

UNIVERZITA PALACKÉHO V OLOMOUCI
PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA
KATEDRA GEOLOGIE

**Mineralogie pegmatitů na Kluči u Filipové
v Hrubém Jeseníku**

diplomová práce

Simona Vachová

Environmentální geologie (N1201)
prezenční studium

vedoucí práce: doc. RNDr. Jiří Zimák, CSc.

leden 2013

Bibliografická identifikace:

Jméno a příjmení autora: Simona Vachová

Název práce: Mineralogie pegmatitů na Kluči u Filipové v Hrubém Jeseníku.

Typ práce: diplomová

Pracoviště: Univerzita Palackého v Olomouci, Přírodovědecká fakulta, katedra geologie.

Vedoucí práce: doc. RNDr. Jiří Zimák, CSc.

Rok obhajoby práce: 2013

Abstrakt: Práce se zabývá granitickými pegmatity na lokalitě Kluč v Hrubém Jeseníku.

Dokumentuje jejich výskyt, vztah k okolním horninám a na základě nově získaných laboratorních výsledků popisuje jejich mineralogickou charakteristiku. Dále srovnává pegmatity na Kluči s již dříve studovanými pegmatity v širším okolí intruze Rudné hory.

Klíčová slova: Hrubý Jeseník, silezikum, granitické pegmatity, mineralogická charakteristika.

Počet stran: 52

Počet příloh: 0

Jazyk: čeština

Bibliographical identification:

Autor's first name and surname: Simona Vachová

Title: Mineralogy of pegmatites on the Kluč Hill near Filipová in Hrubý Jeseník Mountains.

Type of thesis: diploma

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

Supervisor: doc. RNDr. Jiří Zimák, CSc.

The year of presentation: 2013

Abstract: This work deals with granitic pegmatites in the locality Kluč Hill in Hrubý Jeseník Mountains. It documents their occurrence, relationship to surrounding rocks and on the basis of newly obtained laboratory results describing their mineralogical characteristics. Moreover, it compares the pegmatites on the Kluč Hill with previously-studied pegmatites in the wider surroundings of Rudná Hill's intrusion.

Keywords: Hrubý Jeseník Mts., silesicum, granitic pegmatites, mineralogical characteristic.

Number of pages: 52

Number of appendices: 0

Language: czech

Poděkování

Na tomto místě bych ráda poděkovala především panu docentovi RNDr. Jiřímu Zimákovi, CSc. za odborné vedení, cenné rady a vstřícný přístup při psaní diplomové práce.

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem zadanou diplomovou práci vypracovala samostatně pod odborným vedením doc. RNDr. Jiřího Zimáka, CSc. a použila jsem pouze uvedenou literaturu.

V Hradci Králové dne 4. prosince 2012

.....

Obsah

1.	Úvod.....	6
2.	Metodika.....	8
3.	Obecná charakteristika pegmatitů.....	9
4.	Geneze pegmatitů.....	10
5.	Klasifikace pegmatitů.....	16
6.	Granitické pegmatity moravskoslezské oblasti – silezikum.....	19
7.	Geologie a granitické pegmatity vrchu Kluč a okolí.....	21
8.	Výzkumná část diplomové práce a její výsledky	
8.1	Terénní etapa.....	25
8.2	Mineralogická charakteristika odebraných vzorků pegmatitu.....	28
9.	Diskuse.....	44
10.	Závěr.....	49
11.	Literatura.....	50

1. Úvod

Název této diplomové práce je „Mineralogie pegmatitů na Kluči u Filipové v Hrubém Jeseníku“.

První část práce je věnována rešeršní přípravě, která se v jednotlivých kapitolách zabývá hlavně genezí pegmatitů, rozšířením pegmatitů v sileziku a na Kluči.

Druhá část diplomové práce se skládá z terénní etapy, která se zaměřuje na výskyt granitických pegmatitů na kopci Kluč. Jedním z cílů je vyhledání největší odkryté pegmatitové žíly na této lokalitě, kterou jako první popisuje ve své práci Kretschmer (1911) a následně i Skácel et. al (1968). V laboratorní části jsou pak prezentovány zjištěné výsledky z mikroskopického pozorování a WDX analýz vybraných vzorků.

Na závěr porovnávám granitické pegmatity z Kluče s již dříve popsányými pegmatity z širšího okolí intruze Rudné hory.

Celá diplomová práce je doplněna ilustračními obrázky, vybranými fotografiemi z lokalit a mikrofotografiemi výbrusů z odebraných vzorků.

2. Metodika

V souladu se zásadami pro vypracování mé diplomové práce jsem se nejprve zabývala literárně-rešeršní přípravou, která zahrnovala jak geologii silezika a výskyty pegmatitů v této jednotce, tak vlastnostmi minerálů přítomných v granitických pegmatitech na Kluči. Poté jsem v terénní etapě provedla rekognoskaci terénu na výskyt granitických pegmatitů a provedla jejich základní geologickou dokumentaci na vyhledaných lokalitách (výchozy pegmatitových žil a akumulace jejich fragmentů v deluviu a eluviu). Stanovené lokality byly zaneseny do topografické mapy s měřítkem 1:10 000 a také byly změřeny GPS souřadnice jednotlivých lokalit. Zaměřovala jsem se na studium stavby pegmatitových těles a zároveň jsem odebrala na jednotlivých lokalitách reprezentativní vzorky. Ty pak byly použity v laboratorní části na zhotovení leštěných výbrusů (panem Jiřím Povolným., PřF MU Brno), které jsem vyhodnocovala pomocí standardních optických metod na polarizačním mikroskopu Olympus BX 50, na němž byly také pořízeny mikrofotografie pomocí kamery Olympus C - 7070. V této etapě se zaměřuji na sledování vztahů mezi jednotlivými minerály a na semikvantitativní stanovení zastoupení jednotlivých minerálů v pegmatitových jednotkách.

K identifikaci méně běžných fází a k bližší charakteristice některých minerálů bylo použito vlnově disperzní mikroanalýzy (WDX) na elektronové mikrosondě Cameca SX100 (analytici RNDr. Radek Škoda, PhD., Mgr. Petr Gadas, RNDr. Renata Čopjaková, PhD., PEMM PřF MU Brno). Na tomtéž samém přístroji byly pořízeny i snímky ve zpětně odražených elektronech (BSE snímky).

WDX analýzy byly provedeny za těchto podmínek:

Allanit: průměr svazku 2 μm , 15 keV, 20 nA, použité standardy: albit (Na), almandin (Fe), PrPO_4 (Pr), titanit (Ca, Ti, Si), LaPO_4 (La), CePO_4 (Ce), sanidin (Al, K), YPO_4 (Y), NdPO_4 (Nd), SmPO_4 (Sm), GdPO_4 (Gd), DyPO_4 (Dy), ErPO_4 (Er), brabantit (Th), U (U), topaz (F), zirkon (Zr), pyrop (Mg), vanadinit (V, Cl, Pb), ScVO_4 (Sc), fluorapatit (P), chromit (Cr), Mn_2SiO_4 (Mn), SrSO_4 (Sr), baryt (Ba), TbPO_4 (Tb), HoPO_4 (Ho), YbPO_4 (Yb).

Apatit: průměr svazku 7 μm , 15 keV, 10 nA, použité standardy: albit (Na), spessartin (Si, Mn), Mg_2SiO_4 (Mg), fluorapatit (P, Ca), sanidin (K), almandin (Fe), SrSO_4 (Sr, S), YPO_4 (Y), ScVO_4 (V), topaz (F), vanadinit (Cl), LaPO_4 (La), CePO_4 (Ce).

Fylosilikáty: průměr svazku 5 μm , 15 keV, 10 nA, použité standardy: albit (Na), titanit (Si, Ti), sanidin (Al, K), wollastonit (Ca), andradit (Fe), topaz (F), chromit (Cr), gahnit (Zn), spessartin (Mn), ScVO_4 (Sc), MgAl_2O_4 (Mg), baryt (Ba), vanadinit (Cl).

Granát: průměr svazku $<1\mu\text{m}$, 15 keV, 20 nA, použité standardy: albit (Na), spessartin (Si, Al, Mn), Mg_2SiO_4 (Mg), titanit (Ti), chromit (Cr), fluorapatit (P), grossular (Ca), sanidin (K), almandin (Fe), YPO_4 (Y), ScVO_4 (Sc), topaz (F).

Tantaloniobát: průměr svazku 2 μm , 15 keV, 20 nA, použité standardy: albit (Na), Ta_2O_5 (Ta), andradit (Ca, Si), Columbit (Nb, Fe), TiO (Ti), Sn (Sn), spessartin (Mn), U (U), brabantit (Th), Bi (Bi), W (W), YAG (Y), zirkon (Zr), ScVO_4 (Sc), chromit (Al), olivín (Mg), fluorapatit (P), Sb (Sb), PbSe (Pb), InAs (As), CeAl_2 (Ce), PrF_3 (F).

Živce: průměr svazku 5 μm , 15 keV, 10 nA, použité standardy: albit (Na), sanidin (Si, Al, K), wollastonit (Ca), baryt (Ba), andradit (Fe), fluorapatit (P), SrSO_4 (Sr).

Bazicita plagioklasu byla ověřována metodou symetrické zóny pomocí polarizačního mikroskopu Olympus BX 50.

Dva vybrané vzorky pegmatitu z živec-křemen-muskovitové jednotky o hmotnost cca 1kg byly homogenizovány a následně zaslány do laboratoří ACME ve Vancouveru ke stanovení makroelementů i mikroelementů.

Na závěr (v kapitole „Diskuse“) provádím srovnání pegmatitů z Kluče s již dříve studovanými pegmatity v širším okolí intruze Rudné hory.

3. Obecná charakteristika pegmatitů

Jak jsem již v úvodu zmiňovala, pegmatity jsou intruzivní magmatické horniny, které se mohou nacházet víceméně v jakýchkoliv magmatických hlubinných horninách a taktéž v horninách metamorfovaných. Pegmatity tvoří malá tělesa, která jsou zřídka delší než 50 m (London 2009). Povaha pegmatitů je značně různorodá. Mohou se vyskytovat ve formě takzvaných jednoduchých pegmatitů, které vznikly krystalizační diferenciací ze zbytkové taveniny nabohacené o těkavé a kovové složky. Pegmatity mají často zonální stavbu, kdy na okrajích je vyvinuta aplitová jednotka, směrem do centra následuje grafická a jádro je tvořeno jednotkou blokovou. Pegmatity jsou tvořeny převážně křemenem, draselným živcem a v menším množství muskovitem.

Druhým typem jsou metasomatické pegmatity, ve kterých za určitých podmínek proběhlo metasomatické zatlačování již vykrystalovaných minerálů (především K-živce) mladšími minerály. Díky těmto procesům mohou pegmatity v některých svých jednotkách (metasomatických) obsahovat nejen albit, Li-slídy, Li-turmalín, ale někdy i obecně vzácné minerály.

Dalším důležitým parametrem, podle kterého se pegmatity rozlišují, je jejich složení. Nejběžnějším typem jsou granitické pegmatity, jejichž celkové složení je podobné granitům. Nejčastěji je můžeme nalézt v podobě menších žilných těles, ale také mohou tvořit čočky nebo mít zcela nepravidelný tvar.

Charakteristickým znakem je jejich zonální stavba (především u těch více frakcionovaných) a také jsou to pegmatitové struktury, jako například grafické srůsty křemene a draselného živce.

Pegmatity se od ostatních hornin liší výraznou variabilitou velikostí zrn v jednotlivých jednotkách. Zatímco v okrajové aplitové zóně mají zrna velikost do dvou milimetrů, směrem do centra mohou být vyvinuty krystaly o velikosti až několika metrů.

Světově proslulé pegmatity, jako například v Minas Gerais v Brazílii, jsou známy právě kombinací výskytu krystalů obrovských rozměrů a zároveň vzácných minerálů v pegmatitovém tělese.

4. Geneze pegmatitů

První experimentální studie pegmatitů byly součástí velké otázky, která se zabývala vznikem granitických hornin a vlastnostmi silikátových tavenin obecně. Badatelé v té době prováděli experimenty ve vodném silikátovém systému a interpretace výsledků spočívaly ve zhodnocení základních vlastností magmat, „jak magma může a nemůže fungovat“. Pegmatity byly pro experimentální studie zajímavé, protože jejich složité strukturní znaky zamezovaly jakýmkoliv intuitivním vysvětlením jejich vzniku. V minulosti převažovala domněnka, že granitické pegmatity vznikly z obrovského objemu granitového magmatu. Mechanismus, ze kterého pegmatity měly vzniknout, si představovali vědci tak, že zbytková silikátová tavenina, byla vytlačena z míst, kde se nahromadily vykrystalované minerály, a vytvořila malé rezervoáry buď uvnitř zdrojové horniny nebo v podobě žil pronikla do okolních masivů (London 2005).

Mezníkem v lepším pochopení geneze pegmatitů se stal model prezentovaný Richardem Jahensem (Jahns 1955; Jahns a Tuttle 1963; Jahns a Burnham 1969), podle kterého se pegmatity vytvořili ze zbytkové granitické taveniny, ve které je přítomna jak vodní pára tak silikátová tavenina. Podle modelu Jahnese a Tuttle (1963) může docházet k segregaci hlavních alkalických prvků na vysoké úrovni za předpokladu, že pegmatitové magma je nabohacené o těkavé složky, což znamená, pokud je v systému přítomna jak silikátová tavenina tak vodní pára. Experimentální důkazy ukazují, že draslík je získáván z taveniny pomocí vodní páry na úkor sodíku. Draslík a další komponenty se mohou díky výparu rychleji přemisťovat v závislosti na teplotním gradientu.

Postupem doby se díky novým poznatkům Londona (1992, 2005) zjistilo, že na přítomnosti vodní páry při tvorbě pegmatitových struktur tolik nezáleží. I když v současnosti neexistuje žádný obecně aplikovatelný model, který by zcela vysvětloval procesy, při kterých pegmatity vznikly, přiklání se většina badatelů k té teorii, jejíž základy položil již výše citovaný Richard Jahns.

Jak uvádí Simmons a Weber (2008), ukazuje se, že většina pegmatitů se utvořila z jednoduché magmatické intruze, ale dále podstupovaly soubor vnitřních krystalizačních pochodů, které nejspíše mohly za vytvoření několika typických pegmatitových znaků, kterými jsou: velké rozpětí ve velikosti zm; shodné změny v krystalových vlastnostech minerálů projevující se od okrajů směrem do středu; zvýšené koncentrace tavidel,

těkvavých a vzácných prvků a ve vzácných příležitostech i vytvoření dutin obsahující krystaly drahokamové kvality.

Podle Londona (1992) jsou experimentální studie komplikované kvůli velkému množství chemických látek, o nichž je známo, že jsou obsaženy v některých těchto horninách. Mnohé z vnitřních znaků pegmatitů jsou společné jak pro ty kompozičně nejjednodušší, tak i pro ty nejvíce vyvinuté typy, což může poukazovat na shodné procesy utváření pegmatitů, které nezávisí na mimořádných složkách (významné odchylky z haplogranitového systému). Proto všechny experimentální modely formování pegmatitů vykazujících jejich charakteristické stavební znaky musí vycházet z jednoduchého haplogranitového systému.

London (1992) definuje pět hlavních otázek, které by měly být vysvětleny experimentálními modely a které současně umožní vyjádřit hlavní rozdíly mezi granitickými pegmatity a granitoidy.

Jsou to: 1) Hrubozrnné až velkozrnné struktury

2) Neobyčejná variabilita ve velikosti zrn

3) Anizotropní struktury

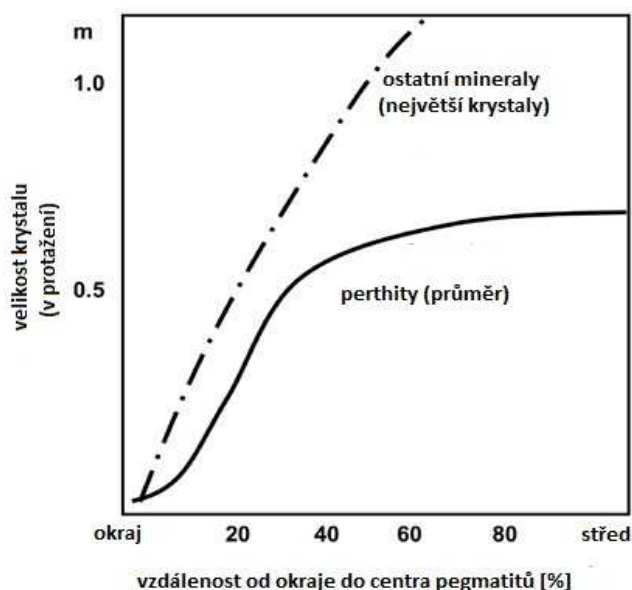
4) Chemická heterogenita v několika různých měřítkách

5) Chemická frakcionace uvnitř jednotlivých pegmatitových žil a mezi pegmatity v žilných rojích

Těchto pět okruhů otázek spolu vzájemně úzce souvisí a prolínají se. Na následujících stránkách se zaměřím hlavně na první dvě z uvedených otázek a pokusím se je rozvést podle dosavadních vědeckých poznatků.

Jednou z otázek týkající se pegmatitových struktur, kterou by chtěli vědci vyřešit, je, jak je možné, že v některých pegmatitech se utvořila zrna o rozměrech až několik metrů. Tímto problémem se zabýval Jahns (1953), který pouhým pozorováním a následným měřením velikostí zrn v jednotlivých pegmatitových zónách došel k závěru, že velikost zrn hlavních horninotvorných minerálů narůstá směrem od okrajů do středu a v mnoha případech se tak děje i velmi rychle. Na základě této teorie Jahns (1953) sestrojil graf (viz obr.1), kde můžeme pozorovat lineární závislost velikosti největších zrn na vzdálenosti od okrajů v pegmatitových žilách.

Obr.1: Lineární závislost velikosti (maximální) jednotlivých zrn na umístění v pegmatitovém tělese, vzrůstající od okrajů (0%) směrem do centra (100%) (upraveno podle Jahnse 1953, Londona 2009).



Pegmatity pravděpodobně vznikly ze zbytkového magmatu, které je obohacené o složky důležité pro vývoj pegmatitových těles. Mezi tyto látky patří inkompatibilní, vzácné, těžké a tavící (H_2O a dále Li, B, P, F) prvky (London 2009). Podle Simmonse a Webera (2008) tavící a těžké složky snižují teplotu krystalizace, nukleační rychlost, polymerizaci taveniny a viskozitu, a naopak zvyšují rychlost difúze a rozpustnost, což je důležitou podmínkou pro formování krystalů velkých rozměrů a také pro utváření pegmatitových struktur. V případě, že by tavenina neobsahovala tyto komponenty, pegmatity by se s ohledem na jejich menší velikost oproti jiným horninám ochlazovaly poměrně rychle a jejich viskozita by byla příliš vysoká pro transport látek jako Si nebo Al, jejichž difúze je za normálních okolností pomalá. Pokud je ovšem tavenina nabožená o volatilní prvky, sníží se její viskozita natolik, aby mohla difúze proběhnout v dostatečně krátkém časovém rámci.

Z informací, které podává studie Simmonse a Webera (2008) hrají tavidla jako B, F, P a Li vedle H_2O v magmatu ještě jinou podstatnou roli. Slouží v ní jako síťové modifikátory, které předcházejí a brání utváření nukleí (zárodků krystalů) a zvyšují rychlost iontové difúze jen u několika krystalizačních zárodků, čímž umožní jejich přetrvání a ony mohou růst. Tyto dva účinky způsobují jak snadnou iontovou migraci na

velké vzdálenosti, tak i podporují růst několika krystalizačních jader, což vede ke vzniku, v závislosti na teplotě, mnohem větších krystalů.

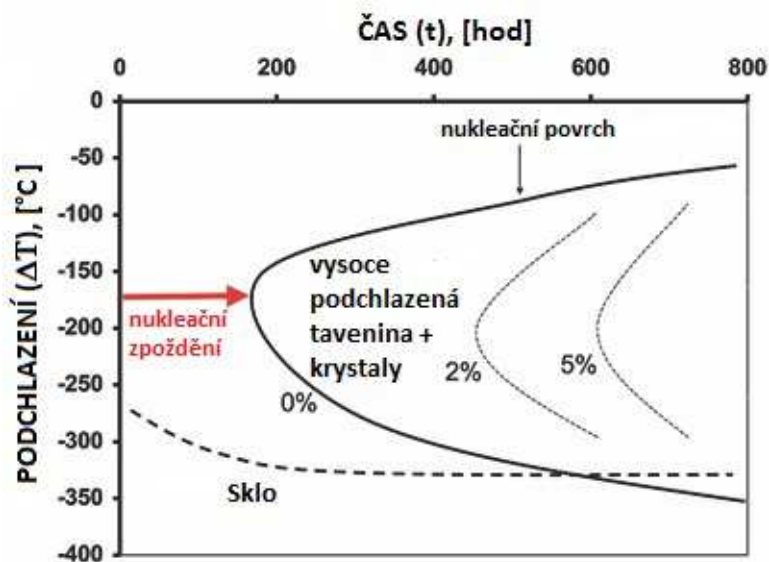
Podle závěrů Londona (2009) se hrubozrnné až velkozrnné struktury tvoří vlivem nahromaděných vyloučených tavidel z krystalového povrchu, což snižuje viskozitu taveniny v hraniční vrstvě, a tím umožňují zrychlení laterální difúze podél krystalizační zóny, které je nezbytné pro oddělení Al a Si během doby, kdy tavenina chladne. Jak London (2009) dále uvádí, k vytvoření velkých krystalů křemene a draselného živce je nutné, aby se laterální difúze Al a Si podél krystalizační zóny přiblížila rychlosti vnitřního postupu solidifikační fronty nebo ji i překročila. Například pokud difúze Al při růstu krystalu křemene nepřekročí tuto rychlost, pak se začne Al hromadit podél rostoucího povrchu křemene a ve výsledku bude hliníkem nasycen živec (případně jiná hlinitanová fáze). Pomocí laterální difúze podél krystalizační fronty jsou sem přinášeny Si a Al a zároveň jsou jiné komponenty odváděny z rostoucího povrchu pryč na větší a větší vzdálenost, ale stále ve stejném časovém období.

Podle experimentů Nabeleka et al. (2010) hraje při utváření velkých krystalů důležitou roli také přítomnost vody. Jak citovaní autoři uvádějí, zdá se, že voda podporuje rychlý růst velkých krystalů, protože dramaticky snižuje rychlost nukleace, a tím se netvoří další nuklea. Proto jen několik vzniklých krystalizačních jader může vytvořit velké krystaly z vysoce podchlazené taveniny.

Krystalizace minerálů z pegmatitového magmatu nastává až po jisté době. Tomuto času mezi ochlazováním při hranici likvidu a znatelnému počátku krystalizace se říká nukleační zpoždění a může trvat v řádu hodin až dní. V této době, kdy tavenina takzvaně odpočívá, dochází k vnitřní reorganizaci magmatických komponent v důsledku reakce na ochlazování. Podle Londona (2009) je nukleační zpoždění spojené s průběžným ochlazováním viskózní taveniny, které vytváří vysoký chemický potenciál pro řízenou krystalizaci od jejího začátku. Pravděpodobnost náhodné nukleace v kterékoliv části těla magmatické intruze se tak mění na vysokou pravděpodobnost nukleace v okrajové části, kde v rámci celého tělesa dochází k největšímu ochlazování.

Na obr. 2 (London 2009) můžeme pozorovat, že nukleační zpoždění roste jak s větší, tak menší mírou podchlazení a zároveň nedochází ke krystalizaci v rozmezí 50° C pod hranicí likvidu při době trvání vyšší jak 800 hod. Z toho lze usuzovat, že pegmatity se formují z pomaleji chladnoucího magmatu, tak jako na okrajích pegmatitů, pokud zde bude podchlazení potřebné pro vyvolání krystalizace (o 50° C nebo i více stupňů).

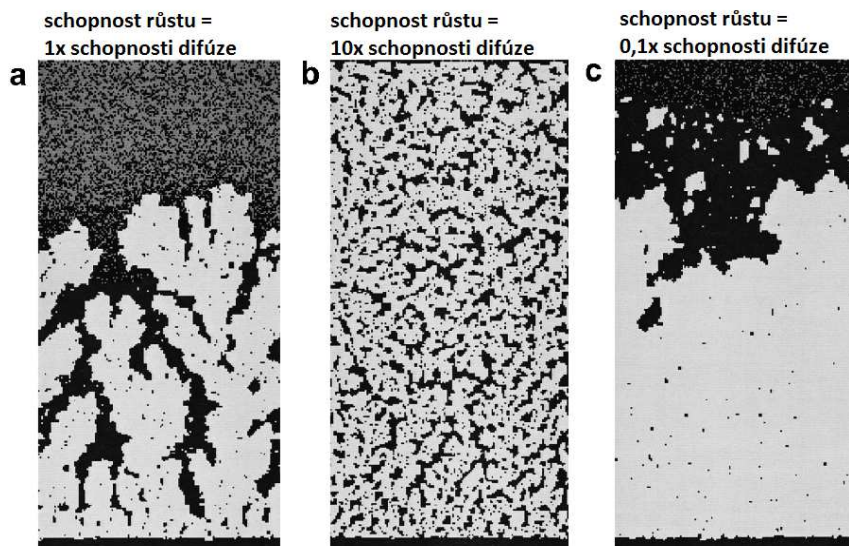
Obr. 2: Závislosti nukleace na čase a míře podchlazení v systému H_2O -nasycené haplogranitové taveniny při 200 MPa H_2O ($\text{Ab}_{38,2}$, $\text{Or}_{28,0}$, $\text{Qtz}_{33,6}$, $\text{Cm}_{0,2}$). Nukleační povrch popisuje první krystaly, které se vytvoří (K-živec) pod hranicí likvidu (ΔT) při 200 MPa H_2O . Konturami jsou zachycena objemová procenta krystalů vůči sklu (upraveno podle Londona 2009).



Dříve byl přijímán názor, že velikost zrn v magmatických horninách je přímo úměrná rychlosti krystalového růstu a stupni zchlazení. To znamená že, jemnozrnné struktury se utvářely rychle z extrémně podchlazené taveniny, kdežto velké krystaly rostly pomaleji z pomaleji chladnoucí taveniny. Proti pravdivosti této teze v dnešní době už lze nalézt několik důkazů proto, že tomu tak být nemohlo, což například dokazuje výskyt geneticky stejné jemnozrnné aplitové struktury a hrubozrnné pegmatitové struktury v jednom pegmatitovém tělese.

Jak uvádí London (2009) jemnozrnné a anisotropické struktury vznikly krystalizací z taveniny, která byla vysoce metastabilní (supersaturovaná). Podchlazení vzniklo kvůli vysoké viskozitě celkového objemu v tavenině, která zpomalila difúzi, což je nezbytné pro začátek utváření nukleí. Vysoká viskozita taveniny také brání přenosu Al a Si pomocí difúze. Proto v této krystalizační fázi, která je charakteristická pomalou laterální difúzí podél krystalizační fronty, vznikají jemnozrnné struktury, skeletární nebo písmenkové srůsty minerálů. Na základě experimentálních modelů vytvořených Bakerem a Fredou (1999) (Obr. 3) můžeme pozorovat závislost pravděpodobnosti růstu na schopnosti difúze.

Obr. 3: Účinek relativních schopností růstu a difúze na struktury tvořené složením odpovídající albit- křemenným eutektickým směsím vykrystalovaným při 873 K, kdy za absolutní hodnotu difúze je považována Na-K v živcové tavenině ($5,9 \times 10^{-13} \text{ m}^2/\text{s}$), (upraveno podle Bakera a Freda (1999)).



Na obrázku a) vidíte situaci, kdy je schopnost růstu rovná difusivitě. Zde jednoznačně převládá rostoucí křemen (světlá barva), který vytváří hřebenovou strukturu a jehož zrna jsou kolmo v protažení na zárodečné krystaly. Albit (tmavá barva) začíná krystalovat až v pozdější fázi. Na obrázku b) je schopnost růstu desetkrát menší než difúze, což vede k vytvoření jemnozrnné struktury vzájemně se prorůstajících, nahuštěných drobných zrn albitu a křemene. Na obrázku c) je zachycen opačný vztah, kdy je schopnost růstu desetkrát větší než četnost difúze. Tento stav vede ke vzniku samostatných zón, ve kterých se nachází téměř čistý křemen doplněný v extragranulárních prostorech albitem.

Rozdílem mezi hrubozrnnou a jemnozrnnou strukturou se zabývalo více vědeckých prací. Weber et al. (1999) například představil model, kde funguje mechanismus difúze, který kontroluje kolísání nukleace a krystalizace v silně zchlazené tavenině a tím došlo k vytvoření žilné horniny v San Diego County.

Z dosavadních výzkumů je zřejmé, že pegmatitové struktury byly vytvořeny při prudkém zchlazení díky několika různým spouštěcím mechanismům a to buď termickým, chemickým nebo tlakovým.

5. Klasifikace pegmatitů

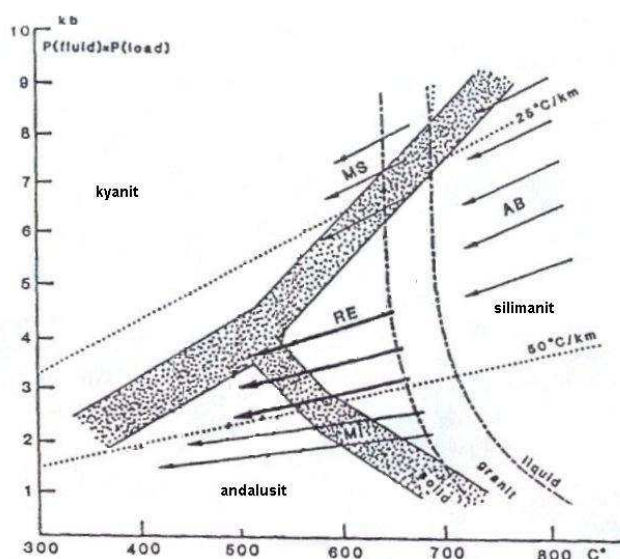
Pegmatity jako horniny takové, jsou značně variabilní jak ve velikosti zrn, tak i v chemickém složení, a tudíž i výskytu celé řady minerálů v jejich strukturách. Proto je velice obtížné vytvořit takovou klasifikaci, do které by mohly spadat všechny objevené pegmatity. V minulosti se o to pokoušeli mnozí geologové, ale větší úspěchy se dostavily až na konci druhé poloviny minulého století. Mezi ty, jenž dokázali definovat společné znaky pegmatitových hornin patří Ginsburg et al. (1979), který rozdělil pegmatity do čtyř skupin a to: abysální, muskovitové, vzácných prvků a miarolitické. Toto dělení vytvořil na základě P – t podmínek vzniku okolních metamorfovaných, případně magmatických hostitelských hornin.

Na jeho klasifikaci navázal Černý (1991a), který ji rozšířil o tři nové petrogenetické skupiny (NYF, LCT a NYF+LCT) a dosavadní čtyři oddělení doplnil novými geochemickými, petrologickými a paragenetickými kritérii.

Klasifikace od Černého a Ercita (2005), kterou použiji pro mou diplomovou práci, je rozšířena o skupinu muskovitických pegmatitů s prvky vzácných zemin. A dále jsou zrevidovány a zaktualizovány v rámci nových poznatků zbylé čtyři oddělení.

Z obr. 4 prezentovaným Černým (1991a), Novákem (2005) můžete vyčíst základní informace o P-t podmínkách vzniku hostitelských hornin jednotlivých skupin granitických pegmatitů.

Obr. 4: PT diagram podmínek formování horninového prostředí pegmatitových skupin (upraveno podle Černého 1991a, Novák 2005).



Vysvětlivky:
AB- abysální pegmatity
MS- muskovitické p.
RE- p. vzácných prvků
MI- miarolitické p.



Černý a Ercit (2005) sice rozdělují granitické pegmatity do pěti základních skupin, ale pro mou diplomovou práci jsou stěžejní pouze dvě z této klasifikace, proto se budu dále zabývat pouze jimi. V rámci bakalářské práce (Vachová 2010) bylo zjištěno, že na kopci Kluč v Hrubém Jeseníku se nacházejí granitické pegmatity, které byly v rámci této klasifikace zařazeny do skupiny muskovitových pegmatitů, případně do muskovitových pegmatitů s prvky vzácných zemin. Podrobnější informace o těchto dvou skupinách jsou uvedeny v tabulce na obr. 5 a v odstavcích psaných níže.

Obr. 5: Klasifikace granitických pegmatitů muskovitové třídy a muskovitové třídy s prvky vzácných zemin (upraveno podle Černého a Ercita (2005)).

Třídy	Geochemická charakteristika	Typické minerály
Muskovitová třída (MS)		
(nerozdělena)	Ca, Ba, Sr, Fe > Mn	Muskovit, biotit, almandin, spessartin (kyanit, silimanit)
Muskovitová třída s prvky vzácných zemin (MSREL)		
MSREL - REE	Be, Y, REE, Ti, U, Th, Nb - Ta	Muskovit, fergusonit, samarskit, monazit, beryl, almandin-spessartin
MSREL - Li	Li, Be, Nb	Beryl, kassiterit, kolumbit, lepidolit, (spodumen)

1) Muskovitové pegmatity

Podle Černého a Ercita (2005) jsou pegmatity muskovitové třídy spjaty s horninami vyšší amfibolitové facie, které se utvářely za podmínek: $P \sim 8-5$ kbar, $T \sim 650-580$ °C. Muskovitové pegmatity mohou vytvářet tělesa obrovských rozměrů.

V hostitelských horninách jsou uloženy jak konkordantně, tak diskordantně. Většinou mají zonální vnitřní stavbu. Někdy jsou muskovitové pegmatity označovány jako keramické, protože obsahují velké množství živců. Ty spolu s křemenem případně i muskovitem tvoří hlavní horninotvorné minerály. Dále se v muskovitových pegmatitech může v menším množství vyskytovat například biotit, granát, apatit nebo turmalín.

Jak uvádí Novák (2005) pegmatity muskovitové třídy jsou v rámci České Republiky poměrně vzácné. Jediné pegmatity, které mohou dobře reprezentovat tuto třídu, se vyskytují v sileziku v oblasti Hrubého Jeseníku. Jde o poměrně primitivní pegmatity s jednoduchou zonální stavbou a místy hojným výskytem muskovitu a turmalínu (dravit, skoryl) případně granátu almandin-spessartinové řady. Jako akcesorie mohou obsahovat apatit, biotit, vzácně i beryl. Dosud tyto pegmatity nebyly detailněji studovány kromě lokality berylu z vrtu blízko Videl pod Pradědem.

2) Muskovitové pegmatity s prvky vzácných zemin

Tato pegmatitová třída je kvůli svým charakteristickým vlastnostem spojovacím můstkem mezi muskovitovými pegmatity a pegmatity vzácných prvků. Pegmatity obsahují jak velké množství slíd, tak jsou jejich vnitřní struktury nabohaceny o minerály vzácných prvků. Vyskytují se převážně v horninách vzniklých za vyšších tlaků (hlavně svory a ruly s kyanitem) při podmínkách $P \sim 7-3$ kbar, $T \sim 650-450^{\circ}\text{C}$. Pegmatity jsou uloženy převážně diskordantně, přičemž respektují metamorfní foliaci hostitelských hornin. „Občas se v pegmatitech vyskytuje regionální zonálnost vztažená vůči mateřským granitům (Ercit 1992)“. U některých pegmatitů této třídy je charakteristické metamorfní postižení, které se projevuje usměrněním slíd na kontaktu s okolní horninou, případně vznikem metamorfního muskovitu nebo mylonitové zóny (Novák 2005). Typickými minerály jsou křemen, živce, muskovit, v menší míře k nim může přistupovat apatit, granát, turmalín, beryl, spodumen, zirkon, amblygonit - montebrasit, kasiterit, kolumbit – tantalit, REE minerály a řada dalších. Do třídy muskovitové s prvky vzácných zemin se nejlépe hodí pegmatity z oblasti tepelského krystalinika. Na některých lokalitách v této oblasti (například Kříženec u Mariánských Lázní) v minulosti probíhala těžba muskovitu, který je v pegmatitech hojně přítomen.

6. Granitické pegmatity moravskoslezské oblasti - silezikum

Granitické pegmatity v moravskoslezské oblasti se nacházejí především v oblasti silezika. Jejich výskyt je zde především vázán na desenskou a keprnickou skupinu a v hojné míře se nacházejí v žulovském masivu a jeho plášti. V žulovském masivu se jedná hlavně o miarolitické pegmatity nebo o pegmatity třídy vzácných prvků (např.: Žulová, Velká Kraš, Černá Voda, Supíkovice). V desenské skupině se pegmatity nacházejí hlavně na Sobotínsku (lokality Bienergraben, Oplustilberk, Scheibengraben, Schinderhübel a Lysá hora), v keprnické jednotce jsou pak pegmatity v okolí města Šumperk (Městské skály), Velkých Losin, Rejchartic, Rapotína a Branné (lokalita Dämmbaude).

V sileziku můžeme rozlišit dvě odlišné populace pegmatitů (Kruťa et al. 1967, Novák 2005). Tou první jsou prevariské pegmatity, které mají znaky metamorfního postižení (deformace, lineace, foliace). Kruťa et al. (1967) uvádí, že tyto pegmatity vznikly jako produkt isozonální metasomatózy biotitických pararul. Pegmatity se zdají být poměrně primitivní (jak uvádí Novák 2005) - tvoří žíly někdy i značných rozměrů s jednoduchou zonální stavbou. Podle Kruťa et al. (1967) se jedná o pegmatity vytvořené za takových teplotních a tlakových podmínek, které odpovídaly isozonálním migmatitům (metatektu). Nejpravděpodobněji patří do třídy muskovitové (podle Nováka 2005). Hojně se v nich nachází turmalín (skoryl-dravitové řady), místy i granát (almandin, spessartin), apatit, biotit a spíše výjimečně obsahují i beryl nebo Nb,Ta-oxidy. Typickou vlastností je pro ně vysoká aktivita boru na jedné straně a na druhé velmi nízká aktivita fosforu a fluoru (Novák 2005). Vztah těchto pegmatitů k mateřským granitům je nejasný. Charakteristickým představitelem pegmatitů tohoto typu je pegmatit zastižený vrtem u Dykovy chaty při osadě Vidly (Aichler et al. 1986).

Druhou populací pegmatitů desenské a keprnické jednotky jsou variské posttektonické pegmatity, které jsou v okolních horninách uloženy většinou diskordantně a jejich struktura je obvykle všesměrně zrnitá (usměrnění chybí). Pegmatity se nacházejí hlavně v metamorfovaných komplexech facie zelených břidlic až amfibolitové facie. Podle složení se řadí do třídy vzácných prvků, blíže do beryl-columbitového subtypu. Některé z pegmatitových žil podlely intenzivní regionální metamorfóze, při níž podmínky odpovídaly sillimanitové zóně (Novák 2005). Typickými lokalitami této pegmatitové populace jsou Scheibengraben, Schinderhübel a Dämmbaude. Pro pegmatity je charakteristická nízká aktivita boru, fosforu a fluoru, a jen místy jsou koncentrace těchto

tří prvků ve vyšších obsazích (Scheibengraben). Typickými stopovými prvky jsou zinek, bismut a uran (Novák 2005). Mineralogické složení pegmatitů může být velmi pestré, kdy vedle typických minerálů, jako je křemen, živce, muskovit, mohou obsahovat například i beryl, zirkon, apatit, lepidolit, columbit-tantalit, REE minerály a řadu dalších. Zdá se, že tyto pegmatity jsou geneticky příbuzné s variskými granitoidními intruzivními tělesy (jako žulovský masiv, šumperský masiv nebo intruze Rudné hory).

7. Geologie a granitické pegmatity vrchu Kluč a okolí

Moje zájmová lokalita se nachází v desenské skupině, která se ještě ve starší regionálně - geologické literatuře rozdělovala podél bělského zlomu na dvě dílčí kry Praděd a Orlík. Kopec Kluč, který je vysoký 892 m je součástí kry Praděd, jejíž základ je tvořen monotónními biotitickými a dvojslídnyými rulami s občasnými vložkami amfibolitů, kvarcitů nebo erlanů (Mísař et al. 1983).

Horninový základ kopce Kluč je tvořen fylonitizovanými biotitickými perlovými až migmatickými rulami nebo fylonitizovanými biotit-chlorit-muskovitickými rulami, které jsou místy prořaty intruzemi amfibolitových žil (viz obr. 6). Od severu na Kluč zasahuje intruze Rudné hory. „Vznik převážné většiny pegmatitů v širším okolí Velkých Losin je geneticky spjatý s granitovou intruzí na Rudné hoře (J. Pokorný, J. Staněk 1951).



Vysvětlivky:
5-deluviální, převážně
kamenitohlinité až hlinitokamenité
sedimenty;
14-pegmatit;
15-dvojslídny granit až metagranit;
54- biotit-chlorit-muskovitový
fylonit;
56-amfibolit;
58-fylonitizovaná
biotitická perlová až
migmatická rula;
60-fylonitizovaná biotit-chlorit-
muskovitová rula

Obr. 6: Výřez z geologické mapy 1 : 50 000, list 14-24 Bělá pod Pradědem.

Intruze Rudné hory je značně heterogenní těleso, které se skládá ze dvou horninových podtypů, a to v severní části ze syenogranitu a v jižní partii je tvořen alkalicko-živcovým granitem (Nejeschlebová 2010). Hlavními horninotvornými minerály jsou křemen, draselný živec (mikroklin a ortoklas) a plagioklas (bazicitou odpovídající oligoklasu až andezinu), v menším zastoupení se vyskytuje muskovit a biotit. Granity jsou poměrně bohaté na akcesorické minerály, které jsou však obvykle menší než 0,1 mm. Z granitových těles byly určeny minerály: hematit, ilmenit, pyrit, apatit, zirkon, xenotim-(Y), allanit-(Ce), monazit-(Ce) (Vávra 2002). Nejeschlebová (2010) určila mikroskopicky nebo pomocí WDX analýzy dále tyto minerály: magnetit, granát, chlorit, euxenit-(Y), rutil, bastnázit-(Ce), fergusonit-(Y) a cheralit.

Pegmatity v oblasti Kluče a jeho okolí jsou uloženy především v granitech intruze Rudné hory, dále se nacházejí v podobě žil, které pronikají rulami nebo sledují rula – amfibolitový kontakt. Podle Kruti (1967) není na rulách patrné kontaktní působení pegmatitových intruzí. Místy jsou v pegmatitech uzavřeny až dva a půl metrové kusy biotitové ruly.

Na vrchu Kluč se v současnosti pegmatity nacházejí hlavně jako fragmenty



pegmatitových žil vyskytující se nejčastěji v deluviu a eluviu na jeho západní straně (viz obr. 7).

Podle Skácela et al. (1968) zde pegmatity vytvářejí celé žilné roje, jejichž mocnost je velmi variabilní v rozmezí od 0,5 do 2 metrů. Pegmatitová tělesa tvoří protáhlé a ložní žíly, které sledují obvykle směr 30 – 50° se zapadáním k SZ. Pegmatity jsou uloženy převážně konkordantně v biotitických rulách, výjimečně se nacházejí v horninách s úhlovou diskordancí.

Obr 7: Fragmenty pegmatitů na západním svahu Kluče. Foto S. Vachová, červen 2012.

Kretschmer (1911) uvádí, že v okolí Kluče je větší počet pegmatitových žil, a to i značných rozměrů, které vedou od „Ashergrundu“ přes vrch „Radersberg“(Kluč) až do severovýchodního úbočí Vlčího sedla.

Podle Kruti (1967) a Skácela et al. (1968) se nejmocnější pegmatitová žíla nachází na hřbetu Kluče nad obcí Filipová. Její mocnost kolísá od dvou do osmi metrů, přičemž její průměrná mocnost je kolem pěti metrů a žílu můžeme v délce 200 metrů pozorovat na povrchu. Pegmatitové těleso sleduje směr SV-JZ s úklonem 60° k SZ. Podle popisu citovaných autorů je tvořena světle hnědým až šedobílým pegmatitem s velmi hrubozrnnou strukturou. Žíla má zonální vnitřní stavbu, jejíž okrajová část je tvořena granitickou jednotkou, směrem do středu přechází v jednotku grafickou a v centru žíly se nachází bloková jednotka. Ta je tvořena většími individui křemene a živce, jejichž velikost může dosahovat až 30 cm. Dříve byla žíla otevřená malým lomem, který dnes už není aktivní.

Dále Skácel (1968) ve své studii uvádí výsledky spektrální analýzy provedené ze vzorků odebraných na pegmatitovém ložisku (výše popsané mohutné žíle).

Zjištěné obsahy prvků - podstatné (nad 1%): Si, Al, Ca

- podřadné (0,1-1%): Fe

- vedlejší (0,1-0,01%): Mg, Mn, Ti

- stopové (do max.citl.): Be (B, Sn, V, In, Ba, Pb, Cu, Sr, Ga, Cr)

Podle Kretschmera (1911) lze na Kluči rozlišit dva odlišné typy pegmatitů a to:

1) turmalínové pegmatity a 2) muskovitové pegmatity bohaté na magnetit.

Kretschmer (1911) popisuje tyto pegmatity tak, že jejich podstatnou součástí je kouřově zbarvený křemen, nažloutlý a masově červený ortoklas, cukrově bílý plagioklas, a stříbřitě bílý muskovit, který je přítomen v podobě větších tabulek s vynikající štěpností. Kretschmer (1911) a Kruťa et al. (1967) podrobněji popisují živce v pegmatitech takto: Draselný živec se vyskytuje jednak v podobě ortoklasových zrn nebo také po detailnějším mikroskopickém prozkoumání vzorků je velmi často přítomný jako mikroklin případně s odmíšeninami albitu v podobě perthitického mikroklinu. Podle Kretschmera (1911) je charakteristickým rysem těchto pegmatitů písmenkové prorůstání křemene a draselného živce. Plagioklasy pak svou bazicitou odpovídají oligoklasu.

Tmavé minerály jsou v pegmatitech zastoupeny v největším množství slídkami, a to především muskovitem, který může být v některých pegmatitových jednotkách přítomen jako jeden z hlavních horninotvorných minerálů a jak uvádí Skácel et al. (1968) jeho lupínky mohou mít velikost až šest centimetrů.

Biotit je v pegmatitech přítomný výrazně méně - většinou jen jako vedlejší minerál. Kretschmer (1911), Skácel et al. (1968) ho popisují jako hnědý, silně pleochroický minerál, přítomný ve formě větších šupin, lupínku nebo tabulek o velikosti až kolem 9 cm. Kretschmer (1911) uvádí, že je biotit možná vázán na styk pegmatitu s amfibolity.

Dalším vedlejším, případně akcesorickým minerálem, který autoři popisují, je granát. Ten může být rozšířený ve všech pegmatitových jednotkách. Kretschmer (1911) granát přirovnává, co se týče velikosti a barvy, k zrnku prosa světlého žlutohnědého zbarvení; popisovaný granát je průhledný až průsvitný. Granát může být přítomen jak v podobě drobných krystalků nashromážděných do hnízd, tak i idiomorfně omezených krystalů o velikosti až jeden centimetr.

V pegmatitech byly objeveny také minerály magnetitu, které Burkart (1953) popisuje jako železně černé krystaly se silně kovovým leskem o velikostech podobajících se kuličkám hrachu případně až dosahujících velikosti lískových ořechů. Jak uvádí Krut' a et al. (1967) magnetit se může vyskytovat v podobě až jeden centimetr velkých krystalů, které mají tvar {111} a {110}. Nejčastěji jde však o oktaedry, jejichž plochy jsou rýhované. Magnetit se může shromažďovat do menších případně i větších hnízd. Na některých místech je zvětralý na limonit.

Turmalín (skoryl), se podle údajů v literatuře nachází v asociaci s křemene. Krystaly turmalínu mají sloupcovitý tvar a často se nacházejí zlomené. V pegmatitech se v podobě zrn nebo krystalů nachází i ilmenit. Burkart (1953) ve své práci popisuje cordierit, který podle autora tvoří shluky krystalů o velikosti až 3 cm.

Dalšími minerály uváděnými výše citovanými autory jsou například: tantalit, spodumen nebo fergusonit. Nicméně výskyt těchto minerálů je nutno brát s jistou rezervou (stejně jako v případě cordieritu), protože byly určovány pouze makroskopicky.

I když jsem v rámci bakalářské práce (Vachová 2010) objevila v pegmatitech na Kluči hlavně běžné a zde již dříve popsane minerály jako křemen, živce, slídky a granát, prokázala jsem zde přítomnost dalších méně běžných minerálů a to: zirkon, xenotim-(Y), monazit-(Ce), ilmenit, thorit, uraninit, baryt, pyrofanit a přesně neurčený

Nb-Ti-U-Y-minerál, jehož složení stanovené metodou WDX je blízké euxenitu-(Y) nebo ytropyrochloru-(Y).

8. Výzkumná část diplomové práce a její výsledky

8.1 Terénní etapa

Po rekognoskaci terénu na výskyt granitických pegmatitů na lokalitě Kluč bylo stanoveno 7 lokalit, které jsem zdokumentovala, odebrala reprezentativní vzorky pegmatitů a polohu jednotlivých lokalit jsem zaznamenala do topografické mapy 1:10000. U některých lokalit byly změřeny GPS souřadnice.

Protože navazuji touto diplomovou prací na předešlou bakalářskou práci, v níž jsem hodnotila prvních 5 lokalit, nově popisované lokality jsou označeny čísla 6 až 12.

Lokalita č. 6: V těchto místech pegmatitová žíla vystupuje na povrch. Výchoz je velmi rozvolněný, rozpadá se na bloky. Je dlouhý 2 metry a široký 1,5 metru. GPS souřadnice: 50°03,1' N , 17°05,6' E, lokalita se nachází ve výšce 620 m.n.m. V prostoru výchozu lze v pegmatitových blocích rozlišit aplitickou jednotku, živec-křemen-muskovitovou a živec-křemen-biotitovou jednotku. V okolí této lokality jsou volně ležící bloky pegmatitu o velikosti do 1,5 m. V deluviu v bezprostředním okolí se nacházejí různě velké fragmenty amfibolitů, rul a granitů Rudné hory.

Jako lokalita č. 7 je označen největší pegmatitový výchoz. Jeho výška je asi 7 metrů a šířka 24 m. GPS souřadnice: 50°03,2' N a 17°05,6' E a leží asi 602 m.n.m. Struktura pegmatitu v tomto úseku je hrubozrnná až velkozrnná. V žíle se nacházejí velké agregáty živců, které mají místy povahu až blokové zóny, která dosahuje maximální mocnosti zhruba do 1 metru (viz obr. 8). Bloková zóna plynule přechází nejčastěji do hrubozrnné živec-křemen-muskovitové, méně pak do živec-křemen-biotitové jednotky (jednotky nemají ostré ohraničení). Písmenková jednotka, která je zde také hojná, tvoří neohraničené „ostrůvky“ o velikostech až v desítkách centimetrů. V žíle se vyskytují i partie bohaté cleavelanditem. V horní okrajové části výchozu jsou uzavřeniny biotitové ruly (xenolit ve tvaru nepravidelných desek až plochých čoček o délce do 120 cm - viz obr. 9). Na čelní straně výchozu jsou ještě patrné průzkumné vrty prováděné v roce 1959 GP Rýmařov.

Obr. 8: Blokovaná jednotka na lokalitě č. 7. Foto S. Vachová, červen 2012.



Obr. 9: Uzavřenina biotitové ruly v okrajové části pegmatitu na lokalitě č.7. Foto S. Vachová, červen 2012.



Lokalita č. 8 je tvořena nesouvislým výchozem, který je široký asi 50 metrů a má výšku asi 3 metry. Změřené GPS souřadnice jsou 50°03,1' N a 17°05,5' E, leží ve výšce 558 m.n.m. Pegmatit má hrubozrnnou strukturu. Lze zde rozlišit živec-křemen-muskovitovou jednotku a písčinkovou jednotku.

Lokalita č. 9 a 10 představují volné balvany, které nepřesahují velikost 1,5 metru. Jsou tvořeny hrubozrnným pegmatitem, ve kterém živec-křemen-muskovitová jednotka plynule přechází do blokované jednotky. Z jednoho balvanu (viz obr. 10), ve kterém je pegmatit z obou stran ohraničený biotitovou rulou, je možné usuzovat, že pegmatitová žíla měla mocnost 70 cm.



Obr. 10: Pegmatit ohraničený z obou stran biotitovou rulou, foto S. Vachová, červen 2012.

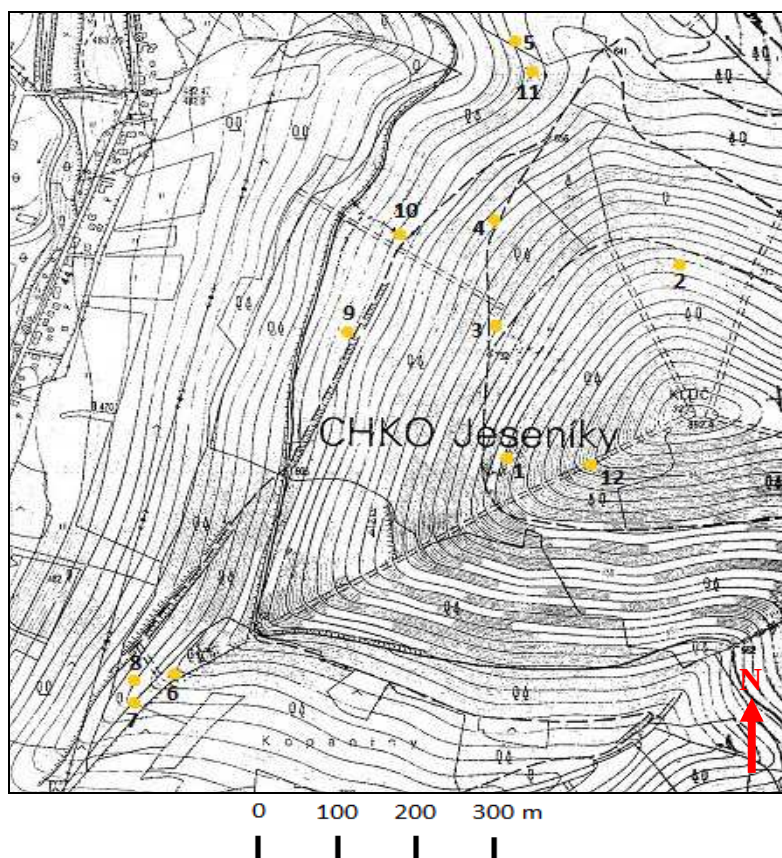
Na lokalitě č. 11 byl v blocích nalezen středně zrnitý až jemnozrný pegmatit (příp. pegmatoidní granit), tvořený vedle živce a křemene makroskopicky rozlišitelným muskovitem. V deluviu jsou hojně přítomny fragmenty rul.

Lokalita č. 12 je skupinou volných pegmatitových balvanů o velikosti do 1 metru, ve kterých je vyvinuta živec-křemen-muskovitová jednotka přecházející do blokované jednotky (viz obr. 11).



Obr. 11: Pegmatit s vyvinutou blokovou zónou na lokalitě č.12.
Foto S. Vachová, červen 2012.

Všechny lokality, včetně prvních pěti z bakalářské práce (Vachová 2010), jsou zakresleny v topografické mapě 1:10 000 (viz obr. 12). Z polohy lokalit 6, 7 a 12 lze usuzovat, že lokality 6 a 7 jsou na téže pegmatitové žíle, přičemž lokalita 7 představuje největší pegmatitový výchoz. Pokud bychom protáhli tuto žílu směrem na SV, narazili bychom na lokalitu č. 12, která leží v její přímé linii a tedy by mohla znamenat pokračování této žíly. Po bližším prozkoumání terénu mezi těmito lokalitami se bohužel tuto hypotézu nepodařilo potvrdit. V úseku se nenašly žádné pegmatitové úlomky a úlomky v deluviu se skládaly výhradně z amfibolitů a v menší míře z rul. Z rozsahu, které zaznamenané lokality v mapě zabírají, je možné usuzovat, že na Kluči (převážně na jeho západní a severozápadní straně) se vyskytuje větší počet pegmatitových žil.



Obr. 12: Výřez z topografické mapy 1:10 000, list 14-24-23 se zakreslenými lokalitami.

8.2 Mineralogická charakteristika odebraných vzorků pegmatitu

Z terénních výsledků je možné usoudit, že na Kluči se vyskytují především jednoduché pegmatity, které nemají pravidelnou zonální stavbu. Skládají se především z jednotky živec-křemen-muskovitové (viz obr. 13), která pak volně navazuje a přechází nejčastěji do jednotky blokové, písmenkové (viz obr. 14) nebo živec-křemen-biotitové. Tyto tři jednotky nemají v pegmatitovém tělese pravidelné rozmístění a spíše vytvářejí náhodné zóny či partie, ve kterých se vyskytují. Na okrajích pegmatitu může být vyvinuta jemnozrnná aplitická zóna, případně se mohou v pegmatitech nacházet místa bohatá na cleavelandit. Pegmatity mají světle šedou nebo bělavou barvu, jejich struktura je od středně zrnité až po velkozrnnou (kromě lokality č. 6, kde byla zjištěna aplitická struktura), rovnoměrně zrnitá, hypidiomorfne až panalotriomorfne zrnitá. Místy je hornina silně navětralá, živce jsou kaolinizovány, biotit částečně rozložen a hornina je prostoupena a zřetelně zbarvena druhotnými oxo-hydroxidy Fe. Ze stanovených 12 lokalit bylo odebráno přibližně 50 vzorků, přičemž z některých byly následně vyrobeny leštěné výbrusy pro mikroskopické pozorování a další laboratorní účely.

Hlavními horninotvornými minerály jsou křemen, živce a muskovit, dále je v pegmatitech často pozorovatelný také granát a biotit.



Obr. 13: Odebraný vzorek z pegmatitové žíly na lokalitě č. 7 živec-křemen-muskovitové jednotky.



Obr. 14: Odebraný vzorek z lokality č. 8 písmenkové jednotky.

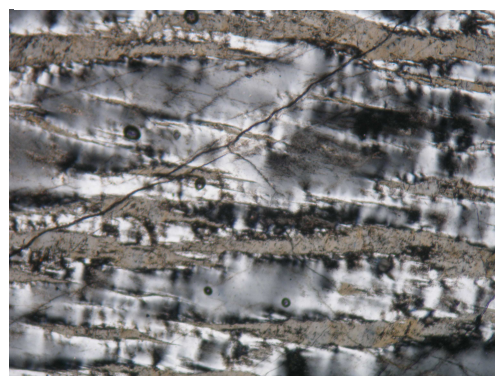
Alkalické živce jsou v pegmatitu přítomny jako hlavní horninotvorné minerály a mají vysoké zastoupení ve všech jednotkách (živce-křemen-muskovitové, živce-křemen-biotitové, blokové, písmenkové, aplitické).

Draselný živce je ve výbrusech přítomný převážně v podobě xenomorfně omezených zrn. Často je pozorovatelné mřížkování charakteristické pro mikroklin. Draselný živce se v mnoha případech vyskytuje s odmíšeninami plagioklasu v podobě pertitů (obr. 15). Jejich tvar je buď protáhlý a rovnoběžný s protažením zrna nebo tvoří menší úzké odmíšeniny, které jsou orientovány úhlopříčně na protažení zrna. Místy je na mikroklinu pozorovatelná dokonalá štěpnost. Zrna mohou být postižena silnou kaolinizací. Z výsledků WDX analýzy (tab. 1) je patrné, že v pertitickém mikroklinu bylo stanoveno až 12% albitové složky.

Tab. 1: Výsledky WDX analýzy (hmot. %) draselných živců.

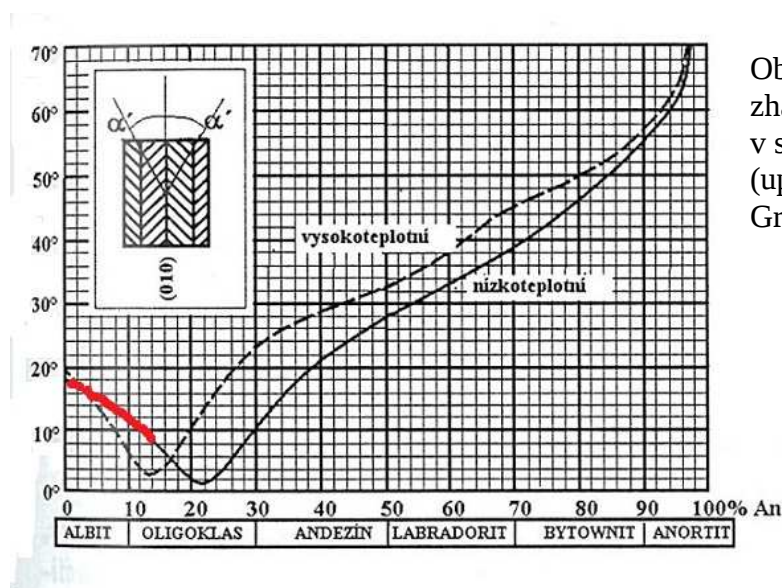
	1	2
SiO ₂	64,26	65,35
P ₂ O ₅	0,06	0,02
Al ₂ O ₃	18,46	18,17
FeO	0,00	0,02
CaO	0,00	0,00
BaO	0,39	0,00
SrO	0,00	0,00
K ₂ O	15,63	14,84
Na ₂ O	0,82	1,34
suma	99,62	99,74
Přepočteno na 8 atomů kyslíku		
Si ⁴⁺	2,99	3,01
P ⁵⁺	0,00	0,00
Al ³⁺	1,01	0,99
Fe ²⁺	0,00	0,00
Ca ²⁺	0,00	0,00
Ba ²⁺	0,01	0,00
Sr ²⁺	0,00	0,00
K ⁺	0,93	0,87
Na ⁺	0,07	0,12
suma kat.	5,01	4,99

Obr. 15: Pertitický mikroklin v živce-křemen-muskovitové jednotce z lokality 6. XPL, šířka snímku 2 mm.



Plagioklas tvoří ve výbrusech izometrická zrna s xenomorfním až hypidiomorfním omezením. Průřezy většími zrny jsou výrazně anizometrické (vývin větších individuí je tabulkovitý). Místy se u plagioklasů (zvláště u větších zrn) objevuje dokonalá štěpnost. V některých partiích jsou pozorovatelné dvojčatné srůsty patrně podle karlovarského zákona. Často bývá vyvinuto polysyntetické lamelování, kdy lamely probíhají celým zrnem nebo pouze jeho částí. Tloušťka lamel je velmi variabilní (od velmi tenkých po tlusté až 0,3 mm). Na některých je pozorovatelné i mírné prohnutí. Plagioklasy mohou být postiženy jak na okrajích, tak v celém objemu zrna i větší mírou sericitizace a kaolinizace. Plagioklas se v některých partiích vyskytuje v podobě myrmekitu (srůst plagioklasu s červíkovitě zkrouceným křemenem - obr. 17). V některých místech se vyskytují v plagioklasech uzavřeniny větších šupinek muskovitu. Místy byly v plagioklasech nalezeny uzavřeniny opticky neurčitelného minerálu lemované nahnědlými dvůrkami (snad jde o thorit, který byl v jiných výbrusech doložen WDX analýzami – Vachová 2010). V hornině byly také objeveny partie bohaté na cleavelandit.

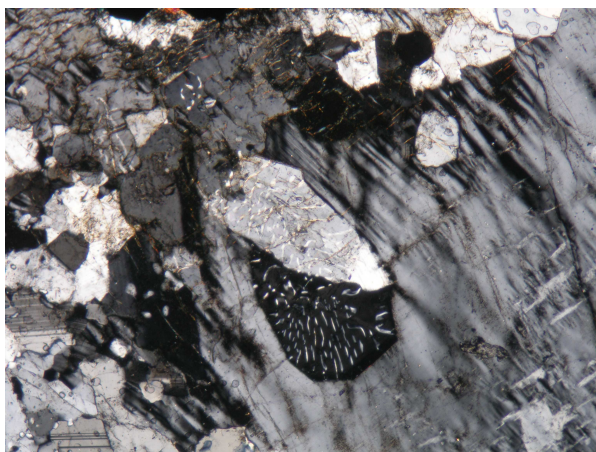
Z výsledků WDX analýz (tab. 2) vyplývá, že jde o plagioklas An_{02-10} bazicitou odpovídající albitu, případně přechodnému členu mezi albitem a oligoklasem. Bazicita plagioklasů byla stanovena i opticky metodou symetrické zóny (viz obr. 16) na minimálně 6 zrnech plagioklasu z každého výbrusu. Naměřené maximální úhly zhášení albitových lamel v symetrické zóně dosahovaly hodnot od 9° do 18° , které bazicitou odpovídají albitu nebo kyselému oligoklasu (An_{01-14}). Poznámka: Interpretace zjištěných hodnot není jednoznačná (viz obr. 16), avšak vzhledem k výsledkům WDX analýz lze předpokládat bazicity v levé části nízkoteplotní křivky.



Obr. 16: Maximální úhly zhášení albitových lamel v symetrické zóně (upraveno podle Gregerové et al. 2002).

Tab. 2: Výsledky WDX analýzy (hmot %) plagioklasů.

	3	4	5	6
SiO ₂	67,03	66,85	66,48	68,51
P ₂ O ₅	0,01	0,00	0,08	0,11
Al ₂ O ₃	21,16	20,70	20,74	19,72
FeO	0,00	0,02	0,02	0,01
CaO	2,09	1,64	1,71	0,35
BaO	0,00	0,00	0,03	0,00
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	10,79	10,87	10,79	11,66
K ₂ O	0,14	0,23	0,26	0,10
suma	101,22	100,31	100,11	100,46
Přepočteno na 8 atomů kyslíku:				
Si ⁴⁺	2,91	2,93	2,92	2,98
P ⁵⁺	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ³⁺	1,08	1,07	2,07	1,01
Fe ²⁺	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca ²⁺	0,10	0,08	0,08	0,02
Ba ²⁺	0,00	0,00	0,00	0,00
Sr ²⁺	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ⁺	0,91	0,92	0,92	0,98
K ⁺	0,01	0,01	0,02	0,01
suma kat.	5,01	5,01	5,01	5,00



Obr. 17: Zrno plagioklasu s červíkovitě zkrouceným křemenem – myrmekitem, bloková jednotka, lokalita 7. XPL, šířka snímku 2 mm.

Křemen je v pegmatitu přítomný jako hlavní horninotvorný minerál v jednotkách živec-křemen-muskovitové, živec-křemen-biotitové, písmenkové a blokové. Tvoří xenomorfně až hypidiomorfně omezená zrna. Jejich tvar je izometrický nebo jsou v jednom směru protažená. V grafické jednotce tvoří písmenkové srůsty s draselným živcem. Vyskytuje se také v podobě myrmekitu (viz obr. 17). Křemenná zrna jsou často rozpraskaná, na mnohých je pozorovatelné undulózní zhášení. V některých partiích zrna tvoří mozaikovitou mikrostrukturu. Při okrajích se často nacházejí šupinky slíd nebo jsou okraje lemovány oxo-hydroxidy železa.

Fylosilikáty jsou v pegmatitu zastoupeny muskovitem, biotitem a chloritem. Muskovit a biotit jsou v některých pegmatitových partiích (jednotka živec-křemen-muskovitová, živec-křemen-biotitová) hlavními horninotvornými minerály. Vyskytují se ve všech pegmatitových jednotkách.

Muskovit má největší zastoupení v živec-křemen-muskovitové zóně, ve které tvoří drobné světle šedé šupinky až lupeny o velikosti několika centimetrů. V ostatních jednotkách je přítomný ve vedlejším, případně akcesorickém množství. Ve výbrusech je často zachycený v podobě větších xenomorfně až hypautomorfně omezených lištovitých průřezů nebo má charakter drobných lupínků, šupinek, které se většinou vyskytují při okrajích křemene, případně živců nebo na trhlinách protínající zrna křemene nebo živců. Na zrnech muskovitu je viditelná dokonalá štěpnost, přičemž v některých místech jsou štěpné trhliny mírně zprohýbané. Okraje některých zrn jsou roztřepené, bazální plochy jsou často rovné. V některých místech živec-křemen-muskovitové jednotky jsou lupínky muskovitu uspořádány víceméně paralelně. Výsledky WDX analýzy jsou uvedeny v tabulce 3. Analyzované vzorky muskovitu mají relativně vysoký podíl sodíku (až 0,10 apfu Na).

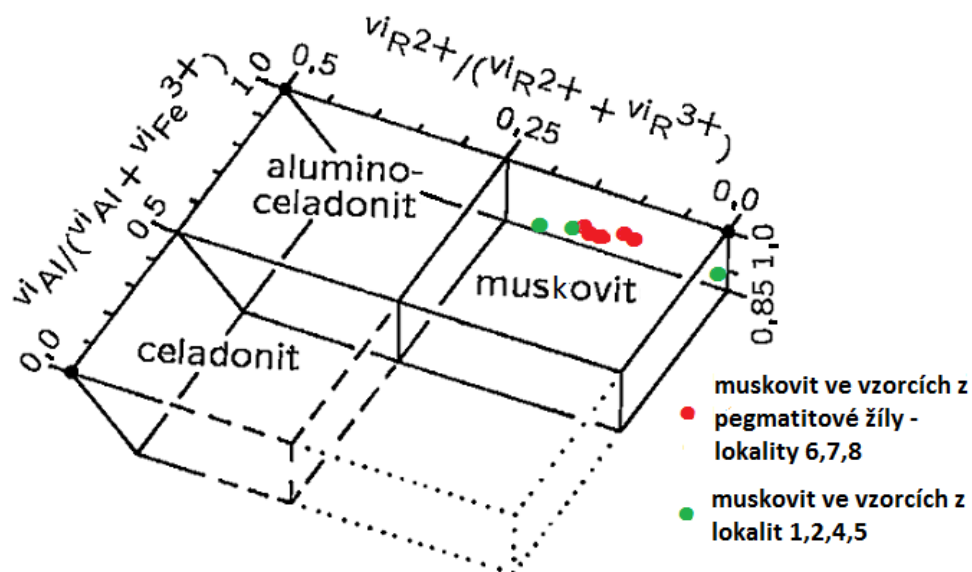
Tab. 3: Výsledky WDX analýz (hmot. %) muskovitu. Přepočteno na 11 atomů kyslíku.

	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	46,45	46,34	46,40	45,78	45,31	45,60	45,95
TiO ₂	0,19	0,24	0,04	0,05	0,26	0,03	0,06
Al ₂ O ₃	33,05	33,62	33,79	34,39	33,10	34,23	33,41
Cr ₂ O ₃	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
V ₂ O ₃	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00

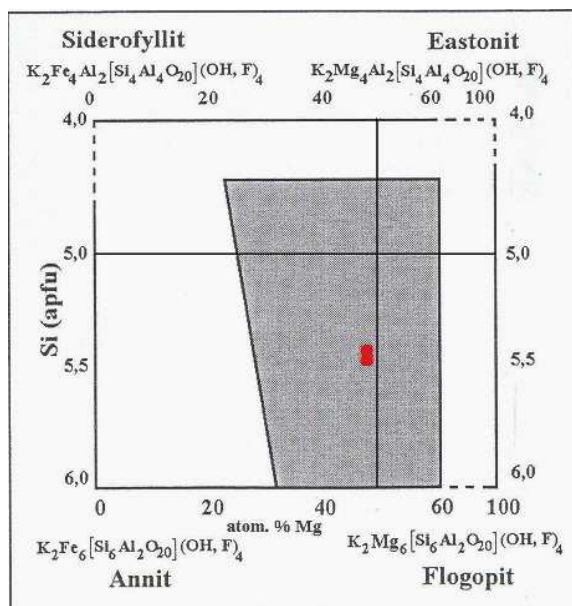
BaO	0,00	0,01	0,16	0,03	0,00	0,01	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
FeO	3,45	3,09	2,45	2,83	4,01	3,17	3,92
MgO	0,75	0,70	0,86	0,30	0,50	0,27	0,59
MnO	0,03	0,04	0,03	0,01	0,02	0,00	0,02
ZnO	0,06	0,06	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00
K ₂ O	10,55	10,78	10,58	10,31	10,12	10,31	10,33
Na ₂ O	0,60	0,42	0,46	0,64	0,71	0,70	0,77
F	0,40	0,38	0,10	0,43	0,44	0,38	0,58
Cl	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
O=F	-0,17	-0,16	-0,04	-0,18	-0,19	-0,16	-0,24
O=Cl	-0,00	0,00	-0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
suma	95,37	95,55	94,84	94,61	94,35	94,55	95,42
Si ⁴⁺	3,12	3,11	3,12	3,08	3,09	3,08	3,09
Ti ⁴⁺	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Al ³⁺	2,62	2,66	2,68	2,73	2,66	2,73	2,65
Cr ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba ²⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca ²⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,19	0,17	0,14	0,16	0,23	0,18	0,22
Mg ²⁺	0,08	0,07	0,09	0,03	0,05	0,03	0,06
Mn ²⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zn ²⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ⁺	0,91	0,92	0,91	0,89	0,88	0,89	0,89
Na ⁺	0,08	0,06	0,06	0,08	0,09	0,09	0,10
F ⁻	0,09	0,08	0,02	0,09	0,10	0,08	0,12
Cl ⁻	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
suma kat.	7,01	7,00	7,01	6,98	7,01	7,00	7,01

Výsledky WDX analýzy byly použity v nomenklatuře slíd (viz obr. 18). Z grafu je patrné, že zkoumané slídy patří do skupiny muskovity. Analyzované muskovity z lokalit 1, 2, 4 a 5 mají větší rozptyl podílu kationů. (Poznámka: Vzhledem k tomu, že metoda WDX neumožňuje stanovení oxidačního stupně železa, bylo při výpočtu parametrů pro klasifikační diagram na obr. 18 všechno železo považováno za dvojmocné, případný malý podíl Fe³⁺ by na klasifikaci analyzovaných muskovitů neměl žádný zásadní význam.)

Obr. 18: Klasifikace slíd (upraveno podle Rieder et al. 1998).



Biotit je ve výbrusech přítomný především v podobě hypautomorfně omezených šupinek, které jsou často protažené jedním směrem. Zrna jsou pleochroická v odstínech světle hnědá až skořicová, případně tmavě hnědá. Pozorovatelná štěpnost je dokonalá. Biotit je často alterován chloritem. Vyskytuje se na mnoha místech v trhlínách granátů. Výsledky WDX analýzy jsou prezentovány v tabulce 4. Po vynesení zjištěných hodnot Si a Mg do grafu zástupců skupiny biotitu (obr. 19) je patrné, že analyzovaný biotit spadá do pole annitu (v blízkosti rozhraní polí annitu a flogopitu) a složením odpovídá běžným horninotvorným biotitům (označené šedé pole v obr. 19).



Obr. 19: Klasifikační diagram minerálů skupiny biotitu (upraveno podle Gregerová et al. 2002).

Tab. 4: Výsledky WDX analýz (hmot. %) biotitu.

	14	15
TiO ₂	0,59	0,65
SiO ₂	36,05	36,76
Al ₂ O ₃	19,78	20,18
BaO	0,14	0,04
CaO	0,11	0,00
FeO	18,77	18,88
MgO	10,11	10,22
MnO	0,67	0,65
ZnO	0,07	0,05
Na ₂ O	0,06	0,07
K ₂ O	8,36	9,86
F	0,23	0,24
Cl	0,01	0,01
O=F	-0,10	-0,10
O=Cl	-0,00	-0,00
suma	94,85	97,52
Přepočteno na 11 atomů kyslíku:		
Ti ⁴⁺	0,03	0,04
Si ⁴⁺	2,73	2,72
Al ³⁺	1,77	1,76
Ba ²⁺	0,00	0,00
Ca ²⁺	0,01	0,00
Fe ²⁺	1,19	1,17
Mg ²⁺	1,14	1,13
Mn ²⁺	0,04	0,04
Zn ²⁺	0,00	0,00
Na ⁺	0,01	0,01
K ⁺	0,81	0,93
F ⁻	0,06	0,06
Cl ⁻	0,00	0,00
O ²⁻	10,94	10,94
suma kat.	7,73	7,80

Chlorit se vyskytuje ve vzorcích ojediněle, pouze v akcesorickém množství. Ve výbrusech je pozorovatelný většinou v asociaci s biotitem. Pleochroismus je v odstínech olivově zelená, světle zelená. Zrna jsou rozpraskaná.

Granáty jsou přítomny ve všech pegmatitových jednotkách, s výjimkou partií bohatých na cleavelandit. Největší zastoupení mají v živec-křemen-muskovitové jednotce. Granáty jsou v hornině již makroskopicky pozorovatelné. Jejich velikost dosahuje maximálně 4 mm a mají tmavě červenou barvu. Buď se mohou vyskytovat samostatně nebo jsou často menší granáty nahloučeny do hnízd.

Tab. 5: Výsledky WDX analýzy (hmot %)
granátu ze vzorku odebraného na lokalitě 1.

	16 (s)	17 (s/o)	18 (o)
SiO ₂	36,74	36,80	36,91
TiO ₂	0,01	0,01	0,00
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	20,86	20,81	20,99
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	0,00
V ₂ O ₃	0,00	0,01	0,00
Y ₂ O ₃	0,26	0,17	0,18
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00
FeO	24,17	24,34	25,55
CaO	0,68	0,68	0,66
MnO	17,13	17,08	16,84
MgO	0,79	0,82	0,77
K ₂ O	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,03	0,08	0,04
F	0,01	0,00	0,00
O=F	- 0,00	0,00	0,00
suma	100,68	100,81	101,94
Počet kationů na 12 atomů kyslíku, suma R ₃ ⁺ = 2,000			

Ve výbrusech mají granáty hypautomorfní až automorfní omezení šesti-bokých nebo i vícebokých průřezů s výrazným pozitivním reliéfem. Zrna jsou často značně rozpukaná. Trhliny jsou nejčastěji vyplněny biotitem, oxo-hydroxidy Fe, větší pukliny pak vyplňuje křemen. V PPL jsou granáty slabě narůžovělé. Zonálnost není patrná.

Podle výsledků WDX analýzy (tab. 5, 7) bylo zjištěno, že granáty patří do almandin-spessartinové řady. Bodová analýza granátu ve vzorku z lokality č. 1 (tab. 5) prokázala, že zrno obsahuje vyšší podíl almandinové složky oproti spessartinové. Granát vykazuje mírnou chemickou zonálnost, kdy směrem od středu k okrajům se zvyšuje podíl almandinové složky a nepatrně klesá obsah složky spessartinové (tab. 6).

Si ⁴⁺	2,99	3,00	2,98
Ti ⁴⁺	0,00	0,00	0,00
P ⁵⁺	0,00	0,00	0,00
Al ³⁺	2,00	2,00	2,00
Cr ³⁺	0,00	0,00	0,00
V ³⁺	0,00	0,00	0,00
Y ³⁺	0,01	0,01	0,01
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	1,65	1,66	1,73
Ca ²⁺	0,06	0,06	0,06
Mn ²⁺	1,18	1,18	1,15
Mg ²⁺	0,10	0,10	0,09
K ⁺	0,00	0,00	0,00
Na ⁺	0,01	0,01	0,01
F ⁻	0,00	0,00	0,00
O ²⁻	12,00	12,00	12,00
suma kat.	8,00	8,01	8,02

Granát z lokality 1 obsahuje oproti granátům z lokalit 6,7 na pegmatitové žíle určité množství yttria (až 0,26 hmot. % Y₂O₃).

Tab. 6: Zastoupení koncových členů (mol %) v granátu pocházející z lokality 1.

	16 (s)	17 (s/o)	18 (o)
Alm	56	56	57
Sps	39	39	38
Prp	3	3	3
Grs+Adr	2	2	2

U granátů pocházejících z lokalit 6 a 7 na pegmatitové žíle (tab. 7, 8) až trojnásobně převažuje almandinová složka nad spessartinovou.

Z výsledků dále vyplývá, že analyzované granáty jsou chemicky zonální (obr. 20, 21) - od středu (analýzy 19, 21, 23 a 25) směrem k okrajům (analýzy 20, 22, 24 a 26) mírně klesá obsah almandinové složky, a naopak většinou roste obsah složky spessartinové.

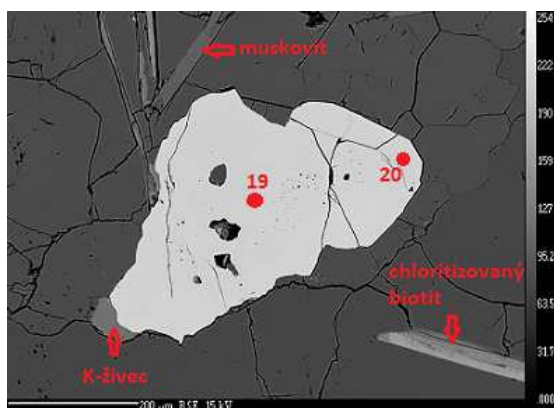
Tab. 7: Výsledky WDX analýz (hmot %) granátu ve vzorcích z lokalit 6, 7.

	19 (s)	20 (o)	21 (s)	22 (o)	23 (s)	24 (o)	25 (s)	26 (o)
SiO ₂	36,81	36,80	36,19	36,41	36,26	36,25	36,02	36,34
TiO ₂	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,00	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	20,48	20,43	20,03	20,24	20,26	20,28	20,30	20,34
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00
Y ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ₂ O ₃	0,66	0,57	0,70	0,41	0,41	0,34	0,22	0,26
FeO	24,80	23,58	31,44	31,09	31,85	31,76	31,81	29,81
CaO	0,67	0,62	0,86	0,52	0,62	0,55	0,60	0,54
MnO	13,56	15,75	9,32	9,90	9,39	9,31	9,58	11,63
MgO	2,85	2,08	0,69	0,68	0,65	0,72	0,67	0,44
K ₂ O	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,02	0,01	0,02
Na ₂ O	0,02	0,01	0,06	0,01	0,02	0,04	0,01	0,03
F	0,01	0,00	0,06	0,07	0,07	0,06	0,06	0,07
O=F	- 0,00	0,00	- 0,03	- 0,03	- 0,03	- 0,03	- 0,03	- 0,03
suma	99,87	99,86	99,40	99,36	99,54	99,32	99,27	99,46
Si ⁴⁺	2,99	3,00	3,00	3,01	3,00	3,00	2,99	3,01
Ti ⁴⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P ⁵⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ³⁺	1,96	1,96	1,95	1,97	1,97	1,98	1,98	1,98
Fe ³⁺	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,02	0,01	0,02
Fe ²⁺	1,68	1,61	2,18	2,15	2,20	2,20	2,21	2,06
Ca ²⁺	0,06	0,05	0,08	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05
Mn ²⁺	0,93	1,09	0,65	0,69	0,66	0,65	0,67	0,82
Mg ²⁺	0,35	0,25	0,09	0,08	0,08	0,09	0,08	0,05
K ⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ⁺	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
F ⁻	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
O ²⁻	12,00	12,00	11,98	11,98	11,98	11,98	11,98	11,98
suma kat.	8,01	8,00	8,00	7,98	8,00	8,00	8,01	7,99

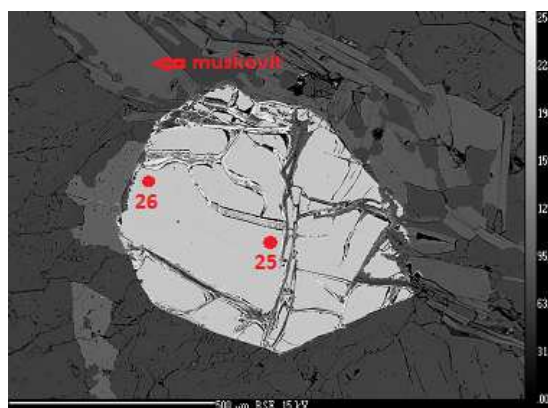
Tab. 8: Zastoupení koncových členů (mol %) v granátech z lokalit 6, 7.

	19 (s)	20 (o)	21 (s)	22 (o)	23 (s)	24 (o)	25 (s)	26 (o)
Alm	56	56	72	72	73	74	73	69
Sps	31	34	22	23	22	21	22	28
Prp	11	8	3	3	3	3	3	2
Grs+Adr	2	2	3	2	2	2	2	1

Obr. 20: Zrno granátu (body analýzy č. 19,20) ve zpětně odražených elektronech.



Obr. 21: Zrno granátu bez patrné chemické zonálnosti (body analýzy 25,26), v BSE.

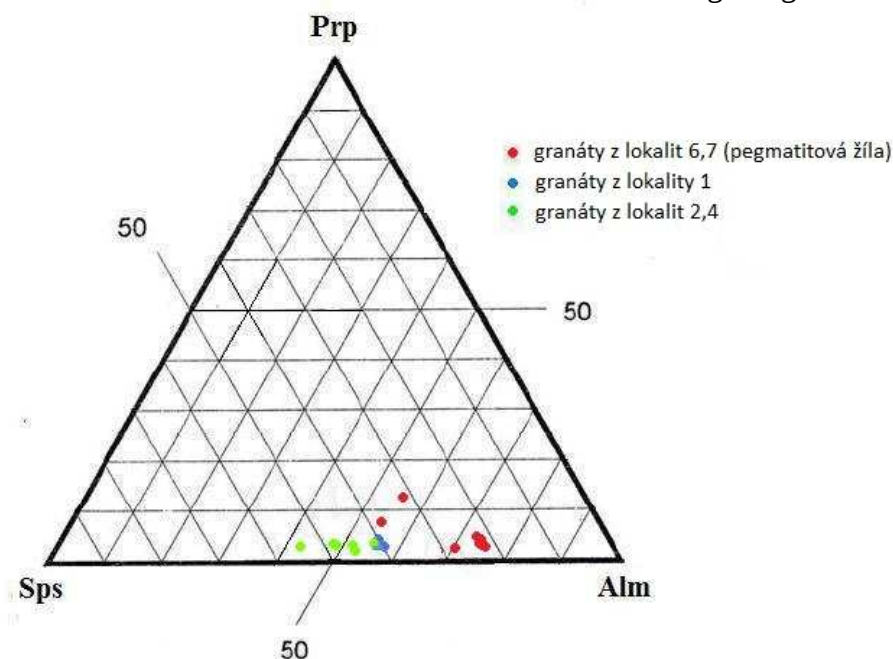


Po zadání přepočtených výsledků z WDX analýz do klasifikačního diagramu granátů (viz obr. 22) vyplývá, že granáty obsažené ve vzorcích z žíly (lokality 6 a 7) mají zhruba o 20 % vyšší podíl almandinové složky než granáty ve vzorcích z pegmatitových fragmentů (lokality 1,2,4). Data pro lokality 2 a 4 byly použity z bakalářské práce Vachové (2010) a jsou prezentovány v podobě zastoupení koncových členů v granátech v tabulce č. 9.

Tab. 9: Zastoupení koncových členů (mol %) v granátech z lokalit 2, 4 (Vachová 2010).

Alm	41	54	55	55	50
Sps	53	40	39	40	45
Prp	3	3	3	3	3
Grs + Adr	3	3	3	2	2

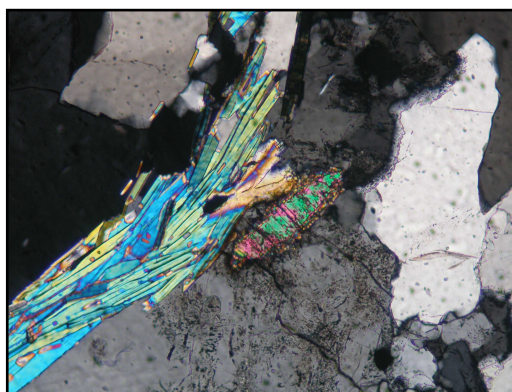
Obr. 22: Klasifikační diagram granátů.



Zirkon je přítomný jako akcesorický minerál v jednotkách živec-křemen-muskovitové a blokové. Ve výbrusech je zachycen v podobě podélných 6-bokých průřezů nebo zaoblených zrn s hypautomorfním omezením (viz obr. 23, 24). Velikost zrn nepřesahuje 0,2mm. Štěpnost na zrnech nebyla pozorovatelná a nevykazovala zonální stavbu. Zirkon je silně rozpraskaný (obr. 23).

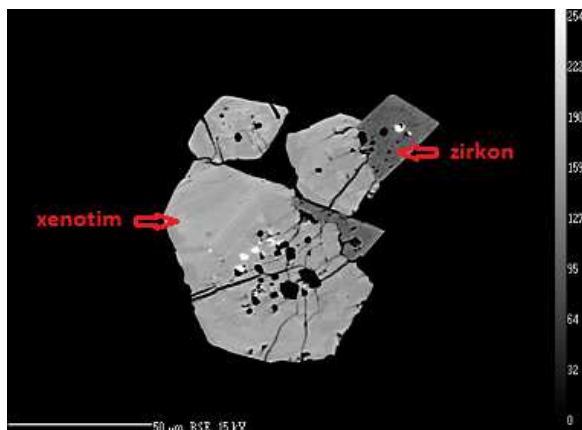


Obr. 23: Automorfně omezené zrn zirkonu rovnoběžně uložené se šupinkami muskovitu v křemenu a plagioklasu. PPL, velikost snímku 0,75 mm.

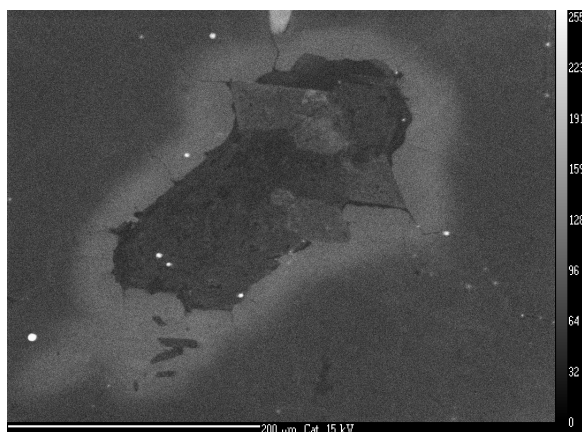


Obr. 24: Automorfně omezené zrn zirkonu v živec-křemen-muskovitové jednotce, lokalita 8. XPL, šířka snímku 0,75 mm.

V rámci bakalářské práce (Vachová 2010) bylo šest zrn zirkonu analyzováno a zjistilo se, že zirkony obsahují 1,03-5,42 HfO₂; 0,01-1,51 UO₂; 0,00-0,05 ThO₂; 0,12-0,65 Y₂O₃ (vše v hmot %). Při analýzách bylo dále zjištěno, že zirkon se často nachází v asociaci s xenotimem a tvoří společné srůsty (viz obr. 25). Na obr. 26 je vidět, jak srůst zirkonu s xenotimem fluoreskuje.



Obr. 25: Srostlá zrna zirkonu a xenotimu ve zpětně odražených elektronech.



Obr. 26: Fluorescence srostlých zrn zirkonu (větší protáhlé zrno) a xenotimu (zrna pyramidálního tvaru) v BSE.

Analyzovaný xenotim –(Y) obsahuje zvýšené množství uranu a thoria (až 1,45 hmot. % UO₂ a 1,01 hmot. % ThO₂).

Při analýzách zirkonu a xenotimu–(Y) byl zjištěn také thorit, který se nachází i ve vzorcích studovaných v rámci diplomové práce. Thorit má tvar izometrických zrn (průřezů) s hypautomorfním až automorfním omezením. Vyskytuje se nejčastěji jako uzavřenina v plagioklasech. Z analytických výsledků bylo zjištěno, že se jedná o varietu thoritu označovanou jako auerlit (Vachová 2010).

Pomocí WDX analýz byl ve vzorcích zjištěn allanit–(Ce), apatit–(CaF) (viz tab. 10, 11). Allanit–(Ce) obsahuje 12,69 hmotnostních % CaO (1,23 apfu Ca při přepočtu na 12,5 atomu kyslíku). Součet obsahu oxidů Y+REE v allanitu–(Ce) má hodnotu 18,64 hmotnostních % (0,62 apfu Y+REE). Obsah fluoru je poměrně nízký a to 0,09 hmot. % F (tedy 0,03 apfu F).

Tab. 10: Výsledky WDX analýzy
(hmot %) allanitu–(Ce)
z lokality 8.

ALLANIT –(Ce)	
SiO ₂	33,54
UO ₂	0,02
Al ₂ O ₃	20,80
Ce ₂ O ₃	8,00
Dy ₂ O ₃	0,16
Er ₂ O ₃	0,03
Gd ₂ O ₃	1,23
Ho ₂ O ₃	0,26
La ₂ O ₃	3,75
Nd ₂ O ₃	3,46
Pr ₂ O ₃	0,92
Y ₂ O ₃	0,69
Yb ₂ O ₃	0,04
CaO	12,69
FeO	10,25
MgO	0,08
MnO	1,69
PbO	0,04
SmO	0,10
K ₂ O	0,01
Na ₂ O	0,02
F	0,09
Cl	0,01
O=F	-0,04
O=Cl	-0,00
suma	97,84
Přepočteno na 12,5 atomů kyslíku:	
Si ⁴⁺	3,04
Al ³⁺	2,22
Ce ³⁺	0,27
Gd ³⁺	0,04
Ho ³⁺	0,01
La ³⁺	0,13
Nd ³⁺	0,11
Pr ³⁺	0,03

Tab. 11: Výsledky WDX analýzy
(hmot %) apatitu–(CaF) z lokality 8.

APATIT –(CaF)	
P ₂ O ₅	41,89
SiO ₂	0,06
Ce ₂ O ₃	0,07
La ₂ O ₃	0,03
V ₂ O ₃	0,01
Y ₂ O ₃	0,12
CaO	55,16
FeO	0,03
MgO	0,00
MnO	0,08
Na ₂ O	0,03
K ₂ O	0,02
F	4,80
Cl	0,01
O=F	-2,02
O=Cl	-0,00
suma	100,29
Přepočteno na 13 aniontů (O + F + Cl):	
P ⁵⁺	2,96
Si ⁴⁺	0,01
Ce ³⁺	0,00
La ³⁺	0,00
Y ³⁺	0,01
Ca ²⁺	4,93
Fe ²⁺	0,00
Mn ²⁺	0,01
K ⁺	0,00
Na ⁺	0,01
F ⁻	1,27
Cl ⁻	0,00
O ²⁻	11,73
suma kat.	7,92

Y ³⁺	0,03
Ca ²⁺	1,23
Fe ²⁺	0,78
Mg ²⁺	0,01
Mn ²⁺	0,13
Na ⁺	0,04
F ⁻	0,03
Cl ⁻	0,00
O ²⁻	12,47
suma kat.	8,03

WDX analýzou, jejíž výsledky jsou uvedeny v tabulce 12, byla v pegmatitu z lokality č. 2 prokázána přítomnost tantaloniobátu s obsahem Ti, Y, U a Th, blíže neurčitelného.

Tabulka 12: Výsledky WDX analýzy (hmot %) tantaloniobátu z lokality č.2.

TANTALONIOBÁT	
WO ₃	1,15
Nb ₂ O ₅	45,39
P ₂ O ₅	0,01
Ta ₂ O ₅	4,21
SiO ₂	0,03
SnO ₂	0,32
UO ₂	19,32
ThO ₂	2,86
TiO ₂	2,45
ZrO ₂	0,04
Al ₂ O ₃	0,00
As ₂ O ₃	0,00
Bi ₂ O ₃	0,00
Ce ₂ O ₃	0,00
Sc ₂ O ₃	0,11
Sb ₂ O ₃	0,01
Y ₂ O ₃	7,46
CaO	2,57
FeO	2,07
MgO	0,03
MnO	0,25
PbO	0,65
Na ₂ O	0,02
F	0,42
O=F	-0,18
suma	89,19

W ⁶⁺	0,02
Nb ⁵⁺	1,53
P ⁵⁺	0,00
Ta ⁵⁺	0,09
Si ⁴⁺	0,00
Sn ⁴⁺	0,01
Th ⁴⁺	0,05
Ti ⁴⁺	0,14
U ⁴⁺	0,32
Zr ⁴⁺	0,00
Sc ³⁺	0,01
Y ³⁺	0,30
Ca ²⁺	0,21
Fe ²⁺	0,13
Mg ²⁺	0,00
Mn ²⁺	0,02
Pb ²⁺	0,01
Na ⁺	0,00
F ⁻	0,01
O ²⁻	5,9
suma kat.	2,82

9. Diskuse

V rámci diplomové práce jsem studovala výskyt granitických pegmatitů na kopci Kluč u Filipové v Hrubém Jeseníku. Svou prací jsem navazovala na předešlou bakalářskou práci (Vachová 2010). Jedním z hlavních cílů bylo prostudovat největší pegmatitovou žílu a provést její srovnání s drobnějšími žilami, případně jejich fragmenty v deluviu (na celkem 12 lokalitách). Největší pegmatitový výchoz v rámci nově studované pegmatitové žíly je vysoký přibližně 7 metrů a široký 24 metrů a svými rozměry umožňuje studium stavby tohoto tělesa.

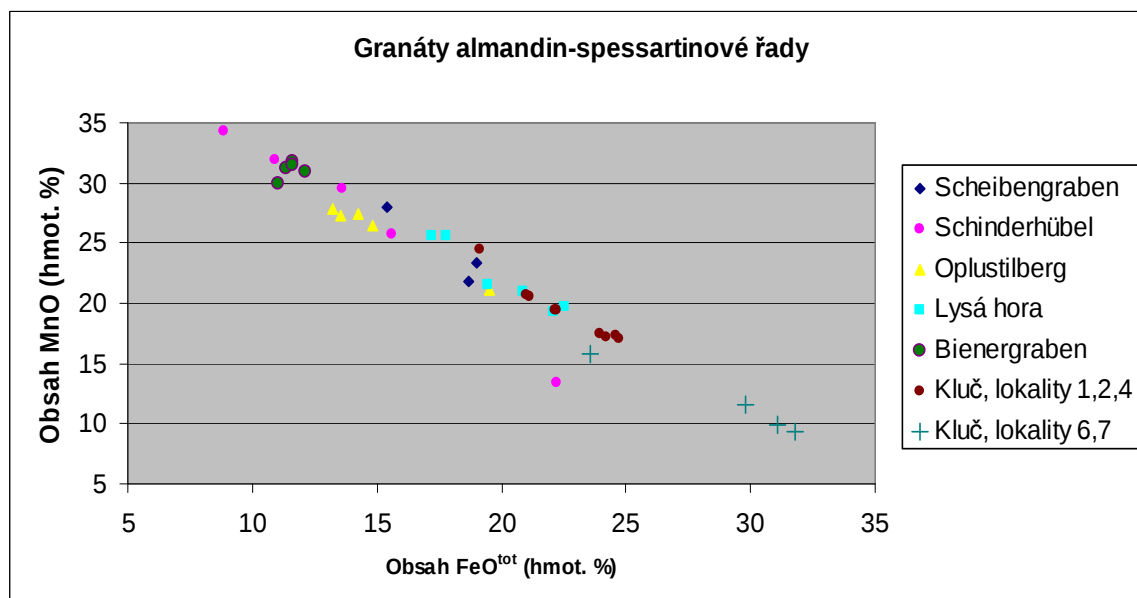
Granitické pegmatity na Kluči mají bílou až světle šedou barvu. Jejich struktura je od středně zrnité až po velkozrnnou (s výjimkou aplitické jednotky, která má strukturu jemnozrnnou). Již na základě terénního výzkumu lze označit tyto pegmatity jako jednoduché. Lze v nich rozlišit několik paragenetických jednotek, a to: aplitickou, písčinkovou, živec-křemen-muskovitovou (s největším zastoupením), živec-křemen-biotitovou, blokovou a také drobné partie bohaté cleavelanditem. Jednotlivé jednotky jsou v rámci pegmatitu rozmístěny nepravidelně s tím, že při kontaktu dvou jednotek do sebe plynule přecházejí.

V pegmatitech mineralogicky dominují živce, křemen, případně muskovit a méně pak biotit. Živce jsou zastoupeny draselným živcem, který je často přítomen v podobě pertitického mikroklinu, a plagioklasem, který svou bazicitou odpovídá albitu až kyselému oligoklasu. Plagioklas je místy srostlý s červíkovitě zkrouceným křemenem a tvoří myrmekit. Fylosilikáty jsou zastoupeny muskovitem a biotitem (annitem), který je místy postižen chloritizací.

Mezi minerály s vedlejším zastoupením patří granát almandin-spessartinové řady. Granát z mohutné pegmatitové žíly obsahuje až třikrát vyšší podíl almandinové složky oproti spessartinové. Zrna vykazují málo výraznou chemickou zonálnost (směrem od centra k okraji klesá obsah almandinové a naopak roste podíl spessartinové složky). Výsledky analýz granátů z lokalit Scheibengraben a Schinderhübel (Novák 1988) a Bienergraben, Oplustilberg, Lysá hora (Štosová 2009) dokládají, že jde o granáty almandin-spessartinové řady. Tyto výsledky spolu s výsledky analýz granátů z Kluče jsou použity v grafu na obr. 27. V rámci srovnávaných lokalit lze pozorovat, že granáty z Kluče mají nejvyšší obsah almandinové složky a naopak granáty z Schinderhübelu mají nejvyšší

obsah složky spessartinové. Body zanesené v grafu ukazují nepřímou závislost almandinové a spessartinové složky, tedy čím vyšší je obsah almandinové složky, tím nižší je obsah složky spessartinové a naopak.

Obr. 27: Srovnání granátů almandin-spessartinové řady.



Na Kluči byly jako akcesorie zjištěny minerály: zirkon, apatit –(CaF), allanit -(Ce) a blíže neurčeným tantaloniobátem.

Turmalín, jenž je Kretschmerem (1911) a Skácellem (1968) popisován jako běžně vyskytující se minerál v pegmatitech na Kluči, nebyl vůbec objeven.

Srovnání pegmatitů z Kluče s dalšími lokalitami v širším okolí intruze Rudné hory je provedeno formou tabulky (tab. 12), ve které jsou zaznamenány všechny dosud objevené minerály na lokalitách Kluč, Scheibengraben, Schinderhübel, Dämmbaude, Bienergraben, Oplustilberg a Lysá hora. Z tabulky 12 lze vyčíst, zda se daný minerál na lokalitě vyskytuje (označeno křížkem), či nikoliv (bez křížku).

Pegmatity z Kluče oproti studovaným pegmatitům z širšího okolí intruze Rudné hory neobsahují beryl ani columbit-tantalit, proto je nemůžeme zařadit do beryllového typu, konkrétněji do beryl-columbitového subtypu. Dalším odlišujícím znakem pegmatitů z Kluče je nepřítomnost metasomatické jednotky v jejich vnitřní stavbě.

V rámci zjištěné nerostné asociace se svým složením pegmatity geneticky podobají granitoidům intruze Rudné hory. Více jak polovina zjištěných minerálů na Kluči a v granitech Rudné se shoduje (allanit-(Ce), ilmenit, apatit, xenotim-(Y), monazit-(Ce), zirkon, magnetit, ilmenit, granát, chlorit).

Tab. 12: Zastoupení jednotlivých minerálů na srovnávaných lokalitách (upraveno podle Zimák 2002, Štosová 2008, Chládek 2009).

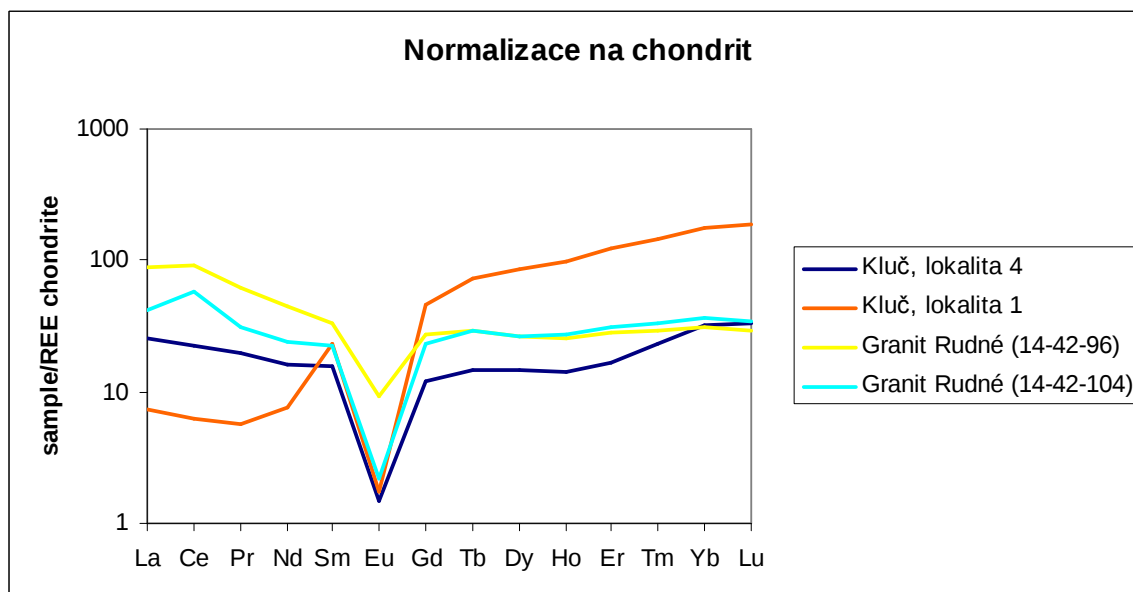
	Kluč	Scheiben- graben	Schindler- hübel	Dämm- baude	Biener- graben	Opustil- berg	Lysá hora
Aeschynit-(Ce)							X
Amfibol			X				
Apatit-(CaF)	X	X	X	X	X		X
Baryt	X						
Bavenit		X	X				
Biotit	X	X	X	X		X	X
Bertrandit		X					
Beryl		X	X	X	X		X
Betafit							X
Bismut		X	X	X			
Brabantit			X				
Coffinit							X
Epidot			X			X	
Euklas		X					
Ferrotapiolit		X					
Fersmit		X	X	X			
Gahnit		X	X	X	X		X
Goethit (+ limonit)			X			X	X
Granát	X	X	X	X	X	X	X
Hematit		X	X				
Cheralit							X
Chlorit	X	X	X			X	X
Chryzoberyl			X				
Ilmenit	X					X	
Ixiolit			X				
Klinozoist						X	
Kolumbit-tantalit		X	X	X	X	X	X
Křemen	X	X	X	X	X	X	X

Magnetit	X	X	X				
Mikrolit		X	X	X		X	
Milarit		X					
Monazit-(Ce)	X						X
Muskovit	X	X	X	X	X	X	X
Niobový rutil				X			X
Plumbopyrochlor		X					
Polykras-(Y)							X
Pyrit			X				X
Pyrofanit	X						
Pyrochlor		X	X			X	
Rutil							X
Rynersonit		X		X			X
Samarskit							X
Sillimanit			X				
Smirnovskit							X
Spinel					X		
Tantalový rutil			X				
Tantalový titanit			X				
Thorit	X						
Titanit						X	
Topaz		X					
Triplit		X					
Turmalín		X		X			
Uranmikrolit		X					
Uraninit	X		X	X			X
Uranopolykras							X
Uranpyrochlor		X					
Xenotim-(Y)	X						X
Yttrobetafit							X
Zirkon	X	X	X	X			X
Živce (plagioklas)	X	X	X	X	X	X	X
Živce (K-živce)	X	X	X	X	X	X	X

Ve vzorcích hrubozrnného křemen-živce-muskovitového pegmatitu byly stanoveny obsahy vzácných zemin. Výsledky jsou po normalizaci chondritem graficky znázorněny

na obr. 28 a srovnány s údaji o granitoidech Rudné hory. V grafu lze pozorovat výraznou negativní europiovou anomálii. U vzorku z lokality č. 1 je patrné až desetinásobné ochuzení o lehké vzácné zeminy na jedné straně, a naopak nabohacení o těžké vzácné zeminy oproti ostatním vzorkům na straně druhé. Vzorek z lokality č. 4 v podstatě kopíruje křivky pro granitoidy Rudné hory.

Obr. 28: Normalizace pegmatitu z Kluče a granitu Rudné hory na chondrit (koncentrace REE normalizované k chondritu Boynton W. V. 1984).



10. Závěr

Na kopci Kluč byly odebrány a podrobněji zkoumány vzorky pegmatitu celkem z 12 lokalit. V pegmatitu bylo rozlišeno 5 jednotek a to: aplitická, živec-křemen-muskovitová, živec-křemen-biotitová, bloková, písmenková a také partie bohaté clevelanditem. Na většině lokalit se pegmatit vyskytuje pouze v podobě různě velkých freagmentů, které neumožňují objektivně posoudit jeho stavbu. Ze studia největší pegmatitové žíly na Kluči je zřejmé, že se jedná o jednoduchý pegmatit bez symetrické zonální stavby, výše uvedené jednotky jsou v tomto tělese rozmístěny spíše nahodile. Hlavní horninotvorné minerály studovaných pegmatitů jsou křemen, živec (K-živec a plagioklas s bazicitou An_{01-14}) a muskovit. Jako vedlejší minerál bývá přítomen biotit (annit), někdy je však minerálem hlavním, jindy akcesorií. V pegmatitech na Kluči byly zjištěny tyto akcesorické minerály: granát almandin-spessartinové řady, zirkon, thorit, apatit-(CaF), allanit-(Ce), magnetit, xenotim-(Y), monazit-(Ce), ilmenit, pyrofanit, uraninit, baryt, blíže neurčeným tantaloniobát a přesně neurčený Nb-Ti-U-Y-minerál, jehož složení stanovené metodou WDX je blízké euxenitu-(Y) nebo ytropyrochloru-(Y). Některé z uvedených akcesorií jsem již popsala v rámci bakalářské práce (Vachová 2010).

Na základě zjištěného nerostného složení lze pegmatity na Kluči přiřadit do třídy muskovitových pegmatitů se prvky vzácných zemin (v rámci klasifikace Černý a Ercit 2005). Nerostným složením a následně uvedeným klasifikačním zařazením se pegmatity na Kluči výrazně liší od již dříve studovaných pegmatitů v této oblasti (např. Scheibengraben, Bienergraben a také Lysá hora), které náleží k beryl-columbitovému subtypu (Novák 2005).

11. Literatura:

- Aichler, J. – Fišera, M. – Jilemnická, L. – Zoubková, J. (1986): Metapegmatit s berylem z Videl, Hrubý Jeseník. Čas. Mor. Muz., V. přír., 71, 15-22.
- Don Baker, R. – Freda, C. (1999): Ising models of undercooled binary system crystallization: Comparison with experimental and pegmatite textures. Am. Mineral., 84, 725- 732.
- Boynton, W.V. (1984): Geochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. Rare Earth Element Geochemistry. 63-114, Elsevier.
- Burkart, E. (1953): Mährens Minerale und ihre Literatur. Praha.
- Černý, P. (1991a): Fertile granites of Precambrian rare-element pegmatite fields: is geochemistry controlled by tectonic setting or source lithologies? Precamb. Res., 51, 429-468.
- Černý, P. – Ercit, T.S. (2005): The classification of granitic pegmatites revisited. Can. Mineral., 43, 2005-2026.
- Ercit, T.S. (1992): Oxide mineralogy of the Mattawa pegmatite district—extreme Ta fractionation for muscovite-class pegmatites. Geol. Assoc. Can. – Mineral. Assoc. Can., 17, 32.
- Gregerová, M. - Fojt, B. - Vávra, V. (2002): Mikroskopie horninotvorných a technických minerálů, Moravské zemské muzeum. PřF MU. Brno.
- Ginsburg, A.I. – Rodionov, G.G., Timofeyev, I.N.- Feldman, L.G. (1979): Principles of Geology of the Granitic Pegmatites. Nedra, Moskva.
- Chládek, Š. (2011): Mineralogická charakteristika pegmatitu na Lysé hoře u Maršíkova v Hrubém Jeseníku. PřF UP. Olomouc.
- Jahns, R.H. (1953): The genesis of pegmatites. Occurrence and origin of giant crystals. Am. Mineral. 38, 563-598.
- Jahns, R.H. (1955): The study of pegmatites. Economic Geology. 50, 1025-1130.
- Jahns, R.H. - Tuttle, O.F. (1963): Layered pegmatite–aplite intrusives. Mineral. Soc. Am., Spec. Pap. 1, 78-92.
- Jahns, R.H. - Burnham, C.W. (1969) Experimental studies of pegmatite genesis: A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites. Economic Geology. 64, 843–864.
- Kretschmer, F. (1911): Das metamorphe Diorit- und Gabbromassiv in der Umgebung von Zöptau (Mähren). Jahrb.d.k.k.geol.Reichsanstalt, 61, 53-180. Vídeň

- Krut'a, T. – Paděra, K. – Pouba, Z. – Sládek, R. (1967): Die Mineralienparagenese in dem mittleren Teile des Altvatergebirges (Hrubý Jeseník, Hohes Gesenke, ČSSR).I. Čas. Mor. Muz., V. přír., 52, 5-28.
- London, D. (1992): The application of experimental petrology to the genesis and crystallization of granitic pegmatites. Can. Mineral., 30,499-540.
- London, D. (2005): Granite pegmatites: an assessment of current concepts and directions for the future. Lithos, 80, 281-303.
- London, D. (2009): The origin of primary textures in granitic pegmatites. Can. Mineral., 47, 697-724.
- Mísař, Z. – Dudek, A. – Havlena, V. – Weiss, J. (1983): Geologie ČSSR I. Český masiv. Praha.
- Nejeschlebová, L. (2011): Mineralogická charakteristika granitoidů Rudné hory u Vernířovic v Hrubém Jeseníku. PřF UP. Olomouc.
- Novák, M. (1988): Granáty z pegmatitů Hrubého Jeseníku. Čas. Mor. Muz. V. přír., 73, 3-28. Brno
- Novák, M. (2002a): Lokalita č. 9. Maršíkov – Schinderhübel. In: Zimák J. et al.: Exkurzní průvodce po mineralogických lokalitách na Sobotínsku, 34-37. UP. Olomouc.
- Novák, M. (2002b): Lokalita č. 10. Maršíkov – Scheibengraben. In: Zimák J. et al.: Exkurzní průvodce po mineralogických lokalitách na Sobotínsku, 38-41. UP. Olomouc.
- Novák, M. (2005): Granitické pegmatity Českého masivu (Česká republika): mineralogická, geochemická a regionální klasifikace a geologický význam. Čas. Mor. Muz., V. přír., 90, 3-74. Brno.
- Opletal, M. et al. (2000): Vysvětlivky k základní geologické mapě České republiky 1:25 000 14-24 Bělá pod Pradědem . Česká geologická služba Praha.
- Pokorný, J. – Staněk, J. (1951): Berylový pegmatit ze Scheibengraben u Maršíkova. Práce Moravsko-slez. Akad., V. přír., 7, 247-258.
- Rieder, M. – Cavazzini, G. – D'Yakonov, Y.S. – Kamenetskii, V.A. – Gottardi, G. - Guggenheim, S. – Koval. P.V. – Müller, G. – Neiva, A.M.R. – Radoslovich, E.W. - Robert, J.L. – Sassi, F.P. – Takeda, H. – Weiss, Z. – Rowens, D.R. (1998): Nomenclature of the micas. Can. Mineral., 36, 905-912.
- Simmons, W.B. – Webber, K.L. (2008): Pegmatite genesis: state of the art. Eur. J. Mineral., 20, 421-438.

- Skácel, J. et al. (1968): Oblastní surovinová studie Jeseníky. MS. Geologický průzkum, n.p. Ostrava.
- Skácel J. (2002): Exkurzní průvodce po mineralogických lokalitách na Sobotínsku, 41-45. UP Olomouc.
- Štosová, V. (2009): Mineralogie beryl-columbitových pegmatitů severovýchodní části Českého masivu. PřF UP. Olomouc.
- Štosová, V. – Zimák, J. (2006): Mineralogie beryl-columbitového pegmatitu na lokalitě Bienergraben u Sobotína. Sborník „Mineralogie Českého masivu a Západních Karpat 2006“, 48-51. Olomouc.
- Vachová, S. (2010): Mineralogická charakteristika granitických pegmatitů na Kluči u Filipové v Hrubém Jeseníku. PřF UP. Olomouc.
- Vávra, V. (2002): Lokalita č. 11. Vernířovice – Rudná hora. Mineralogie granitoidů Rudné hory. In: Zimák, J. - Novotný, P. - Fojt, B. – Novák, M. - Vávra, V. – Kopa, D. – Losos, Z. – Prinzová, E.
- Webber, K.L. - Simmons, W.B. - Falster, A.U. - Foord, E.E. (1999): Cooling rates and crystallization dynamics of shallow level pegmatite-aplite dikes, San Diego County, California. Am.Mineral., 84, 708-717.
- Zimák, J. – Novotný, P. – Fojt, B. – Novák, M. – Vávra, V. – Kopa, D. – Losos, Z.- Prinzová, E. – Skácel, J. (2002): Exkurzní průvodce po mineralogických lokalitách na Sobotínsku. 41-45. UP Olomouc.
- Zimák, J., Chládek, Š. (2008): Beryl-columbitový pegmatit na Lysé hoře u Maršíkova. – Minerál, 16, 6, 491-493.