2 a 4,2 ppm. Niob a tantal se vyskytují v minerálech společně. Mají podobné iontové poloměry (68 a 69 pm) a stejnou valenci, v důsledku čehož se tyto prvky mohou snadno zastupovat v minerálech. V těšínitech jsou vázány zejména na pyrochlor a titanit a vzácně i na gittinsit (0,32 hm. % Nb₂O₅; Kropáč et al., v rec.). Schuchová (2016) a Schuchová et al., (2016) popisují výskyty pyrochloru ve vzorcích leukokrátních hnízd z lokality Bludovice s až 3,18 hm. % Ta₂O₅. V leukokrátních žilkách a hnízdech z lokality Řepiště a Čerták byl objeven Nb-bohatý titanit, který obsahuje až 19,6 hm. % Nb₂O₅ a 1,0 hm. % Ta₂O₅ (Kropáč et al., v rec.). V horninách bazaltové skupiny byl objeven akcesorický Nb-bohatý baddeleyit, sekundární chevkinin-(Ce) a perrierit-(Ce) (Matýsek et al., 2018). V pikritech popisují Buriánek a Bubík (2012) titanit, obsahující až 2 hm. % Nb₂O₅.

Zirkonium a hafnium. Nejvyšší průměrné hodnoty koncentrací Zr byly naměřeny v leukokrátních hnízdech – 453,1 ppm. Průměrná hodnota Zr v pikritech je 241,8 ppm, v bazaltech – 175,9, v monchiquitech – 124,7, v mesokrátních těšínitech – 264,5 a v leukokrátních žilkách – 194,3 ppm. Průměrné obsahy Hf jsou v horninách těšínitové asociace podobné a obecně nízké (2,5 – 7,0 ppm). Významné koncentrace Zr mohou být přítomny v pyrochloru (>1,2 hm. % ZrO₂), epidotu (až 0,7 hm. % ZrO₂), pyroxenech (až 4,2 hm. % ZrO₂) a amfibolech (až 6,0 hm. % ZrO₂; Schuchová, 2016; Kropáč et al., v rec.). V leukokrátních žilkách a hnízdech se vyskytuje Zr- a Nb- bohatý titanit. Minerál obsahuje až 17,7 hm. % ZrO₂. V leukokrátních typech těšínitů jsou zastoupeny akcesorické minerály Zr: zirkon a gittinsit. Zirkon obsahuje až 0,7 hm. % HfO₂, gittinsit – 0,5 hm. %. (Kropáč et al., v rec.). Podobné koncentrace Zr mají vzorky pikritové skupiny. Zde prvek může být vázán na titanit s vysokým obsahem Nb₂O₅. V bazaltech může být Zr a Hf vázáno na akcesorický Nb-bohatý baddeleyit (Matýsek et al., 2018).

Yttrium a REE. Nejvyšší průměrná hodnota koncentrací Y byla naměřena u mesokrátních těšínitů – 28,8 ppm. Nejnižší u leukokrátních žilek – 18,6 ppm. Průměrné hodnoty Y jsou pro leukokrátní hnízda – 22,5 ppm, pro monchiquity – 18,7, bazalty – 22,5 a pikrity – 23,5 ppm. Obsahy Y ve všech typech studovaných hornin jsou podobně nízké. Ve vzorku leukokrátní žilky z lokality Čerták bylo v zirkonu zjištěno až 5,2 hm. % Y₂O₃ (Kropáč et al., v rec.). V bazaltech z lokality Žermanice byly objeveny minerály bastnäsit-(Ce) – synchysit-(Ce), které obsahují Y (Matýsek, 2013). Jak je patrné z obr. 23, studované horniny mají vysoké koncentrace LREE oproti HREE (viz kapitola 7.3.3). Ve vzorcích monchiquity byly naměřeny nejvyšší průměrné koncentrace Σ REE – 344,0 ppm, v bazaltech

naopak nejmenší – 154,2 ppm. Horniny pikritové a těšínitové skupiny mají podobné průměrné hodnoty ΣREE (243,2 – 282,0 ppm). Významnými nositeli REE v těšínitech jsou sekundární fluorapatit, Sr-bohatý fluorapatit a fluorcaphit (Kynický, 2009; Buriánek a Bubík, 2012; Matýsek, 2013; Kropáč et al., v rec.). V pikritech z okolí Valašského Meziříčí byl objeven fluorapatit s obsahem La_2O_3 – 0,2 až 0,4 hm. % (Buriánek a Bubík, 2012). V horninách bazaltové skupiny jsou REE také vázány na fluoroapatit (Matýsek, 2013). V leukokrátních typech těšínitů se REE také vyskytují v sekundárním monazitu, epidotu, vesuviánu (až 0,6 hm. % Ce_2O_3), zirkonu a titanitu (až 0,5 hm. % Ce_2O_3). Ve vzorku leukokrátní žilky z lokality Čerták bylo v sekundárních epidotech zjištěno až 3,0 hm. % La_2O_3 , 4,8 hm. % Ce_2O_3 , 0,5 hm. % Pr_2O_3 a 1,1 hm. % Nd_2O_3 (Kropáč et al., v rec.). Matýsek (2013) popisuje v horninách těšínitové asociace minerály hydrotermálního původu, obsahující významné koncentrace REE: rabdofán-(Ce), bastnäsit-(Ce) a synchysit-(Ce) s vysokým obsahem La_2O_3 (až 16,3 hm. %). V mesokrátních těšínitech bylo v sekundárním cerianitu objeveno až 5,2 hm. % Pr_2O_3 , ve wakefielditu-(Ce) až 1,4 hm. % Sm_2O_3 a v rabdofánu-(La) až 7,6 hm. % Nd_2O_3 (Matýsek, 2013).

8.2. Mobilita HFSE

Pro posouzení mobility HFSE v horninách těšinitové asociace je nutné nejen identifikovat vazbu HFSE na jednotlivé minerály (viz kapitola 8.1), ale i jednoznačně rozlišit jejich genezi, a také zhodnotit obsahy HFSE v různě alterovaných horninách. Odlišením primárních magmatických minerálů s významnými obsahy HFSE od sekundárních s hydrotermální genezí se zabývali Kropáč et al. (v rec.), kteří studovali minerální asociace leukokrátních těšinitových hnízd a žilek. Z jejich výsledků vyplývá, že hlavními ligandy, které usnadňují mobilitu HFSE a REE v hydrotermálních fluidech jsou v horninách těšinitové asociace Na^+ , Cl^- , F^- a $(\text{OH})^-$ (Kropáč et al., v rec.). Z literárních údajů je známo, že mobilita HFSE je závislá také na P-T podmínkách a hodnotách pH (Gieré 1990; Rubin et al., 1993; Aja et al., 1995; Salvi et al., 2000; Jiang et al., 2005; Salvi a Williams-Jones 2005; Migdisov et al., 2011; Timofeev a Williams-Jones, 2015).

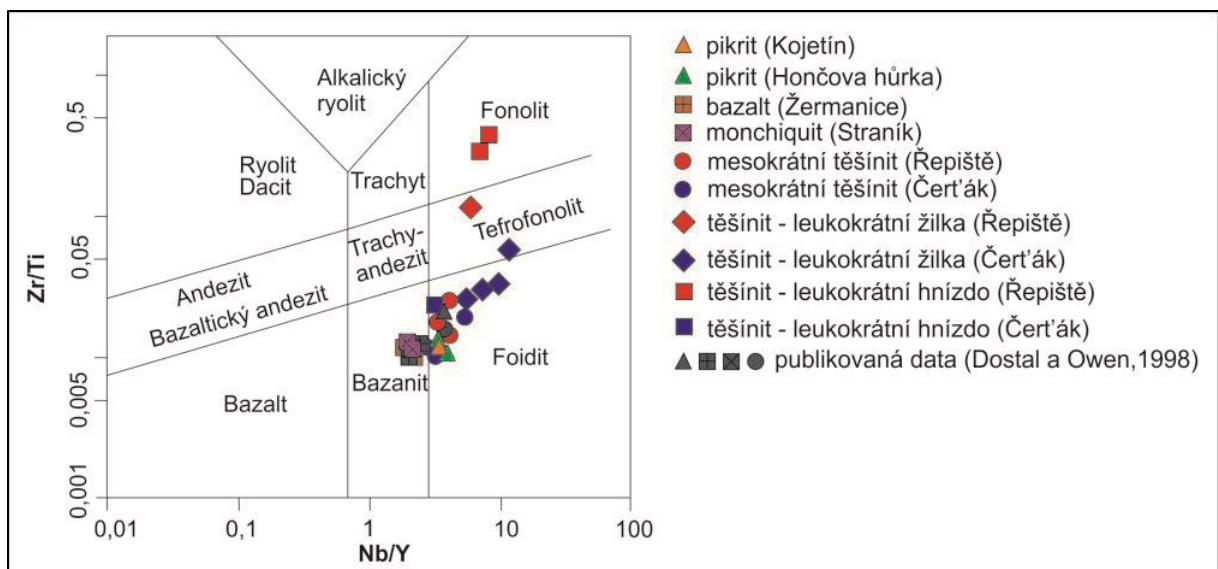
Jak je patrné z variačních diagramů na obr. 23 a 25, obsahy vybraných HFSE (kromě Ti, Th a U) v horninách těšinitové asociace nijak výrazně nezávisí na míře hydrotermální alterace vyjádřené hodnotou LOI. Také obsahy REE nejsou příliš závislé na míře alterace studovaných hornin. To by naznačovalo, že se HFSE i REE chovají jako relativně konzervativní prvky ve srovnání s hlavní prvky (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , K_2O a Na_2O), LILE (Cs a Rb) a některými stopovými prvky (V a Ni) z hlediska jejich mobility. Hlavní oxidy odrážejí změnu hlavních horninotvorných minerálů při hydrotermální alteraci (zejména procesy chloritizace, serpentinizace, albitizace, analcimizace a karbonatizace, tvorba sekundárních zeolitů a prehnitu). Z toho je zřejmé, že hlavní prvky a některé výše zmíněné stopové prvky byly velmi mobilní během alterace a docházelo k jejich přínosu nebo odnosu.

LOI nemusí mobilitu v případě HFSE a REE zcela zastihnout, protože se tyto prvky mohou vázat i na bezvodé akcesorické minerály a karbonáty (viz kapitola 8.1). Určitou mobilitu na „omezenou“ vzdálenost dokazují četné příklady sekundárních minerálů s HFSE a REE v horninách těšinitové asociace a přidružených mineralizacích (Kynický, 2009; Buriánek a Bubík, 2012; Matýsek, 2013; Schuchová, 2016; Kropáč et al., 2017; Matýsek et al., 2018; Brunarska a Anczkiewicz, 2019; Kropáč et al., v rec. aj.).

8.3. Využitelnost HFSE pro petrogenetické a tektonomagmatické interpretace

Jedním z cílů práce bylo ověřit použitelnost koncentrací HFSE v alterovaných horninách těšínitové asociace pro petrogenetické a tektonomagmatické interpretace. HFSE jsou zastoupeny v primárních i sekundárních minerálech (viz kapitola 8.1). Jak bylo uvedeno v předchozí kapitole diskuze, HFS prvky jsou do určité míry mobilní během hydrotermální alterace. Přestože sekundární minerály dokazují mobilitu HFSE, migrace těchto prvků však nebyla (ve srovnání s ostatními prvky) tak významná, což dělá HFSE použitelnými pro zmíněné interpretace. Problematické mohou být pouze hodnoty Ti u těšínitů a U a Th u pikritů (obr. 23 a 25).

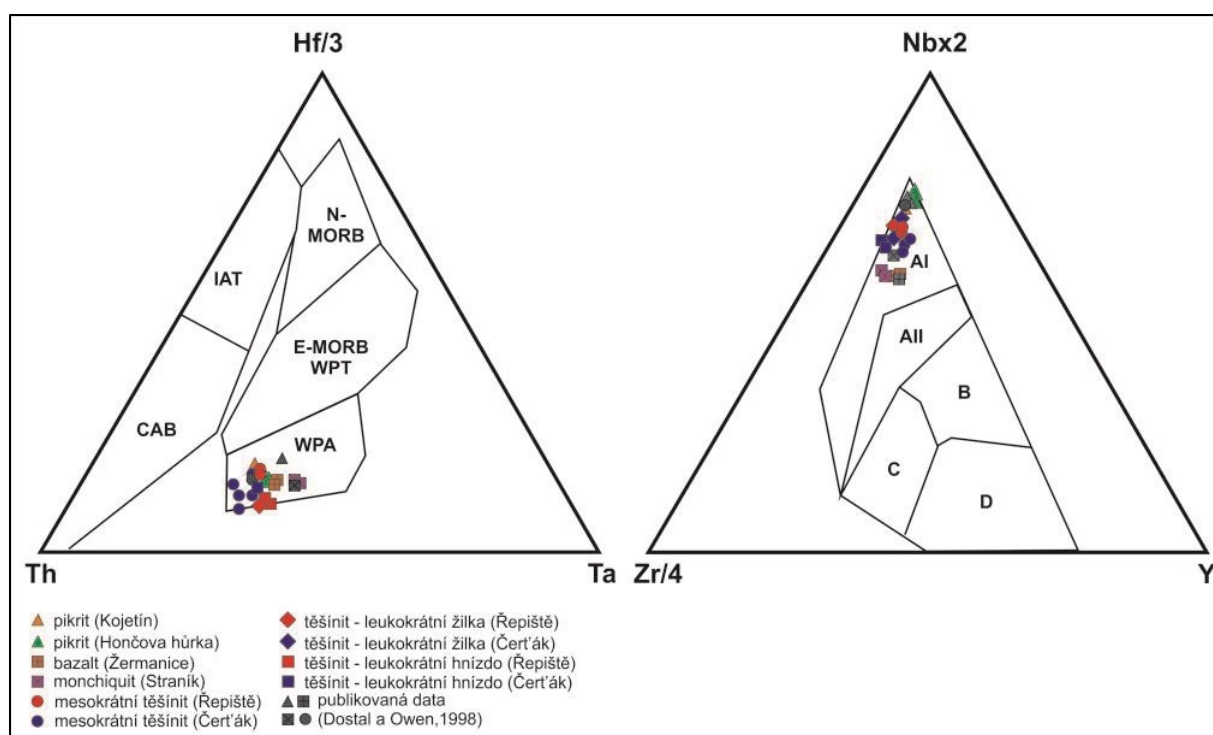
Poměry Zr/Ti a Nb/Y se dají využít pro klasifikační účely u vulkanických (subvulkanických) hornin podobně jako TAS diagram, který by měl být relativně více ovlivnitelný hydrotermální alterací. Jak je patrné z obr. 26, pikrity zde odpovídají foiditům, na rozdíl od TAS-diagramu, kde se studované vzorky hornin nacházejí i v poli bazanitů a pikritických bazaltů. Studované pikrity jsou středně až silně alterované horniny. Obsahy SiO_2 a Na_2O+K_2O jsou výrazně závislé na míře alterace. Koncentrace Zr a Nb jsou v pikritech většinou nízké a Ti je v pikritech na rozdíl od těšínitů méně mobilní (obr. 23). Bazalty a monchiquity zaujímají pole bazanitů. Mesokrátňní těšínity leží v poli foiditů, leukokrátňní žilky jsou v poli foiditů a tefrofonolitů. Leukokrátňní hnízda spadají do pole foiditů a fonolitů. TAS-klasifikace a klasifikace podle Pearce (1996) jsou pro těšínitovou skupinu shodné.



Obr. 26: Klasifikace různých typů hornin těšínitové asociace ze studovaných lokalit na základě poměru Nb/Y vs. Zr/Ti podle Pearce (1996).

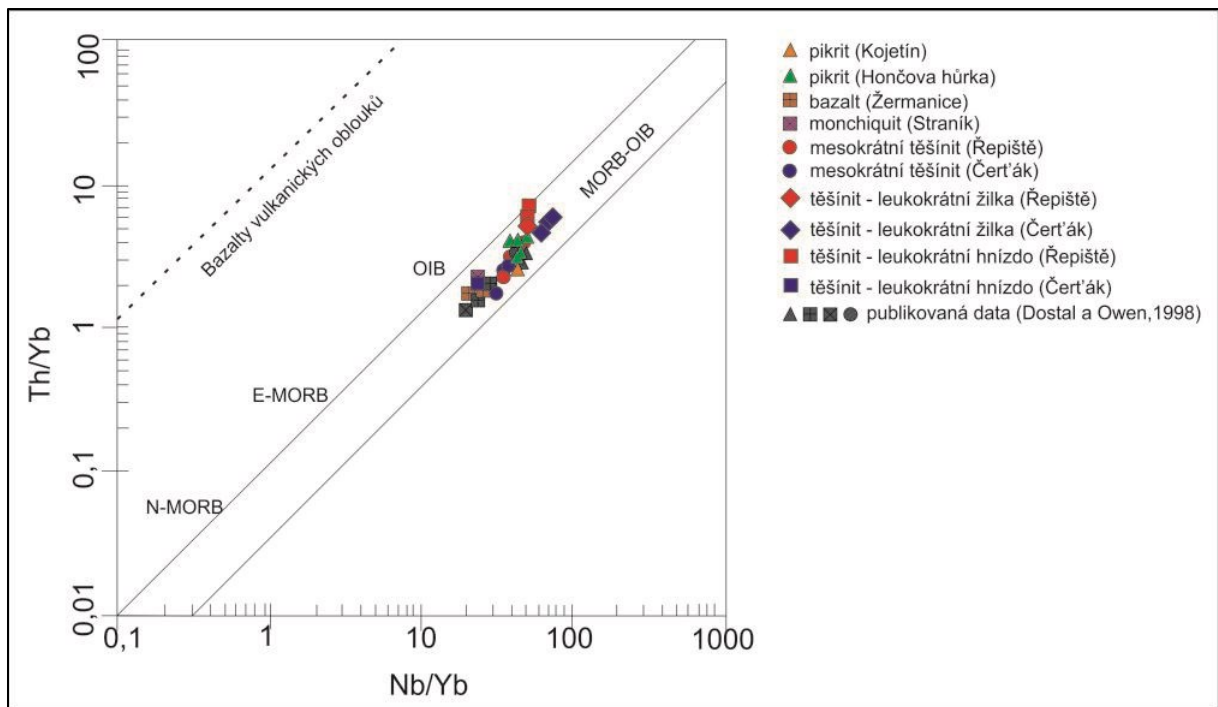
V příkladových geotektonických diagramech založených na obsazích HFSE spadají horniny těšinitové asociace do skupiny vnitrodeskových alkalických bazaltů oceánských ostrovů (OIB), což je v souladu se staršími zjištěními (viz např. práce Narebskiho, 1990; Spišiaka a Hovorky, 1997; Dostala a Owena, 1998; nebo Brunarské a Anczkiewiczze, 2019).

Konkrétně na diagramu Hf/3 vs. Th vs. Ta (Wood, 1988) a Zr/4 vs. Nb*2 vs. Y (Meschede, 1986; obr. 27) spadají studované horniny do pole vnitrodeskových alkalických bazaltů. Diagram a Nb/Yb vs. Th/Yb (obr. 28) upřesňuje postavení hornin těšinitové asociace do skupiny alkalických vnitrodeskových bazaltů oceánských ostrovů (OIB).



Obr. 27: Geotektonická pozice hornin těšinitové asociace v diagramech Hf/3 vs. Th vs. Ta (Wood, 1988) a Zr/4 vs. Nb*2 vs. Y (Meschede, 1986):

IAT – tholeity ostrovních oblouků; CAB – alkalicko-vápenaté bazalty; WPA – vnitrodeskové alkalické bazalty; WPT – vnitrodeskové tholeity; N-MORB – normální bazalty středoocéánských hřbetů; E-MORB – obohacené bazalty středoocéánských hřbetů; AI a AII – vnitrodeskové alkalické bazalty; B – primitivní bazalty středoocéánských hřbetů (P-MORB); C – normální bazalty středoocéánských hřbetů (N-MORB); D – tholeity ostrovních oblouků (IAT).



Obr. 29: Geotektonická pozice hornin těšínitové asociace v diagramu Nb/Yb vs. Th/Yb (Pearce, 2008):

N-MORB – normální bazalty středooceánských hřbetů; E-MORB – obohacené bazalty středooceánských hřbetů; OIB – bazalty oceánských ostrovů.

9. Závěr

Horniny těšinitové asociace obsahují významné koncentrace HFS prvků. Nejvyšší průměrné hodnoty koncentrací Ta, Nb, Zr, Hf, Th a U mají vzorky hornin z těšinitové skupiny, zejména leukokráttní hnízda z lokality Řepiště. Nejvyšší sumární obsahy REE mají vzorky pikritů z lokality Kojetín. Leukokráttní žilky vykazují pozitivní anomálii Eu ($Eu/Eu^* = 1,1 - 1,8$). Negativní anomálii Eu mají leukokráttní hnízda z lokality Čerták ($Eu/Eu^* = 0,6$) a monchiquity z lokality Straník u Kapličky ($Eu/Eu^* = 0,8$).

HFSE (včetně REE) jsou zastoupeny v hlavních horninotvorných minerálech, akcesorických minerálech i sekundárních minerálech hydrotermálního původu. Fosfor je vázán hlavně na apatit a vzácnější fosfáty (monazit, fluorcaphit). Významné obsahy titanu jsou vázány na pyroxen, amfibol, biotit a akcesorické minerály (Ti-magnetit, titanit, pyrochlor, epidot, vesuvián, chlorit aj.). Thorium a uran se vyskytují jako příměsi v zirkonu a pyrochloru. Určité obsahy těchto prvků vstupují do struktury sekundárních REE-minerálů (rabdofánu-(Ce) a brockitu). Niob a tantal jsou vázány především na pyrochlor a titanit, ale také se vyskytují v dalších sekundárních minerálech, jako je Nb-bohatý baddeleyit, chevkinit-(Ce) a perrierit-(Ce). Zr a Hf se vyskytují v sekundárních pyroxenech a amfibolech, titanitu, pyrochloru, epidotu, zirkonu, gittinsitu a baddeleyitu. Yttrium je vázáno především na akcesorický zirkon a sekundární REE-minerály (bastnäsit-(Ce) – synchysit-(Ce)), REE na sekundární minerály ze skupiny apatitu, titanit, monazit, vesuvian, zirkon a epidot. Dále se REE vyskytují i v méně běžných sekundárních minerálech hydrotermálního původu – rabdofánu-(Ce, La), bastnäsit-(Ce) a synchysit-(Ce), cerianitu a wakefielditu-(Ce).

Horniny těšinitové asociace jsou vždy postiženy procesy hydrotermální alterace. Projevy alteračních procesů dokazují mobilitu hlavních a některých stopových prvků. Podobně koncentrace HFSE v různě alterovaných typech hornin vypovídají o tom, že se tyto prvky (s výjimkou Ti u těšinitů a U a Th u pikritů) chovaly jako relativně konzervativní z hlediska mobility během hydrotermální alterace. Četné příklady sekundárních minerálů s HFSE a REE v horninách těšinitové asociace dokazují, že i tyto prvky byly do určité míry mobilní. Mobilitu HFS prvků mohou ovlivňovat chemické složení fluid, pH a P-T podmínky.

Zjištěná míra mobility HFS prvků ve většině případů pravděpodobně podstatně neovlivní jejich využitelnost pro petrogenetické a tektonomagmatické interpretace. Podle klasifikačního diagramu založeného na obsazích HFSE, spadají horniny těšinitové asociace do pole bazanitu (bazaltová a monchiquitová skupiny), foiditu (pikritová a těšinitová skupina) a

tefrofonolitu – fonolitu (leukokrání žilky a hnízda). V geotektonických diagramech založených na HFSE odpovídají horniny těšínitové asociace alkalickým vnitrodeskovým bazaltům oceánských ostrovů (OIB).

10. Literatura

- Anczkiewicz, A. – Anczkiewicz, R. (2016): U-Pb zircon geochronology and anomalous Sr-Nd-Hf isotope systematics of late orogenic andesites: Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians, South Poland. – *Chemical Geology* 427, 1–16.
- Anders, E. – Greves, N. (1989): Abundances of the elements: Meteoritic and solar. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53, 197–214.
- Andersen, T. – Elburg, M. – Erambert, M. (2017): The miaskitic-to-agpaitic transition in peralkaline nepheline syenite (white foyaite) from the Pilanesberg Complex, South Africa. – *Chemical Geology* 455, 166–181.
- Aja, S.U. – Wood, S.A. – Williams-Jones, A.E. (1995): The aqueous geochemistry of Zr and the solubility of some zirconium-bearing minerals. – *Applied Geochemistry* 10, 603–620.
- Barrat, J.A. – Zanda, B. – Moynier, F. – Bollinger, C. – Liorzou, C. – Bayon G. (2012): Geochemistry of CI chondrites: major and trace elements, and Cu and Zn isotopes. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* 83, 79–92.
- Borst, A.M. – Friis, H. – Andersen, T. – Nielsen, T. – Waight, T.E. – Smit, M.A. (2016): Zirconosilicates in the kakortokites of the Ilímaussaq complex, South Greenland: Implications for fluid evolution and high-field-strength and rare-earth element mineralization in agpaitic systems. – *Mineralogical Magazine* 80, 5–30.
- Brunarska, I. – Anczkiewicz, R. (2019): Geochronology and Sr-Nd-Hf isotope constraints on the petrogenesis of teschenites from the type-locality in the Outer Western Carpathians. – *Geologica Carpathica* 70, 3, 222–240.
- Buday, T. – Cicha, I. – Hanzlíková, E. – Chmelík, F. – Koráb, T. – Kuthan, M. – Nemčok, J. – Pícha, F. – Roth, Z. – Seneš, J. – Scheibner, E. – Stráník, Z. – Vaškovský, I. – Žebera, K. (1967): Regionální geologie ČSSR – díl 2 Západní Karpaty. – Ústřední ústav geologický. Praha.
- Buriánek, D. (2010): Magmatický a postmagmatický vývoj hornin monchiquit-pikritové skupiny v okolí Valašského Meziříčí. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 117–123.

- Buriánek, D. – Bubík, M. (2012): Horniny těšinitové asociace v okolí Valašského Meziříčí. – *Acta Musei Moraviae, Scientiae Geologicae* 1, 89–111.
- Buriánek, D. – Kropáč, K. – Dolníček, Z. (2013): Ultrabazické horniny těšinitové asociace v západní části slezské jednotky. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku* 20, 79–84.
- Černý, P. – Novák, M. – Chapman, R. (1995): The Al (Nb, Ta)Ti₂ substitution in titanite: the emergence of a new species? – *Mineralogy and Petrology* 52, 61–73.
- Della Ventura, G. – Bellatreccia, F. – Williams, C.T. (1999): Zr- and LREE-rich titanite from Tre Croci, Vico Volcanic complex (Latium, Italy). – *Mineralogical Magazine* 63, 123–130.
- Dolníček, Z. – Kropáč, K. – Uher, P. – Polách, M. (2010a): Mineralogical and geochemical evidence for multi-stage origin of mineral veins hosted by teschenites at Tichá, Outer Western Carpathians, Czech Republic. – *Chemie der Erde* 70, 267–282.
- Dolníček, Z. – Urubek, T. – Kropáč, K. (2010b): Post-magmatic hydrothermal mineralization associated with Cretaceous picrite (Outer Western Carpathians, Czech Republic): interaction between host rock and externally derived fluid. – *Geologica Carpathica* 61, 327–339.
- Dostal, J. – Owen, J.V. (1998): Cretaceous alkaline lamprophyres from northeastern Czech Republic: geochemistry and petrogenesis. – *Geologische Rundschau* 87, 67–77.
- Eliáš, M. (1970): Litologie a sedimentologie slezské jednotky v Moravskoslezských Beskydech. – Praha: Sborník geologických věd řada G 18, 7–88.
- Eliáš, M. – Skupien, P. – Vašíček, Z. (2003): Návrh úpravy litostratigrafického členění nižší části slezské jednotky na českém území (vnější Západní Karpaty). – Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské Technické univerzity Ostrava, 7–15.
- Gierè R. (1990): Hydrothermal mobility of Ti, Zr and REE: examples from the Bergell and Adamello contact aureoles (Italy). – *Terra Nova* 2, 60–67.
- Goncharov, A.G. – Nikitina, L.P. – Borovkov, N.V. – Babushkina, M.S. – Sirotkin, A.N. (2015): Thermal and redox equilibrium conditions of the upper-mantle xenoliths from

- the Quaternary volcanoes of NW Spitsbergen, Svalbard Archipelago. – *Russian Geology and Geophysics*, 1578–1602.
- Grabowski, J. – Krzemiński, L. – Nescieruk, P. – Szydło, A. – Paszkowski, M. – Pecskey, Z. – Wójtowicz, A. (2003): Geochronology of teschenitic intrusions in the Outer Western Carpathians of Poland – constraints from $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ ages and biostratigraphy. – *Geologica Carpathica* 54, 385–393.
- Greenwood, N.N. – Earnshaw, A. (1993): *Chemie prvků*. – Informatorium, Praha 1993.
- Gregerová, M. – Hovorka, D. – Suk, M. (1995): *Geochemie geologických procesů v litosféře - II. Metody a interpretace*. – Vydavatelství Masarykovy Univerzity, Brno, 148.
- Gysi, A. P. – Williams-Jones, A. E. (2013): Hydrothermal mobilization of pegmatite-hosted REE and Zr at Strange Lake, Canada: A reaction path model. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* 122, 324–352.
- Harangi, S. – Tonarini, S. – Vaselli, O. – Manetti, P. (2003): Geochemistry and petrogenesis of Early Cretaceous alkaline igneous rocks in Central Europe: implications for a long-lived EAR-type mantle component beneath Europe. – *Acta Geologica Hungarica* 46, 77–658.
- Hejtman, B. (1957): *Systematická petrografie vyvřelých hornin*. – Československá akademie věd, Praha.
- Hovorka, D. – Spišiak, J. (1988): *Vulkanizmus mezozoika Západných Karpát* – Veda, Bratislava, 263.
- Hovorka, D. – Suk, M. (1988): *Geochemie geologických procesů*. – Vydavatelství Univerzita J.E. Purkyně, Brno, 140.
- Chakhmouradian, A.R. (2006): High-field-strength elements in carbonatitic rocks: Geochemistry, crystal chemistry and significance for constraining the sources of carbonatites. – *Chemical Geology* 235, 138–160.
- Chakhmouradian, A. R. – Mitchell, R. H. (2002): New data on pyrochlore and perovskite-group minerals from the Lovozero alkaline complex, Russia. – *European Journal of Mineralogy* 14, 821–836.

- Chakhmouradian, A.R. – Wall, F. (2012): Rare Earth Elements: Minerals, Mines, Magnets (and More). – Elements 8, 333–340.
- Chládek, Š. – Zimák, J. (2016): Association of Nb-Ta-(Ti-REE) oxide minerals in the Maršíkov – Lysá hora pegmatite in Hrubý Jeseník Mountains, Czech Republic. – Volume 24, 1, 25–32.
- Chlupáč, I. – Brzobohatý, R. – Kovanda, J. – Stráník, Z. (2002): Geologická minulost České republiky. — Akademie věd ČR Praha.
- Ivanyuk, G. Yu. – Yakovenchuk, V.N. – Pakhomsky, Ya.A. (2002): Kovdor, Laplandia minerals, Apatity, Russia, 326.
- Jiang, S.Y. – Wang, R.C. – Xu, X.S. – Zhao, K.D. (2005): Mobility of high field strength elements (HFSE) in magmatic-, metamorphic-, and submarine-hydrothermal systems. – Physics and Chemistry of Earth 30, 1020–1029.
- Johnson, K.T.M. (1998): Experimental determination of partition coefficients for rare earth and high-field-strength elements between clinopyroxene, garnet, and basaltic melt at high pressures. – Contributions to Mineralogy and Petrology 133, 60–68.
- Klvaň, J. (1897): Tešenity a pikrity na severovýchodní Moravě. – Rozpravy České akademie císaře Františka Josefa pro vědy, slovesnost a umění v Praze 23, Praha.
- Klyucharev, D.S. – Volkova, N.M. – Comyn, M.F. (2013): The problems associated with using non-conventional rare-earth minerals. – Journal of Geochemical Exploration 133, 138–148.
- Kovalenko, V.I. – Tsaryeva, G.M. – Goreglyad A.V. – Yarmolyuk V.V. – Troitsky V.A. – Hervig, R.L. – Farmer, G.L. (1995): The peralkaline Granite-related Khaldzanburegtey rare-metal (Zr, Nb, REE) deposit, Western Mongolia. – Economic Geology 90, 530–547.
- Kraynov, S.R. – Mer'kov, A.N. – Petrova, N.G. – Baturinskaya, I.V. – Zharikova, V.M. (1969): Highly alkaline (pH 12) fluosilicate waters in the deeper zones of the Lovozero massif. – Geochemistry International 6, 635–640.
- Kropáč, K. – Dolníček, Z. – Buriánek, D. – Urubek, T. – Mašek, V. (2015): Carbonate inclusions in Lower Cretaceous picrites from the Hončova hůrka Hill (Czech

- Republic, Outer Western Carpathians): Evidence for primary magmatic carbonates? – *International Journal of Earth Sciences* 104, 1299–1315.
- Kropáč, K. – Dolníček, Z. – Uher, P. – Urubek, T. (2017): Fluorocaphite from hydrothermally altered teschenite at Tichá, Outer Western Carpathians, Czech Republic: compositional variation and origin. – *Mineralogical Magazine* 81, 1485–1501.
- Kropáč, K. – Dolníček, Z. – Uher, P. – Buriánek, D. – Safai, A. – Urubek, T. (v rec.): Zirconian-niobian titanite and associated Zr-, Nb-, REE-rich accessory minerals: products of hydrothermal overprint of leucocratic teschenites (Silesian Unit, Outer Western Carpathians, Czech Republic). – *Geologica Carpathica*.
- Krylova, V. A. – Gertner I. F. (2017): Sedimentární horniny a petrografická charakteristika bazaltů ostrova Tenerife. – *Petrologie magmatických a metamorfovaných komplexů*, 256–261 (in Russian).
- Kudělásková J. (1987): Petrology and geochemistry of selected rock types teschenite association, Outer Western Carpathians. – *Geologica Carpathica* 38, 545–573.
- Kudělásková, J. – Kudělásek, V. – Matýsek, D. (1993): Chemické a petrologické studium pikritových hornin z podbeskydské oblasti. – *Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské Technické univerzity Ostrava, řada hornicko-geologická* 39, 63–72.
- Kynický, J. – Xu, CH. – Bajer, A. – Samec, P. – Kynická, A. (2009): Nové výzkumy v horninách těšinitové asociace: fluorapatit se zvýšenými obsahy Sr a REE. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku* 16, 66–69.
- Le Bas, M.J. – Le Maitre, R.W. – Streckeisen, A. – Zanettin, B. (1986): A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. – *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 745–750.
- Le Bas, M.J. – Streckeisen, A. (1991): The IUGS systematics of igneous rocks. – *Journal of the Geological Society* 148, 825–833.
- Le Bas, M. J. (2000): IUGS Reclassification of the High-Mg and Picritic Volcanic Rocks. – *Journal of Petroleum Science and Engineering* 41(10), 1467–1470.

- Long, K.R. – Van Gosen, B.S. – Foley, N.K. – Cordier, D. (2010): The principal rare earth elements deposits of the United States. A summary of domestic deposits and a global perspective: U.S. – Geological Survey Scientific Investigations Report.
- Lucińska-Anczkiewicz, A. – Villa, I.M. – Anczkiewicz, R. – Ślaczka, A. (2002): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of alkaline lamprophyres from the Polish Western Carpathians. – *Geologica Carpathica* 53, 45–52.
- Mahmood, A. (1973): Petrology of the teschenite rock series from the type area of Cieszyn (Teschen) in the Polish Carpathians. – *Annales de la Société Géologique de Pologne* 43, 153–216.
- Matějka, A. – Roth, Z. (1954): Mapovací zpráva z terenu mezi Ostrovici a Stonavkou (Moravskoslezské Beskydy). – *Zprávy o geologických výzkumech v roce 1953*, 97–106.
- Matýsek, D. (1989): Geochemical classification of rock of teschenite associaton. – *Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské Technické univerzity Ostrava, řada hornicko-geologická* 35, 301–324.
- Matýsek, D. (2013): Projevy mobilizace prvků vzácných zemin v podbeskydských těšínitech. – *Acta Musei Moraviae Scientiae Geologicae* 98, 2, 101–113.
- Matýsek, D. – Jirásek, K. – Skupien, P. – Thomson, S.N. (2018): The Žermanice sill: new insights into the mineralogy, petrology, age, and origin of the teschenite association rocks in the Western Carpathians, Czech Republic. – *International Journal of Earth Sciences*.
- McLennan, S.M. (1989): Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. – In: Lipin B.R. & McKay G.A. (Eds.): *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements. Reviews in Mineralogy* 21, The Mineralogical Society of America, 169–200.
- McDonough, W.F. – Sun, S.S. (1995): The composition of the earth. – *Chemical Geology* 120, 223–253.
- Menčík, E. – Adamová, M. – Dvořák, J. – Dudek, A. – Jetel, J. – Jurková, A. – Hanzlíková, E. – Houša, V. – Peslová, H. – Rybářová, L. – Šmíd, B. – Šebesta, J. – Tyráček, J. –

- Vašíček, Z. – (1983): Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny. – Ústřední ústav geologický, Praha.
- Meschede, M. (1986) A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. – *Chemical Geology* 56, 207–218.
- Migdisov, A.A. – Williams-Jones, A.E., van Hinsberg, V. – Salvi, S. (2011): An experimental study of the solubility of baddeleyite (ZrO₂) in fluoride-bearing solutions at elevated temperature. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* 75, 7426–7 434.
- Mikhailova, J.A. – Pakhomovsky, Ya.A. – Ivanyuka, G.Yu. – Bazai, A.V. – Yakovenchuk, V.N. – Elizarova, I.R. – Kalashnikova, A.O. (2017): REE mineralogy and geochemistry of the Western Keivy peralkaline granite massif, Kola Peninsula, Russia. – *Ore Geology Reviews*, 181–197.
- Mitchell, R.H. – Liferovich, R.P. (2006): Subsolidus deuteric/hydrothermal alteration of eudialyte in lujavrite from Pilansberg alkaline complex, South Africa. – *Lithos* 91, 352–372.
- Monecke, T. – Kempe, U. – Monecke, J. – Sala, M. – Wolf, D. (2002): Tetrad effect in rare earth element distribution patterns: a method of quantification with application to rock and mineral samples from granite-related rare metal deposits. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66, 1185–1196.
- Narebski, W. (1990): Early rift stage in the evolution of western part of the Carpathians: geochemical evidence from limburgite and teschenite rock series. – *Geologica Carpathica* 41, 521–528.
- Njonfang, E. – Nono, A. (2003): Clinopyroxene from some felsic alkaline rocks of the Cameroon Line, Central Africa, petrological implications. – *European Journal of Mineralogy* 15, 527–542.
- Pacák, O. (1926): Sopečné horniny na severním úpatí Beskyd moravských. – Česká akademie věd a umění, Praha, 232.

- Pearce, J.A. (1996): A user's guide to basalt discrimination diagrams. Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration. – Geological Association of Canada, Short Course Notes 12, 79–113.
- Pearce, J.A. – Norry, M.J. (1979): Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. – Contributions to Mineralogy and Petrology 69, 33–47.
- Pospíšilová, E. (2014): Prvky vzácných zemin v elektroodpadech. – Diplomová práce, Přírodovědecká fakulta, Univerzita Karlova v Praze.
- Přichystal, A. – Obstová, V. – Suk, M. (1993): Geologie Moravy a Slezska. – Moravské zemské muzeum, Brno, 168.
- Rubin, N.J. – Henry, Ch.D. – Price, J.G. (1993): The mobility of zirconium and other „immobile“ elements during hydrothermal alteration. – Chemical Geology, 29–49.
- Rudnick, R.L. – S. Gao. (2003): Composition of the Continental Crust Treatise – Geochemistry 1, 1–64.
- Salvi, S. – Fontan, F. – Monchoux, P. – Williams-Jones, A.E. – Moine, B. (2000): Hydrothermal mobilization of high field strength elements in alkaline igneous systems: Evidence from the Tamazeght Complex (Morocco). – Economic Geology 95, 559–576.
- Salvi, S. – Williams-Jones, A.E. (1996): The role of hydrothermal processes in concentrating high-field strength elements in the Strange Lake peralkaline complex, northeastern Canada. – Geochimica et Cosmochimica Acta 60, 1917–1932.
- Salvi, S. – Williams-Jones, A.E. (2005): Alkaline granite-syenite deposits. – In: Linnen R.L. and Samson I.M. (Eds.): Rare-Element Geochemistry and Mineral Deposits. – Geological Association of Canada, Short Course Notes 17, 315–341, 807.
- Salvi, S. – Williams-Jones, A.E. (2006): Alteration, HFSE mineralization and hydrocarbon formation in peralkaline igneous systems: Insights from the Strange Lake Pluton, Canada. – Lithos 91, 19–34.
- Sergeev, S. – Petrov, O. – Lokhov, K – Larionov A. (2015): U-Pb a Lu-Hf datování v zirkonech. – Geochemie 7, 646–652 (in Russian).

- Sklyarov, E.V. – Ivanov, A.V. – Letnikova, E.F. – Mironov, A.G. (2001): Interpretace geochemických dat. – učební příručka (in Russian).
- Sheard, E.R. – Williams-Jones, A.E. – Heiligmann, M. – Pederson, C. – Trueman, D.L. (2012): Controls on the concentration of zirconium, niobium, and the rare earth elements in the Thor Lake Rare Metal Deposit, Northwest Territories, Canada. – *Economic Geology* 107, 81–104.
- Schmitt, A.K. – Trumbull, R.B. – Dulski, P. – Emmermann, R. (2002): Zr-Nb-REE mineralization in peralkaline granites from the Amis Complex, Brandberg (Namibia): Evidence for magmatic pre-enrichment from melt-inclusions. – *Economic Geology* 97, 399–413.
- Sørensen, H. – Bohse, H. – Bailey, J.C. (2006): The origin and mode of emplacement of lujavrites in the Ilímaussaq alkaline complex, South Greenland. – *Lithos* 91, 286–300
- Stráník, Z. – Menčík, E. – Eliáš, M. – Adámek, J. (1993): Flyšové pásmo Západních Karpat autochtonní mesozoikum a paleogén na Moravě a ve Slezsku. – MZM a Sekce geologických věd Přírodovědecká fakulta, Masarykova univerzita, Brno, 10, 7–122.
- Schuchová, K. (2016): Petrografická variabilita těšínitů z lokality Bludovice u Nového Jičína. – Diplomová práce, Přírodovědecká fakulta, Univerzita Palackého v Olomouci.
- Schuchová, K. – Kropáč, K. – Dolníček, Z. – Lehotský, T. (2016): Petrographic variability of a body of teschenite from the site Bludovice near Nový Jičín (Silesian Unit, Outer Western Carpathians). – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku* 23, 59–65.
- Spišiak, J. – Hovorka, D. (1997): Petrology of the Western Carpathians Cretaceous primitive alkaline volcanics. – *Geologica Carpathica* 48, 113–121.
- Smulikowski K. (1930): Les roches éruptives de la zone subbeskidique en Silésie et Moravie. – *Kosmos* 54, 749–850 (in French).
- Stráník, Z. – Menčík, E. – Eliáš, M. – Adámek, J. (1993): Flyšové pásmo Západních Karpat autochtonní mesozoikum a paleogén na Moravě a ve Slezsku. – MZM a Sekce geologických věd Přírodovědecká fakulta, Masarykova univerzita, Brno, 107–122.

- Szopa, K. – Włodyka, R. – Chew, D. (2014): LA-ICP-MS U-Pb apatite dating of Lower Cretaceous rocks from teschenite-picrite association in the Silesian Unit (southern Poland). – *Geologica Carpathica* 65, 273–284.
- Šmíd, B. (1962): Přehled geologie a petrografie hornin těšinitové asociace na severním úpatí Beskyd. – *Geologická práce*, Bratislava, 63.
- Šmíd B. (1978): Výzkum vyvřelých hornin těšinitové asociace. – Ústřední ústav geologický Praha, 153.
- Tchermak, G. (1866): Felsarten von ungewöhnlicher Zusammensetzung aus den Umgebungen von Neutitschein. – *Ebenda* 53, 260–287 (in German).
- Timofeev, A. – Williams-Jones, A. E. (2015): The origin of niobium and tantalum mineralization in the Nechalacho REE Deposit, NWT, Canada. – *Economic Geology* 110, 1719–1735.
- Włodyka, R. (2007): The occurrence of Zr-bearing phases in the syenite rocks from the Polish Western Carpathians. – *Mineralogy Polonica – Special Papers* 31, 303–306.
- Wood, D. A. (1980): The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. – *Earth and Planetary Science Letters* 50, 11–30.
- Woodhead, J. – Eggins, S. – Gamble, J. (1993): High Field Strength and Transition Element Systematics in Island arc and back-arc basalts. Evidence for multi-phase melt extraction and a depleted mantle wedge. – *Earth and Planetary Science Letters* 114, 491–504.
- Wooley, A.R. – Bergman, S.C. – Edgar, A.D. – Lebas, M.J. – Mitchell, R.H. – Rock, N.M.S. – Smith, B.H.C. (1996): Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites, and the kalsilitic, melilitic, and leucitic rocks. – *Canadian Mineralogist* 34 (2), 175–186.
- Zimák J. (1998): Mineralogie a petrografie. – Vydavatelství Univerzity Palackého, Olomouc.