

UNIVERZITA PALACKÉHO V OLOMOUCI  
PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA  
KATEDRA GEOLOGIE

DIPLOMOVÁ PRÁCE

**Petrografická variabilita těšinitů z lokality  
Bludovice u Nového Jičína**

Kristýna Schuchová

Studijní program: Geologie  
Studijní obor: Environmentální geologie

Vedoucí diplomové práce

RNDr. Kamil Kropáč, Ph.D.

2016

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

.....  
podpis

V Olomouci dne

Na tomto místě bych ráda chtěla poděkovat svému vedoucímu RNDr. Kamilu Kropáčovi, Ph.D. za jeho pomoc, ochotu a také za jeho pevné nervy, které projevil při vedení této práce. Dále bych chtěla poděkovat své rodině a mým přátelům, kteří tu vždy pro mě byli a za každých okolností mě podporovali

## **Bibliografická identifikace:**

**Jméno a příjmení:** Kristýna Schuchová

**Název práce:** Petrografická variabilita těšínitů z lokality Bludovice u Nového Jičína

**Typ práce:** diplomová práce

**Pracoviště:** Katedra geologie, Přf UP v Olomouci

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

**Rok obhajoby:** 2016

**Abstrakt:** V opuštěném lomě v Bludovicích u Nového Jičína se nachází několik odkryvů ložní žíly těšínitu. Zajímavostí této lokality je, že v jednom horninovém tělese je možné spatřit několik typů těšínitu, které se mezi sebou liší barvou, zrnitostí a minerálním složením. Na základě geologické pozice, stavby a minerálního složení byly vyčleněny čtyři základní horninové typy: Typ I – leukokráttní amfibolicko-pyroxenický těšínit (středně a hrubě zrnitý); Typ II – mesokráttní až melanokráttní pyroxenicko-amfibolický až amfibolicko-pyroxenický jemně zrnitý těšínit; Typ III – leukokráttní hnízdo (jemně zrnité); Typ IV – leukokráttní žilka (středně a hrubě zrnitá). Hodnoty hmotnostně specifické magnetické susceptibility (MS) studovaných těšínitů se pohybují v rozmezí  $0,12-9,88 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$  a hodnoty hustoty kolísají mezi  $2,41-2,86 \text{ g/cm}^3$ . Rozkolísané hodnoty MS a hustoty jsou způsobeny minerálním složením, sekundárními přeměnami (chlorizace, karbonatizace a limonitizace) a také rozdílnou zrnitostí vzorků. Těšínity vznikaly ve dvou fázích, a to v magmatické a hydrotermální. Během magmatické etapy krystalizoval pyroxen, amfibol, apatit, K-živce a labradorit. V hydrotermální etapě krystalizoval analcim, živce (albit), biotit (annit) a chlorit (chamosit). V těšínitech byly analyzovány Nb – fáze (pyrochlor) a také živce s mimořádně vysokým obsahem Sr (slawsonit). Tyto minerály se v těšínitech objevují pouze u těšínitů typu III (leukokráttní hnízdo) a typu IV (leukokráttní žilka). U vzorku mesokráttní horniny, leukokráttního hnízda a leukokráttní žilky byl stanoven celkový chemismus. Tyto vzorky odpovídají svým chemismem tefritu, tefritického fonolitu a fonolitu. Leukokráttní žilka obsahuje vysoké koncentrace Sr vázané na slawsonitovou mineralizaci (přes 10 000 ppm Sr). Ze získaných výsledků vyplývá, že se vzniku takto variabilního tělesa podílelo několik jevů, jako je frakční krystalizace, gravitační diferenciace, nerovnoměrná distribuce fluid a nakonec i hydrotermální alterace.

**Klíčová slova:** těšínity, petrografická variabilita, slezská jednotka, Vnější Západní Karpaty.

**Počet stran:** 77

**Počet příloh:** 0

**Jazyk:** Český jazyk

## **Bibliographical identification:**

**Author's first name and surname:** Kristýna Schuchová

**Title:** Petrographical variability of teschenites from Bludovice near Nový Jičín

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:** 2016

**Abstract:** Several outcrops of teschenite dykes occur in abandoned quarry in Bludovice near Nový Jičín. This site is interesting, because of the great variability of rock types which differ in colour, granularity and mineral composition. Based on the geological position, structure and mineral composition, teschenites were divided into four basic rock types: Type I – leucocratic amphibol-pyroxenic teschenite (medium to coarse grained); Type II – mesocratic and melanocratic pyroxen-amphibolic to amphibole-pyroxenic teschenite (fine grained); Type III – leucocratic nests (fine grained); Type IV – leucocratic vein (medium and coarse grained). The values of specific weight magnetic susceptibility (MS) are in range  $0,12-9,88 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$  and density range values  $2,41-2,86 \text{ g/cm}^3$ . MS and density varied due to mineral composition, granularity and secondary hydrothermal alteration (chloritization, carbonatization and limonitization). Studied teschenites originated during two phases – magmatic and hydrothermal. During magmatic stage crystallized pyroxenes, amphiboles, apatite and feldspars (K-feldspar, labradorite). In hydrothermal stage crystallized analcime, feldspars (albite), biotite (annite) and chlorite (chamosite). In teschenites were analyzed Nb-phases (pyrochlore) and feldspars with extremely high content of Sr (slawsonite). This mineral occurs only in leucocratic nests (type III) and leucocratic veins (type IV). Whole rock chemistry was determined in samples of mesocratic teschenite rock, leucocratic nest and leucocratic vein. Based on the chemical composition, these samples correspond to tefrite, tephritic phonolite or phonolite. Teschenite veins concentrate extremely high contents of Sr (over 10 000 ppm). The results shows, several different processes participated on genesis of the studied teschenite rock body (fractional crystallization, gravitational differentiation, diverse distribution of fluid, and finally hydrothermal alteration).

**Key words:** teschenites, petrographic variability, Silesian Unit, Outer Western Carpathians

**Number of pages:** 77

**Number of appendices:** 0

**Language:** Czech language

## Obsah

1.	Úvod .....	6
2.	Geologická situace .....	7
2.1.	Slezská jednotka .....	8
2.2.	Horniny těšínitové asociace .....	12
2.3.	Historický přehled názorů na klasifikaci hornin těšínitové asociace .....	13
2.4.	Petrografická charakteristika hornin těšínitové asociace .....	17
2.5.	Geneze hornin těšínitové asociace .....	19
2.6.	Vývoj minerální asociace těšínitů .....	21
2.7.	Kontaktní metamorfóza hornin těšínitové asociace .....	24
3.	Metodika .....	25
4.	Výsledky .....	28
4.1.	Terénní etapa .....	28
4.2.	Laboratorní etapa .....	31
4.2.1.	Makroskopický popis vzorků těšínitů .....	31
4.3.	Mikroskopická charakteristika .....	36
4.4.	Chemické složení mineralů .....	43
4.4.1.	Pyroxeny .....	43
4.4.2.	Amfiboly .....	45
4.4.3.	Biotity a chlority .....	47
4.4.4.	Živce .....	49
4.4.5.	Zeolity .....	53
4.4.6.	Spinelidy .....	54
4.4.7.	Nb minerály .....	55
4.5.	Celkový chemismus hornin .....	56
4.6.	Hmotnostně specifická magnetická susceptibilita a hustota .....	59
5.	Diskuze .....	61
5.1.	Variabilita těšínitů .....	61
5.2.	Celkový chemismus hornin .....	62
5.3.	Vývoj minerální asociace .....	64
5.4.	Porovnání hmotnostně specifické magnetické susceptibilita a hustoty hornin .....	67
6.	Závěr .....	69
7.	Literatura: .....	71

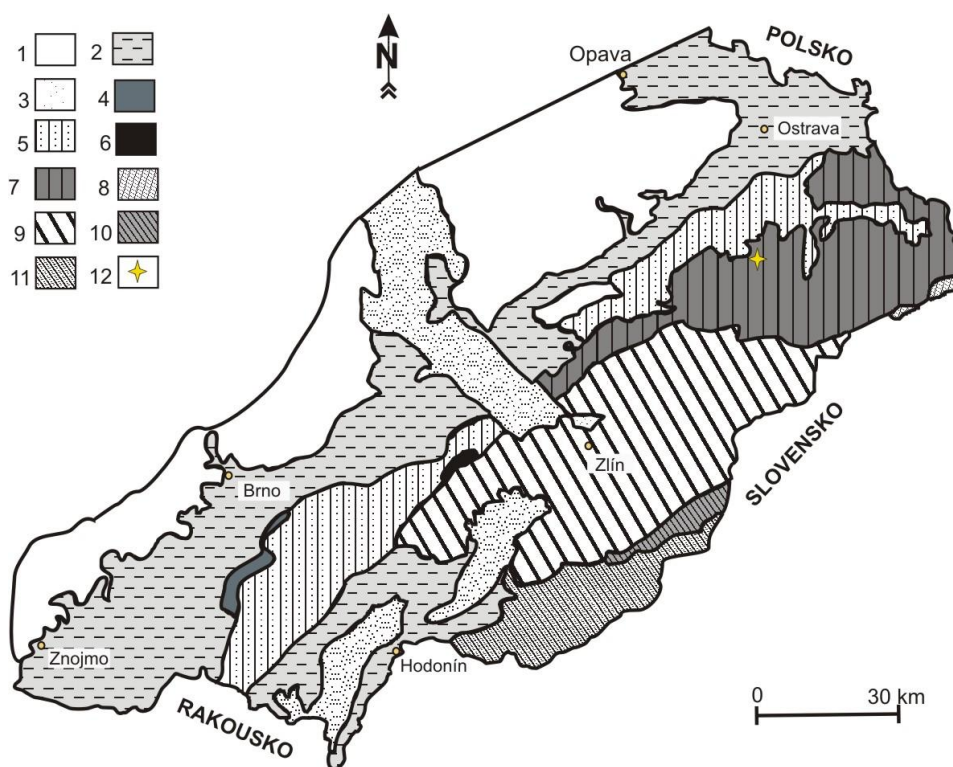
# 1. Úvod

Tato diplomová práce se zabývá petrografickou variabilitou hornin těšinitové asociace v Bludovicích u Nového Jičína. Lokalita se nachází v Podbeskydské pahorkatině na území slezské jednotky ve Vnějších Západních Karpatech. Jedná se o opuštěný lom, ve kterém se vyskytují rozličné petrografické typy těšinitů. V těsné blízkosti u sebe se nalézají jak hrubozrnné, tak i jemnozrnné těšinity, které se neliší jen svou zrnitostí, ale i kvalitativním a kvantitativním zastoupením felzických a mafických minerálů. Mezi světlými a tmavými typy s různou zrnitostí jsou zde ostré přechody. O toto magmatické těleso se ze strany od Čertova mlýna v minulosti zajímal pouze Sapetza (1864), Klvaňa (1897) a Pacák (1926). O východní část tohoto žilného tělesa se zmiňuje pouze Klvaňa (1897): „*Hřbet od Čertova mlýna k Bludovicům se táhnoucí z počátku úplně jen z tešenitů se skládá a protože zalesněn jest, nejlépe se o tom na pokraji lesa přesvědčíme. Tešenit sám je rozmanitý, ale celkem poměrně velmi čerstvý. Na jednom místě vzat kus, kterýž ve tmavošedé, hrubozrnné hmotě obsahoval černá a bělavější místa. Uvnitř bylo mnoho skvrn bělavých a růžových, jež na povrchu šedými se jevila. Jiný ještě čerstvější kus obsahoval skoro černou hmotu se třpytnými průseky amfibolu as 3 mm dlouhými,*“ (doslovný přepis Klvaňa, 1897). V minulosti se zde těšinity těžily a byly používány na posypy okolních cest (Frejková, 1957). Novodobější petrografická charakteristika studované lokality chybí. Rešeršní část je zaměřena na geologickou stavbu zájmového území a stručnou historii výzkumu hornin těšinitové asociace v Podbeskydí. Výsledková část se zabývá minerálním a chemickým složením studovaných těšinitů. U vzorků byla také měřena hmotnostně specifická magnetická susceptibilita a hustota.

Cílem práce je specifikovat nejdůležitější rozdíly mezi jednotlivými typy těšinitů na lokalitě Bludovice u Nového Jičína a přiblížit geologické procesy, díky nimž zde vzniklo takto petrograficky neobyčejně variabilní horninové těleso.

## 2. Geologická situace

Studovaná oblast se vyskytuje ve flyšovém pásmu Vnějších Západních Karpat, které je typické svou příkrovovou stavbou. Tato stavba je výsledkem alpínského vrásnění, které probíhalo v intervalu od svrchní křídy po terciér. Střídají se zde nejčastěji písčité a jílovité sedimenty s mocností vrstev od centimetrů až po několik metrů. Flyšové pásmo se dělí na dvě hlavní skupiny příkrovů: magurskou a menilito-krosněnskou. Pod magurskou skupinu příkrovů spadá jednotka račanská, bystrická a bělokarpatská. V menilito-krosněnské skupině příkrovů se nachází jednotka předmagurská, zdounecká, ždánická, pouzdřanská, podslezská a slezská. Studovaná lokalita se nalézá ve slezské jednotce (obr. 1) (Stráník et al., 1993; Chlupáč et al., 2011).



Regionální geologické dělení Západních Karpat na našem území.  
 1 - Český masiv; 2 - miocén karpatské předhlubně; 3 - pliocén;  
 menilito-krosněnská skupina příkrovů: 4 - pouzdřanská j.; 5 - ždánická a podslezská j.;  
 6 - zdounecká j.; 7 - slezská j.; 8 - předmagurská j.;  
 magurská skupina příkrovů: 9 - račanská j.; 10 - bystrická j.; 11 - bělokarpatská j.;  
 12 - studovaná lokalita

Obr. 1: Zjednodušená mapa regionálně geologického dělení Západních Karpat na našem území (podle usnesení České stratigrafické komise 1995; převzato z Chlupáče et al., 2011).

## 2.1. Slezská jednotka

Slezská jednotka vznikla v sedimentační pánvi, která se během jury a křídly otevřela v důsledku riftingu na jižním okraji evropské platformy (Nemčok et al., 2001). Slezská jednotka buduje území Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny. Dříve se v ní rozlišovaly dva faciální vývoje – bašský a godulský (Roth et al., 1962; Menčík et al., 1983), později byl vyčleněn ještě vývoj kelčský (Stráník et al., 1993). Základní litostratigrafické členění této jednotky pochází již od Hoheneggera (1861).

**Godulský vývoj** (obr. 2) slezské jednotky (svrchní jura až oligocén) je rozšířen na území Moravskoslezských Beskyd, Rožnovské brázdy a Podbeskydské pahorkatiny (Menčík et al., 1983; Chlupáč et al., 2011). Ve svrchní juře (oxford – kimmeridž) zde probíhala hlubokovodní pánevní sedimentace, která dala vzniknout vendryňskému souvrství (dříve spodní těšínské vrstvy) (Eliáš et al., 2003). Na vendryňském souvrství sedimentovaly tzv. těšínské vápence (tithon – berrias), což jsou detritické vápence s nízkým podílem jílovců (Menčík et al., 1983). Ve spodní křídě (valangin) se zvýšil přínos siliciklastického materiálu, který zapříčinil nástup flyšové sedimentace. Představitelem této sedimentace je hradišťské souvrství (dříve označované jako těšínsko-hradišťské), které má mocnost až 1100 m (nárůst mocnosti je od Z k V). V hradišťském souvrství se střídají pískovce s jílovcí a právě s tímto souvrstvím je vázán alkalicko-vápenatý vulkanismus hornin těšínitové asociace (viz kap. 2.2) (Stráník et al., 1993). Ve svrchní části hradišťského souvrství došlo k sedimentaci tmavošedých, slabě vápnitých jílovců. Zároveň jsou zde velmi hojné čočkovité konkrece pelosideritů, které se v minulosti těžily a daly tak vznik hutnímu průmyslu na Ostravsku (Roth et al., 1962; Chlupáč et al., 2011). V nadloží hradišťského souvrství leží veřovické souvrství (apt), které je bohaté na černé jílovce. Poté se usadilo lhotecké souvrství (alb), které nejčastěji obsahuje skvrnité jílovce (nejčastěji šedé, místy zelenavé) a také je zde velmi častá přítomnost jemnozrnných a silicifikovaných pískovců (Menčík et al., 1983; Skupien et al., 2005). V nadložním mazáckém souvrství (svrchní křída – cenoman) se nachází pestré pelitické sedimenty (červenošedé a zelenošedé barvy). V nižší části se nalézají sekvence písčitého flyše se světlými pískovci ostravického typu a zelenošedými pískovci. Dále následovala sedimentace godulského souvrství (cenoman až santon). Mocnost godulského souvrství se pohybuje v rozmezí 2 900 až 3 100 m. Ve spodní části jsou nejčastější šedé jílovce, a také se zde vyskytují polohy písčitého flyše. Ve střední části v godulském souvrství převažují pískovce s ojedinělými vložkami šedých jílovců (Skupien et al.,



2005). Istebňanské souvrství (campan až svrchní paleocén) navazuje na godulské souvrství bez přerušení. Nacházejí se zde arkózové a drobové pískovce až slepence s černošedými písčitymi jílovci. Souvrství má proměnlivou mocnost mezi 400 až 1 200 m. Istebňanské souvrství je postupně v paleocénu nahrazeno za drobně rytmickou sedimentaci rožnovského souvrství (paleocén až spodní oligocén). Převažují zde šedé, zelenošedé, červené nevápnité jílovce a zejména písčité a prachovité jílovce (Menčík et al., 1983; Stráník et al., 1993). Následně sedimentace pokračuje menilitovým souvrstvím, kde se střídají jílovce s rohovci. Poté se uložilo krosněnské souvrství sv. oligocén – sp. miocén, kde se střídají vápnité pískovce s jílovci a místy jsou zde i polohy slepenců. Mocnost souvrství je cca 100 m (Stráník a Švábenická, 2004).

**Bašský vývoj** (obr. 2) představuje úpatní facií s vrstevním sledem od tithonu do paleocénu (Stráník et al., 1993). Je rozšířen na území Štramberské pahorkatiny, v okolí Frenštátu pod Radhoštěm, Frýdku-Místku a Příboru (Buday et al., 1967). Bašský vývoj je transgresivní povahy (Matějka a Roth, 1949). V tomto vývoji ve svrchní juře (tithon) započala sedimentace štramberského a kopřivnického pískovce (Buday et al., 1967). V období od nejvyšší jury až do spodní křídý se ukládalo mocné hradištské souvrství (500 až 600 m). Podobně jako v godulském vývoji i zde je toto souvrství doprovázeno magmatickou aktivitou hornin těšínitové asociace. V bašském vývoji se v hradištském souvrství vyčleňují dvě faciie: kotoučská (jura – cenoman) a chlebovická (valangin – apt). Nadloží je tvořeno bašským souvrstvím (alb – coniac), které má středně až hrubě rytmický flyš. Střídá se zde vápnitý pískovec se spongiovým (opálovým) rohovcem a zelenošedým vápnitým i nevápnitým jílovcem (Menčík et al., 1983). Nad bašským souvrstvím je palkovické souvrství (coniac až paleocén), které zakončuje sedimentaci v bašském vývoji (Stráník et al., 1993). Mezi bašským a palkovickým souvrstvím je stratigrafický hiát. Palkovické souvrství má diskordantní charakter (místy je nesouhlasně uloženo na bašském souvrství). Tato diskordance je vysvětlována podmořským rozmýváním, které bylo vyvolané rychlou sedimentací (Eliáš, 1970). Toto souvrství reprezentuje hrubě písčité flyš, ve kterém je rytmické střídání pískovců, slepenců a tmavošedých jílovců (Stráník et al., 1993).

**Kelčský vývoj** (obr. 2) je vázán na okrajovou část slezské jednotky, a to především na západní část Podbeskydské pahorkatiny. Tento vývoj má stratigrafický rozsah v intervalu od svrchní jury (malm) až po paleocén a nachází se v západní části Podbeskydské pahorkatiny (Eliáš, 1970). Je znám z denudačních zbytků a vrtů na sz. okraji slezské jednotky (Smaržová et al., 2009). Kelčský vývoj je charakteristický redukovanou mocností (700–900 m) převážně

pelitických uloženin křídového stáří. Se sousedícím bašským vývojem má společné hradištské souvrství a veřovické souvrství. V nadloží hradištského a veřovického souvrství je jasenické souvrství (alb), které reprezentují zelenošedé tmavě skvrnitě silicifikované vápnité jílovce. Předpokládaná mocnost jasenického souvrství se pohybuje v rozmezí od 100 až po 200 m. Nad jasenickým souvrstvím je souvrství němetické (alb – cenoman), které je charakteristické zelenošedými jílovci a černošedými vápnitými jílovci (Stráník et al., 1993). V cenomanu se nad němetickým souvrstvím vyvinulo souvrství dubské, pro které jsou typické hnědošedé vápnité jílovce s pískovci a ojediněle se slepenci. Sedimentace ve stratigrafickém rozmezí turon až santon nebyla zjištěna (Zemanová, 2012). Finálním souvrstvím kelčského vývoje je milotické souvrství (campan – paleocén), v němž se nachází šedé, zelenošedé a modrošedé vápnité a nevápnité jílovce. V tomto souvrství jsou častá tělesa slepenců s valouny štramberských a kopřivnických vápenců a hornin těšínitové asociace (Stráník et al., 1993).

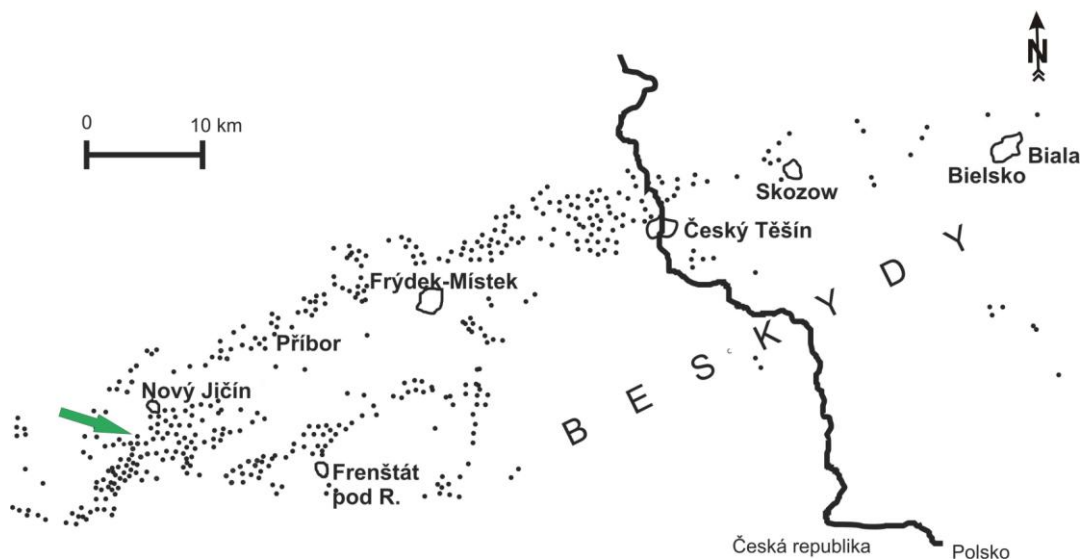
MA		STRATIGRAFIE - SLEZSKÁ JEDNOTKA							
							KELČSKÝ VÝVOJ	BAŠSKÝ VÝVOJ	GODULSKÝ VÝVOJ
15	neogén	miocén							
20		sp.	karpát						
			ottnang						
			eggenburg						
			aquitán						krosněnské souvrství
25		oligocén	chatt						
30		sp.	ruppel						menilitové souvrství
35		sv.	priabon						šešorské slíny
40	paleogén	eocén	barton						
45		střed.	lutet						
50			ypres						
55		svrchní	thanet						rožnovské souvrství
60		sp.	dan						
65			maastricht			milotické souvrství		pálkovické souvrství	istebaňské souvrství
70		senon	campan						
75			santon						
80			coniac						
85			turon					bašské souvrství	godulské souvrství
90			cenoman		dubské s.				
95					němetické s.				mazácké s.
100	křída		alb		jasenické s.				lhotecké souvrství
110		spodní	apt		veřovické s.				veřovické s.
120			barrem		hradištské s.				hradištské souvrství
130		neocom	hauteriv						
			valanging						
140			berrias						
		svrchní	tithon						těšínský váp.
150	jura	malm	kimmeridž						vendryňské souvrství
160			oxford						

Obr. 2: Současné pojetí litostratigrafického členění slezské jednotky (převzato z Eliáše et al., 2003).

## 2.2. Horniny těšinitové asociace

Horniny těšinitové asociace se vyskytují ve svrchní části hradišťského souvrství, a to především v podbeskydské oblasti a okrajově v Moravskoslezských Beskydech. Nejčastěji tvoří mělce uložené ložní žíly, výjimečně pravé žíly či podmořské výlevy (Matýsek, 1988; Kudělásková et al., 1993). Tělesa vyvěřelin se nachází v pásmu, které je 15 až 20 km široké a přes 100 km dlouhé (obr. 3). Toto pásmo probíhá od Hranic přes Český Těšín a pokračuje až do Polska (Bielsko – Biala). Rozlohou zaujímá celá magmatická oblast cca 1 500 km<sup>2</sup> (Dostal a Owen, 1998).

Horniny těšinitové asociace byly datovány několika metodami. V roce 2002 byly těšinity datovány metodou <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar metodou a jejich stáří bylo stanoveno na 122,3 +/- 1,6 Ma (Lucińska – Anczkiewicz et al., 2002). Později byly těšinity opět datovány, a to radiometrickou metodou K/Ar na polské straně. Získaná data ukázala, že magmatická aktivita ve slezském sedimentačním bazénu (valangin až spodní apt) probíhala v rozmezí 138–120 Ma (Grabowski et al., 2006). V roce 2014 studovali Szopa et al. (2014) fluorapatitové krystaly z hornin těšinitové asociace U–Pb metodou. Tito autoři datovali vzorky z lokalit Boguszowice (103 +/- 20 Ma), Puńcova (119,6 +/- 3,2 Ma) a Lipowe (126,5 +/- 8,8 Ma). Průměrné stáří těšinitů určili na 117,8 +/- 7,3 Ma.



Obr. 3: Výskyty hornin těšinitové asociace na území České republiky a Polska (převzato od Hovorky a Spišiaka, 1988). Šipka na mapce znázorňuje pozici studovaného tělesa.

### 2.3. Historický přehled názorů na klasifikaci hornin těšínitové asociace

Výzkumem hornin těšínitové asociace se zabývala řada geologů. O počátcích výzkumu se dovídáme z rozpravy od Klvaně (1897), který se sám horninami těšínitové asociace pečlivě zabýval:

*„Do studia hornin samých pustil jsem se, dobře jsa si vědom všech svízeli a nesnází s prozkoumáním jich spojených. Než byl jsem také přesvědčen, že bedlivé a podrobné studium musí vésti k cíli. Chyby tak mnohých, jinak velmi pilných prací petrografických o horninách těch záleží v tom, že popisující buď vůbec materiál sami nesbírali, nebo zaskočivše na několik jenom míst v území eruptivním, již na základě nepatrných těch zkušeností pokládali se za oprávněny, činiti závěry všeobecné a bezpečné o stáří, o vzájemnosti, o povaze, vystupování, rozpadávání a větrání hornin těch. Abych vyhnul se chybě neúplného pozorování, rozvrhl jsem prohlížení míst vyvřelých na severovýchodní Moravě na patery prázdniny školní.“* (doslovný přepis - Klvaňa, 1897).

Jako první je zde zmínka o Albertu Heinrichovi, frýdlantském rodákovi. Ten se roku 1821 začal zajímat o místní sopečnou horninu a popsal ji jako diorit. O několik let později (1836) se G. Pusche pustil do studia zdejších hornin a ve své práci - „Geognostische Beschreibung von Polen, sowie der übrigen Nord karpathen länder“ rozdělil horniny na diorit, syenit a „trapp“.

Roku 1861 se začal těmito horninami zabývat Hohenegger, který následujícího roku publikoval: „Geologische Skizze der Nordkarpathen von Schlesien und der nächsten Angrenzungen“, kde podává geologický přehled území od Nového Jičína až po Český Těšín. Hohenegger byl odpůrcem názvů diorit a syenit a roku 1861 pojmenoval horninu podle Českého Těšína jako těšínit. Stářím však horniny chybně zařadil do eocénu (Hohenegger, 1861).

O pár let později se začal o horniny těšínitové asociace zajímat vídeňský profesor a také rodák z Litovle G. Tschermak. Horniny kolem Nového Jičína rozděluje na diority, diabasy a vápenné diabasy. Profesor Tschermak tvrdil, že diority jsou nejstarší a bývají proráženy diabasem. Také jako první začal tyto horniny zkoumat pod mikroskopem. Díky svým výzkumům v letech 1864–1865 zjistil, že součástí těšínitů je analcim, živec, amfíbol, augit, nefelín a větší množství apatitu. V pikritu také rozpoznal olivín. Horniny těšínitové asociace jako první správně přiřadil stářím do období křídý (Tschermak, 1866)

Přibližně ve stejný čas Sapetza (1864) napsal své dílo „Geognostische aus mineralogische Notizen aus der Umgebung von Neutitschein“. V tomto díle píše o vyvřelých horninách u

Hodslavic, Petřkovické hůrky, Libhošť, Nového Jičína a také uvádí apatit v hornině od Čertova mlýna, který je součástí studovaného tělesa.

Ke konci 19. století se začaly formovat první ucelenější klasifikace hornin těšinitové asociace. Rohrbach (1885) ve svém díle „Über die Eruptivgesteine im Gebiete der schlesisch-mährischen Kreideformation mit Berücksichtigung der ausserschlesischen Teschenitvorkommen“ rozděluje horniny podle Tchernaka a na základě svého bádání do dvou skupin, které se mezi sebou liší minerálním složením a strukturou. Rohrbach (1885) vyčlenil skupinu diabasovou a skupinu, kterou charakterizoval jako plagioklas – nefelinovou.

Klvaňa (1897) tyto magmatické horniny rozděluje na tři typy a to podle složení a barvy: 1) tešenitický pestrý; 2) pikritický černý a 3) dioritický (diabasový) šedozelenavý, nebo šedomodravý.

O několik desítek let později se začal vyvřelými horninami těšinitové asociace detailně zabývat Pacák (1926), který je rozdělil do čtyř skupin na základě obsahu hlavních horninotvorných minerálů:

- 1) peridotity a pikrity (horniny s obsahem 50–30 % olivínu a méně jak 5 % světlých minerálů);
- 2) těšinitické olivínovce, těšinitické pikrity (obsah olivínu je méně jak 25 %, 10–15 % živce);
- 3) olivínové těšinity (akcesorický obsah olivínu, plagioklasu a analcimu je nad 10 %);
- 4) analcimové těšinity a těšinitické pyroxenity (olivín není přítomen, převládá živec a analcim).

Ve stejné době avšak na území sousedního Polska se o horniny těšinitové asociace zabýval Smulikowski (1929), který tyto vyvřeliny rozčlenil na skupinu těšinitovou, monchiquitovou a pikritovou.

V 60. letech 20. století Hejtmana (1957) zařazuje těšinity do skupiny theralitu, což jsou hlubinné horniny obsahující převážně plagioklas, analcim, nefelin a augit. Díky tomuto minerálnímu složení Hejtman (1957) rozlišoval mezi sebou těšinity, které se skládají buď z plagioklasu a analcimu, anebo se vyznačují asociací plagioklas, draselný živec a analcim.

Šmíd (1962) podle minerálního složení a mafického indexu rozděluje horniny těšinitové asociace na skupinu těšinitickou a skupinu těšinitických pyroxenitů. Těšinitická skupina je tvořena mesokrátními až leukokrátními typy horniny. Mezi hlavní horninotvorné minerály patří pyroxen, amfibol, bazický plagioklas, apatit a analcim. Mezi sekundární minerály autor přiřadil prehnit, zeolity, opakní minerály, chlority a karbonáty. Do skupiny těšinitických pyroxenitů přiřadil autor horniny, kde je dominantním minerálem pyroxen oproti tomu, amfiboly jsou spíše akcesorické.

Mahmood (1973) se zabýval petrologií a geochemií hornin těšinitové asociace na území Polska i tehdejšího Československa. Jeho klasifikace je založena na indexu tmavosti:

- 1) melanokráttní typ ( $M' = 60-90$ ) – tento typ horniny má převážně porfyrickou strukturu a spadají sem: limburgity, lamprofyry (monchiquity, fourchity a camptonity);
- 2) mesokráttní typ ( $M' = 30-60$ ) – tyto horniny mají gabroidní až subofitickou strukturu (těšínity a diabasy).
- 3) leukokráttní typ ( $M' = 0-30$ ) – spadají zde horniny, které mají strukturu intergranulární až intersertální. Mahmood (1973) do této leukokráttní skupiny řadí syenitické žilné horniny (křemenné syenity, analcimové syenity, nefelinické syenity a alkalické syenity).

Šmíd (1978) rozčlenil horniny podle minerálního složení na základě klasifikace Smulikowského (1929) na skupinu: 1) těšinitovou – v této skupině jsou horniny s porfyrickou strukturou a na minerálním složení se podílí především pyroxen, amfibol, plagioklas a analcim; 2) monchiquitovou – tyto horniny mají variabilní zastoupení Ti-biotitu, olivínu a apatitu. Do této skupiny autor začlenil monchiquity, fourchity a ouachity; 3) pikritovou – horniny mají relativně vysoké zastoupení olivínu (přes 50 obj. %), augitu a ve variabilním množství se skládají z amfibolu, biotitu, plagioklasu a rudních minerálů; 4) diabasovou – horniny této skupiny mají variabilní zastoupení olivínu s porfyrickou strukturou.

Kudělásková (1987) studovala petrografické a geochemické složení hornin těšinitové asociace. V petrografické i geochemické etapě byl studován olivín, pyroxen, amfibol, biotit a K-živce. Na základě tohoto studia Kudělásková (1987) rozdělila horniny těšinitové asociace do šesti skupin: těšínity, klinopyroxenové těšínity, pikrity, monchiquity, fourchity a ouachity.

Hovorka a Spišiak (1988) se při studiu hornin těšinitové asociace opírali o klasifikaci Pacáka (1926) a Šmída (1978). Horniny těšinitové asociace rozčlenili na: 1) pikrity – mají výraznou porfyrickou strukturu. Základní hmota u pikritů je převážně hemikrystalická. Na minerálním složení se podílí olivín (až 50 obj. %), Ti-augit, amfibol a analcim. Do skupiny pikritů autoři začlenili olivinické limburgity, což jsou melanokráttní horniny velmi jemnozrnné povahy, na jejichž minerálním složení se velkou měrou podílí olivín a Ti-augit; 2) bazalty – na základě obsahu olivínu bývají označovány jako olivinické (mandlovcové) bazalty; 3) monchiquity – tuto skupinu autoři rozdělují do dvou typů: monchiquity (bez olivínu) a fourchity (s olivínem). V obou typech je v proměnlivém množství přítomen pyroxen, amfibol a biotit; 4) těšínity – pestrý typ horniny, který byl podle vzhledu rozdělen na leukokráttní, mesokráttní a melanokráttní typ. Těšínity s porfyrickou strukturou v proměnlivém množství obsahují pyroxen, amfibol, biotit,

K-živec nefelin, prehnit, různé zeolity. Melanokrátní typ je uváděn jako pyroxenický těšínit a leukokrátní typ je označován jako nefelinický syenit.

Dostal a Owen (1998) přiřadili horniny těšínitové asociace k lamprofyřům, kde konečnými horninovými členy je těšínit a pikrit. Autoři rozdělují tyto horniny podle chemismu do dvou skupin. První skupina se podobá bazaltům a alkalickým bazaltům, zatímco druhá skupina se nejvíce podobá nefelinitům a bazanitům.

Na základě poznatků z této kapitoly je nutné říct, že klasifikace hornin těšínitové asociace je značně komplikovaná a nejednotná. V posledních letech se většina autorů (Dolníček et al., 2010; Buriánek a Bubík, 2012, Buriánek et al., 2013, Urubek et al., 2013) přiklání ke zjednodušené klasifikaci navržené Šmídem (1978) a rozděljuje horniny do čtyř skupin, a to na pikrity, bazalty, monchiquity a těšínity. Tato diplomová práce se drží stejného rozdělení.



## 2.4. Petrografická charakteristika hornin těšinitové asociace

Horniny těšinitové asociace (pikrity, těšínity, monchiquity a bazalty) mají velmi variabilní zastoupení světlých a tmavých minerálů. Tyto vyvřeliny se mezi sebou liší svou svým minerálním složením, strukturou a texturou.

Na minerálním složení hornin těšinitové asociace se podílí zejména tyto minerály: olivín, klinopyroxen (egirin – augit, diopsid - hedenbergit), amfibol (kaersutit – ferrokaersutit), biotit, kalcit, apatit, analcim, magnetit, spinel, minerály serpentínové skupiny, jílové minerály chlority, zeolity, prehnit a titanit (Pacák, 1926; Dolníček et al., 2010; Buriánek a Bubík, 2012).

1) Pikrity jsou tmavě šedé až černé ultramafické horniny, které hojně obsahují olivín, klinopyroxen, amfibol a biotit. Akcesorie tvoří bazický plagioklas, ilmenit, magnetit, ortopyroxen, Cr-spinel, apatit a místy analcim (Hovorka a Spišiak, 1988; Buriánek a Bubík, 2012). Obsah olivínu je v pikritech mezi 20 až 30 obj. % (Kudělásková, 1987). Bývají zde běžné vyrostlice olivínu, které jsou často nahrazovány minerály serpentínové skupiny, chloritem či karbonátem (Buriánek a Bubík, 2012).

2) Bazalty se vyznačují vyšším obsahem bazického plagioklasu na úkor olivínu. Často olivín v bazaltu zcela chybí. Z tmavých minerálů je hornině dále častý klinopyroxen, amfibol a biotit. Bazické plagioklasy velmi často podléhají albitizaci a ve vzácnějších případech bývají nahrazeny analcimem (Buriánek a Bubík, 2012).

3) Monchiquity jsou bohaté na olivín, klinopyroxeny (Ti-augit), amfibol (kaersutit), biotit, plagioklas a sklo (Hovorka a Spišiak, 1988; Buriánek, 2010; Buriánek a Bubík, 2012). Olivín je v hornině zastoupen do 10 obj. % (Kudělásková, 1987). Kudělásková (1987) označuje monchiquit bez obsahu olivínu jako fourchit. Tyto horniny mají zvýšený podíl biotitu (7–15 obj. %). Další skupinou spadající pod monchiquity jsou ouachitivity, což jsou horniny s vyšším obsahem biotitu (nad 40 obj. %) a apatitu (15 až 20 obj. %) (Kudělásková, 1987).

4) Těšínity jsou pestrá skupiny ať už svým minerálním složením, ale také i svou strukturou a texturou. Nejčastěji se vyznačují jemnozrnným až hrubozrnným vývojem a mají porfyrickou strukturu. Těšínity jsou leukokráttní až melanokráttní horniny (Hovorka a Spišiak, 1988; Kudělásková, 1987). Na minerálním složení se podílí živce, klinopyroxen, amfibol, analcim, apatit a biotit. Mohou také obsahovat také prehnit, zeolity a další sekundární minerály (Buriánek a Bubík, 2102). Do skupiny těšinitu se v minulosti přiřazoval i těšinitický pyroxenit (nad 60 obj. % pyroxenu), lugarit (má vyšší obsah analcimu) a nefelinický syenit (obsahuje alkalické živce a

má méně jak 30 obj. % tmavých minerálů – klinopyroxenu a amfibolu) (Pacák, 1926; Hovorka a Spišiak, 1988).

## 2.5. Geneze hornin těšínitové asociace

Za posledních sto let se o horniny těšínitové asociace zajímala řada geologů a bylo vyřčeno mnoho názoru na jejich genezi. Nejzásadnější význam mají publikace od Pacáka (1926), Šmída (1978), Kuděláskové (1987), Hovorky a Spišiaka (1988), Matýska (1989), Dostala a Owena (1998), Buriánka (2010), Buriánka a Bubíka (2012).

Pacák (1926) ve své době přikládal značný význam štěpení magmatu, které bylo kontaminováno křídovými sedimenty. Za primární magma považoval magma bohaté na olivín tzv. „magma olivínové“. Za nejbazičtější člen asociace považuje peridotit. Podle jeho názoru vznikly tyto horniny gravitační diferenciací magmatu. Základní rozdíly mezi různými strukturami hornin těšínitové asociace objasňuje hloubkou tuhnutí a zároveň upozorňuje, že rozdíly mezi jednotlivými faciemi souvisí také i s jejich minerálním složením a s působením fluid (např. vyšší podíl plagioklasu oproti olivínu - hornina se z olivínovce postupně mění na těšínit).

Šmíd (1978) se domnívá, že míra magmatické diferenciacie je závislá spíše na kvantitativním složení horniny, nežli kvalitativním. Autor předpokládá, že horniny těšínitové asociace jsou produktem magmatické diferenciacie, metasomatických procesů v magmatickém stádiu a hydrotermálních přeměn v postmagmatickém stádiu (chloritizace, serpentinizace a karbonatizace).

Kudělásková (1987) na základě petrografického a chemického studia předpokládá, že se na vývoji hornin těšínitové asociace podílela intenzivní magmatická diferenciacie v průběhu magmatické i v postmagmatické fáze. Kudělásková (1987) podle zvýšených obsahů Cr, Co, Ni vyvozuje vznik pikritů ve svrchním plášti. Oproti tomu zvýšený obsah Ti, V, Al, P, Fe a K ve fourchitech, ouachititech a v těšínitech signalizuje komplikovaný cyklus vývoje původního magmatu. Distribuce REE může být výsledkem parciálního tavení a asimilace korového materiálu.

Hovorka a Spišiak (1988) se zmiňují, že v horninách těšínitové asociace je nedostatek  $\text{SiO}_2$ , nehledě na stupni frakcionace magmatu. Podle těchto autorů základní tavenina svým chemickým složením odpovídá alkalickým bazaltům a pikritům. Frakční krystalizace neměla jednotný průběh. Vysoké obsahy P, Ti, Al, Fe a K mohou dokládat ovlivnění horninami kůry, vyšší obsahy Ca a Na považují tito autoři za následek projevu asimilace karbonátových sedimentárních hornin.

Podle Matýska (1989) docházelo ve spodnokřídové pánvi k diapirickému výstupu bazického pikritového magmatu. Vznik tohoto magmatu vysvětluje parciálním tavením svrchního pláště. Při asimilaci hornin ze svrchní kůry došlo ke vzniku hornin, které svým složením odpovídají těšínitům. V závěrečné fázi se poté uplatnil proces frakční krystalizace a diferenciacce, což vedlo ke vzniku hornin monchiquitového složení. Následně v závěru magmatické fáze došlo k Nametasomatóze u dvou horninových řad (těšínit – pikritové a těšínit – monchiquitové). Matýsek (1989) uvádí, že asimilovaný materiál musel být chudý na MgO. Výsledkem těchto procesů je vznik variabilních hornin, a to jak po stránce celkového chemismu, tak ve stavbě i minerálním složení.

Kudělásková et al. (1993) přisuzují vznik pikritů parciální anatexi v plášti v počátečním stádiu riftogeneze. V diopsidech a olivínech uvádějí vysoký poměr Mg/Fe, což ukazuje na ranně magmatickou krystalizaci magmatu. Oproti tomu těšínity obsahují vysoké množství H<sub>2</sub>O, a proto je tato voda považována za primární. Magma bylo bohaté na těkavé složky. Na základě petrografického studia došli Kudělásková et al. (1993) k závěru, že s postupující frakční krystalizací obsah fluid v magmatu klesal. Unikající fluida se poté uplatnily v hydrotermálním stádiu na přeměně primárních minerálů. Kudělásková et al. (1993) stejně jako Hovorka a Spišiak (1988) upozorňují na leukokráttní formy hornin, které jsou v uvedené horninové asociaci zastoupeny převážně těšínity. Předpokládají, že se jedná o zbytkové akumulace fluidních fází.

Dostal a Owen (1998) označují horniny jako lamprofyry. Ve své publikaci uvádí, že pro tyto horniny jsou typické vysoké obsahy P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, TiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, REE, Zr, Nb, Y, Ba a Sr. Horniny jsou podle těchto autorů podobné bazaltům oceánských ostrovů, nebo některým kontinentálním alkalickým bazaltům. Horniny považují za post-tektonické intruze.

Podle Buriánka a Bubíka (2012) došlo v průběhu krystalizace taveniny v podmínkách pláště, k chemické frakcionaci taveniny (růst obsahu SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO<sub>t</sub>, K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O a poklesu MgO). Se snižujícím se množstvím MgO vzrůstal obsah CaO v pikritech (Tyto procesy jsou ovlivněny krystalizací živců a foidů, které v alkalických horninách nacházíme. V ostatních alkalických horninách je jev opačný, kdy se zvyšuje obsah K<sub>2</sub>O a Na<sub>2</sub>O.

## 2.6. Vývoj minerální asociace těšínitů

V těšínitech se nachází minerály, které nesou známky polyfázového vývoje. Vývoj minerální asociace je možné rozdělit do dvou fází: 1) magmatickou; 2) postmagmatickou, kdy na horninu začaly postupně působit hydrotermální roztoky (Šmíd, 1962; Trundová, 2004; Dolníček et al., 2010; Buriánek a Bubík, 2012; Urubek et al., 2013).

V magmatické fázi začaly jako první krystalizovat pyroxeny. V první etapě docházelo ke krystalizaci pouze jader některých pyroxenů, a to v podmínkách spodní části zemské kůry. Ve druhé etapě docházelo k postupnému růstu většiny zrn pyroxenu, a to během výstupu magmatu ve svrchní části kůry nebo následně až při formování magmatického tělesa (Hovorka a Spišiak, 1988). Pyroxeny svým chemismem odpovídají převážně (augitu či diopsidu). Na pyroxenech bývá patrná sektorová zonálnost, která v mnoha případech dokazuje vznik minerálů v podmínkách velmi rychlého ochlazování taveniny při nízkých tlacích. Mladší generace pyroxenů, která začala krystalizovat, až v závěrečné fázi představuje egirin a egirin-augit, který tvoří nárůsty na zrnech diopsidů. Názor na jejich genezi není zcela jednotný. Egirin a egirin-augit mohl krystalizovat v závěrečných fázích krystalizace z magmatu díky nárůstu obsahu Na a  $\text{Fe}^{3+}$  v tavenině. Změna chemického složení taveniny bývá spojována se změnou fugacity kyslíku v tavenině, nebo se změnami v poměrech Na a Ca v tavenině (Nash a Wilkinson, 1970; Anderson, 1974; Buriánek, 2010; Buriánek a Bubík, 2012). Dolníček et al. (2010) na základě studia fluidních inkluzí v egirinu a egirin-augitu naopak předpokládají, že krystalizace těchto pyroxenů probíhala za nízkého tlaku při teplotě kolem 390–510 °C z hypersalinních hydrotermálních roztoků generovaných v závěrečných fázích magmatického procesu. Ještě dříve než egirin a egirin-augit, začíná z těchto roztoků pravděpodobně krystalizovat titanit (Dolníček et al., 2010).

Po pyroxenech začal v hlavní fázi krystalizovat amfibol, který v hornině tvoří samostatné vyrostlice a v některých případech lemuje zrna pyroxenů. Chemické složení amfibolu ve většině případů odpovídá kaersutitu, ferrokaersutitu, hastingsitu či barkevikitu. Při okrajích zrn se objevuje ferrokaersutit, který může přecházet do hastingsitu (Matýsek 1992; Trundová, 2004; Buriánek a Bubík, 2012).

Apatit je mnoha autory (Dostal a Owen, 1998; Dolníček et al., 2010; Buriánek a Bubík, 2012) považován za minerál, který krystalizoval v magmatické fázi, jiní autoři (Kudělásková, 1987; Trundová 2004) přiřazují apatit k sekundárním minerálům. Někteří autoři (Trundová 2004; Kynický et al., 2009; Dolníček et al., 2010) uvádí u apatitu vysoké množství Sr. Obohacení

apatitů o Sr během magmatické etapy by mohlo naznačovat, že počáteční primitivní magma pohltilo karbonátové horniny v závěrečné fázi magmatického procesu (Dostal a Owen, 1998). Dolníček et al. (2010) předpokládají, že stronciem bohaté apatity vznikaly za působení hydrotermálních roztoků. Apatit je mnohdy uzavírán v zrnech pyroxenu, amfibolu, biotitu, chloritu či v opakních minerálech (Pacák, 1926; Šmíd, 1962; Buriánek a Bubík, 2012). Kynický et al., (2009) rozděluje apatity do 4 skupin na základě automorfie, pozici a přítomností inkluzí:

- 1) apatity typu A1 jsou krátce sloupcovité a automorfně omezené a vykazují oscilační zonálnost;
- 2) pro typ apatitů A2 je typická přítomnost pevných inkluzí pyroxenu, amfibolu, biotitu, karbonátu či opakních minerálů. Avšak tento typ apatitu bývá uzavírán ve větších primárních zrnech, jako je pyroxen (méně často v amfiblech);
- 3) skupina apatitů (A3) se v hornině vyskytuje v kostrovitých útvarech a má xenomorfní omezení;
- 4) apatity skupiny (A4) mají dlouze sloupcovitý až jehlicovitý tvar a jsou vázány pouze na zóny alterace.

V těšínitech se vyskytuje i pyrochlor. Knudsen (1989) dělí vznik pyrochlorů do rané a pozdní magmatické fáze. Pyrochlor se zvýšeným množstvím Ta a nízkým množstvím Nb, krystalizuje z primitivního magmatu (Nb je více rozpustný než Ta). Nb bohaté pyrochlory a chudé na Ta krystalizovaly až v pozdní magmatické fázi (Knudsen, 1989). Pyrochlor může být také i hydrotermálního původu (Lewandowski et al., 1992).

Biotit je v těšínitech dvojího typu. První typ biotitu (annitu) vznikal v magmatické fázi v průběhu chladnutí magmatu (Kudělásková, 1987). Druhý typ biotitu, který svým chemismem odpovídá annitu, vzniká během hydrotermální alterace (spolu s egirinem či titanitem), kdy je roztoky přinášeno značné množství Fe, které se váže na biotit (Dolníček et al., 2010).

Ze zbytkové taveny se následně vyloučily světlé minerály ze skupiny živců (Buriánek a Bubík, 2012).

Krátce po utužení těšínit obsahuje vyrostlice pyroxenu, amfibolu, biotitu a apatitu. V základní hmotě jsou přítomny bazické živce a patrně i zástupci foidů. Na horninovém složení se postupně projevuje působení hydrotermálních roztoků. Roztoky jsou hypersalinního charakteru. Salinita hydrotermálních roztoků je závislá na tlacích a procesu krystalizace. V závěrečné fázi krystalizace jsou roztoky silně obohaceny o soli (až 47–57 hm. % NaCl–CaCl–H<sub>2</sub>O), což naznačuje podmínky nízkého tlaku. Roztoky jsou stále vysokoteplotního charakteru (390–510 °C). V těchto podmínkách začínají krystalizovat již zmiňované vysokoteplotní hydrotermální minerály jako je egirin-augit, annit, titanit a stronciem bohatý apatit (Dolníček et al., 2010). Šmíd (1962) v hornině popisuje karbonatizaci, která se může projevovat už v závěrech magmatické fáze.

Během následných hydrotermálních fází, začíná krystalizovat analcim, kalcit, prehnit, chlority, jílové minerály a limonit. Působením hydrotermálních roztoků se také v těšínitech objevují kyselé plagioklasy a K-živce (Buriánek a Bubík, 2012).

Přiřazení analcimu k primárním či sekundárním minerálům není doposud zcela objasněno. Někteří autoři jako např. Pearce, (1993) považují analcim za primární minerál, jenž vznikl krystalizací z magmatu, které bylo bohaté na těkavé složky. Jiní autoři považují analcim za sekundární minerál (Karlsson a Clayton, 1991) a vysvětlují jeho vznik rozkladem leucitu a nefelinu za účasti fluid při nízkých teplotách. Hovorka a Spišiak (1988) vyčleňují tři různé typy analcimu v těšínitech 1) primární magmatický analcim; 2) sekundární pseudomorfóza analcimu po živcích; 3) analcim, jenž je součástí základní hmoty s vulkanickým sklem, kalcitem a zeolity. Někteří autoři se přiklání k názoru, že tento minerál vznikl alterací bazických plagioklasů či nefelinu postmagmatickými fluidy (Šmíd, 1962; Trundová, 2004). V poslední době je analcim některými autory považován za minerál, který představuje přechodný stupeň mezi první (vysokoteplotní) a druhou (nízkoteplotní) fází hydrotermální aktivity v těšínitech (Dolníček et al., 2010; Urubek et al., 2013).

Prehnit je v těšínitech sekundární minerál nízkoteplotního hydrotermálního původu, který může vznikat na úkor bazických plagioklasů. Nejčastěji bývá vyloučen na trhlinách, puklinách a často se vyskytuje v asociaci se zeolity (Kudělásková, 1987; Knecht, 2010; Buriánek a Bubík, 2012).

Mezi další běžné sekundární minerály hydrotermálního původu v těšínitech patří chlority. Chloritizace postihuje tmavé minerály, a to převážně pyroxeny (Šmíd, 1962).

Na úkor tmavých minerálů začíná krystalizovat také novotvořený magnetit (Buriánek a Skácelová, 2007).

Během nízkoteplotní alterace pyroxenů vznikají velmi jemnozrnné směsi minerálních fází složené převážně z titanitu, magnetitu a karbonátu. Dále dochází k rozkladu bazických živců za vzniku albitu či zeolitů. Vápník při těchto procesech migroval v roztocích a následně se srážel v podobě karbonátu, čímž se mnohdy vyplnily pseudomorfózy po pyroxenu, nebo vykrytalizoval na žilkách (Buriánek, 2010).

## **2.7.Kontaktní metamorfóza hornin těšínitové asociace**

Na kontaktu vyvěřelin s okolními sedimenty bývá několik cm až dm mocná kontaktní zóna, ve které jsou sedimenty hojně pronikány drobnými hydrotermálními žilkami kalcitu. Matýsek (1988) uvádí, že kontaktní horniny, které jsou vázány na horniny těšínitové asociace jsou celistvé. Kontaktní metamorfóza je od několika cm do několika m (maximální dosah byl změřen na lokalitě Řepiště – více jak 10 m). Autor rozděluje kontaktní horniny do dvou skupin:

- 1) normální vývoj kontaktních hornin, které obsahují křemen, alkalický živec, karbonát, chlorit a jsou označovány jako karbonátické rohovce;
- 2) zvláštní vývoj kontaktních hornin, kde je již bohatší minerální paragenese (datolit, grosulár, natrolit a karbonát) na jejímž vzniku se ve větší míře uplatnily hydrotermální roztoky (Matýsek, 1988).



### 3. Metodika

Terénní výzkum na lokalitě v Bludovicích u Nového Jičína proběhl v letech 2014–2015. Na místě byla provedena strukturně-tektonická měření geologickým kompasem, odebrány reprezentativní vzorky těšínitů, byla zhotovena fotodokumentace a zmapováno magmatické těleso a okolí. Vybírány byly horninové vzorky těšínitů co možná nejčerstvějšího vzhledu, které se lišily svou zrnitostí, strukturou a barvou. Celkem bylo odebráno 18 horninových vzorků.

Na katedře geologie PřF UP v Olomouci byly vzorky makroskopicky popsány a z dvanácti vzorků byly zhotoveny leštěné výbrusy. Minerální složení těšínitu bylo studováno pod polarizačním mikroskopem Olympus BX 50 a u rozličných typů těšínitu byla pořízena fotodokumentace. V této práci byly užity zkratky jednotlivých minerálů na základě publikace Whitney a Evans (2010). Modální složení horniny bylo stanoveno za pomoci planimetrické analýzy (průměrný posun o 600  $\mu\text{m}$ ) s průměrným počtem 940 bodů na jeden výbrus. Na základě minerálního složení byl stanoven mafický index ( $M'$ ). Při výpočtu mafického indexu ( $M'$ ) se k tmavým částem horniny přiřadily primární mafické minerály, pseudomorfozy chloritu po vyrostlicích mafických minerálů a opakní minerály. Vzorky těšínitů byly na základě mafického indexu rozděly do čtyř skupin: I) leukokrání typ těšínitu; II) mesokrání až melanokrání typ těšínitu; III) leukokrání hnízdo; IV) leukokrání žilka

S pomocí elektronové mikrosondy byl stanoven chemismus u minerálů ve studovaných vzorcích. Vybrané leštěné výbrusy byly napařeny grafitem a následně byly podrobeny WDX analýze (vlnově disperzní analýza) na Ústavu geologických věd na PřF MU v Brně (analytik Mgr. P. Gadas). EDX analýza byla provedena na katedře geologie na Přírodovědecké fakultě na Univerzitě Palackého v Olomouci.

Klinopyroxeny byly klasifikovány na základě Morimota et al. (1988). Empirické vzorce byly přepočítány na 6 atomů kyslíků a obsahy  $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$  byly rozpočítány normalizací na 4 kationty. Pyroxeny byly analyzovány při napětí 15 kV a proudu 10 nA. Šířka elektronového svazku byla 5  $\mu\text{m}$ . Použité standardy: albit (Na), sanidin (Si, Al, K), fluorapatit (Ca), anatas (Ti), almandin (Fe), topaz (F), chromit (Cr),  $\text{Mn}_2\text{SiO}_4$  (Mn), gahnit (Zn),  $\text{ScVO}_4$  (Sc), pyrop (Mg), baryt (Ba), vanadinit (Cl),  $\text{Ni}_2\text{SiO}_4$  (Ni).

Pro amfiboly byla užita klasifikace Leakeho et al. (1997) a empirické vzorce byly přepočítány na 23 atomů kyslíků. Dvojmocné a trojmocné železo bylo rozpočítáno metodou 13eCNK Schumachera (1997), kde se provedl přepočet na 13 kationtů bez K, Na, Ca (13eCNK). Díky této metodě bylo možné rozpočítat množství trojmocného a dvojmocného železa. Také bylo

provedeno rozdělení hastingsitu a ferropargasitu na základě Leakeho et al. (1997) kdy se do pozice C sečetl Si+Al+Ti aby výsledná suma kationtů byla 8.

Amfiboly se analyzovány při napětí 15kV a proudu 10 nA. Šířka elektronového svazku byla 5  $\mu\text{m}$ . Využité standardy: albit (Na), sanidin (Si, Al, K), fluorapatit (Ca), anatas (Ti), almandin (Fe), topaz (F), chromit (Cr),  $\text{MnSiO}_4$  (Mn), gahnit (Zn),  $\text{ScVO}_4$  (V), pyrop (Mg), baryt (Ba), vanadinit (Cl),  $\text{Ni}_2\text{SiO}_4$  (Ni).

Klasifikace živců se stanovila podle Bartha (1969), kdy se živce přepočítaly na 8 atomů kyslíků. Živce se analyzovaly při napětí 15kV a proudu 10 nA. Šířka elektronového svazku byla 4  $\mu\text{m}$ . Standardy živců: albit (Na), sanidin (Si, Al, K), wollastonit (Ca), fluorapatit (P), baryt (Ba), andradit (Fe),  $\text{SrSO}_4$  (Sr).

Chlority byly přepočteny na 14 atomů kyslíku a byly klasifikovány podle Baylisse (1975).

Biotity byly přepočteny na 22 atomů kyslíku a byly zobrazeny v klasifikačním diagramu podle Riedera et al. (1998). Fylosilikáty byly analyzovány při napětí 15 kV a proudu 10 nA. Šířka elektronového svazku byla 5  $\mu\text{m}$ . Využité standardy: albit (Na), sanidin (Si, Al, K), fluorapatit (Ca), anatas (Ti), pyrop (Fe), topaz (F), chromit (Cr), baryt (Ba), vanadinit (Cl), gahnit (Zn),  $\text{Mn}_2\text{SiO}_4$  (Mn),  $\text{ScVO}_4$  (V), pyrop (Mg),  $\text{Ni}_2\text{SiO}_4$  (Ni),  $\text{SrSO}_4$  (Sr).

U Nb-fází byly koeficienty empirického vzorce přepočítány na 6 atomů kyslíků. Nb-fáze se analyzovány při napětí 15kV a proudu 20 nA. Šířka elektronového svazku byla 2  $\mu\text{m}$ . Využité standardy: albit (Na),  $\text{CrTa}_2\text{O}_6$  (Ta), anatas (Ti), columbit (Fe, Nb), spessartin (Mn), titanit (Ti), andradit (Ca), U (U), Bi (Bi), W (W), zirkon (Zr),  $\text{ScVO}_4$  (Sc),  $\text{SrSO}_4$  (Sr), sanidin (Al),  $\text{MgAlSO}_4$  (Mg), fluorapatit (P), lammerit (As), vanadinit (Pb), Sn (Sn), Sb (Sb), topaz (F).

Spinelidy byly přepočítány na 4 atomy kyslíku. U spinelidů se provedl přepočet železa ( $\text{Fe}^{2+}$  a  $\text{Fe}^{3+}$ ) tak, aby suma kationtů byla 3 apfu. Spinelidy byly analyzovány při napětí 15kV a proudu 20 nA. Šířka elektronového svazku byla 2  $\mu\text{m}$ . Využité standardy:  $\text{MgAl}_2\text{SO}_4$  (Al, Mg), gahnit (Zn), sanidin (Si), fluorapatit (Ca), chromit (Cr), titanit (Ti),  $\text{SrSO}_4$  (Sr), hematit (Fe),  $\text{ScVO}_4$  (V),  $\text{Mn}_2\text{SiO}_4$  (Mn),  $\text{Ni}_2\text{SiO}_4$  (Ni).

U tří vybraných vzorků (hornina, leukokrání žilka a leukokrání hnízdo) byla provedena analýza celkového chemismu. Rozpráškové vzorky hornin byly poslány k analýze do laboratoře ACME ve Vancouveru v Kanadě. Stanovily se makroprvky, stopové prvky spolu s prvky vzácných zemin. Vzorky se rozemlely v planetovém mlýnku na analytickou jemnost. Hlavní oxidy a Sc byly stanoveny za pomoci metody ICP–ES. S, C a ztráta žiháním byly stanoveny na analyzátoru Leco. Pro analýzu těžkých kovů (Ag, As, Au, Bi, Cd, Co, Cu, Hg, Mo, Ni, Pb, Se a Zn), byly vzorky rozpuštěné v horké lázni (95°C) lučavky královské a byla použita hmotnostní

spektrometrie s indukčně vázaným plazmatem (ICP–MS). Koncentrace REE se normalizovaly na C1 – chondrit za pomoci hodnot stanovených Andersenem a Grevessem (1989). Velikost Eu anomálií se vypočítala dle rovnice  $Eu/Eu^* = Eu_N / \sqrt{(Sm_N * Gd_N)}$  (Monecke et al., 2002). Pro změření magnetické susceptibility byl z každého horninového vzorku vybrán jeden úlomek, jehož hmotnost se pohybovala od 12,8 po 39,96 g. Hmotnostně specifická magnetická susceptibilita byla měřena na kapamůstku KLY-4 na katedře geologie na Univerzitě Palackého v Olomouci. Výsledné hodnoty se poté zpracovaly a porovnály s hustotou horniny.

Hustota horniny byla stanovena za pomoci hydrostatické metody. Měřily se stejné horniny vzorky jako u magnetické susceptibility.

## 4. Výsledky

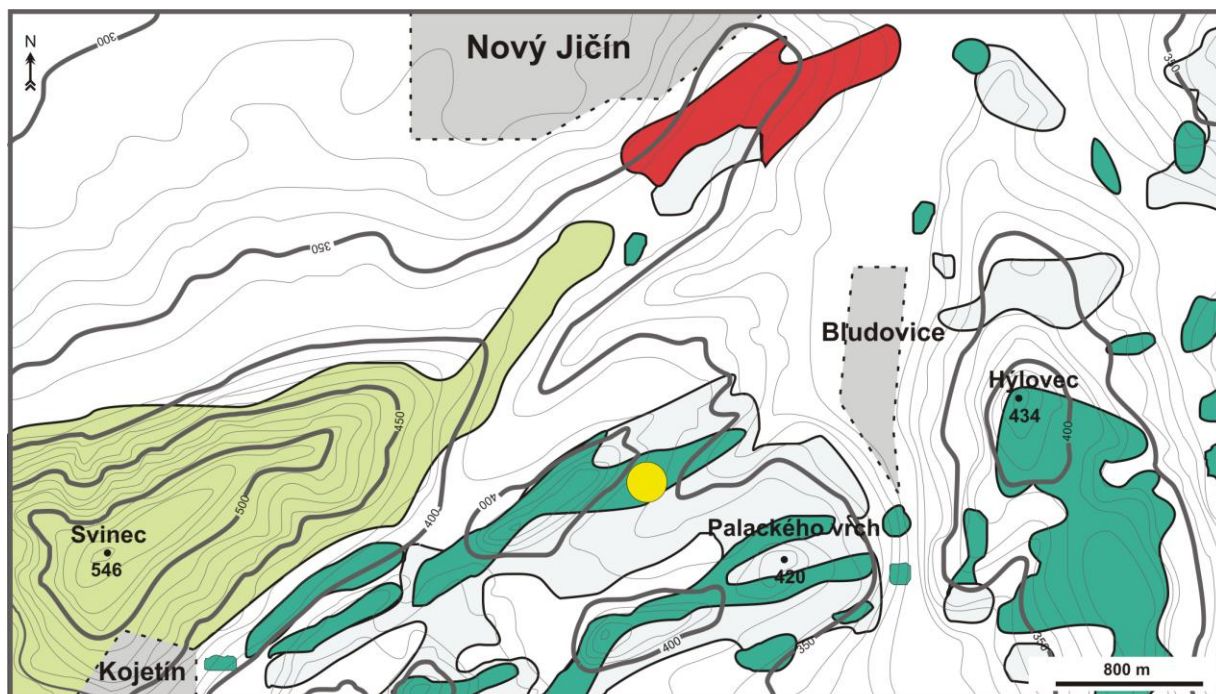
### 4.1. Terénní etapa

Lokalita Bludovice u Nového Jičína se nachází v Podbeskydské pahorkatině a je součástí godulského vývoje slezské jednotky. Zdejší horninové těleso těšínitu vystupuje necelý 1 km jz. od kostela sv. Michala. GPS souřadnice: 49,5710989°N, 18,0116178°E) (obr. 4).

Toto magmatické těleso se rozprostírá od Bludovic u Nového Jičína jz. směrem až k vodní nádrži Čerták u Čertova mlýna (obr. 4). Na studované lokalitě je celkem 7 odkryvů těšínitové ložní žíly (obr. 5), které zaujímají rozlohu přibližně 100 m<sup>2</sup>. Výška odkryvu se pohybuje od 4 po 7 metrů a velikost jednotlivých odkryvů je v rozmezí od 5 metru až 20 metrů a nachází se blízko u sebe (viz obr. 5). Studovaná lokalita je součástí turistické Naučné stezky Novojičínské kopretiny a ocitá se v ne příliš zarostlém listnatém lese.

Zajímavostí je, že na jednotlivých odkryvech a zároveň i v rámci jednoho horninového tělesa je možné pozorovat rozličné typy těšínitů, které se mezi sebou liší zrnitostí, zastoupením světlých a tmavých minerálů. Mezi jednotlivými typy bývají ostré i neostré přechody, které jsou často provázeny změnou zrnitostí, kdy např. středně zrnitý typ těšínitu je na kontaktu s velmi jemnozrnným těšínitem. Na lokalitě se odebíraly vzorky z různých míst jednotlivých odkryvů. Vybíraly se takové vzorky, které se mezi sebou lišily barvou, texturou a zrnitostí. Na základě takto variabilních horninových vzorků se na lokalitě vyčlenily čtyři základní typy těšínitů.

Nejčastějším typem těšínitu (I) je leukokrání středně až hrubě zrnitý amfibolicko-pyroxenický těšínit. Tento typ má porfyrickou strukturu a všesměrně zrnitou texturu. Dalším relativně hojným typem těšínitu na lokalitě je mesokrání až melanokrání, jemně zrnitý amfibolicko-pyroxenický až pyroxenicko-amfibolický těšínit (II). Hornina má stejnoměrně zrnitou až porfyrickou strukturu a všesměrně zrnitou texturu. Jelikož mezi horninovými vzorky jsou časté ostré přechody mezi světlými a tmavými typy, bylo třeba vyčlenit další typy těšínitu a to leukokrání typ těšínitu (III), který se v hornině objevuje v podobě jemnozrnných „hnízd“, která bývají uzavřena v tmavších typech těšínitu a leukokrání až mesokrání žilky (IV), které protínají tmavé typy těšínitů. Orientace žilek S-J, případně SSV-JJZ, se sklonem cca 70° k Z, resp. k ZSZ.



- fluviální, eluviální a deluviální sedimenty (kvartér)
- jílovce - podslezská j., frýdlantské s., (paleogén)
- slepence - slezská j., kojetínské s., (sp.-sv. křída)
- jílovce, pískovce - slezská j., hradištské s. (sp. křída)
- horniny těšinitové asociace - slezská j. (sp. křída)

Obr. 4: Zjednodušená geologická mapa Bludovice u Nového Jičína s vyznačením studovaného tělesa (žlutá tečka) mapový list: 25–21 Nový Jičín (www 1, upraveno).





*Obr. 5: Mapa s vyznačením odkryvů těšinitových ložních žil (www2, upraveno), náhodně vybrané fotografie studovaných odkryvů těšinitů vyskytujících se na lokalitě v Bludovicích u Nového Jičína (fotografie pod mapou).*

## 4.2. Laboratorní etapa

### 4.2.1. Makroskopický popis vzorků těšinitů

#### **Typ I – leukokráttní těšinit:**

Jedná se o středně až hrubě zrnitý těšinit, který má všesměrně zrnitou texturu a porfyrickou strukturou (obr. 6). Těšinit má světle béžovou až světle šedou barvou (mnohdy s nádechem do růžova). V těchto typech těšinitů jsou velmi dobře patrné porfyrické vyrostlice pyroxenů a amfibolů o velikosti (0,3 až 8 cm). Tyto vyrostlice mají černou barvu a jsou krátce až dlouze sloupcovitého tvaru. Základní hmota je béžové, oranžově béžové až narůžovělé barvy a na jejím minerálním složení se velkou měrou podílí analcim a živce. Podrobnější charakteristika vzorků těšinitů (BLU2, BLU3, BLU4, BLU5, BLU7, BLU9, BLU14, a BLU18) typu I je uvedena v tab. 1.

#### **Typ II – mesokráttní a melanokráttní těšinit:**

Do tohoto typu těšinitů spadají mesokráttní až melanokráttní těšinity (obr. 7). Jsou jemně až středně zrnité a mají všesměrně zrnitou texturu, stejnoměrně zrnité, nebo mají porfyrickou strukturu.

Mesokráttní typ těšinitu je světle šedé, šedorůžové barvy. Oproti leukokráttnímu typu těšinitu (typ I) je zde především rozdíl v zrnitosti, kdy mesokráttní těšinit je jemně až středně zrnitý. Také se liší vyšším zastoupením porfyrických vyrostlic pyroxenu a amfibolu, které mají sloupcovitý tvar, jsou černé barvy a jejich velikost je v rozmezí 0,1 až 1,5 cm.

Melanokráttní typ těšinitů má tmavě šedou až takřka černou barvu (obr. 7) a stejně jak mesokráttní typ, tak i tento je jemně až středně zrnitý. Na středně zrnitých vzorcích jsou patrné vyrostlice amfibolu a pyroxenu, které jsou tlustě sloupcovitého tvaru a jsou 0,3 až 1 cm velké. Oproti tomu u jemně zrnitých vzorků nebylo možné makroskopicky popsat či změřit velikost jednotlivých zrn v hornině (viz obr. 7). Tyto vzorky mají především stejnoměrně zrnitou strukturu. Na některých vzorcích je přítomen povlak limonitu, který se projevuje oranžovým až oranžovohnědým zbarvením povrchu vzorku. Jednotlivé charakteristiky vzorků (BLU1, BLU6, BLU8, BLU10, BLU11, BLU13, BLU16 a BLU17) typu II jsou uvedeny v tab. 1.

### **Typ III – leukokráttní hnízdo**

Jedná se o leukokráttní těšínity (obr. 8), které se v hornině vyskytují v podobě jemnozrnných hnízd o velikosti až 5 cm. Tato leukokráttní hnízda bývají chudá na porfyrické vyrostlice tmavých minerálů, jako je pyroxen (u vzorku BLU15 chybí zcela) či opakní minerály. Ve vzorcích BLU4 a BLU15 je nápadná úplná absence porfyrických vyrostlic amfibolů. Struktura leukokráttních hnízd je stejnoměrně zrnitá až porfyrická. Jsou bohatá na živce, analcim a prehnit. Charakteristika vzorků BLU4 a BLU15 typu III je uvedena v tab. 1.

### **Typ IV – leukokráttní až mesokráttní žilka:**

Leukokráttní až mesokráttní žilky (typ IV) protínají tmavé typy těšínitu. Tyto žilky mají mocnost 0,5 až 10 cm (obr. 8). Mají všesměrně zrnitou texturu a porfyrickou strukturu. Oproti hnízdům, jsou některé žilky jemně až středně zrnité. V těchto typech je nízké zastoupení tmavých minerálů, jako je pyroxen, amfibol a opakní minerály. V některých vzorcích byla zjištěna úplná absence pyroxenu. Na jejich minerálním složení se velkou měrou podílí živce a analcim Charakteristika vzorku (BLU12) typu IV je uvedena v tab. 1.





*Obr. 6: Leukokrátní hrubě zrnitý těšínit (typ I) s všesměrně zrnitou texturou.*



*Obr. 7: Melanokrátní, jemně zrnitý těšínit s všesměrně zrnitou texturou.*



*Obr. 8: Těšínit typ III – leukokrátní jemně zrnité hnízdo o velikosti 4 cm ve středně zrnitém těšínitě (fotografie na levé straně); těšínit typ IV – leukokrátní jemně zrnitá žilka o mocnosti kolem 5 cm v melanokrátním jemně zrnitém těšínitě (fotografie na pravé straně).*

Tab. 1: Makroskopický popis jednotlivých horninových vzorků těšinitů – I. část.

Typ I – leukokráttní těšinit; typ II – mesokráttní a melanokráttní těšinit; III – leukokráttní hnízdo; IV – leukokráttní a mesokráttní žilka.

Vzorek	Typ	Barva	Zrnitost	Minerální složení	Stavba
BLU1	II	světle až tmavě šedá	jemně zrnitá	v hornině jsou převažující složkou pyroxen a amfibol (přes 60 obj. %), v menší míře světlá základní hmota (analcim, živce)	porfyrická struktura
BLU2	IV	béžová až světle šedá s nádechem do růžova	jemně zrnitá	převládající složkou je světlá základní hmota (analcim, živce), v nižším zastoupení porfyrické vyrostlice pyroxenu či amfibolu do 0,1 cm	porfyrická struktura
BLU3	IV	béžová až světle šedá	středně zrnitá	převažují zde světlé minerály (přes 70 obj. %) jako jsou živce a analcim, v menším zastoupení jsou přítomny porfyrické vyrostlice pyroxenu a amfibolu (do 1 cm)	porfyrická struktura
BLU4	III	světle šedá až šedobílá	jemně zrnitá	hlavní složkou (přes 80 obj. %) ve vzorku je světlá základní hmota (analcim, živce)	stejně zrnitá
BLU5	II	světle šedá až šedorůžová	středně zrnitá	převládající složkou je základní hmota (analcim, živce) až 70 obj. %, v menší míře porfyrické vyrostlice pyroxenu a amfibolu (do 1,5 cm)	porfyrická struktura
BLU6	II	světle až tmavě šedá	středně zrnitá	převažující zastoupení porfyrických vyrostlic pyroxenu a amfibolu (do 0,5 cm), v menší míře základní hmota (analcim, živce)	porfyrická struktura
BLU7	I	světle šedá s nádechem do růžova	hrubě zrnitá	převládající zastoupení základní hmoty (až 70 obj. %) a v ní porfyrické vyrostlice pyroxenu či amfibolu (až 8 cm)	porfyrická struktura
BLU8	II	světle až tmavě šedá	jemně zrnitá	rovnoměrné zastoupení mezi světlou základní hmotou a porfyrickými vyrostlicemi pyroxenu a amfibolu (~ 1 cm)	stejně zrnitá
BLU9	I	béžová až bělošedá barva s nádechem do růžova	jemně zrnitá	převládající složkou je v hornině analcim a živce a v menší míře přítomny tenké sloupcovité vyrostlice amfibolu a pyroxenu (~ 0,2 cm)	porfyrická struktura
BLU10	II	tmavě šedá až takřka černá	jemně zrnitá	převažující zastoupení pyroxenu, amfibolů, opakních minerálů (přes 80 obj. %)	stejně zrnitá

Tab. 1 (pokračování): Makroskopický popis jednotlivých horninových vzorků těšinitů – I. část.

Typ I – leukokráttní těšinit; typ II – mesokráttní a melanokráttní těšinit; III – leukokráttní hnízdo; IV – leukokráttní a mesokráttní žilka.

Vzorek	Typ	Barva	Zrnitost	Makroskopický popis	Stavba
BLU11	II	tmavě šedá	jemně zrnitá	rovnoměrné zastoupení mezi tmavými (60 obj. %a světlými minerály (zhruba 40 obj. %)	stejnoměrně zrnitá
BLU12	IV	bílá, bělošedá, šedá s nádechem do růžova	jemně zrnitá	hlavní složkou (přes 80 obj. %) v hornině jsou světlé minerály (analcim, živce), vzácněji porfyrické vyrostlice pyroxenu a amfibolu (do 0,1 cm)	porfyrická struktura
BLU13	II	tmavě šedá	jemně zrnitá	nad základní hmotou (analcim, živce) převažují tlustě sloupcovité porfyrické vyrostlice pyroxenu či amfibolu (až 1,5 cm)	porfyrická struktura
BLU14	II	béžová až béžově růžová	hrubě zrnitá	převládající složkou je základní hmota (analcim, živce) až 60 obj. %, v nižším zastoupení jsou porfyrické vyrostlice pyroxenu a amfibolu (do 5 cm)	porfyrická struktura
BLU15	III	světle šedá až šedobílá	jemně zrnitá	na minerálním složení základní hmoty se velkou měrou podílí analcim, živce a v nižším zastoupení jsou v hornině přítomny porfyrické vyrostlice amfibolu (do 0,5 cm)	porfyrická struktura
BLU16	II	tmavě šedá až takřka černá	jemně zrnitá	vysoké zastoupení porfyrických vyrostlic pyroxenu a amfibolu do 6 cm a v menší míře (~40 obj. %) je přítomna základní hmota (analcim, živce)	porfyrická struktura
BLU17	II	tmavě šedá barva, při okrajích oranžová až oranžovohnědá barva	jemně zrnitá	převažující složkou jsou tmavé minerály (pyroxen, amfibol) přes 70 obj. % a na okrajích horniny je silný povlak limonitu (až 1 cm)	stejnoměrně zrnitá
BLU18	I	béžová, světle šedá až šedorůžová	hrubě zrnitá	základní hmota těšinitu se skládá z analcimu a živce (až 80 obj. %) a v nižším poměru jsou v hornině přítomné tence sloupcovité porfyrické vyrostlice pyroxenu či amfibolu (~ 3 cm).	porfyrická struktura

### 4.3. Mikroskopická charakteristika

Zkoumané těšinity mají porfyrickou strukturu a jejich základní hmota je jemně až hrubě zrnitá. Některé horninové vzorky vykazovaly přechody od porfyrické struktury do stejnoměrně zrnité struktury (BLU4, BLU8, BLU10, BLU11 a BLU17). Vyrostlice v hornině tvoří pyroxen, amfibol, apatit a biotit. Na minerálním složení základní hmoty se podílí zejména živce, analcim, prehnit, karbonát, chlorit a opakní minerály. Kvalitativní zastoupení minerálů ve vzorcích je ve všech typech těšinitů takřka totožné, avšak jsou zde rozdíly v množství jednotlivých minerálů ve vzorcích (tab. 2).

Pyroxeny mají ve výbrusech automorfní omezení, jsou nepravidelného či krátce sloupcovitého tvaru a jejich velikost se pohybuje nejčastěji v rozmezí 1000 až 2000  $\mu\text{m}$ . Ve studovaných horninových typech je variabilní zastoupení pyroxenu (0–40,3 obj. %). V leukokrátních hnízdech (typ III) a žilkách (typ IV) je pyroxen přítomen spíše sporadicky, nebo zcela chybí (0 až 16,4 obj. %) (tab. 2). Oproti tomu v leukokrátním těšinitu (typ I) je ~ 20 obj. % pyroxenů. V mesokrátním až melanokrátním těšinitu (typ II) je zastoupení mezi 5,8–40,3 obj. %. V PPL mají zrna béžovou barvu a jsou pleochroická od béžové až po světle hnědou barvu. Některá zrna pyroxenů vykazují růstovou zonálnost, kde jsou středy zrn lehce narůžovělé barvy a směrem k okrajům jsou růžově hnědé. V XPL má pyroxen fialovou až zelenou interferenční barvu II. řádu. Zháší šikmo vůči štěpným trhlinám, hodnoty úhlu zhášení se pohybují v rozmezí 37 až 45°. Ve výbrusech se u pyroxenu velmi často vyskytuje tzv. „přesýpatkovitá“ mikrostruktura. Na zrnech pyroxenů je patrná chloritizace. V leukokrátních a mesokrátních typech těšinitů má chloritizace slabý charakter a projevuje se převážně při okrajích zrn (obr. 9 a 10). Oproti tomu v melanokrátních typech je chloritizace výrazně silnější a v některých vzorcích dochází k úplné pseudomorfóze pyroxenů (tab. 2). Na pyroxenech se objevuje i limonitizace. Její nejsilnější projevy jsou u mesokrátního typu těšinitu (typ II), a to především u vzorku BLU12 (20,3 obj. %) (tab. 2). Pyroxen v sobě uzavírá apatit, chlorit a opakní minerály. Na některých vyrostlicích pyroxenů byly pozorované nárůsty zrn mladšího egirinu. Egirin je xenomorfně omezený a je nepravidelného tvaru. V PPL je sytě zelené barvy a je pleochroický od bledě zelené až po brčálově zelenou barvu

Amfiboly jsou automorfně až xenomorfně omezené a jejich velikost zrn je i přes 8000  $\mu\text{m}$ . Největší modální zastoupení zrn amfibolu je u mesokrátního vzorku (BLU12) typ IV až 31,2 obj. % (viz tab. 2). Obecně nízké zastoupení amfibolu je v leukokrátních typech těšinitů (tab. 2). V leukokrátních hnízdech (typ III) je úplná absence amfibolu. Zrna mají nejčastěji sloupcovitý

tvary a místy jsou vidět kosočtverečné průřezy. V PPL má amfibol hnědou barvu a je pleochroický (X – žlutohnědá, Y – červenohnědá, Z – tmavě hnědá až hnědočerná). V XPL má zelenou, žlutou až oranžovou interferenční barvu II. řádu. Zháší šikmo vůči protažení a úhel zhášení se pohybuje v rozmezí 4 až 8°. Amfibol je bez přeměn. Amfibol v sobě uzavírá zrna apatitu a opakních minerálů.

Vyrostlice apatitu mají automorfní až hypautomorfní omezení a mají sloupcovitý až jehlicovitý tvar. Ve výbruse jsou patrné i průřezy kolmé k vertikále, které jsou šestiúhelníkového tvaru. Průměrná velikost zrn je 650 µm. Největší zastoupení apatitu je v leukokráttní žilce těšínitu (typ IV) až 5,4 obj. %. V mesokráttních až melanokráttních těšínitech (typ II) je jeho zastoupení nízké (0,4 až 3,2 obj. %). O něco vyšší zastoupení apatitu je v leukokráttních těšínitech (typ I) kde je 3,5 obj. % (tab. 2). Apatit má v XPL šedou interferenční barvu I. řádu. V některých zrnech apatitu jsou patrné i fluidní inkluze. Apatit je uzavírán v zrnech pyroxenu, amfibolu, biotitu, živcích, prehnitu či analcimu.

Vyrostlice biotitu se vyskytují v jemnozrnném mesokráttním typu (ve vzorku; obr. 11, kde je jejich zastoupení nízké (max. 8,1 obj. %) a jako akcesorie v leukokráttním hnízdě (~1 obj. %) (tab. 2). Biotit je automorfně až hypautomorfně omezený a je lupenitého nebo tabulkovitého tvaru. V PPL je pleochroický (X – světle béžový, Y / Z – tmavě oranžový až oranžovohnědý) a v XPL má žlutou, zelenou, modrou interferenční barvu II. řádu. Uzavírá v sobě apatit a opakní minerály. Biotit je v hornině bez přeměn.

Na minerálním složení základní hmoty těšínitu se nejvíce podílí živce a analcim. Jejich největší zastoupení je v leukokráttních těšínitech (typ I). Poměrně vysoké zastoupení je také u leukokráttních hnízd (typ III) a leukokráttních žilek (typ IV) obr. 9), kde je poměr živců až 54,3 obj. % a analcimu 34,1 obj. %. Nejnižší zastoupení je v typu II a to 5,4 obj. % (tab. 2).

Živce mají v XPL šedou interferenční barvu I. řádu a jsou hypautomorfně až xenomorfně omezené. Jejich tvar je nejčastěji tlustě tabulkovitý až nepravidelný (obr. 9). Průměrná velikost zrn živců je 800 µm. Velmi častá jsou zrna, která jeví dvojčatění podle karlovarského zákona. Převážně v tmavých typech těšínitů některá zrna živců podléhají karbonatizaci, která se projevuje především při okrajích zrn. Živce v sobě uzavírají apatit, prehnit a opakní minerály.

Analcim je nepravidelného tvaru a je xenomorfně omezený. V PPL je bezbarvý, bez pleochroismu a v XPL má šedou interferenční barvu I. řádu. V melanokráttních vzorcích se na analcimu projevuje slabé zatlačování karbonátem. Uzavírá v sobě apatit, zirkon a opakní minerály.

Prehnit má xenomorfní omezení a je nepravidelného tvaru. Největší zastoupení tohoto minerálů je v mesokrátních typech těšínitu (až 21,7 obj. %) (obr. 10) (tab. 2). V PPL je minerál bezbarvý a bez pleochroismu. V XPL má prehnit žlutou, růžovou, fialovou, zelenou a modrou interferenční barvu II. řádu a vykazuje undulózní zhášení. Prehnit je v těšínitu bez přeměn. Uzavírá v sobě opakní minerály, apatit, amfibol, pyroxen a chlorit.

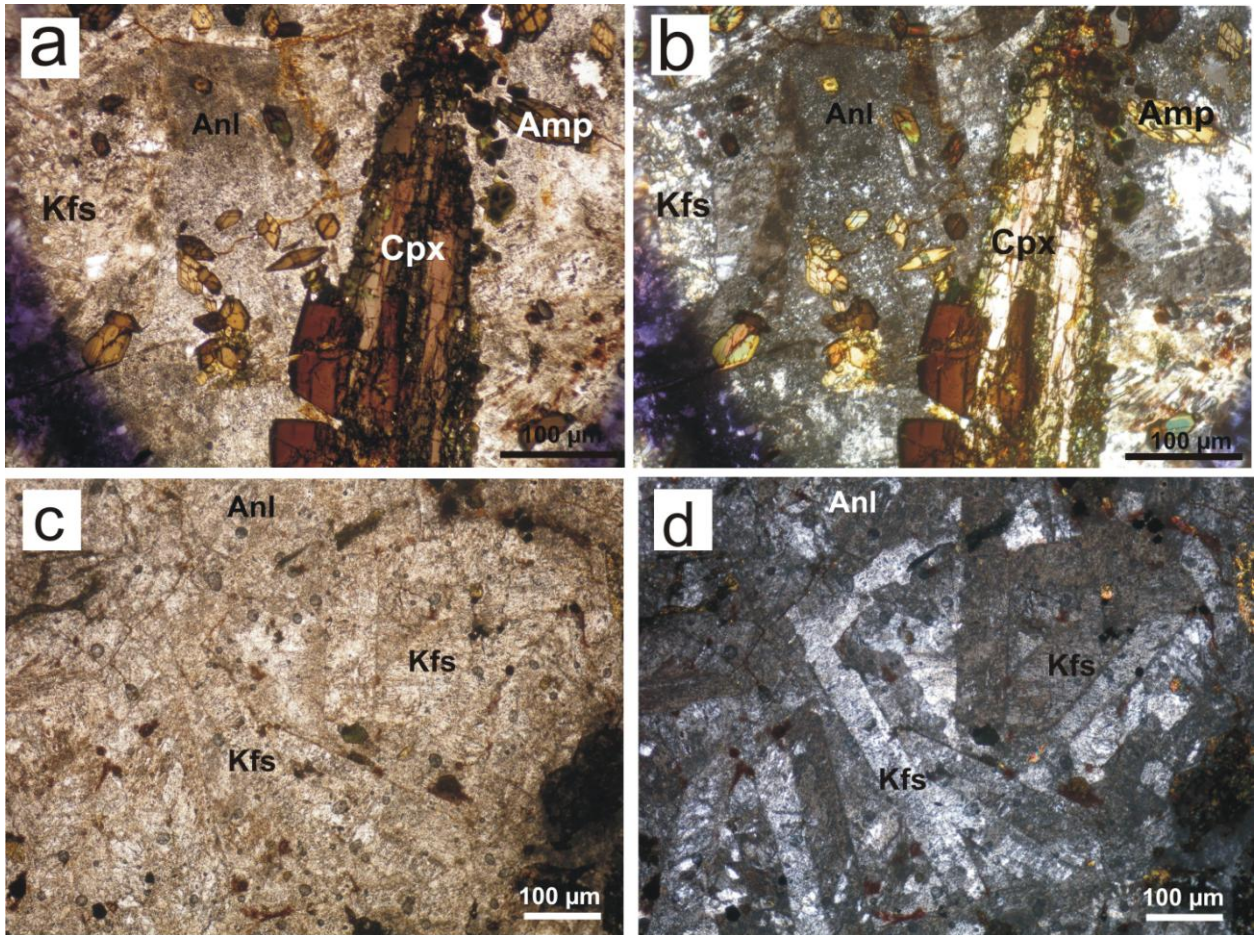
Opakní minerály jsou automorfně až xenomorfně omezené a mají nepravidelný, čtvercový, kostrovitý nebo kulovitý tvar. Největší výskyt těchto minerálů je v melanokrátním jemnozrnném typu těšínitu (37,8 obj. %) (typ II). Nejnižší zastoupení je v leukokrátních hnízdech (typ III), kde je opakních minerálů 0,5–3,4 obj. %. Vyšší zastoupení opakních minerálů je v leukokrátních žilkách (typ IV) (0,9–7,7 obj. %) a v leukokrátních těšínitech (typ I), kde je zastoupení mezi 2,8 až 4 obj. %) (tab. 2). Průměrná velikost zrn opakních minerálů je 300  $\mu\text{m}$ . Jen vzácněji podléhají opakní minerály limonitizaci, která se projevuje oranžovohnědým až hnědým zabarvením okolo zrna. Vyskytuje se převážně u mesokrátních a melanokrátních typů těšínitů. Opakní minerály jsou součástí základní hmoty nebo jsou uzavřené v pyroxenu, amfibolu, živci, analcimu či v prehnitu.

Z akcesorických minerálů je v hornině přítomen karbonát, který je nepravidelného tvaru a je xenomorfně omezený. V PPL je lehce zakalený, bez pleochroismu. Dvojčatné lamely nebyly pozorovány. V XPL má interferenční barvy vyššího řádu. Jeho největší modální zastoupení je převážně v tmavých typech těšínitů (obr. 12), a to až 20,6 obj. %, kde způsobuje silnou karbonatizaci živců a analcimu. Oproti tomu v leukokrátních typech je jeho výskyt značně nepatrný (tab. 2).

V těšínitech je hojně přítomen i chlorit, jenž je součástí základní hmoty. Zrna chloritu jsou xenomorfně omezená a jsou nepravidelného tvaru. V PPL má chlorit zelenou barvu a je slabě pleochroický od bledě zelené po světle (pistáciově) zelenou barvu. V XPL má anomální zelenou interferenční barvu. Vyskytují se nejčastěji jako přeměna pyroxenů. V leukokrátním (typ I) a mesokrátním (typ II) těšínitu je chlorit přítomen především při okrajích zrn pyroxenů (0,3 až 13,8 obj. %) (obr. 9 a 10). Nejsilnější chloritizaci lze pozorovat u tmavých typů těšínitů (obr. 11), kde dochází až k úplnému zatlačení původních pyroxenů chloritem až 25,9 obj. % (tab. 2).

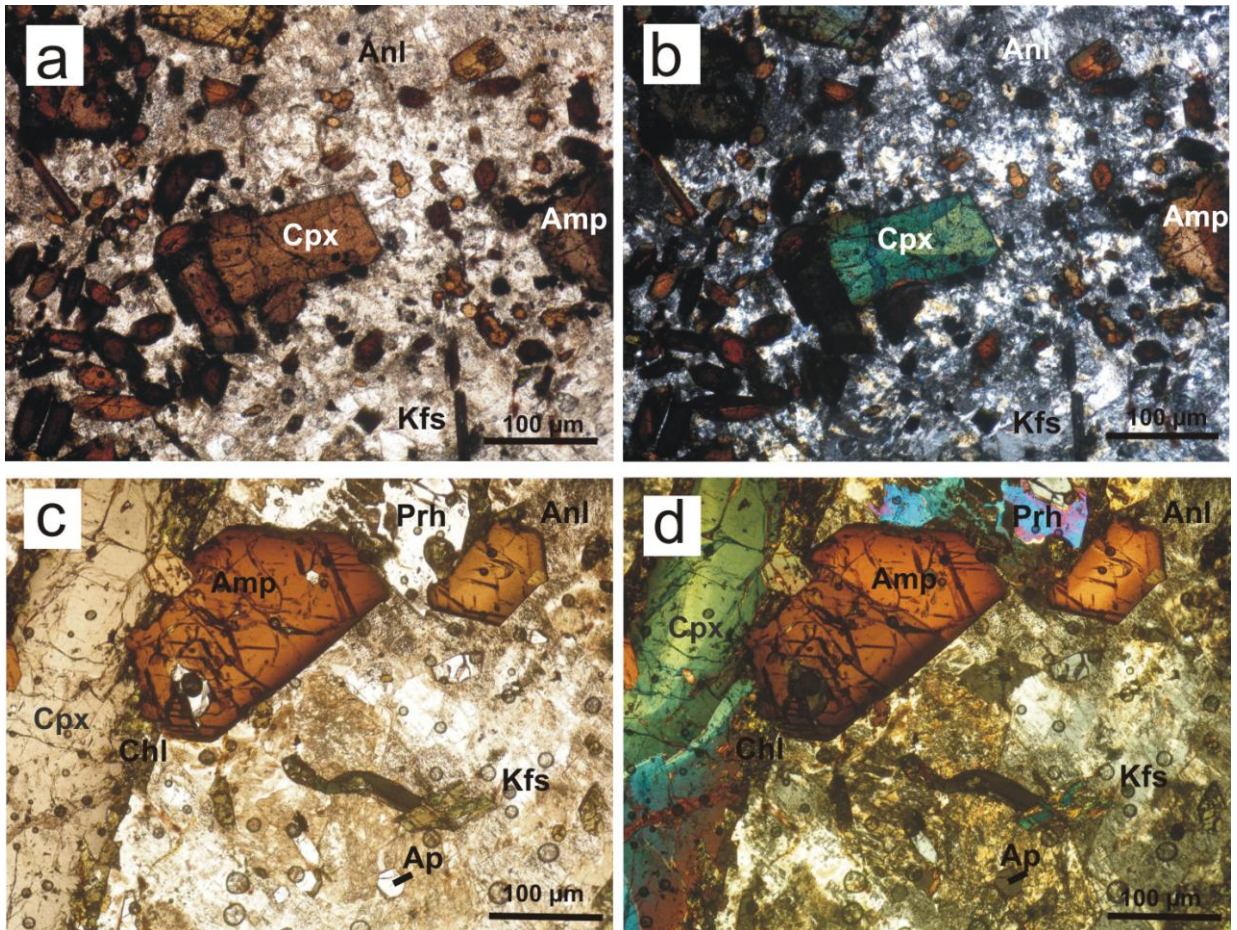
V základní hmotě těšínitu se objevuje akcesoricky i zirkon, které je xenomorfně omezený a je oválného tvaru. V PPL je bezbarvý, bez pleochroismu a v XPL má žlutou, fialovou až modrou interferenční barvu II. řádu.





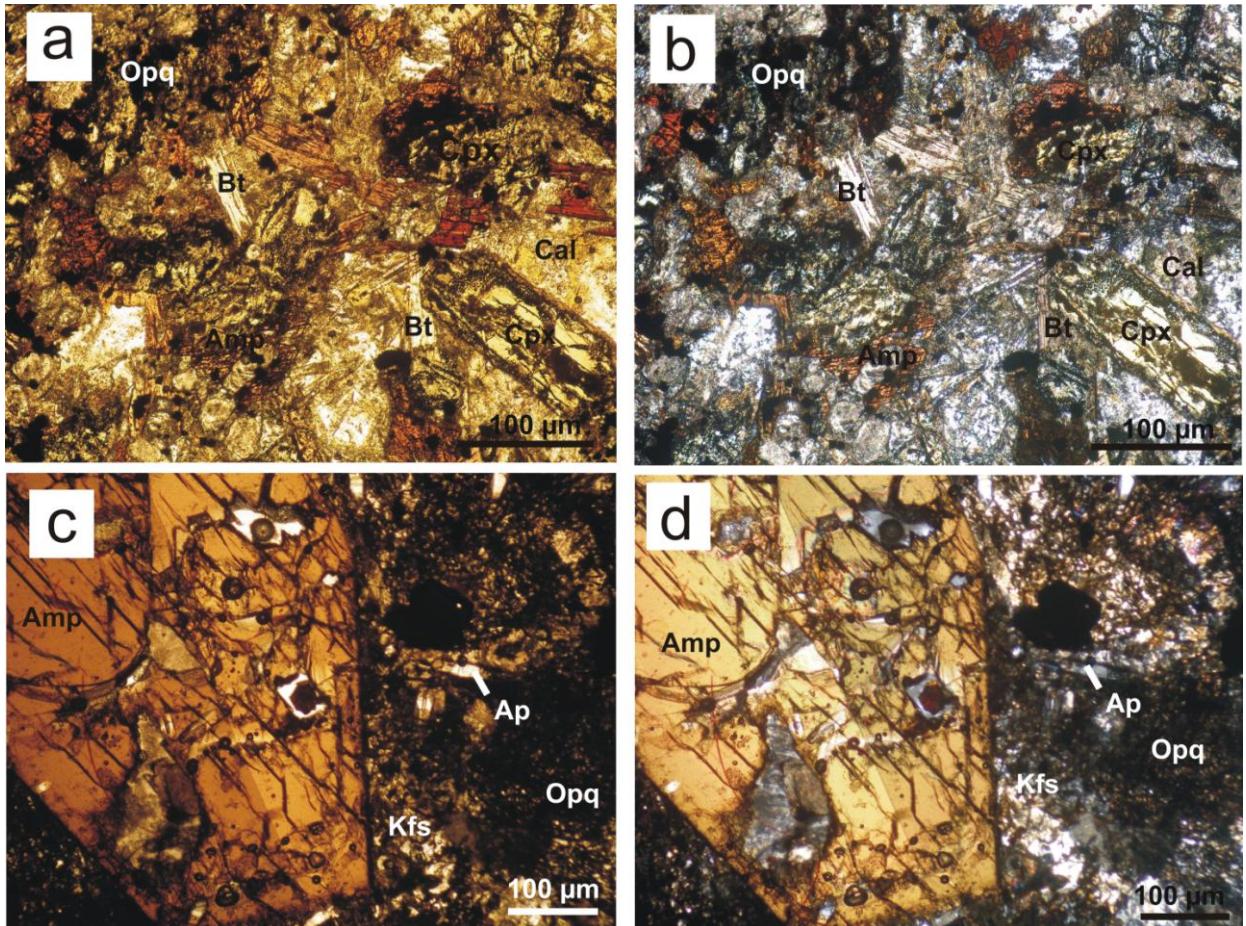
Obr. 9: Leukokrátňí těšínit (typ I) (vzorek BLU5) a leukokrátňí hnízdo (typ III) (vzorek BLU4): a (PPL), b (XPL): jemnozrnný leukokrátňí typ těšínitu s porfyrickou strukturou. Vyrostlice pyroxenu podléhá slabé chloritizaci při okrajích zrna. Základní hmota je bohatá na analcim a živce; c (PPL), d (XPL): leukokrátňí hnízdo, které je bohaté na analcim a živce.





Obr. 10: Mesokrání těšínit (typ II): a (v PPL), b (v XPL): jemnozrný těšínit s porfyrickou strukturou. Jsou zde hojné vyrostlice pyroxenů a amfíbolů. Na složení základní hmoty se podílí živce a analcim; c (v PPL), d (v XPL): středně zrnitý typ těšínitu s porfyrickou strukturou, kde je u vyrostlice pyroxenu patrná chloritizace při okrajích zrn. Amfíboly jsou bez přeměn. Základní hmota se skládá z živců, analcimu a prehnitu.





Obr. 11: Melanokrání těšínit (typ II): a (v PPL), b (v XPL): jemnozrnný tmavý těšínit s porfyrickou strukturou. Vyrostlice pyroxenů podléhají silné chloritizaci a místy bývají chloritem zcela zatlačeny. V základní hmotě se objevuje karbonát; c (v PPL), d (v XPL): hrubozrnný typ těšínitu s porfyrickou strukturou. Nejvíce patrné jsou vyrostlice amfibolů. Základní hmota se skládá z živců a karbonátu a je velmi bohatá na opakní minerály.

Tab. 2: Planimetrie horninových vzorků z lokality Bludovice u Nového Jičína (v obj. %).

Typ	I		II					III		IV			
	hornina							hnízdo		žilka			
Tmavost	leukokrátň		mesokrátň až melanokrátň					leukokrátň		leukokrátň až mesokrátň			
Zrňitost	hrubo	středně	jemnozrňná					jemnozrňná		středně	jemnozrňná		
Vzorek	BLU7	BLU5	BLU10	BLU1	BLU12	BLU11	BLU16	BLU4	BLU15	BLU3	BLU2	BLU 12	BLU12
Amfibol	6,9	5,5	12,4	7,6	12,4	14,9	18,9	-	-	4,7	3,8	31,2	9,8
Pyroxen	11,7	18,9	19,3	21,3	40,3	5,8	9,4	-	5,7	6,6	16,4	-	-
Apatit	3,5	1,3	1,7	3,2	-	0,4	-	-	0,5	5,4	3,3	-	-
Biotit	-	-	-	-	-	8,1	-	1,0	--	-	-	-	-
K-živec	46,8	44,0	25,9	31,3	11,6	5,2	7,6	53	54,3	35,0	44,4	26,0	25,9
Analcim	12,5	16,0	15,2	19,8	5,4	8,1	10,8	23,6	17,2	34,1	18,5	18	5,9
Opakň minérály	4,0	2,8	3,4	4,3	3,9	8,9	37,8	3,4	0,5	0,9	4,5	2,4	7,7
Prehnit	12,4	5,0	13,0	2,4	21,7	2,1	13,9	2,7	8,0	8,9	3,8	12,8	21,1
Chlorit	1,3	6,5	6,2	10,1	-	25,9	-	13,7	12,8	3,0	4,6	-	0,3
Karbonát	-	-	-	-	2,3	20,6	1,6	-	-	-	-	7,6	9,0
Limonit	0,9	-	2,9	-	2,4	-	-	2,6	1,0	1,4	0,7	2,0	20,3
M'	28,3	35,0	45,9	46,5	50	64	66,1	20,7	20,5	22	33,3	35,6	38,1

(M' = mafický index (v obj. %)).

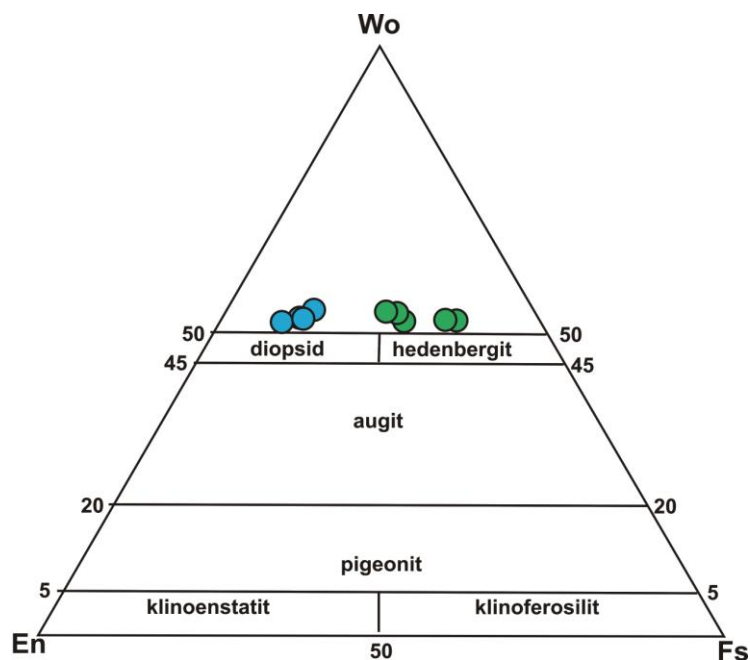
## 4.4. Chemické složení mineralů

Na elektronové mikroskopce bylo stanoveno chemické složení pyroxenů, amfibolů, živců, chloritů, biotitů, zeolitů, spinelidů a Nb-fází ze vzorků BLU3 (typ IV), BLU4 (typ III) a BLU10 (typ II). Ve vzorku BLU4 (typ III) byla zjištěna akcesorická přítomnost automorfně až hypautomorfně omezeného titanitu a hypautomorfně omezeného epidotu.

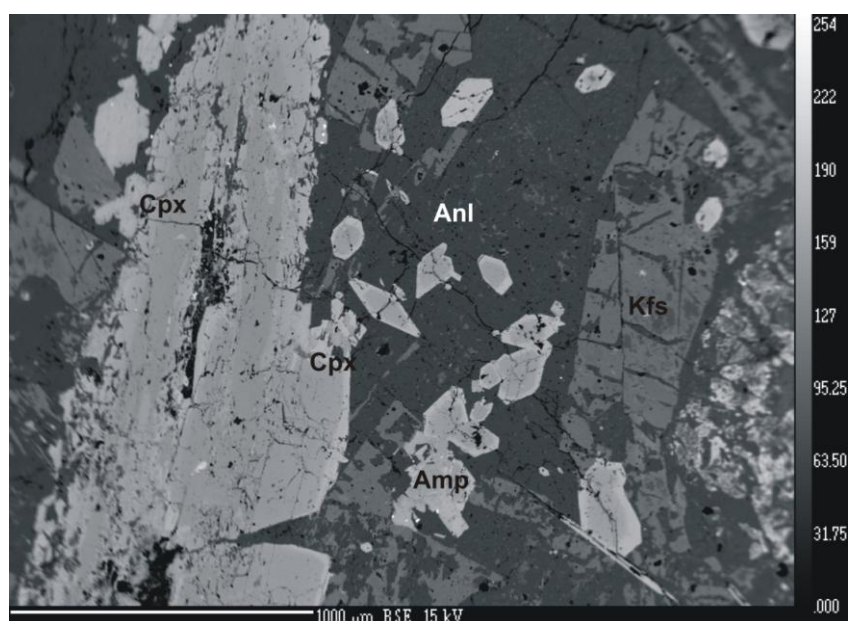
### 4.4.1. Pyroxeny

Z výsledků WDX analýzy bylo zjištěno, že analyzované klinopyroxeny ve studovaných vzorcích těšinitů jsou zonální a odpovídají Ti-bohatému diopsidu nebo hedenbergitu (obr. 12).

BSE snímek (obr. 13) ukazuje, že většina zrn pyroxenů má v jádrech tmavě šedou barvu a svým chemismem odpovídají diopsidu, oproti tomu okraje zrn jsou světle šedé a chemismem odpovídají hedenbergitu. Z tab. 3 je patrné, že střed zrna má vysoké hodnoty MgO (až 13,01 hm %), zatímco při okrajích zrna je obsah MgO nižší (~6 hm %). Na okrajích klinopyroxenů se zvyšuje obsah FeO až 12,99 hm %. Zrna všech analyzovaných pyroxenů jsou bohatá na CaO (22,64–23,83 hm %). Také je v nich relativně vysoké zastoupení Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (5,69–11,34 hm %) a TiO<sub>2</sub> (1,74–5,16 hm %) (tab. 3).



Obr. 12: Chemické složení studovaných pyroxenů ze vzorku BLU4 (typ III), BLU10 (typ II) znázorněno v klasifikačním diagramu podle Morimota et al. (1988). Analyzované středy zrn pyroxenů jsou znázorněny modrou barvou, okraje zrn jsou znázorněny zelenou barvou.



Obr. 13: Zonální vyrostlice pyroxenů v leukokráttní žilce těšinitu (vzorek BLU3 - typ IV; BSE obraz).

Tab. 3: Chemismus pyroxenu ze vzorku č. BLU4 (typ III) a BLU10 (typ II), (hm %, apfu).

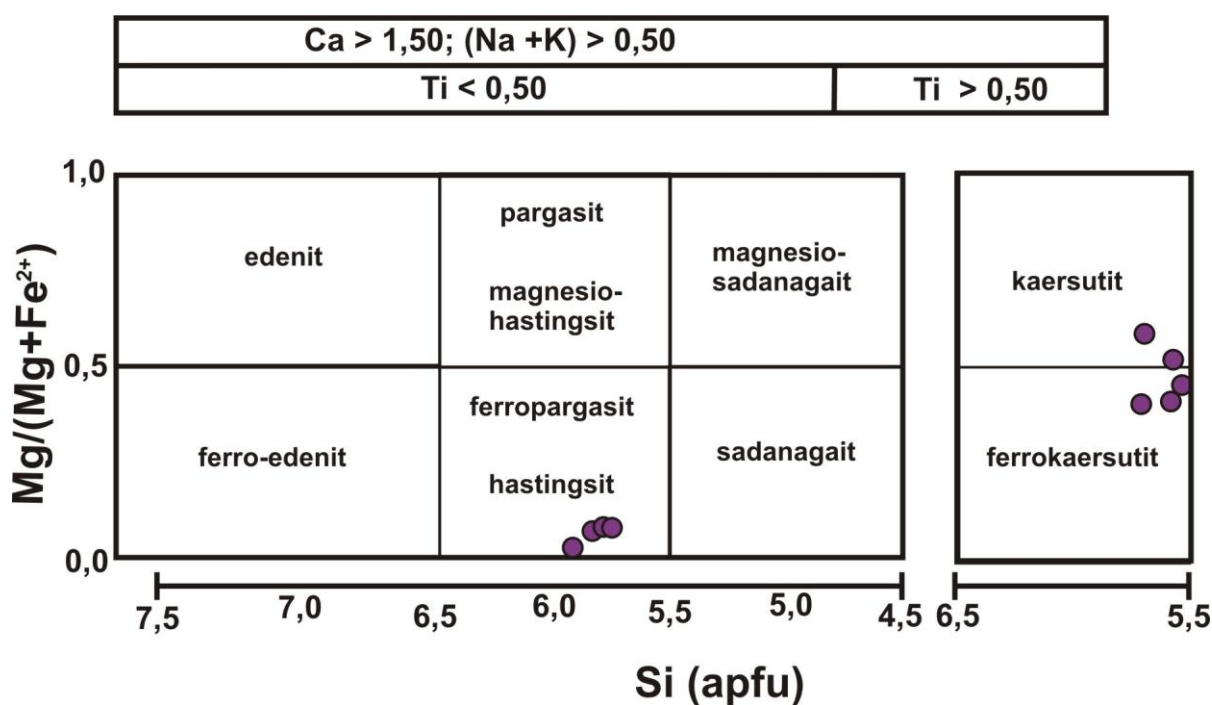
Typ	Diopsid						Hedenbergit			
	II					III		II		III
Analýza	18 / 1	24 / 1	29 / 1	30 / 1	37 / 1	39 / 1	40 / 1	19 / 1	31 / 1	46 / 1
SiO <sub>2</sub>	44,57	41,00	46,17	41,46	43,27	40,01	44,41	43,20	42,82	45,21
TiO <sub>2</sub>	3,32	3,48	2,89	3,63	3,82	5,19	2,50	2,31	2,27	1,74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,52	12,47	7,28	11,34	9,25	10,85	6,39	8,61	7,92	5,69
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	BDL	ND	0,32	BDL	BDL	0,03	BDL	BDL	BDL	BDL
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,91	3,17	4,10	5,17	3,92	5,37	5,32	4,71	5,77	5,35
FeO	2,85	9,60	2,00	8,85	3,80	2,71	10,15	13,30	13,70	13,10
FeOt	7,27	12,45	5,69	13,50	7,32	7,54	14,74	17,53	18,89	17,91
MgO	12,09	6,49	13,10	6,51	11,24	10,49	6,79	4,75	4,28	5,75
CaO	23,83	22,64	23,83	22,88	23,53	23,66	22,82	22,97	22,83	23,13
MnO	0,12	0,31	0,14	0,34	0,11	0,15	0,47	0,47	0,46	0,52
Na <sub>2</sub> O	0,41	0,52	0,38	0,58	0,39	0,41	0,73	0,61	0,61	0,46
<b>Suma</b>	100,63	99,67	100,22	100,75	99,33	98,86	99,58	100,91	100,66	100,94
Si <sup>4+</sup>	1,655	1,579	1,713	1,587	1,634	1,526	1,730	1,677	1,679	1,758
Ti <sup>4+</sup>	0,093	0,101	0,081	0,105	0,108	0,149	0,074	0,067	0,067	0,051
Al <sup>3+</sup>	0,373	0,565	0,318	0,512	0,412	0,487	0,293	0,394	0,366	0,261
Cr <sup>3+</sup>	BDL	ND	0,009	BDL	BDL	0,001	BDL	BDL	BDL	BDL
Fe <sup>3+</sup>	0,137	0,092	0,114	0,149	0,111	0,154	0,156	0,138	0,170	0,156
Fe <sup>2+</sup>	0,089	0,309	0,062	0,283	0,120	0,086	0,331	0,432	0,449	0,426
Mg <sup>2+</sup>	0,670	0,372	0,724	0,371	0,632	0,596	0,394	0,275	0,250	0,333
Ca <sup>2+</sup>	0,949	0,933	0,947	0,939	0,952	0,966	0,952	0,956	0,958	0,963
Mn <sup>2+</sup>	0,004	0,010	0,004	0,011	0,003	0,005	0,015	0,015	0,015	0,017
Na <sup>+</sup>	0,030	0,039	0,028	0,043	0,028	0,030	0,055	0,046	0,046	0,035
<b>Catsum</b>	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000

(BDL – pod mezí detekce, ND – nedekováno).



#### 4.4.2. Amfiboly

Výsledný chemismus amfibolů ze vzorku BLU4 (typ III) odpovídá ferrokaersutitu, kaersutitu, hastingsitu a ferropargasitu (obr. 14). Na BSE snímku tmavší středy amfibolů odpovídají kaersutitu nebo ferrokaersutitu a světlejší okraje odpovídají hastingsitu nebo ferropargasitu. Ferrokaersutit má hodnoty  $\text{TiO}_2$  v rozmezí 4,53–4,80 hm % a  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  se pohybuje mezi 1,17–2,62 hm %. U kaersutitu jsou hodnoty  $\text{TiO}_2$  obecně vyšší (4,70–4,88 hm %), zato jsou hodnoty nižší u  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (0,55–0,56 hm %) (tab. 4). Hastingsit má hodnoty  $\text{TiO}_2$  (0,47 až 4,07 hm %) a  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (2,15–5,52 hm %). U ferropargasitu je hodnota  $\text{TiO}_2$  3,85 hm % a  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  0,77 hm %. Chemické složení amfibolů je znázorněno v obr. 14.



Obr. 14: Chemické složení studovaných amfibolů ze vzorku BLU4 (typ III) znázorněno v klasifikačním diagramu podle Leakeho et al. (1997), kde amfiboly odpovídají kaersutitu, ferrokaersutitu, hastingsitu a ferropargasitu.

Tab. 4: Chemismus amfibolu ze vzorku BLU4 (typ III), (hm %, apfu).

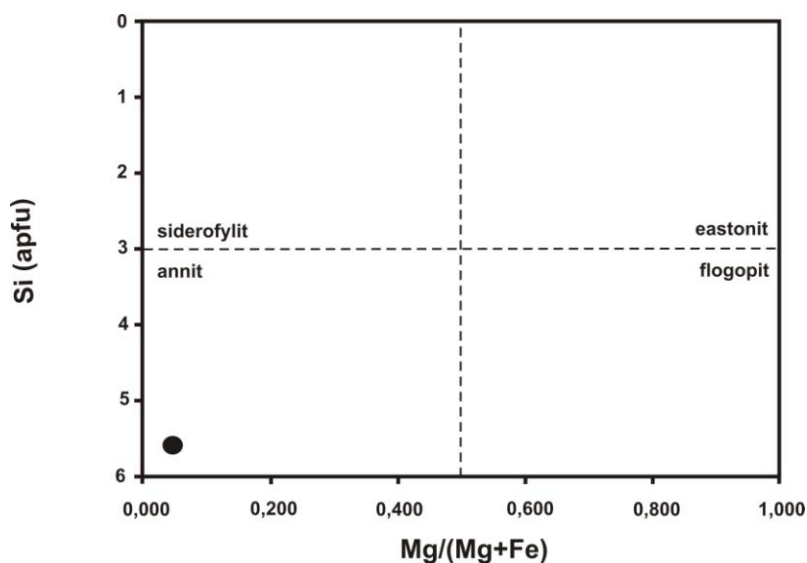
	Ferrokaersutit			Kaersutit		Hastingsit			Ferropargasit
	III								
	25 / 1	27 / 1	35 / 1	22 / 1	38 / 1	23 / 1	28 / 1	36 / 1	26 / 1
<b>SiO<sub>2</sub></b>	35,75	35,97	35,64	36,66	37,14	36,49	35,83	34,76	35,97
<b>TiO<sub>2</sub></b>	4,80	4,74	4,53	4,70	4,88	0,47	3,82	4,07	3,85
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	15,63	15,45	15,18	15,52	14,51	13,13	13,36	13,00	13,42
<b>V<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,08	0,08	0,06	0,11	0,07	0,14	0,02	0,03	0,01
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	BDL	BDL	BDL	ND	BDL	BDL	BDL	ND	BDL
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	2,62	1,25	1,17	0,55	0,56	5,52	2,20	2,15	0,77
<b>FeO</b>	17,06	18,85	19,44	15,03	12,23	27,03	25,72	25,90	26,64
<b>MgO</b>	6,51	6,00	5,75	8,87	10,66	0,10	1,66	1,79	1,51
<b>CaO</b>	11,64	12,02	11,97	12,24	12,36	11,10	11,26	11,50	11,31
<b>MnO</b>	0,34	0,39	0,40	0,35	0,21	0,68	0,58	0,61	0,64
<b>BaO</b>	0,35	0,30	0,31	0,33	0,22	0,00	0,43	0,34	0,35
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	2,14	1,98	2,10	2,21	2,01	1,79	1,90	1,84	1,85
<b>K<sub>2</sub>O</b>	1,79	1,75	1,83	1,77	1,64	2,64	1,99	2,02	2,00
<b>Cl</b>	0,04	0,04	0,05	0,02	0,03	0,06	0,09	0,09	0,09
<b>F</b>	0,27	0,26	0,26	0,26	0,37	0,27	0,23	0,17	0,15
<b>Suma</b>	99,00	99,06	98,69	98,63	96,87	99,43	99,10	98,24	98,55
<b>Si<sup>4+</sup></b>	5,515	5,567	5,565	5,593	5,694	5,929	5,765	5,666	5,807
<b>Ti<sup>4+</sup></b>	0,557	0,551	0,532	0,539	0,563	0,057	0,462	0,498	0,467
<b>Al<sup>3+</sup></b>	2,843	2,818	2,794	2,791	2,621	2,515	2,533	2,498	2,554
<b>V<sup>3+</sup></b>	0,010	0,010	0,008	0,014	0,009	0,018	0,003	0,004	0,002
<b>Cr<sup>3+</sup></b>	BDL	BDL	BDL	ND	BDL	BDL	BDL	ND	BDL
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0,304	0,145	0,138	0,063	0,064	0,674	0,267	0,264	0,093
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	2,201	2,440	2,538	1,918	1,568	3,673	3,461	3,530	3,596
<b>Mg<sup>2+</sup></b>	1,496	1,385	1,339	2,017	2,437	0,025	0,399	0,434	0,364
<b>Ca<sup>2+</sup></b>	1,924	1,993	2,002	2,001	2,029	1,932	1,942	2,008	1,956
<b>Mn<sup>2+</sup></b>	0,044	0,050	0,053	0,046	0,027	0,094	0,079	0,084	0,088
<b>Ba<sup>2+</sup></b>	0,021	0,018	0,019	0,020	0,013	0,000	0,027	0,021	0,022
<b>Na<sup>+</sup></b>	0,640	0,593	0,636	0,652	0,597	0,562	0,591	0,580	0,579
<b>K<sup>+</sup></b>	0,353	0,345	0,364	0,344	0,320	0,547	0,407	0,420	0,412
<b>Catsum</b>	15,908	15,915	15,988	15,998	15,942	16,026	15,936	16,007	15,940

(BDL – pod mezí detekce, ND – nedetekováno).

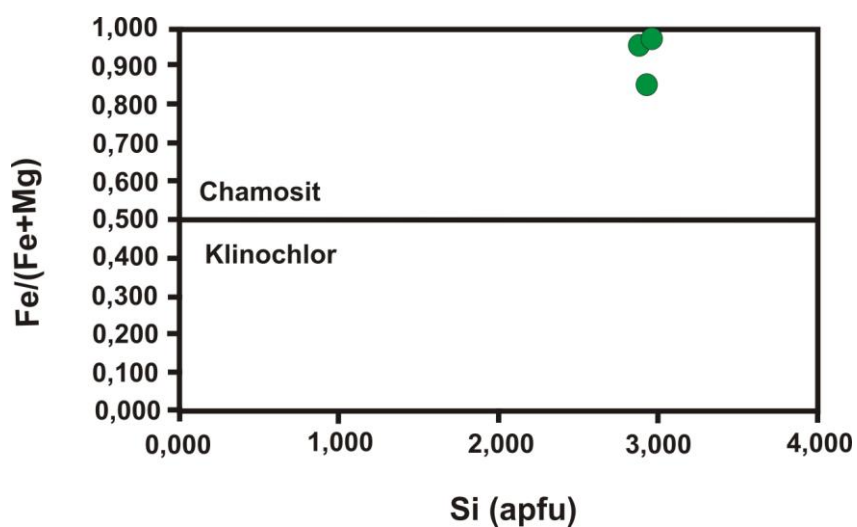
#### 4.4.3. Biotity a chlority

Chemismus biotitu byl určen z leukokrátního hnízda těšínitu (vzorek BLU4, typ III), také ze vzorku horniny (BLU11, typ II) a chemismem odpovídá annitu (obr. 15). Má vysoké hodnoty  $\text{SiO}_2$  (32,68 hm %),  $\text{FeO}$  (36,59 hm %) a relativně nízký obsah  $\text{MgO}$  (1,96 hm %) a  $\text{TiO}_2$  (2,56 hm %) (tab. 5).

Chemismus chloritu ve vzorku BLU4 (typ III) a BLU3 (typ IV) těšínitu odpovídá chamositu (obr. 16). Rozsah  $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$  u chamositu je od 0,85 po 1,00 apfu a hodnoty Si jsou v rozmezí 2,902 až 2,962 apfu (tab. 5).



Obr. 15: Klasifikační diagram pro biotity vzorek BLU4 (typ III) (Rieder et al., 1998).



Obr. 16: Klasifikační diagram pro chlority vzorek BLU4 (typ III) a BLU3 (typ IV) (Bayliss, 1975).

Tab. 5: Chemismus biotitu a chloritu ze vzorku BLU4 (typ III) a BLU3 (typ IV) (hm %, apfu).

	Annit	Chamosit		
Typ	III		IV	
Analýza	7/1	13/1	20/1	32/1
SiO <sub>2</sub>	32,679	26,29	25,28	24,45
TiO <sub>2</sub>	2,562	0,08	1,18	0,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,525	17,19	14,88	15,85
MgO	1,958	6,71	0,19	0,36
CaO	0,084	0,35	0,61	0,17
MnO	0,571	1,05	1,76	1,68
FeO	36,590	37,54	45,04	45,40
ZnO	ND	0,15	0,61	BDL
Na <sub>2</sub> O	0,129	0,05	0,08	BDL
K <sub>2</sub> O	8,033	0,13	0,32	0,52
<b>Suma</b>	96,13	88,83	89,96	88,83
Si <sup>4+</sup>	5,425	2,921	2,962	2,902
Ti <sup>4+</sup>	0,320	0,007	0,104	0,036
Al <sup>3+</sup>	2,647	2,251	2,055	2,217
Mg <sup>2+</sup>	0,485	1,111	0,034	0,064
Ca <sup>2+</sup>	0,015	0,042	0,077	0,022
Mn <sup>2+</sup>	0,080	0,099	0,175	0,168
Fe <sup>2+</sup>	5,080	3,488	4,414	4,506
Zn <sup>2+</sup>	BDL	0,012	0,053	BDL
Na <sup>+</sup>	0,042	0,011	0,018	BDL
K <sup>+</sup>	1,701	0,019	0,048	0,079
<b>Catsum</b>	15,795	9,961	9,940	9,994

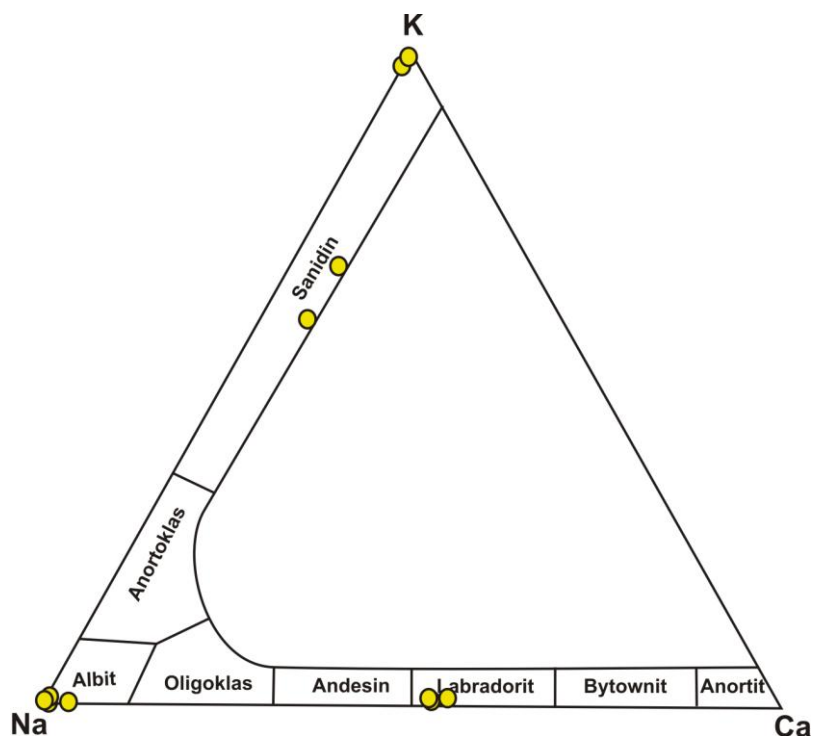
(BDL – pod mezí detekce, ND – nedetekováno).



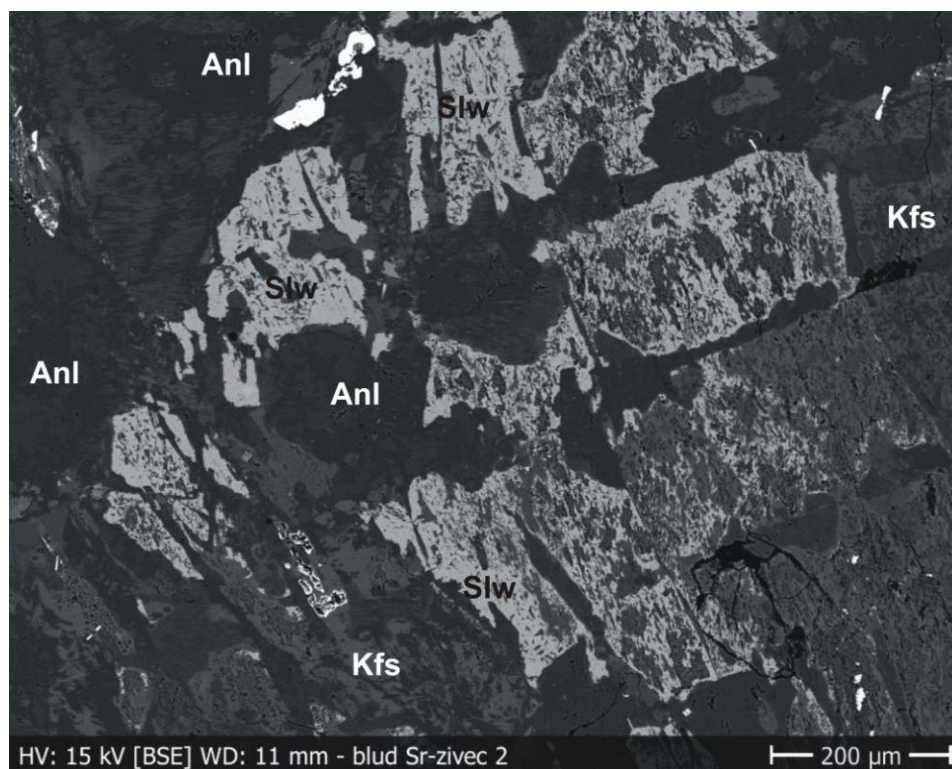
#### 4.4.4. Živce

Většina živců ve vzorcích (BLU1, BLU2 a BLU4) odpovídá svým složením K-živci. Živce plagioklasové řady odpovídají koncovému členu albitu ( $An_{100}\text{-}An_{90}$ ) a labradoritu ( $An_{50}\text{-}An_{30}$ ). Ve vzorku leukokrátního hnízda těšinitu BLU4 (typ III) se vyskytovaly i živce, které měly anomálně vysoký obsah SrO oproti ostatním živcům. Tyto minerály svým chemismem odpovídají vzácnému minerálu ze skupiny živců, a to Sr-živci – slawsonitu ( $(Sr, Ca) Al_2Si_2O_8$ ). Výsledky analýz živců jsou zobrazeny v klasifikačním diagramu na obr. 17.

Slawsonit je velmi bohatý na obsah SrO (27,22–29,74 hm %), zato obsahy u  $K_2O$  (0,57 hm %)  $Na_2O$  (0,50 hm %) a  $CaO$  (0,73 hm %) jsou nízké (tab. 8). Na BSE snímcích jsou plagioklasy tmavě šedého odstínu, kde sanidín oproti nim má světle šedou barvu a slawsonit má díky vysokému obsahu Sr nejsvětější šedou barvu (obr. 18).



Obr. 17: Klasifikační diagram pro živce ze vzorků BLU1 (typ II); BLU2 a BLU3 (typ IV); BLU4 (typ III) (Barth, 1969).



Obr. 18: BSE snímek Sr-živce ze vzorku BLU4 (typ III) – slawsonit.

Tab. 6: Chemismus K-živce ze vzorku BLU1 (typ II) a BLU4 (typ III) (hm %, apfu).

Typ	K-živec					
	III	II				
Analýza	8 / 1.	44 / 1.	45 / 1.	11 / 1.	15 / 1.	16 / 1.
SiO <sub>2</sub>	64,14	59,27	65,07	65,64	64,75	65,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,07	21,28	19,05	18,14	18,50	18,09
FeO	0,19	0,14	0,10	BDL	0,02	0,09
CaO	BDL	0,67	0,34	BDL	ND	0,05
SrO	ND	1,67	0,39	BDL	ND	0,11
Na <sub>2</sub> O	0,26	3,56	3,57	0,23	0,12	0,26
K <sub>2</sub> O	16,04	8,18	11,21	16,14	16,33	16,47
suma	98,72	94,77	99,73	100,27	99,72	100,10
Si <sup>4+</sup>	3,002	2,810	2,973	3,017	2,993	3,007
Al <sup>3+</sup>	0,997	1,189	1,026	0,983	1,008	0,986
Fe <sup>2+</sup>	0,007	0,006	0,004	BDL	0,001	0,004
Ca <sup>2+</sup>	BDL	0,034	0,017	BDL	ND	0,00
Sr <sup>2+</sup>	ND	0,046	0,010	BDL	ND	0,003
Na <sup>+</sup>	0,023	0,328	0,316	0,020	0,011	0,023
K <sup>+</sup>	0,958	0,495	0,653	0,947	0,963	0,972
Catsum	4,989	4,908	4,999	4,972	4,976	4,997

(BDL – pod mezí detekce, ND – nedetekováno).

Tab. 7: Chemismus albitu a labradoritu ze vzorku BLU1 (typ II) a BLU2 (typ IV) (hm %, apfu).

Typ	Albit						Labradorit				
	II				IV		II				IV
Analýza	9 / 1	17 / 1	18 / 1	21 / 1	25 / 1	41 / 1	10 / 1	12 / 1	13 / 1	19 / 1	37 / 1
<b>SiO<sub>2</sub></b>	67,92	52,88	48,16	71,58	69,03	68,53	38,09	39,08	37,31	38,64	38,34
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	19,65	23,07	27,24	18,21	19,58	19,45	29,68	29,68	26,94	29,77	31,20
<b>FeO</b>	BDL	1,63	0,21	BDL	BDL	BDL	BDL	0,27	0,21	0,22	0,04
<b>CaO</b>	0,11	0,77	0,12	0,02	0,16	0,11	7,69	7,95	8,34	7,96	12,96
<b>SrO</b>	0,30	0,58	ND	ND	ND	ND	8,62	8,21	7,77	8,54	1,82
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	11,90	11,89	14,12	10,91	11,83	11,41	3,46	3,87	4,17	3,92	3,86
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,05	0,19	0,20	0,09	0,14	0,15	0,13	0,10	0,17	0,20	0,11
<b>suma</b>	100,00	91,01	90,05	100,86	100,77	99,73	87,76	89,17	84,90	89,26	88,33
<b>Si<sup>4+</sup></b>	2,977	2,631	2,428	3,077	2,994	2,998	2,095	2,112	2,132	2,094	2,036
<b>Al<sup>3+</sup></b>	1,015	1,353	1,619	0,923	1,001	1,003	1,924	1,891	1,814	1,902	1,953
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	BDL	0,068	0,009	BDL	BDL	BDL	BDL	0,012	0,010	0,010	0,002
<b>Ca<sup>2+</sup></b>	0,005	0,041	0,007	0,001	0,007	0,005	0,453	0,461	0,510	0,463	0,737
<b>Sr<sup>2+</sup></b>	0,008	0,017	ND	ND	ND	ND	0,275	0,257	0,257	0,268	0,056
<b>Na<sup>+</sup></b>	1,011	1,147	1,380	0,909	0,995	0,968	0,369	0,406	0,462	0,412	0,397
<b>K<sup>+</sup></b>	0,003	0,012	0,013	0,005	0,008	0,009	0,009	0,007	0,012	0,014	0,007
<b>Catsum</b>	5,022	5,269	5,456	4,917	5,006	4,986	5,129	5,146	5,197	5,163	5,188

(BDL – pod mezí detekce, ND – nedetekováno).

Tab. 8: Chemismus slawsonitu ve vzorku BLU2 (typ IV) (hm %, apfu).

Slawsonit					
Typ	IV				
Analýza	27 / 1	29 / 1	30 / 1	33 / 1	34 / 1
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	ND	ND	0,02	0,04	0,02
<b>SiO<sub>2</sub></b>	37,73	38,28	37,74	37,17	37,32
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	30,04	29,70	29,67	30,91	29,38
<b>FeO</b>	0,31	0,24	0,31	0,04	0,24
<b>CaO</b>	0,24	0,30	0,22	0,73	0,19
<b>BaO</b>	1,92	2,70	2,30	1,17	2,00
<b>SrO</b>	28,40	27,22	28,08	29,94	28,16
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,31	0,42	0,46	0,14	0,50
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,34	0,43	0,33	0,10	0,57
<b>suma</b>	99,29	99,28	99,13	100,26	98,37
<b>P<sup>5+</sup></b>	ND	ND	0,001	0,002	0,001
<b>Si<sup>4+</sup></b>	2,056	2,082	2,064	2,010	2,059
<b>Al<sup>3+</sup></b>	1,929	1,904	1,912	1,970	1,911
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0,014	0,011	0,014	0,002	0,011
<b>Ca<sup>2+</sup></b>	0,014	0,017	0,013	0,043	0,011
<b>Ba<sup>2+</sup></b>	0,041	0,058	0,049	0,025	0,043
<b>Sr<sup>2+</sup></b>	0,897	0,858	0,890	0,939	0,901
<b>Na<sup>+</sup></b>	0,032	0,045	0,049	0,015	0,054
<b>K<sup>+</sup></b>	0,024	0,030	0,023	0,007	0,040
<b>Catsum</b>	5,007	5,005	5,015	5,013	5,031

(ND – nedetekováno).

#### 4.4.5. Zeolity

Zástupcem zeolitů v těšínitech je analcim. Analýza zeolitů byla provedena na vzorku BLU1 (typ II), BLU3 (typ IV) a BLU4 (typ III). Relativně vysoké hodnoty SiO<sub>2</sub> (15,62 až 15,93 hm %) jsou naměřeny u analcimů ve vzorku BLU3 (typ IV), nejnižší hodnota SiO<sub>2</sub> je naměřena u vzorku BLU1 (typ II), kde je pouze 6,05 hm %. Obsahy Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> jsou ve všech třech typech těšínitu podobné a v průměru se pohybují mezi 23,00 a 28,44 hm %. Vysoké hodnoty Na<sub>2</sub>O jsou zaznamenány u vzorku BLU3 (typ IV), kdy jsou v rozmezí 15,62 až 15,91 hm %. Nejnižší hodnota Na<sub>2</sub>O se objevuje u vzorku BLU1 (typ II), kdy je 6,09 hm %. Ve všech uvedených typech těšínitů (typ II, III a IV) jsou nízké hodnoty K<sub>2</sub>O, a to 0,03–0,21 hm % (tab. 9).

Tab. 9: Chemismus analcimu ze vzorku BLU1 (typ II), BLU3 (typ IV) a BLU4 (typ III).

Typ	Analcim					
	II			IV		III
Analýza	41 / 1	42 / 1	48 / 1	10 / 1	15 / 1	21 / 1
SiO <sub>2</sub>	15,31	6,05	12,46	15,62	15,93	13,41
TiO <sub>2</sub>	ND	0,03	ND	ND	0,01	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26,11	28,44	24,07	25,98	26,55	23,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	ND	0,001	0,003	0,029	0,006	ND
MgO	0,02	ND	ND	ND	ND	0,000
CaO	0,18	8,18	0,58	0,04	0,06	0,14
FeO	0,25	0,04	0,06	0,04	0,31	0,05
Na <sub>2</sub> O	15,31	6,09	12,46	15,62	15,91	13,41
K <sub>2</sub> O	0,07	ND	0,21	0,04	0,03	0,06
<b>Suma</b>	41,94	42,74	37,38	41,76	42,89	36,66
Si <sup>4+</sup>	1,823	1,656	1,962	1,825	1,820	2,009
Al <sup>3+</sup>	1,183	1,389	1,063	1,777	1,183	0,998
Al <sup>3+</sup>	1,184	1,478	1,063	1,777	1,183	0,999
Cr <sup>3+</sup>	ND	BDL	BDL	0,001	BDL	ND
Mg <sup>2+</sup>	0,001	ND	ND	ND	ND	ND
Ca <sup>2+</sup>	0,007	0,363	0,023	0,001	0,002	0,006
Fe <sup>2+</sup>	0,008	BDL	0,002	BDL	BDL	BDL
Na <sup>+</sup>	1,141	0,486	0,905	1,163	1,165	0,957
K <sup>+</sup>	0,004	ND	0,010	0,002	BDL	0,003
<b>Catsum</b>	3,528	3,716	3,043	4,721	3,533	2,963

(BDL – pod mezí detekce, ND – nedetekováno).

#### 4.4.6. Spinelidy

Spinelidy ze vzorků BLU4 (typ III) a BLU3 (typ IV) svým chemismem odpovídají Ti-magnetitu. V minerálu je vysoký obsah FeO (69,60–84,31 hm %) a také je zde zvýšený obsah TiO<sub>2</sub> (3,41 až 15,16 hm %) (tab. 10).

Tab. 10: Chemismus Ti-magnetitu ze vzorku BLU4 (typ III) a BLU3 (typ IV).

Typ	Ti-magnetit	
	III	IV
<b>Analýza</b>	<b>6 / 1</b>	<b>17 / 1</b>
SiO <sub>2</sub>	1,94	0,32
TiO <sub>2</sub>	3,41	15,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,43	4,13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	56,47	30,11
FeO	33,50	42,50
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	BDL	0,50
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,04
ZnO	BDL	0,34
MnO	0,69	1,62
CaO	1,77	0,27
<b>Suma</b>	<b>98,24</b>	<b>94,99</b>
Si <sup>4+</sup>	0,075	0,013
Ti <sup>4+</sup>	0,098	0,444
Al <sup>3+</sup>	0,019	0,189
Fe <sup>3+</sup>	1,634	0,881
Fe <sup>2+</sup>	1,077	1,383
V <sup>3+</sup>	BDL	0,015
Cr <sup>3+</sup>	0,001	0,001
Zn <sup>2+</sup>	BDL	0,010
Mn <sup>2+</sup>	0,023	0,053
Ca <sup>2+</sup>	0,073	0,011
<b>Catsum</b>	<b>3,000</b>	<b>3,000</b>

(BDL – pod mezí detekce, ND – nedetekováno).

#### 4.4.7. Nb minerály

Chemismus u vzorku BLU4 (typ III) Nb-minerálů odpovídá pyrochloru. V pyrochloru jsou vysoké hodnoty Nb (40,82–40,93 hm %), CaO (13,97–14,81 hm %) a Na<sub>2</sub>O (7,08–7,30 hm %) (tab. 11).

Tab. 11: Chemismus pyrochloru z vzorku BLU4 (typ. III).

Typ	pyrochlor	
	III	
Analýza	11 / 1	14 / 1
WO <sub>3</sub>	0,20	BDL
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,04
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	40,82	40,93
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	3,18	1,91
SiO <sub>2</sub>	2,30	3,47
TiO <sub>2</sub>	7,26	7,35
ZrO <sub>2</sub>	1,11	1,17
UO <sub>2</sub>	1,53	0,98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,03
FeO	0,78	0,93
CaO	13,97	14,81
MnO	0,08	0,13
Na <sub>2</sub> O	7,08	7,30
<b>Suma</b>	<b>78,34</b>	<b>79,05</b>
W <sup>6+</sup>	0,003	BDL
P <sup>5+</sup>	0,002	0,002
Nb <sup>5+</sup>	1,238	1,212
Ta <sup>5+</sup>	0,058	0,034
Si <sup>4+</sup>	0,154	0,227
Ti <sup>4+</sup>	0,366	0,362
Zr <sup>4+</sup>	0,036	0,037
U <sup>4+</sup>	0,023	0,014
Al <sup>3+</sup>	0,002	0,002
Fe <sup>2+</sup>	0,044	0,051
Mn <sup>2+</sup>	0,004	0,006
Ca <sup>2+</sup>	1,004	1,039
Na <sup>+</sup>	0,949	0,927
<b>Catsum</b>	<b>3,883</b>	<b>3,913</b>

(BDL – pod mezí detekce, ND – nedetekováno).

## 4.5. Celkový chemismus hornin

Pro výpočet celkového chemismu horniny se použily tři odlišné vzorky těšínitů (hornina (typ II), leukokrátňní žilka (typ IV) a leukokrátňní hnízdo (typ III)) (tab. 12).

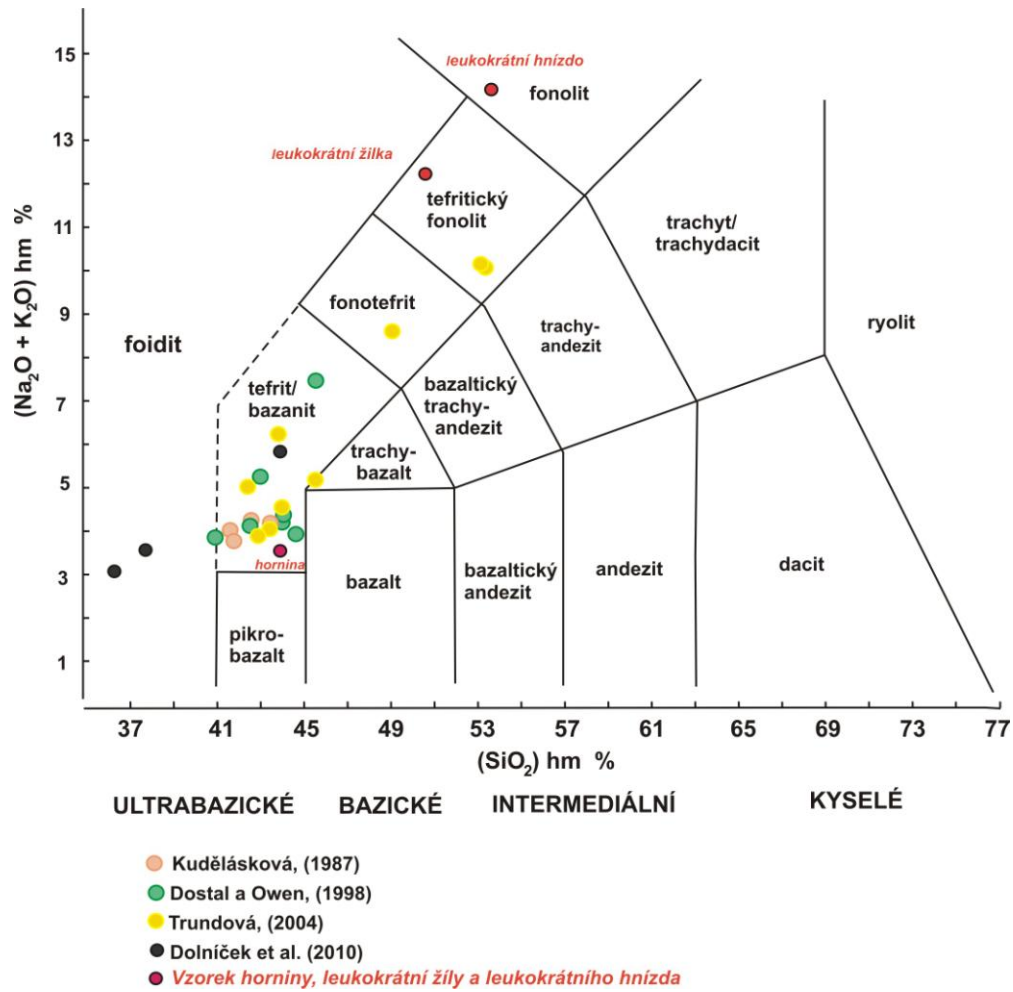
Vzorek horniny (typ II) svým chemismem spadá do pole tefritu/bazanitu (obr. 19). Po přepočtu žihánímí bezvodou bázi byla hodnota  $\text{SiO}_2$  44,20 hm % a hodnota součtu  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  byla 3,48 hm %. V tomto vzorku jsou zvýšené hodnoty u Ba (689 ppm), Sr (787,1 ppm), V (299 ppm), W (209,8 ppm), Zr (189,2 ppm) a Ni (143 ppm).

Vzorek leukokrátňního hnízda (typ III) spadá do pole fonolitu (obr. 19). Při přepočtu LOI (ztráta žiháním) vyšla hodnota u  $\text{SiO}_2$  (49,94 hm %) a u  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  je hodnota 13,94 hm %. V hnízde jsou relativně vysoké obsahy Ba (2 081 ppm), Nb (185,6), Rb (108,3 ppm), Sr (1 437 ppm), W (113,4 ppm), Zr (188,1 ppm), Ce (107,9 ppm), zato je zde nízký obsah V (13 ppm).

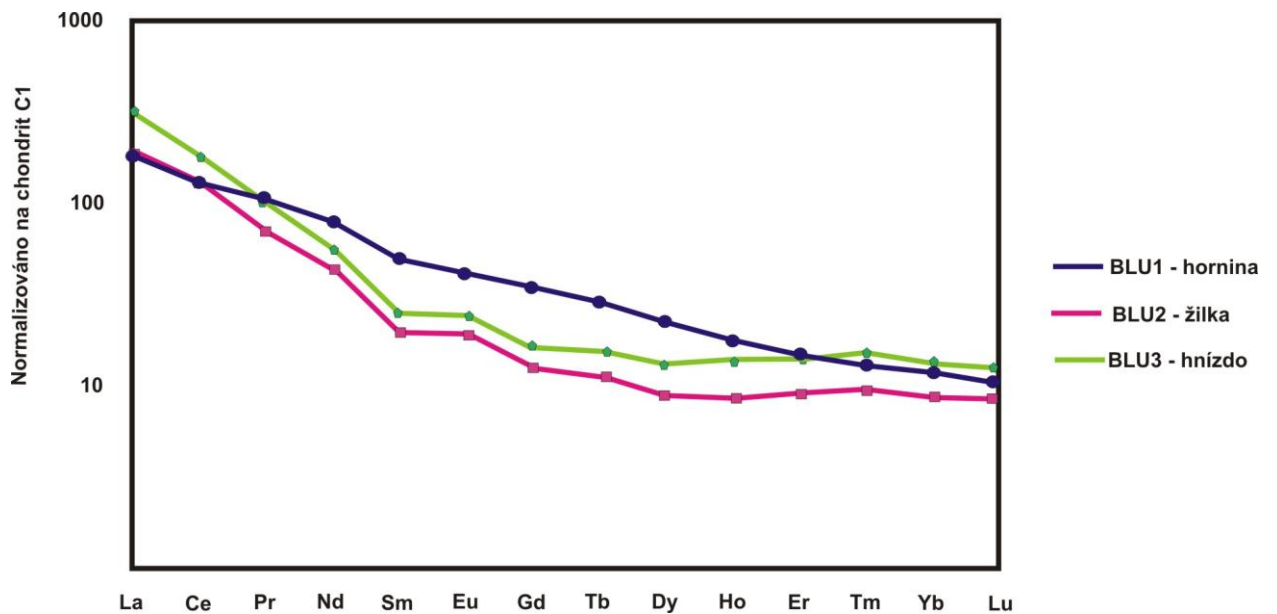
Vzorek leukokrátňní až mesokrátňní žily (typ IV) se svým chemismem spadá do pole tefritického fonolitu (obr. 19). Hodnota  $\text{SiO}_2$  po přepočtu LOI (ztráty žiháním) je 46,6 hm % a hodnota  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  je 11,7 hm %. V žile jsou oproti vzorku horniny mnohem vyšší obsahy Ba (2 312 ppm), Nb (131,6 ppm) a jsou zde nejvyšší hodnoty Sr (10 322,1 ppm) a nižší hodnoty V (17,0 ppm), W (66,1 ppm) a Zr (168,6 ppm).

Prvky REE byly normalizovány na chondrit (C1) podle Anderse a Grevesseho (1989) a následně se zobrazily do multiprvkového diagramu (obr. 20). Z diagramu je patrné, že ve všech vzorcích jsou zvýšené obsahy lehkých prvků vzácných zemin ( $\Sigma\text{LREE} = 4,2\text{--}264,0$  ppm), naproti tomu sumární koncentrace HREE jsou nízké ( $\Sigma\text{HREE} = 0,8\text{--}10,6$  ppm). Nejvyšší hodnoty z LREE prvků má Ce (264,0 ppm) a La (162,3 ppm), oproti tomu nejnižší hodnota byla naměřena u Eu (4,8 ppm). Z HREE prvků má nejvyšší hodnoty Dy (10,6 ppm) a nejnižší hodnota je u Lu (0,8 ppm). Poměr mezi LREE/HREE je 562,1/28,0 ppm.





Obr. 19: Celkový chemismus těšinitů TAS diagram.



Obr. 20: Multiprvkový diagram těšinitu normalizovaný na C1 – chondrit (Anderse a Greyesse, 1989).

Tab. 12: Celkový chemismus horninových vzorků těšinitů (LOI – ztráta žíháním).

Komponenty	%	Hornina	Leukokrání žilka	Leukokrání hnízdo
SiO <sub>2</sub>		42,70	46,60	49,94
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		12,77	23,17	22,42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		9,94	5,48	4,82
MgO		8,25	0,63	0,10
CaO		16,09	3,91	2,08
Na <sub>2</sub> O		2,09	8,32	8,12
K <sub>2</sub> O		1,28	2,43	4,81
TiO <sub>2</sub>		2,83	0,56	0,27
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0,45	0,10	0,03
Mn <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0,15	0,13	0,15
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0,06	<0,002	<0,002
LOI		2,90	7,10	6,80
<b>Suma</b>		<b>99,51</b>	<b>98,43</b>	<b>99,54</b>
Komponenty	PPM	Hornina	Leukokrání žilka	Leukokrání hnízdo
Ni		143,0	<20	<20
Sc		57,0	<1	<1
Ba		689,0	2312,0	2081,0
Be		1,0	2,0	3,0
Co		52,3	16,2	19,1
Cs		<0,1	1,8	0,7
Ga		17,1	18,2	20,0
Hf		5,7	2,3	1,9
Nb		72,9	131,6	185,6
Rb		24,3	52,4	108,3
Sn		2,0	2,0	2,0
Sr		787,1	10322,1	1437,0
Ta		4,0	7,4	10,4
Th		4,8	11,9	18,8
U		1,3	3,3	6,0
V		299,0	17,0	13,0
W		209,8	66,1	113,4
Zr		189,2	168,6	188,1
Y		22,1	12,8	18,2
La		42,7	45,5	74,1
Ce		77,9	78,2	107,9
Pr		9,3	6,4	8,9
Nd		35,7	19,5	25,0
Sm		7,3	2,9	3,6
Eu		2,3	1,1	1,4
Gd		6,8	2,5	3,2
Tb		1,0	0,4	0,6
Dy		5,4	2,1	3,2
Ho		1,0	0,5	0,8
Er		2,3	1,4	2,2
Tm		0,3	0,2	0,4
Yb		1,9	1,4	2,1
Lu		0,3	0,2	0,3

#### 4.6. Hmotnostně specifická magnetická susceptibilita a hustota

Hodnoty hmotnostně specifické magnetické susceptibility (MS) u všech vzorků jsou v rozpětí od  $0,12 \cdot 10^{-6}$  po  $9,88 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$  a hustota těšinitů se pohybuje v rozmezí 2,41 až  $2,86 \text{ g/cm}^3$  (tab. 13).

Leukokrátňní vzorky horniny (typ I) jsou jemně až hrubě zrnité. U jemnozrného vzorku (BLU9) se hodnota MS je  $2,16 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$  a hodnota hustoty je mezi  $2,41 \text{ g/cm}^3$ . Středně zrnitý vzorek (BLU5) má hodnotu MS  $8,87 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$  a hodnota hustoty je  $2,70 \text{ g/cm}^3$ . Hrubě zrnité vzorky leukokrátňního těšínitu (BLU7) má hodnotu MS  $9,88 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$  a hustota je  $2,43 \text{ g/cm}^3$ .

Mesokrátňní až melanokrátňní těšínity typu II jsou jemně zrnité. Jemnozrné vzorky (BLU1, BLU6, BLU10, BLU11, BLU13, BLU16) mají hodnoty MS mezi  $0,12$ – $7,59 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$  a hustota je v rozmezí  $2,48$ – $2,83 \text{ g/cm}^3$ . Hrubě zrnitý vzorek (BLU14) má hodnotu MS  $2,97 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$  a hustotu  $2,51 \text{ g/cm}^3$ .

U jemnozrných leukokrátňních hnízd (typ III) u vzorků (BLU4 a BLU15) mají hodnotu MS  $2,60$ – $3,29 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$  a jejich hustota je mezi  $2,42$  až  $2,49 \text{ g/cm}^3$ .

Vzorky typu IV (leukokrátňní až mesokrátňní žilky) jsou jemnozrného až středně zrnitého charakteru. Jemnozrné vzorky (BLU2 a BLU12) mají hodnotu MS  $0,22$ – $1,25 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$  a hustota je mezi  $2,54$ – $2,86 \text{ g/cm}^3$ , u středně zrnitého vzorku (BLU3) je hodnota MS vyšší až  $2,87 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$  a hustota je  $2,61 \text{ g/cm}^3$ .

Tab. 13: Výsledné hodnoty magnetické susceptibility ( $m^3.kg^{-1}$ ) a hustoty ( $g/cm^3$ ) v těšínitech.

	Typ	Zrnitost	Hmotnost (g)	Hmotnostně specifická MS ( $m^3.kg^{-1}$ )	Hustota ( $g/cm^3$ )
BLU9	I	jemně zrnitý	25,63	$2,16 \cdot 10^{-6}$	2,41
BLU5		středně zrnitý	24,78	$8,87 \cdot 10^{-6}$	2,7
BLU7		hrubě zrnitý	39,16	$9,88 \cdot 10^{-6}$	2,43
BLU1	II	jemně zrnitý	17,81	$7,59 \cdot 10^{-6}$	2,49
BLU10			15,7	$1,18 \cdot 10^{-6}$	2,48
BLU11			32,55	$0,12 \cdot 10^{-6}$	2,8
BLU13			22,09	$2,75 \cdot 10^{-6}$	2,7
BLU16			16,25	$2,62 \cdot 10^{-6}$	2,83
BLU6			39,96	$0,14 \cdot 10^{-6}$	2,51
BLU14		hrubě zrnitý	26,56	$2,97 \cdot 10^{-6}$	2,51
BLU4	III	jemně zrnitý	22,97	$3,29 \cdot 10^{-6}$	2,49
BLU15			23,8	$2,60 \cdot 10^{-6}$	2,42
BLU2	IV	jemně zrnitý	12,8	$1,25 \cdot 10^{-6}$	2,86
BLU12			13,07	$0,22 \cdot 10^{-6}$	2,54
BLU3		středně zrnitý	22,93	$2,87 \cdot 10^{-6}$	2,61

## 5. Diskuze

### 5.1. Variabilita těšinitů

Na lokalitě v Bludovicích u Nového Jičína vystupuje petrograficky silně variabilní horninové těleso těšinitů. Na takto komplikovaném tělese se podílely procesy magmatické diferenciace a hydrotermální alterace. V některých partiích žíly se kromě frakční krystalizace uplatnil také proces gravitační diferenciace, jak je patrné z jemnozrnných vzorků, které jsou velmi bohaté na těžké (zejména opakní) minerály. V průběhu chladnutí taveniny obzvláště v melanokráních typech těšinitů se vytvářely tzv. „bubliny“ zbytkové taveniny, které postupem času způsobily, že se v hornině vytvořila přítomná leukokrání hnízda či žilky. Tato světlá místa jsou chudá na vysokoteplotní minerály, jako je pyroxen, amfibol, apatit a biotit. Vlivem nízkého tlaku a vysokých teplot jsou bohatá na živce, analcim či novotvořený magnetit. Díky působení těchto procesů v hornině vzniklo několik odlišných typů těšinitů (I – IV) které mají různou zrnitost, barvu i složení (viz tab. 1 a tab. 2). Podobné typy těšinitů jsou popisovány např. na lokalitě Krmelín, Veřovice, Hradiště, Staříč, Jasenice či Řepiště (Klvaňa, 1897; Kudělásková, 1987; Trundová, 2004; Buriánek a Bubík, 2012). Nejmladšími a nejvíce diferencovanými typy těšinitu jsou jemnozrnná leukokrání hnízda (typ III) a leukokrání až mesokrání žíly (typ IV). Takovýto typ horniny byl Wlodykou (2010) popsán na lokalitě Punców. Autor tuto horninu označuje jako syenotěšinit.

## 5.2. Celkový chemismus hornin

Pro stanovení celkového chemismu hlavních a stopových prvků byly analyzovány 3 odlišné typy těšínitů. Těšínit typu II (mesokráttní hornina) se nachází v poli tefritu/bazanitu ( $\text{SiO}_2$  je 42,70 hm %), ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  je 3,48 hm %). Třetím vzorkem je těšínit typu III (leukokráttní hnízdo) nacházející se v poli fonolitu ( $\text{SiO}_2$  49,9 hm %,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 13,94$  hm %). Vzorek typu IV (leukokráttní až mesokráttní žilka) je v poli tefritického fonolitu ( $\text{SiO}_2$  46,6 hm %,  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  je 11,7 hm %). (obr. 19).

Chemismus těšínitů byl studován různými autory. Kudělásková (1987) stanovovala chemické složení těšínitů z lokalit Staříč a Páskov. Dostal a Owen (1998) zjišťovali celkový chemismus vzorků z Kojetína. Trundová (2004) studovala chemismus u těšínitů na lokalitě v Kozlovicích, Hradišti, Žermanicích, Veřovicích, Krmelíně a v Novém Jičíně. Dolníček et al. (2010) stanovili zjišťovali chemismus těšínitů u vzorků v Tiché (obr. 19).

Jak je patrné z obr. 19, tak těšínity svým chemismem obvykle odpovídají tefritu/bazanitu. Na základě nových analýz leukokráttních hnízd a žilek, je v TAS diagramu zřejmý diferenciační trend od tefritu/bazanitu přes fonotefrit, nefritický fonolit až k fonolitu.

Z tab. 12 je vidět, že vzorek horniny (typ II) je na rozdíl ostatních dvou typů jako je hnízdo (typ III) a žilka (typ IV) bohatší na obsah  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (9,94 hm %),  $\text{MgO}$  (8,25 hm %) a  $\text{CaO}$  (16,09 hm %). Důvodem takového rozdílu v hodnotách je, že vzorky horniny mají vyšší zastoupení tmavých porfyrických vyrostlic pyroxenů či amfibolů. Oproti tomu typ III a IV je na obsah pyroxenů velmi chudý až sterilní, a proto jsou i hodnoty těchto prvků nižší. Naopak u vzorků typu III a IV je vyšší obsah  $\text{SiO}_2$  (48,60–49,94 hm %),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (22,42–23,17 hm %) a  $\text{Na}_2\text{O}$  (8,12–8,32 hm %) příčinou je, že tyto světlé typy jsou bohaté na analcim, živce a prehnit.

Co se týče stopových prvků tak jsou studované vzorky bohaté na Ba (689–2 312 ppm) a jsou silně obohacené o Sr 787–10 322 ppm. Největší obohacení o tyto prvky je zejména u leukokráttní žilky (typ IV) a méně i hnízda (typ III). Tyto dva typy jsou velmi bohaté na přítomnost světlých minerálů (analcim, prehnit či živce). Na základě WDX analýzy jednotlivých typů minerálů se zjistilo, že o Ba i Sr jsou silně obohacené právě živce, zejména ty, které svým chemismem odpovídají slawsonitu. Zvýšené hodnoty Sr u živců popisuje i Trundová (2004), která uvádí v hornině koncentrace až až 2 213 ppm Sr. K tomuto silnému obohacení mohlo dojít díky hydrotermálním roztokům.

Ve vzorcích jsou zvýšené hodnoty Nb (72,9–185,6 ppm). Důvodem takto zvýšeného množství Nb ve vzorcích může být zapříčinena přítomností pyrochloru v těšínitech (vzorek BLU4, typ III).

Hodnoty REE prvků v multiprvkovém grafu (obr. 20) mají klesající charakter od LREE po HREE Podobně klesající jev popisuje i Buriánek a Bubík (2012) na těšínitech z okolí Valašského Meziříčí. Těšínity nemají výraznou europiovou anomálii ( $Eu/Eu^* = 1,01$  až  $1,22$ ).

### 5.3. Vývoj minerální asociace

Minerální asociace horniny vznikla ve dvou fázích. Jako první se zde uplatnila frakční krystalizace, kdy krystalizovaly klinopyroxeny, apatity, amfiboly, biotity, živce a část opakních minerálů. Poté se zde uplatnila hydrotermální fáze, při níž vykrytalizoval analcim, prehnit, chlorit, karbonát a oxidy a hydroxidy železa.

V magmatické etapě začaly jako první krystalizovat minerály s vysokým bodem tavení a s vysokým poměrem Mg/Fe a Ca. Mezi první vykrytalizované minerály patří klinopyroxeny. Na lokalitě v Bludovicích u Nového Jičina klinopyroxeny svým chemismem odpovídají Ti-bohatému diopsidu. Podobný chemismus pyroxenů v hornině popisuje řada dalších autorů (Trundová, 2004; Buriánek, 2010; Dolníček et al., 2010; Buriánek a Bubík, 2012). Pyroxeny tvoří v hornině vyrostlice, které jsou krátce sloupcovitého tvaru a jsou většinou hypautomorfně omezeny, což dokazuje, že zrna měla oproti ostatním minerálům čas a prostor takto vykrytalizovat. Pyroxeny také v sobě neuzavírají jiné minerály. Na pyroxenech je mnohdy patrná sektorová zonálnost, která dokazuje krystalizaci minerálů v podmínkách rychlého ochlazení taveniny při nízkých tlacích (Leung, 1974). Zároveň středy zrn pyroxenů jsou oproti okrajům bohatší na MgO. Oproti tomu, okraje zrn pyroxenů mají vyšší zastoupení FeO.

Během magmatické fáze dále v hornině krystalizuje apatit. Zrna apatitu jsou dlouze sloupcovitá až jehlicovitá a bývají nejčastěji hypautomorfně až automorfně omezena. Apatit bývá uzavírán v zrnech amfibolitu či živců, což dokazuje, že je staršího charakteru a krystalizoval v magmatické fázi. Pacák (1926) u těchto typů apatitu popisuje magmatickou korozi, která však ve studovaných vzorcích nebyla pozorována. Trundová (2004); Kynický (2009) a Dolníček et al. (2010) v apatitech zmiňují vysoký obsah Sr. Sr-bohaté apatity se ve studovaných vzorcích nevyskytovaly.

Postupem času se v magmatu začala akumulovat voda ve vysoké koncentraci, která zapříčinila krystalizaci amfibolů. Přítomnost amfibolů v hornině naznačuje vzrůst parciálního tlaku vody (Bailey, 1969). Amfibol svým chemismem ve studovaných těšínitech odpovídá kaersutitu, ferrokaersutitu, hastingsitu a ferropargasitu. V těšínitech bývá popisovaná také i přítomnost barkevikitu (Matýsek, 1992; Trundová, 2004; Buriánek a Bubík, 2012). Barkevikit ve studovaných vzorcích nebyl objeven. Během své krystalizace amfiboly odnímají z taveniny  $\text{Si}^{4+}$ ,  $\text{Ti}^{4+}$ ,  $\text{Al}^{3+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  a  $\text{Na}^+$ . Na okrajích zrn amfibolů dochází k přibývání  $\text{Fe}^{2+}$  a svým chemismem odpovídají spíše hastingsitu/ferropargasitu. Oproti tomu středy zrn amfibolů odpovídají kaersutitu/ferrokaersutitu. K přísunu  $\text{Fe}^{2+}$  mohlo dojít ve dvou etapách. Buď v etapě



magmatické, kdy hastingsit/ferropargasit krystalizoval z taveniny, nebo v etapě hydrotermální, kdy došlo k přísunu  $\text{Fe}^{2+}$  hydrotermálními roztoky. V amfibolech je vysoké zastoupení Al, což může dokazovat, že tavenina byla velmi bohatá na  $\text{Al}_2\text{O}_3$  před krystalizací K-živce.

Díky stále vysokému obsahu  $\text{H}_2\text{O}$  v magmatu začíná v tavenině krystalizovat biotit, který má stejné optické vlastnosti jako běžné biotity, které jsou popisované v těšínitech (Kudělásková, 1987; Trundová, 2004). Biotit v mnoha případech krystalizuje zároveň s amfiboly (Buriánek a Bubík, 2012). Biotit z taveniny odebírá potřebný  $\text{Si}^{4+}$ ,  $\text{Al}^{3+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$  a  $\text{K}^+$ , případně krystalizuje na úkor amfibolů a  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Ti}^{4+}$  oxidů od kterých přejímá potřebné komponenty. Zrna biotitu tohoto typu se vyskytují ve vzorku horniny (BLU11; typ II).

Spolu s mafickými minerály v tavenině začal krystalizovat i labradorit. V pozdějších fázích vývoje se ze zbytkové taveniny vyloučily K-živce. Ve struktuře živců jsou prvky s nízkým bodem tání, jako je  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$  a  $\text{Na}^+$ .

V magmatické fázi krystalizují i některé Fe-Ti oxidy, jako je magnetit a jiné opakní minerály. Minerály jsou mnohdy uzavírány v zrnech K-živců či amfibolů. Během chladnutí taveniny se odmíslil ilmenit za reakce:  $6\text{Fe}_2\text{TiO}_4 + \text{O}_2 = 6\text{FeTiO}_3 + \text{Fe}_3\text{O}_4$  (Haggerty, 1991; Buriánek a Bubík, 2012). Je pravděpodobné, že určitá část opakních minerálů je i ve studovaných těšínitech tvořena ilmenitem.

Po proniknutí taveniny do sedimentů hradišťského souvrství došlo k částečné asimilaci okolních sedimentů a také se začaly postupně vytvářet hydrotermální roztoky. Část hydrotermálních roztoků byla vygenerovaná i z taveniny. V tavenině se zvyšuje zastoupení  $\text{Al}^{3+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$  a  $\text{K}^+$  v hornině. V hornině působí alkalická metasomatóza.

Během rané hydrotermální fáze, začal krystalizovat mladší pyroxen, který svým chemismem odpovídá hedenbergitu. Z BSE snímku (obr. 13) je patrné že krystalizuje na okrajích porfyrických vyrostlic pyroxenů (diopsid) a je hypautomorfně až xenomorfně omezený. Ke krystalizaci pravděpodobně docházelo z vysokosalinních katatermálních roztoků uvolněných z magmatu (Dolníček et al., 2010).

V průběhu hydrotermální etapy začal krystalizovat také i biotit (annit), který je pozorován v leukokrátním hnízdě ve vzorku BLU4 (typ III). Biotity s podobným chemickým složením uvádí Trundová (2004) a Dolníček et al. (2010).

Ke krystalizaci analcimu jsou vedeny odlišné názory. Buď krystalizoval během magmatické fáze (Pearce, 1993), nebo v raném stádiu hydrotermální fáze (Karlsoon a Clayton, 1991). Ve studovaných vzorcích s největší pravděpodobností krystalizoval na úkor již vykrystalizovaných živců v hornině (Trundová, 2004), ze kterých se působením hydrotermálních roztoků odplavuje

$\text{Al}^{3+}$  a  $\text{Na}^+$ . Analcim může vznikat na úkor nefelinu či leucitu (Šmíd, 1978; Karlsoon a Clayton, 1991), avšak přítomnost nefelinu či leucitu nebyla v těšínitech s pomocí mikroskopie a ani analýzy chemismu potvrzena.

V průběhu vysokoteplotní hydrotermální etapy v těšínitech krystalizuje albit, který díky působení alkalické metasomatóze zatlačuje již v hornině přítomné bazické plagioklasy. Během hydrotermální aktivity docházelo u některých živců k výraznému obohacení o Sr a to až na 29,94 hm % v případně nově vzniklého slawsonitu.

Díky působení hydrotermálních roztoků vznikají sekundární opakní minerály. Rozpadem tmavých minerálu vzniká novotvořený magnetit (Buriánek a Skácelová, 2007). Začínají se objevovat Nb-fáze, jako je pyrochlor. Pozdější krystalizaci tohoto minerálu naznačuje zvýšené množství Nb v něm. Nb je při vysokých teplotách rozpustný (Knudsen, 1989). Jeho zvýšené zastoupení Nb (až 40,93 hm %) v minerálu naznačuje, že pyrochlor krystalizoval později, již při nižších teplotách.

V pozdějším stádiu alterace horniny začalo docházet k sekundárním přeměnám pyroxenů (chloritizace) a živců (karbonatizace). Postupem času se hydrotermální roztoky ochlazují, a tak v tavenině postupně začínají krystalizovat sekundární nízkoteplotní minerály, jako jsou karbonáty, chlority (chamosit), prehnit a oxidy a hydroxidy železa (limonit). Karbonát, často vyplňuje žilky a prostory mezi jednotlivými minerály. Tento minerál vzniká díky působením roztoků obohacených o Ca. Toto obohacení je zapříčiněno alterací minerálů, jako jsou pyroxeny. Případně může být vápník přinášén roztoky z externího zdroje.

## 5.4. Porovnání hmotnostně specifické magnetické susceptibility a hustoty hornin

Hodnoty hmotnostně specifické magnetické susceptibility (MS) se pohybují ve studovaných vzorcích v rozmezí hodnot  $0,12-9,88 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$  a hodnoty hustoty jsou od 2,41 do 2,86  $\text{g}/\text{cm}^3$ . Jak je z obr. 21 zřejmé, tak hodnoty MS a hustoty jsou rozkolísané a často mezi sebou nekorelují. Častým důvodem jsou sekundární přeměny (chloritizace, karbonatizace a limonitizace) a rozdíly v zrnitosti vzorků.

### Typ I – leukokráttní těšínit

Jak je již z grafu patrné (obr. 21), nízké hodnoty hustoty byly naměřeny u vzorků BLU9 a BLU7, oproti tomu u vzorku BLU5 je hodnota hustoty vysoká. Hodnota hmotnostně specifické magnetické susceptibility (MS) je nejvyšší u vzorku BLU7 a nejnižší u vzorku BLU9. Planimetrická analýza byla provedena pouze u vzorku BLU5 a BLU7. Důvodem vysokých hodnot MS i hustoty u vzorku BLU5 může být vyšší zastoupení tmavých minerálů jako je pyroxen (18,9 obj. %), amfibol (5,5 obj. %), opakní minerály (2,8 obj. %) a také nižší zastoupení světlého podílu jako je živec (44,0 obj. %) a analcim (16,0 obj. %). Vzorek BLU7 má nejvyšší hodnotu MS. Oproti vzorku BLU5 obsahuje více amfibolů (6,9 obj. %) a opakních minerálů (4,0 obj. %), zároveň je ve vzorku vyšší poměr světlých minerálů jako je živec (46,8 obj. %).

### Typ II – mesokráttní až melanokráttní těšínit

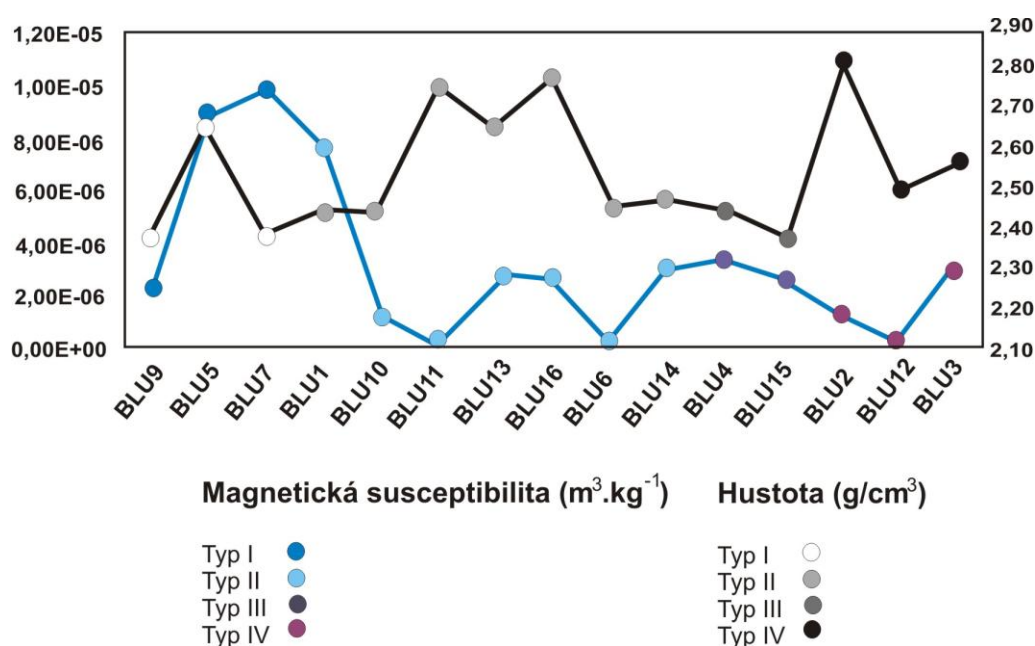
U tohoto typu těšínitu byly zhotoveny výbrusy pouze ze vzorku BLU10, BLU1, BLU11 a BLU16 (obr. 21). U vzorku BLU1 je nejvyšší hodnota MS ze všech vzorků tohoto typu a také je u tohoto vzorku relativně vysoká hodnota hustoty. Hodnoty MS jsou vysoké, jelikož je zde nejvyšší zastoupení pyroxenů (až 21,3 obj. %), amfibolu (7,6 obj. %) a opakních minerálů (4,3 obj. %), důvodem proč hustota není tak vysoká je způsobeno vysokým zastoupením živců (31,3 obj. %), analcimu (19,8 obj. %), a také přítomnou chloritizací pyroxenů (10 obj. %). U vzorku BLU11 a BLU16 jsou nejvyšší hodnoty hustoty, příčinou je vysoký obsah tmavých minerálů jako je pyroxen (5,8- 9,4 obj. %), amfibol (14,9–18,9 obj. %), biotit (8,1 obj. %) a opakní minerály (3,9–8,9 obj. %). Avšak hodnoty MS jsou nízké, což může být způsobeno zatlačováním pyroxenů chloritem, jako např. u vzorku BLU11 (25,9 obj. %).

### Typ III – leukokráttní hnízdo

Vzorek BLU4 má vyšší hodnotu MS a hustoty, než vzorek BLU15 (obr. 21). Důvodem je vyšší obsah opakních minerálů v BLU4 (3,4 obj. %) na rozdíl od BLU15 (0,5 obj. %), a také ve vzorku BLU4 je přítomen biotit (1 obj. %), který ve vzorku BLU15 chybí. Hodnoty MS i hustoty jsou celkově nízké, jelikož ve vzorcích chybí vyrostlice amfibolu a je zde nízké zastoupení pyroxenu (do 5,7 obj. %).

### Typ. IV – leukokráttní žilka

U vzorků BLU2a BLU3 jsou vyšší hodnoty MS a hustoty než u vzorku BLU12 (obr. 21). Tento jev může být zapříčiněn úplnou absencí zrn pyroxenů ve vzorku BLU12. Ačkoli je ve vzorku BLU12 relativně vysoké zastoupení opakních minerálů (2,4–7,7 obj. %), tak tyto minerály velmi často podléhají limonitizaci, což je dalším důvodem snížení hodnoty MS a hustoty. U vzorku BLU2 je nejvyšší hodnota hustoty ze všech tři vzorků. Důvodem takto vysoké hodnoty je ve vzorku vysoké zastoupení převážně pyroxenů (až 16,4 obj. %), amfibolů (3,8 obj. %) a opakních minerálů (4,5 obj. %). Avšak tento vzorek má nižší hodnotu MS což je způsobeno chloritizací pyroxenů (4,6 obj. %), a také limonitizací opakních minerálů. U vzorku BLU3 jsou si hodnoty MS a hustoty podobné (mají relativně vysoký charakter). Ačkoli je zastoupení pyroxenů (4,7 obj. %), amfibolů (6,6 obj. %) a opakních minerálů (0,9 obj. %) nižší, než u ostatních vzorků, tak je zde i nižší účinek druhotných přeměn jako je např. chloritizace pyroxenů (3 obj. %), což je důvodem takto vyrovnaných hodnot.



Obr. 21: Porovnání hodnot magnetické susceptibilita ( $m^3.kg^{-1}$ ) a hustoty ( $g/cm^3$ ).

## 6. Závěr

V Bludovicích u Nového Jičína vystupuje silně diferencované a komplikované těleso těšinitů. Na lokalitě byly vyčleněny čtyři typy těšinitů a to na základě barvy, zrnitosti a minerálního složení. Typ I je středně až hrubě zrnitý pyroxenicko-amfibolický leukokrátňí těšinit s porfyrickou strukturou a všesměrně zrnitou texturou. Typ II je mesokrátňí až melanokrátňí jemně zrnitý amfibolicko-pyroxenický až pyroxenicko-amfibolický těšinit s porfyrickou strukturou a všesměrně zrnitou texturou. V relativně tmavých typech těšinitů se místy objevují leukokrátňí hnízda či žilky, které představují další dva typy. Typ III – leukokrátňí jemnozrné hnízdo, které má stejnoměrně zrnitou až porfyrickou strukturou a všesměrně zrnitou texturou a typ IV – leukokrátňí až mesokrátňí jemně zrnitá žilka se stejnoměrně zrnitou až porfyrickou strukturou a všesměrně zrnitou texturou. Na vzniku studovaného magmatického tělesa se podílelo několik procesů, a to převážně frakční krystalizace, gravitační diferenciace, nerovnoměrná distribuce fluid a hydrotermální alterace. Ve vývoji chemismu těšinitů lze pozorovat diferenciační trend od hornin odpovídajících tefritu/bazanitu (typ I-II), přes tefritický fonolit (typ IV) zastoupený leukokrátňími až mesokrátňími žilkami, až po fonolit (typ III), kterému odpovídají leukokrátňí hnízda. Ty představují nejvíce diferencované partie celého tělesa.

Vznik minerální asociace těšinitů lze rozdělit do dvou samostatných etap, a to na etapy magmatické a hydrotermální. V magmatické etapě začal jako první krystalizovat pyroxen (diopsid) a apatit. Následně se v magmatu začala hromadit voda, která zapříčinila krystalizaci amfibolu a biotitu. Spolu s uvedenými tmavými minerály v těšinitu krystalizují bazické plagioklasy a později K-živce a část opakních minerálů. Distribuce těkavých složek byla v čase a v prostoru nerovnoměrná a ovlivnila tak množství a konečnou velikost vyrostlic mafických minerálů. Způsobila rozdíly ve složení a zrnitosti jednotlivých typů těšinitu, což je často patrné i v rámci jednoho horninového vzorku.

V hydrotermální etapě se tavenina dostala do kontaktu se sedimenty hradišřského souvrství, kde došlo k produkci hydrotermálních roztoků. Část roztoků vznikla také přímo z taveniny. Ve vysokoteplotní etapě hydrotermální alterace začal krystalizovat analcim a to především na úkor živců v hornině. Během této etapy krystalizují také živce (albit), biotit (annit) a hedenbergit. Hydrotermální roztoky patrně přinášely také stroncium, které bylo následně zabudováno do struktury Sr-živce slawsonitu. Tyto Sr-živce se nejčastěji nachází v leukokrátňích žilkách (typ IV) a hnízdech (typ III). Spolu s nimi se v těchto typech těšinitů objevují i Nb-fáze (pyrochlory). Poté následovala nízkoteplotní alterace, kde na úkor starších minerálů krystalizoval karbonát,

chlorit a prehnit. Ve všech typech těšinitů (I až IV) byla naměřena hmotnostně specifická magnetická susceptibilita (MS) a hustota. Hodnoty MS a hustoty jsou často proměnlivé a mezi sebou nekorespondují, což je způsobeno hojnými sekundárními přeměnami (chloritizace, karbonatizace či limonitizace), rozdílným minerálním složením a také rozdílnou zrnitostí vzorků.

## 7. Literatura:

- Anderson, J. G. (1974): The Geology of Alángorssuaq, northern Nunarssuit komplex, South Greenland. – MS, PhD. thesis, University of Aberdeen, UK.
- Anders, E. – Greves, N. (1989): Abundances of the elements: Meteoritic and solar. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53, 197–214.
- Bailey, D. K. (1969): The stability of acmite in the presence of H<sub>2</sub>O. – *American journal science*, 267, 1–16.
- Bayliss, P. (1975): Nomenclature of the trioctahedral chlorites. – *Canadian Mineralogy*, 13, 178–180.
- 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, Brno.
- Buriánek, D. – Bubík, M. (2012): Horniny těšínitové asociace v okolí Valašského Meziříčí. – *Acta Musei Moraviae, Scientae geologicae*. 97, 1, 89-111. Brno.
- Buriánek, D. – Skácelová, Z. (2007): Význam magnetické susceptibility pro geologické mapování hornin těšínitové asociace na listu 1:25 000 Starý Jičín (25-124). – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 62–65, Brno.
- Dolníček, Z. – Kropáč, K. – Uher, P. – Polách, M. (2010): Mineralogical and geochemical evidence for multi-stage origin of mineral veins hosted by teschenites at Tichá, Outer Western Carpathians, Czech Republic. *Chemie de Erde* 70, 267–282.

- Dostal, J. – Owen, V. (1998): Cretaceous alkaline lamprophyres from northeastern Czech Republic: geochemistry and petrogenesis. – *Geologische Rundschau*, 87, 67–77.
- 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*, 49, 7–15, Ostrava.
- Frejková L., (1957). Soupis lomů ČSR číslo 45. List Nový Jičín (4160). – Přírodovědecké vydavatelství, Praha.
- Grabowski, J. – Krzemiński, L. – Nescieruk, P. – Starnawska, E. (2006): Paleomagnetism of the teschenitic rocks (Lower Cretaceous) in the Outer Western Carpathians of Poland: constraints for tectonic rotations in the Silesian unit. – Geophysical Institut, Poland.
- Haggerty, S. E. (1991): Oxide mineralogy of the upper mantle. – *Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy*, 25, 355–416.
- Hejtman, B. (1957): Systematická petrografie vyvřelých hornin. – Československá akademie věd, Praha.
- Hohenegger, L. (1861): Die geognostischen Verhältnisse der Nordkarpathen in Schlesien und den angrenzenden Theilen von Mähren und Galizien als Erläuterung zu der geognostischen Karte der Nordkarpathen. – Verl. Justus Perthes, s. 1–50, Gotha.
- Hovorka, D. – Spišiak, J. (1988): Vulkanizmus mesozoika Západných Karpát. – Slovenská Akadémia vied, Bratislava.
- Chlupáč, I. – Brzobohatý, R. – Kovanda, J. – Stráník, Z. (2011): Geologická minulost České republiky. – Academia, Praha.
- Karlsson, H. R. – Clayton, R. N. (1991): Analcime phenocrysts in igneous rocks: primary or secondary? – *American Mineralogist*, 76, 189–199.



- Klvaňa, J. (1897): Tešenitý a pikrity na severovýchodní Moravě. – Rozpravy České akademie císaře Františka Josefa pro vědy, slovesnost a umění v Praze 23, r. VI, tř. II, Praha.
- Kudělásková, J. (1987): Petrology and geochemistry of selected rock types of teschenite association, Outer Western Carpathians. – Geol. Sbor. Geologica Carpathica, 38, 545–573, Bratislava.
- Kudělásková, M. – Kudělásek, V. – Matýsek, D. (1993): Chemické a petrologické studium pikritových hornin z podbeskydské oblasti. – Sborník Vědeckých prací Vysoké školy Báňské, 39, 63–72, Ostrava.
- Knecht, R. (2010): Mineralogie a geneze prehnitu a přehled poznatků o skarnových tělesech u Bludova. – PřF, Masarykova univerzita, Brno.
- Knudsen, C. (1989): Pyrochlore group mineral from the Qagarssuk carbonatite komplex. – Lanthanide's tantalum and niobium, Springer Verlag, 80–99.
- Kynický, J. – Xu, Cheng. – 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, 66–69, Brno.
- Leake, B. E. – Woolley, A. R. – Arps, C. E. S. – Birch, W. D. – Gilbert, M. C. – Grice, J. D. – Hawthorne, F. C. – Kato, A. – Kisch, H. J. – Krivovichev, V. G. – Linthout, K. – Laird, J. – Mandarino, J. – Maresch, W. V. – Nickel, E. H. – Rock, N. M. S. – Schumacher, J. C. – Smith, D. C. – Stephenson, N. C. N. – Ungaretti, L. – Whittaker, E. J. W. – Youzhi, G. – (1997): Nomenclature of amphiboles. Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical – Association Commission on New Minerals and Mineral Names. European Journal of Mineralogy, 9, 623–651.
- Leung, J. S. (1974): Sector – Zoned titanogites: morphology, crystal chemistry and growth. Amer. Min., 59, 127–138.

- Lewandowski, J. T. – Pickering, I. J. – Jacobson, A. J. (1992). Hydrothermal synthesis of calcium–niobium and tantalum oxides with the pyrochlore structure. – *Materials Research Bulletin*, Vol. 27, 981–988.
- Lucińska-Anczkiewicz, A. – Villa, I. M. – Anczkiewicz, R. – Slaczka, A. (2002):  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of alkaline lamprophyres from the Polish Western Carpathians. – *Geologica Carpathica*, 53, 45–52, Poland.
- Mahmood, A. (1973): Petrology of the teschenitic rocks series from the type area of Czieszyn (teschen) in the Polish Carpathians. – *Rosz. pol. tow. geol.*, Warszawa – Kraków.
- Matějka, A. – Roth, Z. (1949): Předběžné poznámky ku geologii moravskoslezských Bezkyd. – *Sborník Státního geologického Ústavu Československé Republiky*, 14, 293–328, Praha.
- Matýsek, D. (1988): Kontaktní metamorfismus hornin těšinitové asociace. – *Časopis Slezského Muzea Opava*, 37, 77–86, Opava.
- Matýsek, D. (1989): Geochemické zhodnocení výsledků třídění hornin těšinitové asociace. – *Sborník Vědeckých prací Vysoké školy Báňské*, 35, 304–324. Ostrava.
- Matýsek, D. (1992): Statistické vyhodnocení chemického složení pyroxenů a amfibolů hornin těšinitové asociace. – *Časopis pro mineralogii a geologii*, 37, 89–96, Ostrava.
- 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. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 66, 7, 1185–1196.
- Morimoto, N. – Fabries, J. – Ferguson, A. K. – Ginzburg, I. V. – Ross, M. – Seifert, F. A. – Zussman, J. – Aoki, K. (1988): Nomenclature of pyroxenes. – *Mineralogical Magazine*, 52, 535–550.

- 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.
- Nash, W. P. – Wilkinson, J. F. G. (1970): Shonkin Sag laccolith, Montana, I: Mafic minerals and estimates of temperature, pressure, oxygen fugacity and silica activity. – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 25, 241–269.
- Nemčok, M. – Nemcok, J. – Wojtaszek, M. – Ludhova, L. – Oszczytko, N. – Sercombe, W. J. – Cieszkowski, M. – Paul, Z. – Coward, M. P. – Slaczka, A. (2001): Reconstruction of Cretaceous rifts incorporated in the Outer West Carpathian wedge by balancing. – *Marine and Petroleum Geology*, 18 (1), 39–64.
- Pacák, O. (1926): Sopečné horniny na úpatí Beskyd Moravských. – *Rozpravy Československá akademie věd*, 27, 98 str. Praha.
- Pearce, T. H. (1993): Analcime phenocrysts in igneous rocks; primary or secondary? – discussion. – *American Mineralogist*, 78, 1–2, 225–229.
- Rieder, M. – Cavazzini, G. – D'yakonov, S. Y. – Frank-Kamenetskii, A. V. – Gottardi, G. – Guggenheim, S. – Koval, V. P. – Moller, G. – Neiva, M. R. A. – Radoslovich, W. E. – Robert, J. L. – Sassi, P. F. – Takeda, H. – Weiss, Z. – Wones, R. D. (1998): Nomenclature of the micas. – *The Canadian Mineralogist*, Vol. 36,.
- Rohrbach, C. (1885): *Über die Eruptivgesteine im Gebiete der schlesisch-mährischen Kreideformation mit Berücksichtigung der ausserschlesischen Teschenitvorkommen.* – Alfred Holder, Buchhanler, Wien.
- Sapetza, J. (1864): *Geognostische und mineralogische Notizen aus der Umgebung von Neutitschein.* – Biodiversity Heritage Library, 18–30.

- Schumacher, J. C. (1997): Appendix 2: the estimate of ferric iron in elektron microprobe analysis of amphiboles. – *Canadian Mineralogist*, 35, 238–246.
- Skupien, P. – Bubík, M. – Mikuláš, R. – Vašíček, Z. (2005): Nová biostratigrafická a ichnologická pozorování z křídových sedimentů u Frenštátu pod Radhoštěm. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 48–50, Brno.
- Smaržová, A. – Skupien, P. – Bubík, M. (2009): Izotopy uhlíku a kyslíku vápnatých sedimentů Kelčského vývoje slezské jednotky. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 78–80, Brno.
- Smulikowski, K. (1929): Les roches eruptives de la zone subbeskidique en Silesie et Moravie. – *Kosmos (Lwov)*.
- Stránil, 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*, 107–122, Brno.
- Stránil, Z. – Švábenická, L. (2004): Nástup krosněnské sedimentace ve flyšovém pásmu Karpat na Moravě. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 36–39, Brno.
- Szopa, K. – Wlodyka, 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*, August 2014, 65, 4, 273–284.
- Šmíd, B. (1962): Přehled geologie a petrografie hornin těšínové asociace na severním úpatí Beskyd. – *Geologická práce, Zoš.*, 63. Bratislava.
- Šmíd, B. (1978): Výzkum vyvřelých hornin těšínové asociace. – *MS-zprávy Sb. 835, I. a II.díl Archiv ČGS*, Brno:
- Tchermak, G. (1866): Felsarten von ungewöhnlicher Zusammensetzung aus den Umgebungen von Neutitschein. – *Ebenda* 53, 260–287.

Trundová, A. (2004): Petrografická charakteristika těšínitů z vybraných lokalit moravsko-slezských Beskyd. – Masarykova univerzita. Brno.

Urubek, T. – Dolníček, Z. – Kropáč, K. – Lehotský, T. (2013): Fluidní inkluze a chemické složení analcimu z lokality Řepišť (slezská jednotka, Vnější Západní Karpaty). – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 107–111, Brno.

Whitney, L. D. – Evans, W. B. (2010): Abbreviations for names of rock-forming minerals. – American Mineralogist, Volume 95, pages 185–187.

Włodyka, R. (2010): Ewolucja składu mineralnego skał cieszyńskiej prowincji magmowej. – Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego, Katowice.

Zemanová, Ž. (2012): Přirozená radioaktivita sedimentárních hornin slezské jednotky na území České republiky. – Univerzita Palackého v Olomouci, katedra geologie, Olomouc.

Internetové zdroje:

www1:

[http://mapy.geology.cz/geocr\\_50/?center=-491900,-1128900&scale=15000](http://mapy.geology.cz/geocr_50/?center=-491900,-1128900&scale=15000)

www2:

<https://mapy.cz/zakladni?x=18.0137943&y=49.5735892&z=15&source=firm&id=12701106>