

Univerzita Karlova
Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geologie
Studijní obor: Geologie



Jan Kamenský

Minerály skupiny granátu z vybraných lokalit granitických pegmatitů moldanubika
Garnet group minerals from selected localities of granitic pegmatites in the Moldanubicum

Bakalářská práce

Vedoucí práce: RNDr. Dobroslav Matějka, CSc.

Praha, 2021

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci vypracoval samostatně, a že jsem uvedl všechny použité zdroje a literaturu.

Praha, 26.8.2021

.....

Jan Kamenský

Poděkování

Touto cestou bych rád poděkoval vedoucímu mé bakalářské práce, RNDr. Dobroslavu Matějkovi, CSc., za jeho odborné rady a vedení, kterými přispěl k vypracování této práce. Jeho vstřícnost a optimismus mně byly po celou dobu velkou motivací. Děkuji také RNDr. Markovi Tuhému za jeho pomoc s grafickou úpravou práce. Mé poděkování patří rovněž Mgr. Martinu Rackovi, Ph.D., a doc. RNDr. Jiřímu Zachariášovi, Ph.D., za provedené analytické práce na elektronovém mikroskopu. V neposlední řadě patří velké poděkování mé rodině, která mě po celou dobu studia podporovala a byla mi velkou oporou.

Abstrakt

Tato bakalářská práce se věnuje problematice granátů z vybraných lokalit granitických pegmatitů v moldanubické jednotce. První studované granáty jsou z pegmatitu u obce Strážek a druhé pak z pegmatitu u Příbyslavic.

Pegmatit u Strážku tvoří zonální těleso uzavřené v pararulách strážeckého moldanubika a je charakterizován jako anatektický. Krystaly granátů většinou dosahují rozměrů do 1 cm a pocházejí z miarol blokové jednotky a okraje křemenného jádra pegmatitu. Granáty byly studovány s využitím elektronové a optické mikroskopie. Chemismus granátů se pohybuje kolem hranice almandin⁴⁷⁻⁶⁷-spessartin²⁹⁻⁵³. Tyto granáty jsou zonální. Výsledky byly následně porovnány s diplomovou prací H. Kupské (Kupská 2015). Jedno ze zrn granátů obsahuje také inkluze barytu a oxidy a hydroxidy Fe a Mn.

Studované granáty z lokality Příbyslavice pocházejí z kontaktu aplitu a pegmatitu. Měřené zrno granátu vykazuje převahu almandinové komponenty a odpovídá chemickému složení almandin⁶⁴⁻⁷⁸-spessartin¹⁴⁻³⁴ a není zonální. Tyto výsledky z elektronového mikroskopu byly porovnány s reprezentativní analýzou od R. Nováčka (Nováček 1931). Specifikem těchto granátů je, že obsahují hojné křemenné inkluze metasomatického původu, které jsou pozorovatelné již makroskopicky.

Klíčová slova: granát, skupina granátu, almandin-spessartin, granitický pegmatit, Strážek, Příbyslavice, chemismus, inkluze

Abstract

This bachelor thesis deals with the issue of garnets from selected localities of granitic pegmatites in the Moldanubian unit. The first studied garnets are from pegmatite near the village of Strážek and the second is from pegmatite near Příbyslavice.

Pegmatite near Strážek forms a zonal body enclosed in the pararules of the Strážek Moldanubian and is characterized as anatectic. Garnet crystals usually reach dimensions of up to 1 cm and come from the miarol block unit and the edge of the quartz core of pegmatite. The garnets were studied using electron and optical microscopy. The chemistry of garnets is around the boundary almandine₄₇₋₆₇-spessartine₂₉₋₅₃. These garnets are zonal. The results were compared with the diploma thesis of H. Kupská (Kupská 2015). One of the garnet grains also contains inclusions of barite and oxides and hydroxides of Fe and Mn.

The studied garnets from the Příbyslavice locality come from the contact of aplite and pegmatite. The measured garnet grain shows a predominance of the almandine component and corresponds to the chemical composition of almandine₆₄₋₇₈-spessartin₁₄₋₃₄ and is not zonal. These results from an electron microscope were compared with a representative analysis by R. Nováček (Nováček 1931). The specificity of these garnets is that they contain abundant quartz inclusions of metasomatic origin, which are already observable macroscopically.

Klíčová slova: garnet, garnet group, almandin-spessartin, granitic pegmatite, Strážek, Příbyslavice, chemistry, inclusions

Obsah

1	ÚVOD	1
2	GEOLOGICKÝ KONTEXT	3
3	GRANITICKÉ PEGMATITY	5
3.1	Definice granitických pegmatitů	5
3.2	Klasifikace granitických pegmatitů	7
3.3	Geneze granitických pegmatitů	9
3.4	Granitické pegmatity moldanubické zóny	10
3.4.1	Klasifikace granitických pegmatitů pro oblast moldanubika	10
3.4.1.1	Pre-variské metamorfované pegmatity	10
3.4.1.2	Anatektické pegmatity	11
3.4.1.3	Vzácnno-prvkové (REE) pegmatity	12
3.4.1.4	Miarolitické pegmatity	12
3.5	Rozšíření granitických pegmatitů v moldanubiku	13
4	SKUPINA GRANÁTU	14
4.1	Krystalochemie skupiny granátu	17
4.2	Substituční mechanismy ve struktuře granátu	18
4.3	Granát v granitických pegmatitech	19
5	LOKALIZACE A GEOLOGICKÁ SITUACE VYBRANÝCH GRANITICKÝCH PEGMATITŮ	21
5.1	Strážek	21
5.2	Přibyslavice	22
6	METODIKA	24
7	VÝSLEDKY	25
7.1	Granát z lokality Strážek	25
7.1.1	Charakteristika a mineralogická asociace	25

7.1.2	Chemické složení	27
7.1.3	Inkluze a alterační projevy	29
7.1.3.1	Baryt	29
7.1.3.2	Oxidy a hydroxidy Fe a Mn	30
7.2	Granát z lokality Příbyslavice	31
7.2.1	Charakteristika a mineralogická asociace	31
7.2.2	Chemické složení	33
8	DISKUSE	35
8.1	Chemické složení	35
8.2	Inkluze a alterační projevy	36
9	ZÁVĚR.....	38
10	SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY	39
11	PŘÍLOHY	44

1 ÚVOD

Pegmatity představují, nejen v oblasti moldanubika, dlouhodobě studovanou skupinu hornin, která fascinuje geology již po celá desetiletí. Především nejvíce frakcionované, ale také v poslední době hojně studované jednoduché dutinové pegmatity poskytují mimořádně cenné informace o mineralogickém složení, chemismu, nebo stáří pegmatitů samotných, ale také o regionálním vývoji hornin, ve kterých se nacházejí. Pegmatity můžeme v závislosti na složení rozdělit na negranitické a granitické. I přes to byla většina pozornosti zaměřena především právě na pegmatity granitické, neboť jsou zdrojem ekonomicky významných surovin, zejména v podobě živce a křemene, které mají posléze využití především ve sklářském a keramickém průmyslu. Granitické pegmatity jsou také častým zdrojem drahokamových odrůd minerálů.

Množství publikovaných prací na téma moldanubických pegmatitů jenom dokazuje jejich význačnost. V minulosti se jejich studiem zabývali např. P. Černý, P. Povondra, J. Sekanina, M. Dvorský, J. Staněk a další. Intenzivním výzkumem se o jejich poznání zasloužil také M. Novák, který v roce 2005 publikoval klasifikaci pegmatitů Českého masivu, jehož součástí je i oblast moldanubika. Pro svoji unikátnost se moldanubické pegmatity staly nejen předmětem mnoha výzkumů, ale jejich lokality jsou také častými cíli mezinárodních exkurzí.

Granáty v rámci systematické mineralogie řadíme mezi nesilikáty. Jedná se o minerály, které se v zemské kůře vyskytují ve značně variabilním prostředí. Jsou součástí hornin magmatických, metamorfovaných, ve formě rozsypů se vyskytují také v sedimentech. Nicméně jako akcesorické minerály se uplatňují také v magmatických horninách o granitickém složení. Vyskytují se v granitech, aplitech, ale také v granitických pegmatitech.

Cílem této bakalářské práce je zdokumentovat výskyt granátů na dvou vybraných lokalitách granitických pegmatitů v oblasti moldanubika. Vybrány byly lokality Strážek (Kraj Vysočina, okres Žďár nad Sázavou) a Příbyslavice (Středočeský kraj, okres Kutná Hora). Tato práce nejdříve shrnuje současné poznatky o definici, klasifikaci a genezi granitických pegmatitů a jejich rozšíření v rámci moldanubika. Dále se věnuje skupině granátu – substitučním mechanismům, krystalochemii a výskytu granátu v granitických pegmatitech. Posléze se zaměřuje na geologickou situaci v blízkém okolí pegmatitů u obcí Strážek a Příbyslavice. V rámci praktického výzkumu se pak práce věnuje makroskopickému pozorování, mineralogickým asociacím, chemickému složení granátů a důraz je kladen také na inkluze v granátových zrnech.

Tato práce byla podpořena projektem programu bezpečnostního výzkumu ČR VI20192022148 „Komplexní instrumentální metodika pro charakterizaci vybraných minerálních fází s vazbou na konkrétní geografický původ“.

2 GEOLOGICKÝ KONTEXT

Moldanubikum

Moldanubická jednotka, tvořící jihovýchodní část Českého masivu, je velice složitým komplexem utvářeným především metamorfovanými horninami variabilního stáří. Vůči ostatním regionálně-geologickým jednotkám je moldanubikum ohraničeno suturními zónami a zlomovými liniemi. Podél řady z přítomných geologických struktur probíhal rozsáhlý variský granitoidní magmatismus. Na západě intrudoval středočeský pluton, který zastírá hranici mezi moldanubikem a tepelsko-barrandienskou oblastí. Východní omezení není dosud zcela známé, neboť je skryto pod terciérní alpskou předhlubní. Na severozápadě na moldanubikum navazuje kuthohorsko-svratecká oblast, vyčleňovaná v současnosti jako samostatná jednotka, jejíž součástí je kutnohorské krystalinikum (Kachlík 2003).

Z litotektonického pohledu se moldanubikum sestává ze tří skupin (řazeny od tektonického podloží do nadloží) – monotónní drosendorfské, pestré ostronské a gföhlské skupiny, která je stratigraficky nejvyšší. V současnosti se používá termín skupiny, nicméně dříve byly označovány jako série (Chlupáč 2002, Kachlík 2003, Mísař et al. 1983).

Drosendorfská skupina je formována většinou horninami, které prodělaly metamorfózu v amfibolitové až granulitové facii. Vzhledem k tomu, že se jedná o monotónní skupinu, je její petrologie charakterizována spíše jako primitivní, reprezentovaná především biotitickými, biotiticko-muskovitickými, případně biotiticko-sillimanitickými pararulami, jejichž protolitem jsou flyšové sedimentární sekvence (Chlupáč 2002). Vzácněji se jako součást drosendorfské skupiny vyskytují cordierit-sillimanitické pararuly. V rámci této skupiny jsou popisovány také nevelké čočky vápenců (Mísař et al. 1983).

Ostronská skupina byla již v minulosti českými autory charakterizována jako pestrá. Toto označení je odvozeno od přítomnosti četných vložek mramorů (místy grafitických), vulkanitů, kvarcitů a řady dalších čoček, které se v rámci této skupiny vyskytují. Korové horniny, které tvoří podstatnou část ostronské skupiny, jsou zastoupeny přítomností biotiticko-sillimanitických pararul (Kachlík 2003).

Gföhlská skupina se definuje jako stratigraficky nejsvrchnější skupina moldanubické jednotky, která se nachází v nadloží již dříve zmiňovaných – drosendorfské a ostronské. Nejhojnějšími horninami jsou převážně v různém stádiu natavené pararuly a migmatity, vyskytují se zde také granulity. Výčet předchozích hornin je doplněn přítomností plášťových

peridotitů, skarnů a eklogitů. I vzhledem k přítomnosti HP-HT hornin v současnosti převládá názor, že gřohlská jednotka může být tektonickou melanzí (Kachlík 2003).

3 GRANITICKÉ PEGMATITY

3.1 Definice granitických pegmatitů

Horninu, pro kterou jsou typické skeletální srůsty minerálů, jež tvoří písmenkovou strukturu, označil Haiy (in Landes 1933) na počátku 19. století jako pegmatit. Delesse (in Landes 1933) v roce 1849 rozšířil poznání o těchto horninách a za pegmatity začal označovat hrubozrnné granity. Následně byly mezi tyto horniny zařazovány další granitoidní horniny, které se ale ne vždy vyznačovaly písmenkovou strukturou. Podle Bastina (in Landes 1933) je pak hlavním znakem charakterizujícím pegmatity nepravidelnost jednotlivých minerálních zrn.

Pegmatity jsou většinou vnímány jako hrubozrnné magmatické horniny, vznikající krystalizací ze silikátové taveniny, většinou o granitickém složení (London 2008). Zároveň je také všeobecně přijímaným názorem, že některé pegmatity vznikají přímou anatexí korových hornin (Simmons a Webber 2008). Pro co možná nejpřesnější definici granitických pegmatitů je důležitá znalost obsahu nejběžnějších pegmatitových minerálů, vyjádřených v obj. %. Zastoupení plagioklasů by se mělo pohybovat v rozsahu 10-65 obj. %, křemene v rozmezí 20-60 obj. %, respektive 35-90 obj. % živců v albit-ortoklasové řadě (Gadas 2010).

Pro většinu pegmatitů je typická hrubozrnnost a mineralogická a strukturní zonálnost (London 2008, 2009, 2014, Simmons a Webber 2008). Gadas (2010) upozorňuje na fakt, že hrubozrnná stavba nemusí být dostatečně vyvinuta ve všech jednotkách pegmatitu, a tudíž je přesnější považovat hrubozrnnost pouze za jednu z typických vlastností. Zároveň jsou k pegmatitům řazeny i horniny jemnozrnné struktury, mikroskopického charakteru, označované jako „mikropegmatity“, granophyry a také spinifexy (London 2008).

Hydrotermální žíly se mohou v některých strukturních aspektech pegmatitům velmi podobat (London 2018). Jelikož jsou ale pegmatity většinou definovány jako horniny svým složením blízké granitu (London 2008, Simmons a Webber 2008), pak hydrotermální žíly takovou definici nesplňují. Současně se pegmatity od hydrotermálních žil odlišují zcela unikátní písmenkovou strukturou (London 2014).

Existence negranitických pegmatitů je značně problematická pro definici, kde jednou ze základních podmínek je granitické složení (London 2008). Negranitické pegmatity nebyly podrobeny tak důkladnému výzkumu jako pegmatity granitické (Gadas 2010). Souhrnu dosavadních poznatků z výzkumu se věnoval Gadas (2010), který konstatuje, že negranitickým pegmatitům nebyla věnována taková pozornost, protože jsou málokdy nositeli ekonomicky významných surovin. Výjimku tvoří negranitické pegmatity vázané na zvrstvené mafické

intruze s výrazným obsahem platinových kovů. Komatiitové, syenitové a karbonatitové pegmatity jsou významnými nositeli minerálů REE a zirkonia.

V horninách magmatického nebo metamorfovaného původu, kterými pegmatity pronikají (Nabelek et al. 2010), tvoří žilná, deskovitá, čočkovitá nebo nepravidelná tělesa o mocnosti několika cm až dm. Nezřídka však mohou dosahovat až metrových mocností, vzácně i více (Gadas 2010).

3.2 Klasifikace granitických pegmatitů

Jedinečnost každého pegmatitu je komplikací pro jakoukoliv dílčí klasifikaci a mezi interpretacemi tak dochází ke značným neshodám (Novák 2005). Zagorsky et al. (2003) ve své práci zmiňují, že doposud bylo publikováno velké množství často navzájem odlišných klasifikací granitických pegmatitů.

Jedny z prvních pokusů o podrobnější rozčlenění pegmatitů provedl Landes (1933), který je rozdělil na bazické, intermediální a kyselé. Následně se studiem geneze granitických pegmatitů a jejich rozdělením zabývali zejména Ginsburg, Shmakin nebo Solodov. V současnosti je nejpoužívanější klasifikace Černého (1991) a její pozdější modifikace – Černý a Ercit (2005) a Černý et al. (2012), která je přehledně znázorněna na obr. 1.

Pro Černého (1991) klasifikaci je stěžejní práce Ginsburga z roku 1979, ve které rozdělil granitické pegmatity do čtyř tříd: na abysální, muskovitové, REE a miarolitické. Pegmatity jsou členěny na základě PT podmínek a hloubky umístění vůči hostitelské hornině (Černý et al. 2012). Černý a Ercit (2005), Černý et al. (2012), London (2008) a Novák (2005) rozdělují pegmatity shodně do abysální, muskovitové, muskovitové-REE, REE a miarolitické třídy.

Podle Londona (2008) není Černého (1991) klasifikace granitických pegmatitů zcela jednoznačná, protože rozděluje pegmatity podle odlišných parametrů. Jednak v závislosti na PT podmínkách (abysální pegmatity), ale zároveň dle mineralogie (muskovitické pegmatity), geochemie (REE pegmatity) a v závislosti na texturních znacích (miarolitické pegmatity). Zároveň London (2018) dodává, že jedním z nedostatků této klasifikace je nezohledňování jednoduchých („common“) pegmatitů, kterým nebyla v minulosti věnována taková vědecká pozornost. Ze stejných důvodů jako London (2018) poukázal na problematičnost Černého (1991) klasifikace Tkachev (2011, in Dill 2015).

Nicméně klasifikace Černého (1991) byla dále na základě specifických vlastností pegmatitů upravena a nově byly vyčleněny tři skupiny REE pegmatitů – LCT, NYF a tzv. smíšená skupina, zahrnující LCT i NYF pegmatity (Černý a Ercit 2005). Zatímco LCT pegmatity jsou charakterizovány obohacením lithiem, cesiem, tantalem, tak druhá skupina, označovaná souhrnně jako NYF, vykazuje zvýšené koncentrace niobu, yttria a fluoru (Černý et al. 2012). Černý et al. (2012) uvádějí, že toto rozdělení na skupiny bylo nezbytné, neboť zdrojové plutony pegmatitů jsou zřídka utvářeny homogenním magmatem. Ze všech dosud známých pegmatitů je výskyt REE pegmatitů poměrně vzácný, jejich podíl činí pouze 1-2 % (London 2014). I přesto přispěly velkou měrou k porozumění pegmatitům. Ercit (2005) zmiňuje, že bylo

studováno více než 550 pegmatitových těles, patřících podle klasifikace Černého (1991) mezi vzácnno-prvkové (REE) pegmatity.

LCT pegmatity mohou být kromě prvků, jejichž počáteční písmena tvoří samotný název skupiny (Li, Cs, Ta), obohaceny také o další prvky, zejména se jedná o Be, Rb, Ga, Nb, Sn, B, P a F (London 2018).

Většina pegmatitů řazených do LCT skupiny vzniká frakcionací S-granitů. Peraluminický charakter těchto granitoidů je dán výskytem minerálů disponujících ve struktuře vysokým obsahem Al; takovými minerály jsou například granát, cordierit, sillimanit, andalusit nebo korund. NYF pegmatity naopak vykazují afinitu k anorogenním, tzv. A-granitům. Méně často mohou být obě skupiny pegmatitů (LCT a NYF) vázány na I-granity (Černý et al. 2012).

Class	Subclass	Type	Subtype	Family
Abyssal	HREE			NYF
	LREE			
	U			NYF
	BBe			LCT
Muscovite				
Muscovite-rare element	REE			NYF
	Li			LCT
Rare element	REE	allanite-monazite euxenite gadolinite		NYF
	Li	beryl complex albite-spodumene albite	beryl-columbite beryl-columbite-phosphate spodumene petalite lepidolite elbaite amblygonite	
Miarolitic	REE	topaz-beryl gadolinite-fergusonite		NYF
	Li	beryl-topaz spodumene petalite lepidolite		LCT

Obr 1. Komplexní klasifikace granitických pegmatitů (Černý et al. 2012).

3.3 Geneze granitických pegmatitů

Dosud je všeobecně přijímáno, že pegmatity vznikají magmatogenními (London 2008, Novák 2005, Simmons a Webber 2008) nebo metamorfogenními procesy – přímou anatezí korových hornin (Novák 2005, Simmons a Webber 2008). Ale i přesto je uznávanější varianta krystalizace z magmatické taveniny (Novák 2005, Simmons a Webber 2008). Nejvýraznějšími genetickými projevy magmatických pegmatitů jsou texturní frakcionace (utváří vnitřní zonální stavbu) a diferenciaci, které jsou většinou u anatektických pegmatitů vyvinuty velmi vzácně nebo zcela chybí (Novák 2005). Černý (1991) a Novák (2005) rozdělují vnitřní stavbu pegmatitu (od okraje směrem k centru) na granitickou, grafickou, blokovou jednotku a křemenné jádro. U pegmatitů, které prodělaly vyšší stupeň frakcionace, se může uplatňovat také albitová jednotka (Novák 2005) a nesporně se také na genezi pegmatitů podílejí metasomatické přeměny (London 2008).

Významný posun v porozumění vývoje a vzniku pegmatitů učinili Jahns a Burnham (1969). Autoři představili tzv. Jahns-Burnhamův model, jenž předpokládá vznik pegmatitů procesem frakční krystalizace (Simmons a Webber 2008). I přesto, že London (1992) poukázal na jeho problematičnost, se model Jahnsa a Burnhama stal ve vědecké komunitě na dlouhou dobu široce akceptovaným a uznávaným (London 2008, Simmons a Webber 2008). Na práci Jahnsa a Burnhama později navázal Černý (1991) a také London (2008).

Klíčovou komponentou pro vznik pegmatitových struktur je přítomnost fluid, respektive H₂O v tavenině (Jahns a Burnham 1969, London 1992, Nabelek et al. 2010). Staněk (2009) a Jahns a Burnham (1969) považovali pegmatity za žilné diferenciáty plutonických hornin. Skutečnost, že se pegmatity vyskytují běžně v rádech několika kilometrů od zdrojového plutonu, se podařilo blíže specifikovat experimentálními metodami (London 1992). Bylo zjištěno, že výrazný podíl na celém procesu má přítomnost H₂O v tavenině, kdy je dosaženo stavu, označovaného jako „freezing point“. Jedná se o takové PT podmínky, které umožňují přechod taveniny od liquidu k solidu, a tento stav, spolu s nízkou viskozitou taveniny, umožňuje migraci pegmatitové taveniny od mateřského granitu do výrazně chladnějších hostitelských hornin, a to i na velké vzdálenosti (London 1992).

Výrazně se také proměnil pohled na teplotu krystalizace. Jahns a Burnham (1969) předpokládali krystalizaci pegmatitů za velmi vysokých teplot, dosahujících až 750 °C, ale London (2008, 2009) uvádí již mnohem nižší hodnoty, které se pohybují mezi 400-450 °C.

3.4 Granitické pegmatity moldanubické zóny

3.4.1 *Klasifikace granitických pegmatitů pro oblast moldanubika*

Novák (2005) zpracoval podrobnou klasifikaci granitických pegmatitů vyskytujících se v Českém masivu, jehož součástí je také oblast moldanubika. Vychází přitom z původní klasifikace Černého (1991) a rovněž člení pegmatity na abysální, muskovitové, muskovitové-REE a REE. Oproti klasifikaci Černého (1991) však Novák (2005) svoji klasifikaci rozšířil o nové pegmatitové třídy, konkrétně o subabysální a exotické, které byly dále rozděleny do dvou podtříd: na záhnědové (anatektické) a frakciované pegmatity.

Nicméně klasifikace Nováka (2005) byla později přehodnocena a nově modifikována. V současnosti jsou v rámci moldanubika charakterizovány následující skupiny pegmatitů: pre-variské metamorfované, anatektické, vzácno-prvkové (REE) a miarolitické (Novák et al. 2013).

3.4.1.1 Pre-variské metamorfované pegmatity

Jedná se o skupinu pegmatitů, kterým nebyla v minulosti věnována taková pozornost (Novák et al. 2013). V moldanubiku se tyto pegmatity vyskytují jako málo mocné, nepřilíš vyvinuté intruze v ortorulách ordovického stáří. Během vývoje neprodělaly výraznou magmatickou frakcionaci, což se projevuje nepřilíš vyvinutou zonální stavbou. Specifikem těchto pegmatitů je přítomnost akumulací, tzv. hnízd, o mineralogickém složení odpovídající asociaci biotit + dravit + oxy-dravit + oxy-skoryl. Studium geneze těles intrudujících do výrazně frakciované přibyslavické ortoruly poskytlo neocenitelné údaje o předpokládaném post-tektonickém vzniku zdejších pegmatitů. Významnou moldanubickou lokalitou pre-variských metamorfovaných pegmatitů jsou např. Přibyslavice (Novák et al. 2013).

3.4.1.3 *Vzácnno-prvkové (REE) pegmatity*

Jedná se o velice pestrú skupinu pegmatitů, která se nejen v moldanubiku projevuje výraznou diferenciací. Vzácnno-prvkové (REE) pegmatity vykazují výrazně proměnlivé strukturní vlastnosti, rozličnou mineralogii a stupeň frakcionace jednotlivých těles (Novák et al. 2013). Do této skupiny (group) z geochemického hlediska patří LCT a NYF pegmatity, včetně smíšené LCT/NYF skupiny (family), spojující společné znaky obou skupin (Černý a Ercit 2005 in Novák et al. 2013). Podle Nováka et al. (2013) se vzácnoprvkové pegmatity v moldanubiku rozčleňují do čtyř skupin – na B obohacené LCT intragranitické pegmatity, Li-bohaté pegmatity, pegmatity vyskytující se na kontaktech batholitů a okrajové pegmatity „typu Stockscheider“.

3.4.1.4 *Miarolitické pegmatity*

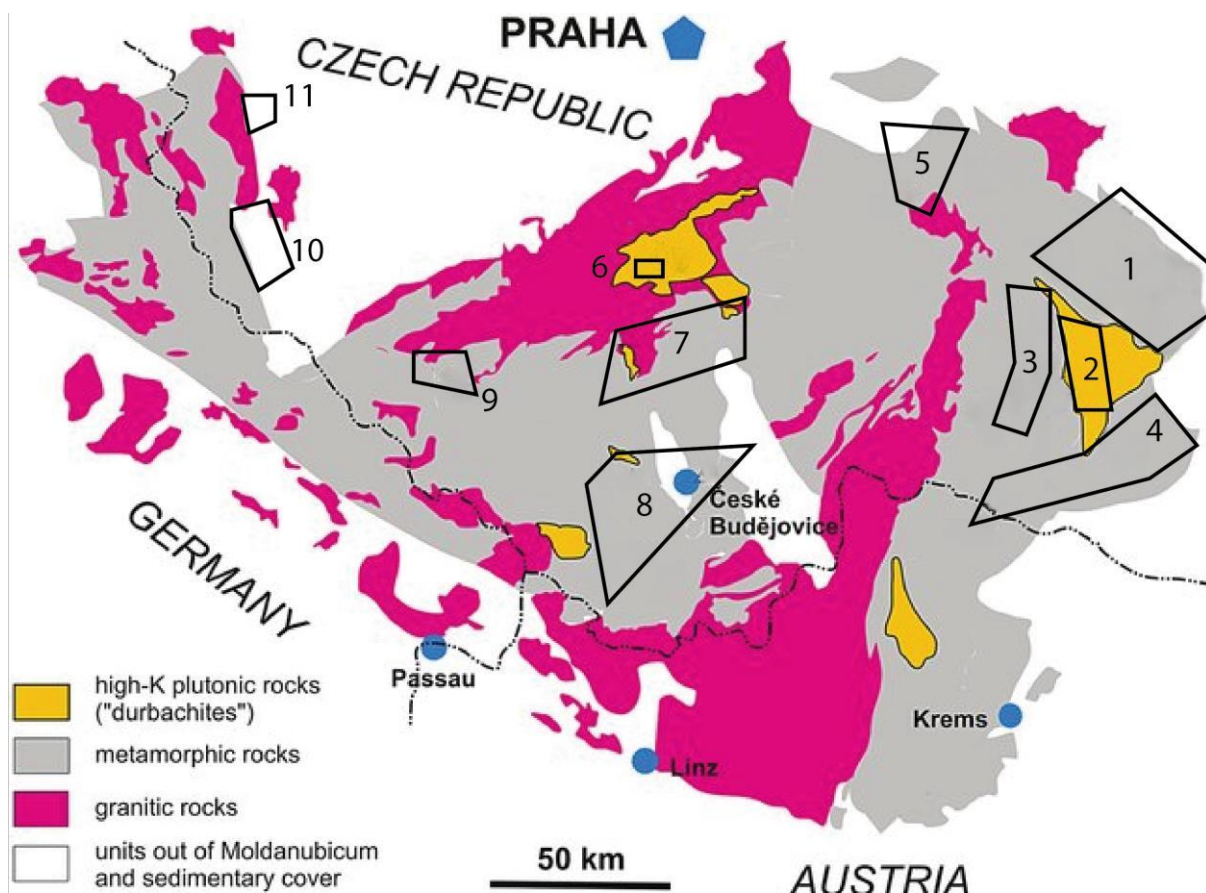
Oproti předchozím typům nejsou tyto pegmatity příliš rozšířené (Novák et al. 2013). Podle klasifikace Černého a Ercita (2005) in Novák et al. (2013) tato skupina pegmatitů zahrnuje pegmatity třídy LCT i NYF. Pegmatity řazené do NYF třídy jsou v moldanubiku vázány na velké intruze plutonických hornin (Čertovo břemeno, středočeský pluton, třebíčský pluton). Jak je již z názvu patrné, obsahují dutiny, ale se značně primitivní mineralizací, kde se uplatňuje K-živec, křemen – většinou v jeho záhnědové varietě – a akcesoricky se může vyskytovat titanit. Miarolitické pegmatity (LCT) se vyskytují jako drobná, prostorově ohraničená tělesa při okrajích moldanubického a třebíčského plutonu. Protože celkové složení odpovídá mateřskému granitu, předpokládá se, že na rozdíl od např. anatektických pegmatitů jsou miarolitické pegmatity se zdrojovými plutony geneticky spjaty (Novák et al. 2013).

3.5 Rozšíření granitických pegmatitů v moldanubiku

Pro svoji mimořádně rozmanitou mineralogii, petrologii, geochemii, a v neposlední řadě také genezi, se moldanubické pegmatity staly celosvětově proslulé. Nicméně většina výzkumů se zaměřovala pouze na jejich mineralogické složení (Novák 2005).

Mezi sběrateli minerálů se staly oblíbené především jednoduché („common“) dutinové pegmatity strážeckého moldanubika (Gadas et al. 2012, 2014, Novák 2005).

Výrazně odlišná geneze jednotlivých těles způsobuje geochemickou a mineralogickou variabilitu a každý pegmatit je v podstatě unikátní (Novák a Cempírek 2010). V moldanubiku se běžně vyskytuje většina pegmatitových skupin, podskupin, tříd a podtříd, diskutovaných Černým v klasifikacích Černý (1991) a Černý a Ercit (2005) in Novák et al. (2013). Novák a Cempírek (2010) popsali početnější koncentrace pegmatitů v určitých částech moldanubika. Tyto výskyty pegmatitů následně rozdělili do tzv. hlavních pegmatitových oblastí. Tato distribuce pegmatitů je znázorněna na obr. 3.



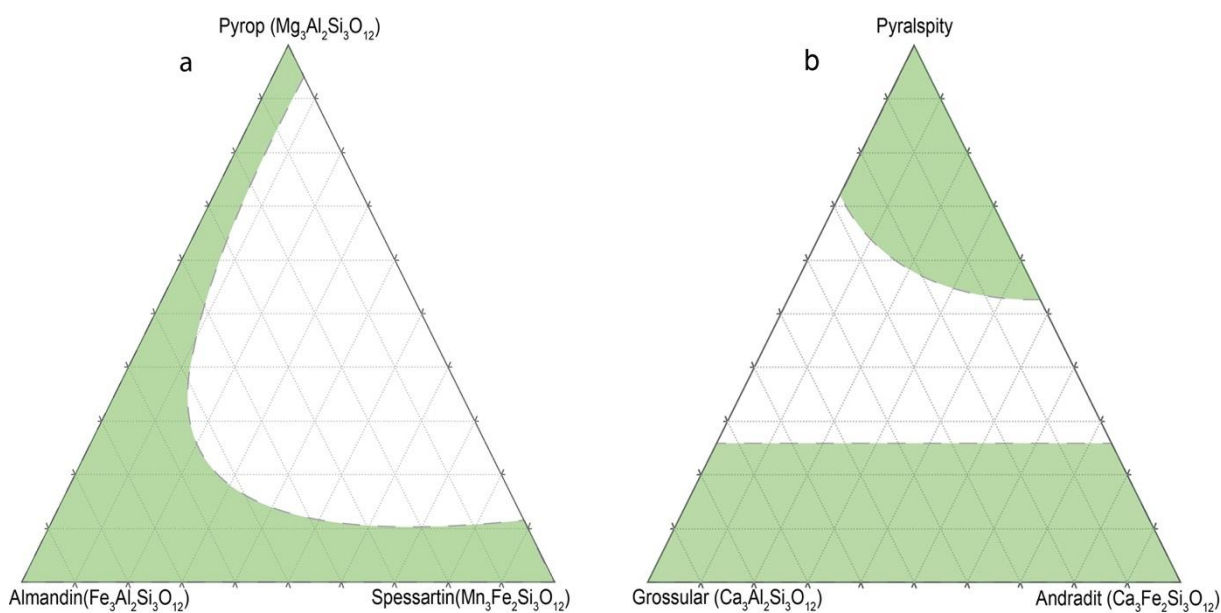
Obr. 3. Schématická mapa, znázorňující rozšíření hlavních pegmatitových oblastí v moldanubiku. 1 – Strážek, 2 – Třebíč, 3 – Jihlava, 4 – Vratěšín-Radkovice, 5 – Vlastějovice, 6 – Vepice, 7 – Písek, 8 – jižní Čechy, 9 – Sušice, 10 – Domažlice-Poběžovice, 11 – Kříženec. Mapa převzata z Novák et al. 2012 a upravena podle Novák a Cempírek 2010.

4 SKUPINA GRANÁTU

Skupina granátu v současnosti zahrnuje celkem 32 minerálních druhů. Existují ale další minerály s podobnými vlastnostmi, které pro zařazení vyžadují ještě detailnější studium (Grew et al. 2013). Granáty jsou tradičně na základě mísitelnosti rozdělovány do dvou skupin – na hlinité pyralspity a vápenaté ugrandity (Griffen et al. 1992).

Pyralspity jsou pevným roztokem v systému: **pyrop** ($\text{Mg}_3\text{Fe}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$), **almandin** ($\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$) a **spessartin** ($\text{Mn}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$). Zatímco ugrandity tvoří izomorfní řadu mezi koncovými členy: **grossular** ($\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$) a **andradit** ($\text{Ca}_3\text{Fe}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$) (Griffen et al. 1992).

Chemismus odpovídající složením jednotlivým koncovým členům je ve struktuře granátu velmi vzácný (Deer et al. 2013, Novak a Gibbs 1971).



Obr. 4. a – rozsah mísitelnosti mezi pyralspity (koncové členy – pyrop, spessartin, almandin. b – ternární diagram, ve kterém jsou vyneseny koncové členy ugranditové skupiny (grossular a andradit), které mezi sebou vykazují rozsáhlou izomorfní mísitelnost a skupina pyralspitů. Zároveň tento diagram ukazuje velmi omezenou mísitelnost mezi pyralspitovou a ugranditovou skupinou, která je velmi komplikovaná a probíhá ve velmi omezeném měřítku. Převzato a upraveno z Hönl (2008), podle Deer et al. (1997).

Variabilita a heterogenita chemického složení granátů (Griffen et al. 1992) je způsobena tím, že struktura těchto minerálů vykazuje značnou míru kompatibility a je schopná akceptovat široké spektrum prvků. Dosud jich ve struktuře granátů bylo zjištěno více než 50. I přesto většina minerálů krystalizuje v jedné krystalografické soustavě, konkrétně kubické s prostorovou grupou $I\bar{a}3d$. Nicméně vyskytují se také minerální fáze, disponující rozdílnou krystalografickou symetrií než kubickou. Minerály s OH skupinou, henritermierit a holtstamit, krystalizují v tetragonální soustavě s prostorovou grupou $I4_1/acd$ (Grew et al. 2013). Podle Hatche a Griffena (1989) in Griffen et al. (1992) je možné, aby granáty vznikaly i v jiných prostorových grupách, ale toto prozatím nebylo potvrzeno.

Zpočátku obsahovala skupina pouze silikátové minerály, ale pozdějšími výzkumy bylo zjištěno, že arsenáty, vanadáty, oxidy a fluoridy sdílejí se silikáty určité chemické vlastnosti a byly následně do nomenklatury začleněny (Grew et al. 2013).

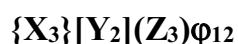
Tab 1. Kompletní klasifikace všech dosud Mezinárodní Mineralogickou Asociací (IMA) uznaných koncových členů skupiny granátu. Celkem 29 minerálů je v tabulce přehledně rozděleno do 5 skupin, které jsou řazeny, dle vzrůstajícího totálního náboje v tetraedrické (Z) koordinaci. Zároveň je patrné, že do této skupiny nepatří pouze silikátové minerály, ale i další třídy mineralogického systému. Skupina henritermieritu je klasifikována na základě symetrie, konkrétně tetragonální. Všechny skupiny rovněž odrážejí krystalochemické vztahy mezi koncovými členy granátů (upraveno podle Grew et al. 2013).

Z charge	GROUP or species name	Class	X	Y	Z	φ
0	Katoite	Hydroxide	Ca ₃	Al ₂	□	(OH) ₁₂
3	Cryolithionite	Halide	Na ₃	Al ₂	Li ₃	F ₁₂
6	Yafsoanite	Oxide	Ca ₃	Te ₂ ⁶⁺	Zn ₃	O ₁₂
8	HENRITERMIERITE	Silicate				
	Holtstamite		Ca ₃	Al ₂	Si ₂ □	O ₈ (OH) ₄
	Henritermierite		Ca ₃	Mn ₂ ³⁺	Si ₂ □	O ₈ (OH) ₄
9	BITIKLEITE	Oxide				
	Bitikleite		Ca ₃	Sb ⁵⁺ Sn ⁴⁺	Al ₃	O ₁₂
	Usturite		Ca ₃	Sb ⁵⁺ Zr	Fe ₃ ³⁺	O ₁₂
	Dzhuluite		Ca ₃	Sb ⁵⁺ Sn ⁴⁺	Fe ₃ ³⁺	O ₁₂
	Elbrusite		Ca ₃	U _{0.5} ⁶⁺ Zr _{1.5}	Fe ₃ ³⁺	O ₁₂
10	SCHORLOMITE	Silicate				
	Kimzeyite		Ca ₃	Zr ₂	SiAl ₂	O ₁₂
	Irinarassite		Ca ₃	Sn ₂ ⁴⁺	SiAl ₂	O ₁₂
	Schorlomite		Ca ₃	Ti ₂	SiFe ₂ ³⁺	O ₁₂
	Kerimasite		Ca ₃	Zr ₂	SiFe ₂ ³⁺	O ₁₂
	Toturite		Ca ₃	Sn ₂ ⁴⁺	SiFe ₂ ³⁺	O ₁₂
12	GARNET	Silicate				
	Menzerite-(Y)		Y ₂ Ca	Mg ₂	Si ₃	O ₁₂
	Pyrope		Mg ₃	Al ₂	Si ₃	O ₁₂
	Grossular		Ca ₃	Al ₂	Si ₃	O ₁₂
	Spessartine		Mn ₃ ²⁺	Al ₂	Si ₃	O ₁₂
	Almandine		Fe ₃ ²⁺	Al ₂	Si ₃	O ₁₂
	Eringaite		Ca ₃	Sc ₂	Si ₃	O ₁₂
	Goldmanite		Ca ₃	V ₂ ³⁺	Si ₃	O ₁₂
	Momoiite		Mn ₃ ²⁺	V ₂ ³⁺	Si ₃	O ₁₂
	Knorringite		Mg ₃	Cr ₂ ³⁺	Si ₃	O ₁₂
	Uvarovite		Ca ₃	Cr ₂ ³⁺	Si ₃	O ₁₂
	Andradite		Ca ₃	Fe ₂ ³⁺	Si ₃	O ₁₂
	Calderite		Mn ₃ ²⁺	Fe ₂ ³⁺	Si ₃	O ₁₂
	Majorite		Mg ₃	SiMg	Si ₃	O ₁₂
	Morimotoite		Ca ₃	TiFe ²⁺	Si ₃	O ₁₂
15	BERZELIITE	Vanadate, arsenate				
	Schäferite		Ca ₂ Na	Mg ₂	V ₃ ⁵⁺	O ₁₂
	Palenzonaite		Ca ₂ Na	Mn ₂ ²⁺	V ₃ ⁵⁺	O ₁₂
	Berzeliite		Ca ₂ Na	Mg ₂	As ₃ ⁵⁺	O ₁₂
	Manganberzeliite		Ca ₂ Na	Mn ₂ ²⁺	As ₃ ⁵⁺	O ₁₂

4.1 Krystalochemie skupiny granátu

Menzer byl první, kdo se již ve 30. letech 20. století zabýval vnitřním uspořádáním granátu. Pro zkoumání struktury využil na vzorku grossularu tehdy zcela novou analytickou metodu – rentgenovou difrakci (Geiger 2016, Geller 1967, Novak a Gibbs 1971).

Protože je superskupina granátu velice komplexní a jednotlivé členy vykazují strukturní a chemické podobnosti, využívá se pro vyjádření chemického složení obecného krystalochemického vzorce:



Ve vzorci je pozice {X} charakterizována dodekaedrickou, [Y] oktaedrickou, (Z) tetraedrickou koordinací. Pozice ϕ je nejčastěji zastupována anionty (Grew et al. 2013). Podle Deera (2013) je dodekaedrická koordinace nejběžněji obsazována dvojmocnými kationty, respektive trojmocnými v případě koordinace oktaedrické a tetraedrická koordinace je většinou charakterická zastoupením Si^{4+} . Pozici ϕ zastupují zpravidla anionty, zejména O^{2-} (takovéto strukturní uspořádání je typické zejména pro nejčastější silikátové koncové členy granátů, označované jako pyrop, almandin, spessartin, grossular a andradit), ale také OH^- a F^- (Grew et al. 2013).

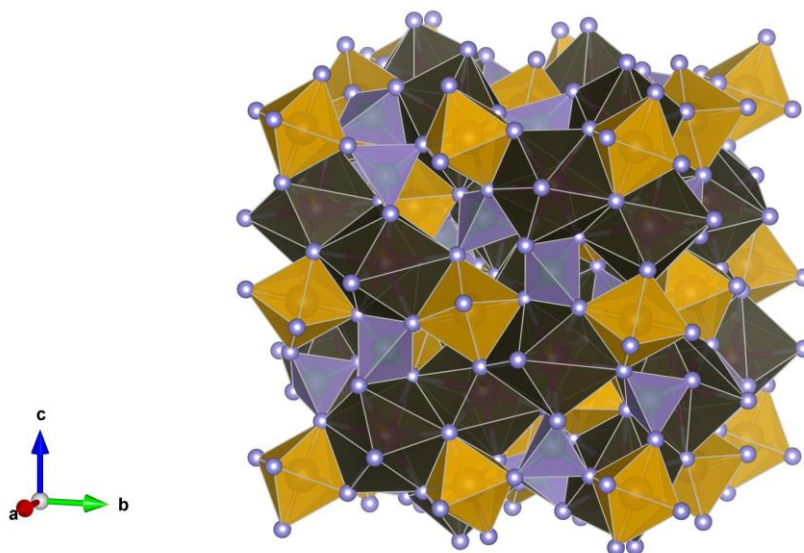
Granáty jsou ze strukturního hlediska řazeny mezi nesosilikáty, protože mají ve vnitřní stavbě vzájemně propojené tetraedry SiO_4 s oktaedry YO_6 . Tyto vazby dohromady vytvářejí hustě uspořádanou trojrozměrnou síť (Novak a Gibbs 1971).

Yavuz a Yildirim (2020) se zabývali studiem krystalochemie granátu s využitím programu WinGrt, přičemž v pozici ϕ zaznamenali stejné anionty jako Grew et al. (2013) a zároveň dokázali, že jednotlivé pozice mohou obsazovat i prvky s jinými valencemi.

Tab 2. Souhrn nejčastějších prvků, které se mohou ve struktuře granátu na daných pozicích vyskytovat. Upraveno podle: Yavuz a Yildirim (2020).

{X}	(Th^{4+} , Y^{3+} , REE, Ca^{2+} , Na^+), Mn^{2+} , Fe^{2+} , Mg^{2+}
[Y]	Zr^{4+} , Hf^{4+} , Sn^{4+} , U^{6+} , Sb^{5+} , Nb^{5+} , Sc^{3+} , Cr^{3+} , V^{3+} , Si^{4+} , Ti^{4+} , Al^{3+} , Mn^{3+} , Fe^{3+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+}
(Z)	As^{5+} , V^{5+} , P^{5+} , Li^+ , Zn^{2+} , Si^{4+} , Al^{3+} , Fe^{3+} , Fe^{2+} , Ti^{4+} , H^+
ϕ	O^{2-} , OH^- , F^-

Zároveň Yavuz a Yildirim (2020) dodávají, že do analýzy nebyly pro příliš nízké koncentrace zahrnuty B, S, K, Ni, Ge, Ga a Pb. Prvky jako jsou Li, P, S, Cl, K, Ni, Zn, As, Sr, Nb, Te, Ba, REE, Hf, W a Th mají většinou ve strukturním uspořádání granátu velmi nízké koncentrace a neovlivňují natolik celkový chemismus (Locock 2008).



Obr. 5. Pohled na krystalovou strukturu granátu, se znázorněným osním křížem. Strukturální data převzata z Novak a Gibbs (1971). Model byl vygenerován a následně upraven v programu Vesta 3.

4.2 Substituční mechanismy ve struktuře granátu

Pro granáty je typická celá řada významných heterovalentních i homovalentních substitucí (Grew et al. 2013). Zatímco homovalentní substituce spočívají ve vzájemném nahrazování kationtů se stejnou valencí, např. $Ti^{III} \leftrightarrow M^{III}$ (M^{III} odpovídá Fe^{III} a Al^{III}), $Ti^{IV} \leftrightarrow Si^{IV}$ (Huggins et al. 1977), tak heterovalentní substituční mechanismy jsou mnohem komplikovanější a mohou být úzce spjaty přímo s konkrétními horninami (Grew et al. 2013). Souhrn heterovalentních substitucí podle Grew et al. (2013) je znázorněn v tabulce 3.

Tab 3. Vybrané heterovalentní substituce ve struktuře granátu, upraveno podle: Grew et al. (2013).

$Z^{•+4} \phi^{1-} \rightarrow ZSi^{4+} + 4O^{2-}$	$X(Y,REE)^{3+} + YR^{2+} \rightarrow X^{2+} + YR^{3+}$	$YR^{4+} + 0,5ZV^{5+} \rightarrow 0,5Z^{3+} + YSb^{5+}$
$YR^{2+} + YR^{4+} \rightarrow 2YR^{3+}$	$YR^{5+} + ZR^{3+} \rightarrow YR^{4+} + ZR^{4+}$	$YR^{4+} + ZV^{5+} \rightarrow YU^{6+} + ZR^{3+}$
$ZR^{4+} + YR^{3+} \rightarrow ZR^{3+} + YR^{4+}$	$Y0,5R^{6+} + ZR^{3+} \rightarrow Y0,5R^{4+} + ZR^{4+}$	$XNa^{1+} + YR^{4+} \rightarrow X^{2+} + YR^{3+}$
$X(Y,REE)^{3+} + ZR^{3+} \rightarrow X^{2+} + ZR^{4+}$	$YU^{6+} + ZR^{2+} \rightarrow YR^{4+} + ZR^{4+}$	$YNa^{1+} + ZR^{5+} \rightarrow X^{2+} + ZR^{4+}$
$X(Y,REE)^{3+} + XNa^{1+} \rightarrow 2X^{2+}$	$0,5X^{TH4+} + ZR^{3+} \rightarrow 0,5X^{4+} + ZR^{4+}$	

4.3 Granát v granitických pegmatitech

V závislosti na stupni frakcionace je chemické složení granátu proměnlivé – převažuje spessartin ($\text{Mn}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$) nebo almandin ($\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$). Množství spessartinové a almandinové komponenty ovlivňuje také barvu granátu, která kolísá od světle oranžové k tmavě červené. Výsledná barva se odvíjí od koncentrace Fe^{2+} ve struktuře. Kromě Fe a Mn mohou pegmatitové granáty také podřadně obsahovat Ca, Mg, Ti, Cr, ale i prvky vzácných zemin nebo Y. Vyšší koncentrace yttria ve struktuře obsahují granáty vykazující afinitu k NYF pegmatitům (London 2008). Např. Čermák (2013) zdokumentoval granát o složení menzerit (-Y) – almandin z kontaktu skarn/pegmatit allanitového subtypu (podle klasifikace Černého et al. 2012) z Domanínku u Bystřice nad Pernštejnem. Yttrium může být v granátech vyskytujících se v pegmatitech zastoupeno v poměrně hojném množství, například Wang et al. (2003) uvádějí obsah Y_2O_3 až 3 hm. %.

Granáty vyskytující se v pegmatitech vznikají krystalizací z peraluminické taveniny a jsou většinou asociovány s dalšími minerály, které vykazují výrazné zastoupení Al v krystalové struktuře. Jedná se zejména o turmalín a muskovit. Granát však není v pegmatitech hojně zastoupeným minerálem a tvoří většinou akcesorickou fázi ve vzácnoprvkových (REE) pegmatitech (podle klasifikace Černého 1991) a vzácněji také v jednoduchých („common“) pegmatitech (Gadas et al. 2012, 2014).

Ve struktuře granátu se přednostně uplatňuje Mn před Fe, proto v případě zonálních granátů je střed tvořený spessartinovou komponentou a směrem k okraji narůstá zastoupení almandinové složky, což sleduje frakcionační trend (London 2008). London (2008) ovšem dodává, že nezonální granáty jsou v pegmatitech většinou hojnější. Rozdílný názor na tuto problematiku mají Nakano a Isikawa (1997), kteří uvádějí převahu zonálních granátů. U zonálních granátů se může kromě zonality Mn/Fe uplatňovat také zonalnost Ca/Mg (Nakano a Isikawa 1997).

Přednostně jsou z taveniny odebírány prvky Fe, Mg a tyto komponenty jsou nejdříve spotřebovány krystalizací mafických minerálů (London 2008, Maner et al. 2019). Na základě experimentů, které provedli Maner et al. (2019), bylo zjištěno, že dřívější krystalizace turmalínu před spessartinem významně kontroluje chemické složení taveniny a dochází ke vzájemné regulaci poměru FeO/MnO. Vzájemnými reakcemi mezi granáty a asociujícími minerály dochází k neustálé výměně prvků. Tyto reakce poskytují zásadní informace o zastoupení zejména Fe, Mn, Y, REE a Sc ve struktuře granátu (Müller et al. 2012).

Nicméně některé Li-minerály (lepidolit, rossmanit) mohou při krystalizaci přednostně odebírat z taveniny Mn, který by jinak vstupoval do struktury granátu a za těchto podmínek se stává spessartin, jako granát obsahující podstatné zastoupení této komponenty, nestabilním minerálem, protože je tímto prvkem výrazně limitován (London 2008).

Habitus granátů vyskytujících se v pegmatitech sleduje kubickou krystalografickou soustavu (London 2008). Ideální tvar granátů v pegmatitech je zpravidla ve formě kosočtverečného dvanáctistěnu či deltoidového čtyřiadvacetistěnu, případně spojek těchto tvarů (Bernard et al. 1981).

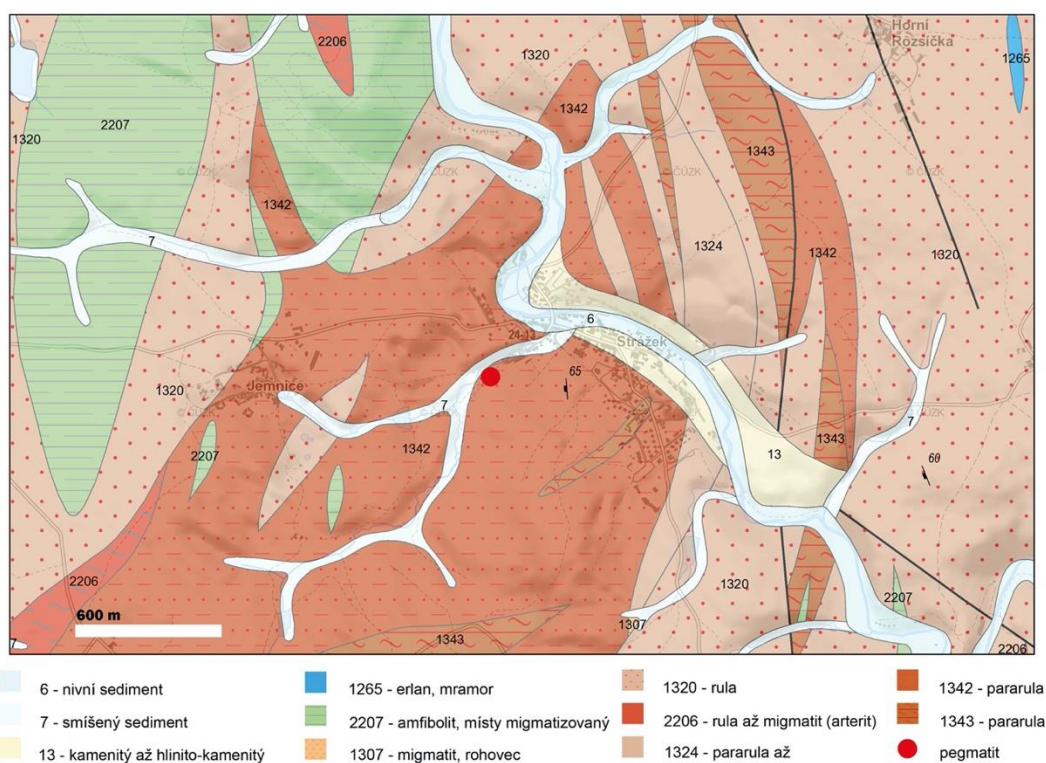
5 LOKALIZACE A GEOLOGICKÁ SITUACE VYBRANÝCH GRANITICKÝCH PEGMATITŮ

5.1 Strážek

Podle Kupské (2015) je zonální pegmatit v katastrálním území obce Strážek charakterizován jako anatektický. Vlastní těleso je zastiženo v zalesněném svahu přibližně 670 m západně od Strážku a 890 m jihovýchodně od obce Jemnice.

Z geologického hlediska je okolí Strážku budováno horninami strážeckého moldanubika. Tato oblast je tektonicky vymezena. Na východě je strážecké moldanubikum ohraničeno horninami svrateckého krystalinika a bítešským zlomem, jižní hranici definuje kontakt s třebíčským plutonem, severní hranice je lemována Ranským masivem a na západě je strážecké moldanubikum od českého moldanubika vymezeno strukturou přibyslavské mylonitové zóny (Mísař et al. 1983).

Samotné strážecké moldanubikum je tvořené převážně různými typy pararul s vložkami amfibolitů a metamorfovaných vápenců, vzácněji pak serpentinizovaných peridotitů (Mísař et al. 1983).

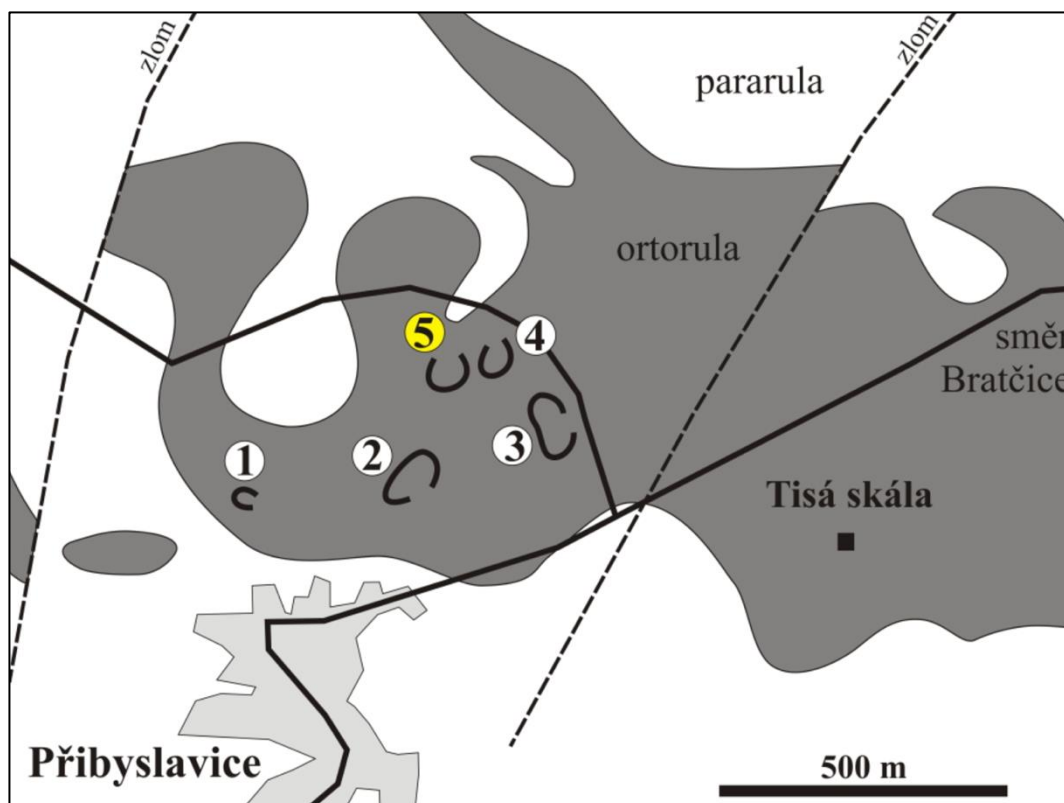


Obr. 6. Výřez z geologické mapy znázorňující geologickou situaci v okolí Strážku, včetně polohy samotného pegmatitu (červený bod). Upraveno. Geologická mapa dostupná z: <https://mapy.geology.cz/geocr50/>.

5.2 Příbyslavice

Lokalita pegmatitů v Příbyslavicích se stala proslulou zejména nálezy fosfátových minerálů a krystalů granátu, dosahujících často úctyhodných rozměrů (vázaných ale většinou na těleso ortoruly). Zdokumentován byl také výskyt raritního nigeritu (Kadlec a Venclík 2020). Jedná se o minerál ze skupiny nigeritu o chemismu $(\text{ZnMgFe})^{2+}(\text{SnZn})_2(\text{AlFe}^{3+})_{12}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ (Bernard et al. 1981). Příbyslavice se také staly jednou ze dvou typových lokalit pro mineralogický systém nově popsaného minerálu, kterým je oxy-skoryl ze superskupiny turmalínu (Bačík et al. 2013).

Samotnou lokalitu tvoří soustava pěti jámových lomů, které jsou v současnosti již opuštěné – většinou zavezené komunálním odpadem nebo jsou z velké části zatopené. Na nálezy je nejnadějnější lom, který je označován jako č. 5. Jeho přesná poloha je znázorněna na obr. 7. Nachází se přibližně ve vzdálenosti 400 m severně od Příbyslavic.

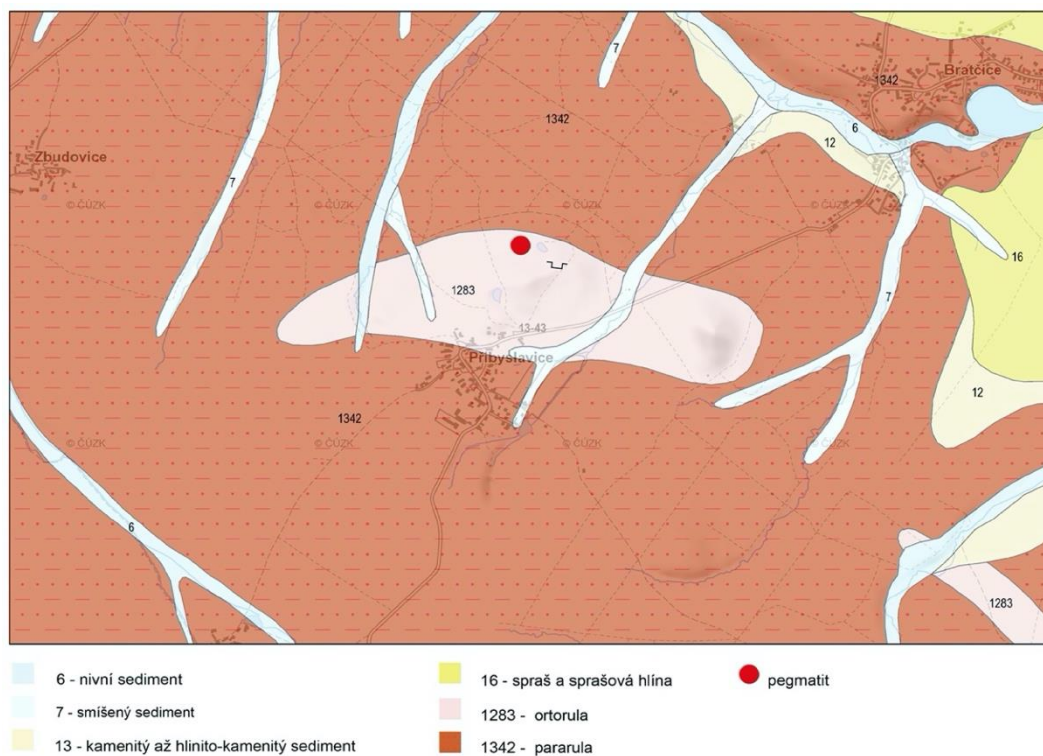


Obr. 7. Schématická mapa, znázorňující polohu pěti, již opuštěných, lomů v Příbyslavicích. V mapě je žlutě označen zkoumaný lom č. 5. Převzato z: Kadlec a Venclík (2020).

Na rozdíl od předchozí lokality, která se nachází v horninách strážeckého moldanubika, patří pegmatity u Příbyslavic do severozápadní části českého moldanubika (Breiter 2005, Mísař et al. 1983).

Okolí Příbyslavic je tvořené převážně ortorulou prevariského až paleozoického stáří, kterou Breiter et al. (2005a, b) charakterizovali jako ortorulu blanického typu. Tvoří přibližně 10 km dlouhou polohu v severní části moldanubika, nedaleko tektonické linie mezi kutnohorskou a moldanubickou oblastí (Breiter et al. 2005a). Jedná se o muskovit-turmalinickou ortorulu (Bačík et al. 2013, Breiter et al. 2005a). Systém ortorul proniká variský, výrazně peraluminický granit, jenž je charakterizován jako muskovitický. Tento komplex hornin doplňují intruze muskovit – turmalinických pegmatitů a muskovitických aplitů (Breiter et al. 2006). Podle Kadlece (2016) lze území, na kterém je systém ortorula – granit – pegmatit zastížen, vyjádřit jako plochu o celkové rozloze 3 km².

Pegmatity v Příbyslavicích nedosahují velkých rozměrů, ale jsou velmi variabilní. Breiter et al. (2005a) zde vyčlenili celkem 4 typy pegmatitů. V granitu nejsou pegmatitové intruze tak časté, jako je tomu v případě aplitů a příbyslavické ortoruly. Pegmatity jsou tvořeny převážně K-živcem, albitem, křemenem, muskovitem a biotitem. Vzácněji se pak uplatňují fosfáty nebo granáty (Breiter et al. 2005b). Vyšší koncentrace granátů jsou vázány na pegmatitové apofýzy v aplitu. K vyšší akumulaci granátů dochází na střížných zónách mezi těmito dvěma horninami, nicméně již většinou v aplitu (<http://lokality.geology.cz/1424>).



Obr. 8. Mapa, znázorňující geologickou situaci v těsném okolí Příbyslavic. Červený bod značí pozici pegmatitu v jednom z lomů. Upraveno. Geologická mapa dostupná z: <https://mapy.geology.cz/geocr50/>.

6 METODIKA

Vzorky granátů, které byly zkoumány v této práci, pocházejí ze soukromé sbírky autora. Na lokalitě Strážek byly odebrány v posledních cca pěti letech. S ohledem na to, že je těleso zdejšího pegmatitu dlouhodobě nepřístupné, byl jejich sběr omezen pouze na deponovaný povrchový materiál, který vznikl dlouholetou intenzivní činností sběratelů minerálů. Granáty z lokality Příbyslavice byly odebrány za účelem získání studijního materiálu pro tuto práci během terénních prací na začátku roku 2021. Byly získány ze západní lomové stěny zatopeného lomu označovaného jako č. 5, viz obr. 7, a pocházejí z neostře ohraničené kontaktní zóny mezi jemnozrnným aplitem a strmě ukloněným hrubozrnným pegmatitem.

Z odebraných vzorků, jak z lokality Strážek, tak i z lokality Příbyslavice, byly následně v brusírně Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy vyhotoveny leštěné výbrusy a nábrusy, které byly podrobeny dalšímu analytickému zpracování. Na leštěných výbrusech byla zkoumána celková charakteristika zrn granátů, mineralogické vztahy, asociace a inkluze. Z výbrusů byly pořízeny fotografie na optickém mikroskopu Carl Zeiss Jenapol. Dále byly leštěné výbrusy i nábrusy napařeny tenkou vrstvou uhlíku a posléze analyzovány na elektronovém mikroskopu TESCAN Vega v laboratoři skenovací elektronové mikroskopie Ústavu petrologie a strukturní geologie Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy. Byly měřeny poloprofilu a rovněž bodové analýzy na vybraných místech. Pozornost byla věnována také inkluzím a okrajům granátových zrn, kde často dochází k mineralogickým přeměnám a změnám chemického složení. Měření prováděli Mgr. Martin Racek, Ph.D. a doc. RNDr. Jiří Zachariáš, Ph.D. Veškerá měření na elektronovém mikroskopu byla prováděna při urychlovacím napětí 15 kV a o průměru svazku 2-3 μm .

Granáty byly podle obecného vzorce $\{X_3\}[Y_2](Z_3)\phi_{12}$ přepočteny na sumu 12 aniontů (kyslíků) a 8 kationtů, za předpokladu, že $\text{FeO} = \text{Fe}_{\text{tot}}$. Pro přesnější klasifikaci granátu bylo zvlášť rozpočítáno Fe^{2+} a Fe^{3+} . Bodové analýzy byly přepočítány a vyneseny do grafů v programu Microsoft Excel, grafické úpravy byly provedeny v programech Graphic a Adobe Illustrator a ternární diagramy byly zkonstruovány v programu Datagraph.

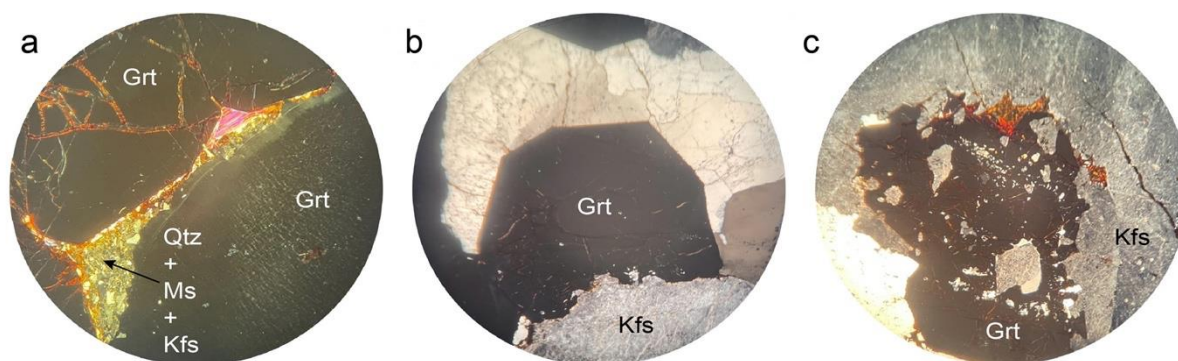
7 VÝSLEDKY

7.1 Granát z lokality Strážek

7.1.1 Charakteristika a mineralogická asociace

Granát se na lokalitě Strážek vyskytuje v podobě drobných krystalů, které velmi vzácně přesahují rozměry větší než 1 mm. Zpravidla jsou mnohem drobnější, často v rozpětí od 0,1 – 0,4 mm. Tato zrna mají tendenci se kumulovat a vytvářet tak agregáty o mnoha krystalových jedincích. Ale zaznamenány zde byly také granáty, jež se vyskytují izolovaně. Tvar granátových krystalů ze Strážku odpovídá tetragon-trioktaedru. Granáty většinou nasedají na korodované jedince K-živce, ale vzácněji také na krystalický albit (obr. 10), případně na křemen. Je patrné, že s ohledem na charakter pegmatitu granáty pocházejí z nevelkých primárních dutin blokové jednotky či z okraje křemenného jádra. Nekorodované krystaly jsou skelně lesklé a oranžově zbarvené. Většina krystalů je již na této lokalitě částečně alterovaná, ale ještě si stále zachovává svůj původní habitus. Tyto krystaly mají matný povrch a barva se již pohybuje v odstínech šedočerné (obr. 11). Avšak u těchto granátů už často dochází k jejich mechanickému rozpadu přímo v deponovaném materiálu.

Přestože není zdejší pegmatit mineralogicky příliš pestrý, vyskytují se zde granáty v asociaci prakticky se všemi horninotvornými minerály typickými pro pegmatity. Jedná se zejména o K-živce, albit, křemen, muskovit a turmalín – skoryl.



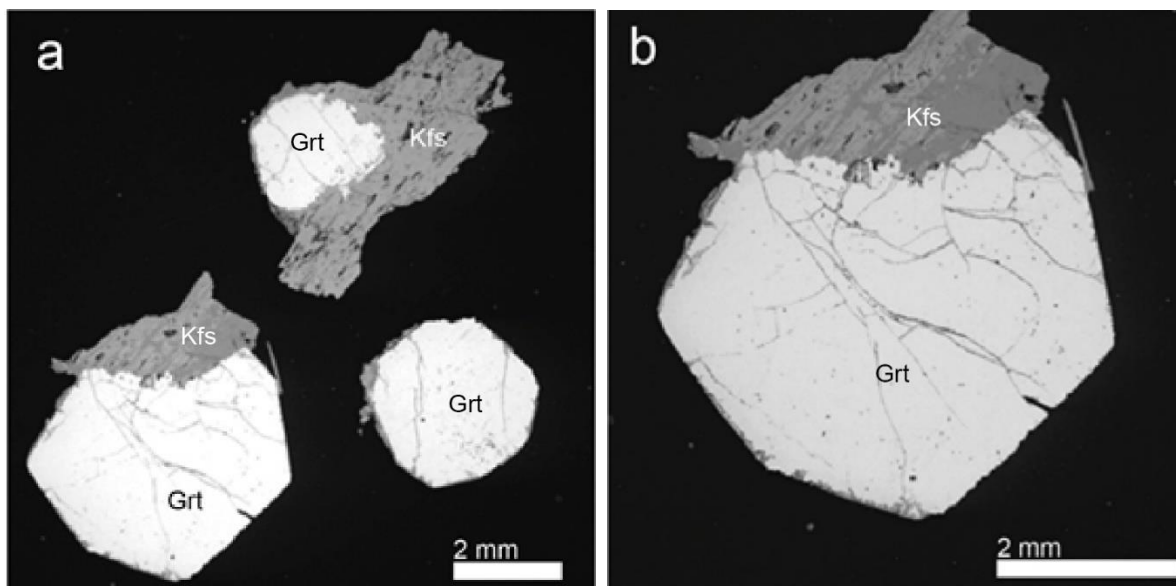
Obr. 9. Mikrofotografie z optického mikroskopu ve zkřížených nikolech. a – jemnozrná hmota uzavřená mezi zrny granátu o mineralogickém složení – křemen, K-živce, muskovit, b – izometrické zrno granátu, které je ve spodní části resorbováno K-živcem, c – xenomorfně omezené, silně alterované zrno granátu, obsahující četné množství křemenných inkluzí a K-živcových inkluzí. Šířka záběru je u všech obrázků 4 mm. Zkratky: Grt – granát $\{X_3\}[Y_2](Z_3)\phi_{12}$; Kfs – draselný živec ($KAlSi_3O_8$); Qtz – křemen (SiO_2); Ms – muskovit ($KAl_2(AlSi_3O_{10}(OH)_2)$)



Obr. 10. Skupina málo navětralých xx granátů, narůstajících na krystalický albit. Největší krystal dosahuje velikosti 3 mm. Foto: autor.



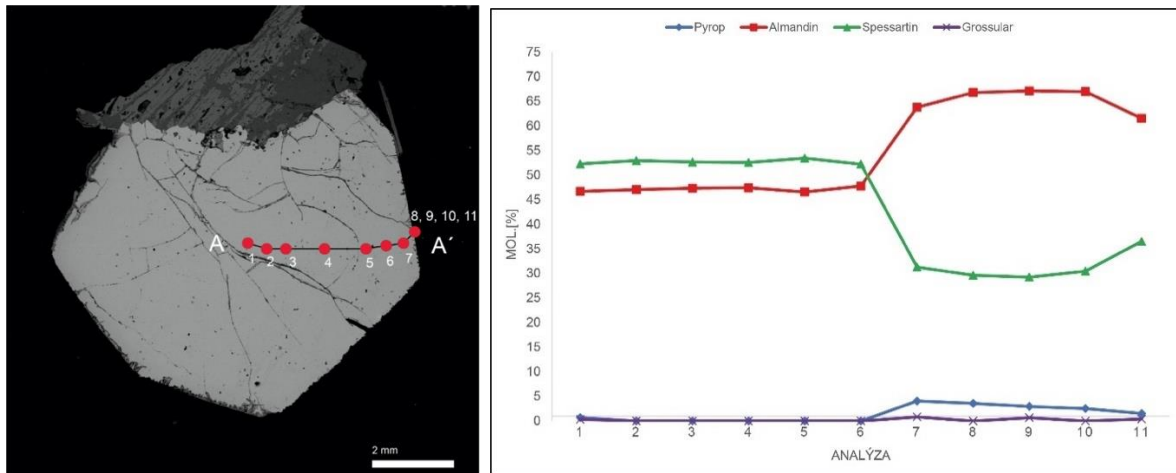
Obr. 11. Granáty v asociaci s albitem, K-živcem a muskovitem, které mají již silně navětralý povrch. Z tohoto důvodu jsou matné a jejich barva se pohybuje v odstínech šedočerné. Zároveň jsou na vzorku zaznamenány pozůstatky po krystalech granátu, které byly již mechanicky erodovány. Velikost vzorku je 5x4x2 cm Foto: autor.



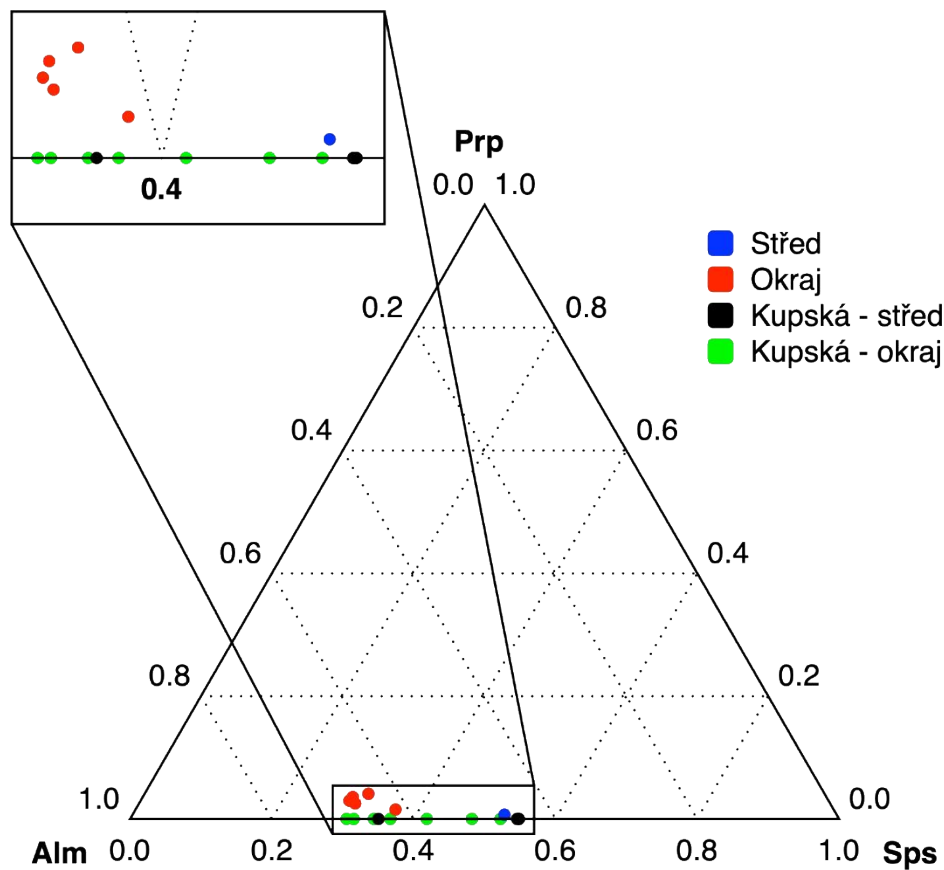
Obr. 12. Backscattered elektron (BSE) snímky granátových zrn: a – celkový pohled na vybraná zrna, b – detail izometrického zrna granátu, do kterého vrůstá xenomorfně omezené zrnko K-živce. Zkratky: Grt – granát $\{X_3\}[Y_2](Z_3)\phi_{12}$; Kfs – draselný živec ($KAlSi_3O_8$).

7.1.2 Chemické složení

Měřené zrnko granátu z lokality Strážek je zonální a chemismus odpovídá koncovým členům $almandin_{47-67}$ $spessartin_{29-53}$ $pyrop_{0,7-4,1}$ $grossular_{0,3-0,8}$. Podíl almandinové, spessartinové, pyropové a grossularové komponenty se výrazně liší v závislosti na konkrétní pozici v zrně. Střed je značně obohacený o Mn (1,6 apfu), kdy obsah MnO dosahuje hodnoty až 23,3 hm.%. Směrem k okraji dochází ke skokovému úbytku Mn (z hodnoty 1,59 apfu až na 0,96 apfu). Na úkor Mn dochází k nárůstu Fe (z hodnoty 1,46 apfu na 1,96 apfu) a zároveň FeO dosahuje 30,3 hm. %. Tento úbytek/nárůst komponent se projevuje také na celkové klasifikaci granátu. Nicméně ve vzdálenosti 10 μm od okraje se chemismus granátu opět mění a narůstá spessartinová složka na úkor almandinové. Koncentrace Ca a Mg se projevují velmi podobně, proto budou blíže charakterizovány společně. Oba prvky mají detekovatelné koncentrace ve středu zrna (Ca 0,01 apfu, Mg 0,02 apfu) a blízko okraje zrna granátu (Ca 0,03 apfu a Mg 0,12 apfu) a v prostoru mezi středem a krajem zrna nebyly vůbec zaznamenány. Ve středu zrna granátu má také vyšší zastoupení Ti, který byl zaznamenán ve dvou bodových analýzách, a to se shodným obsahem 0,02 apfu. Změřené analýzy v hm. %, přepočty krystalochemických vzorců a podíly jednotlivých komponent granátu jsou přehledně znázorněny v příloze 1. Současně graf 1 vyhodnocuje vývoj chemismu v průběhu měřeného poloprofilu.



Obr. 13. BSE (snímek vybraného zrna granátu s vneseným poloprofilem (A-A') bodových analýz. Graf 1. Poloprofil vyhodnocující vývoj chemismu zrna granátu z obr. 13. vyjádřený zastoupením hlavních komponentů (pyrop., almandin., spessartin., grossular.) v mol. %.



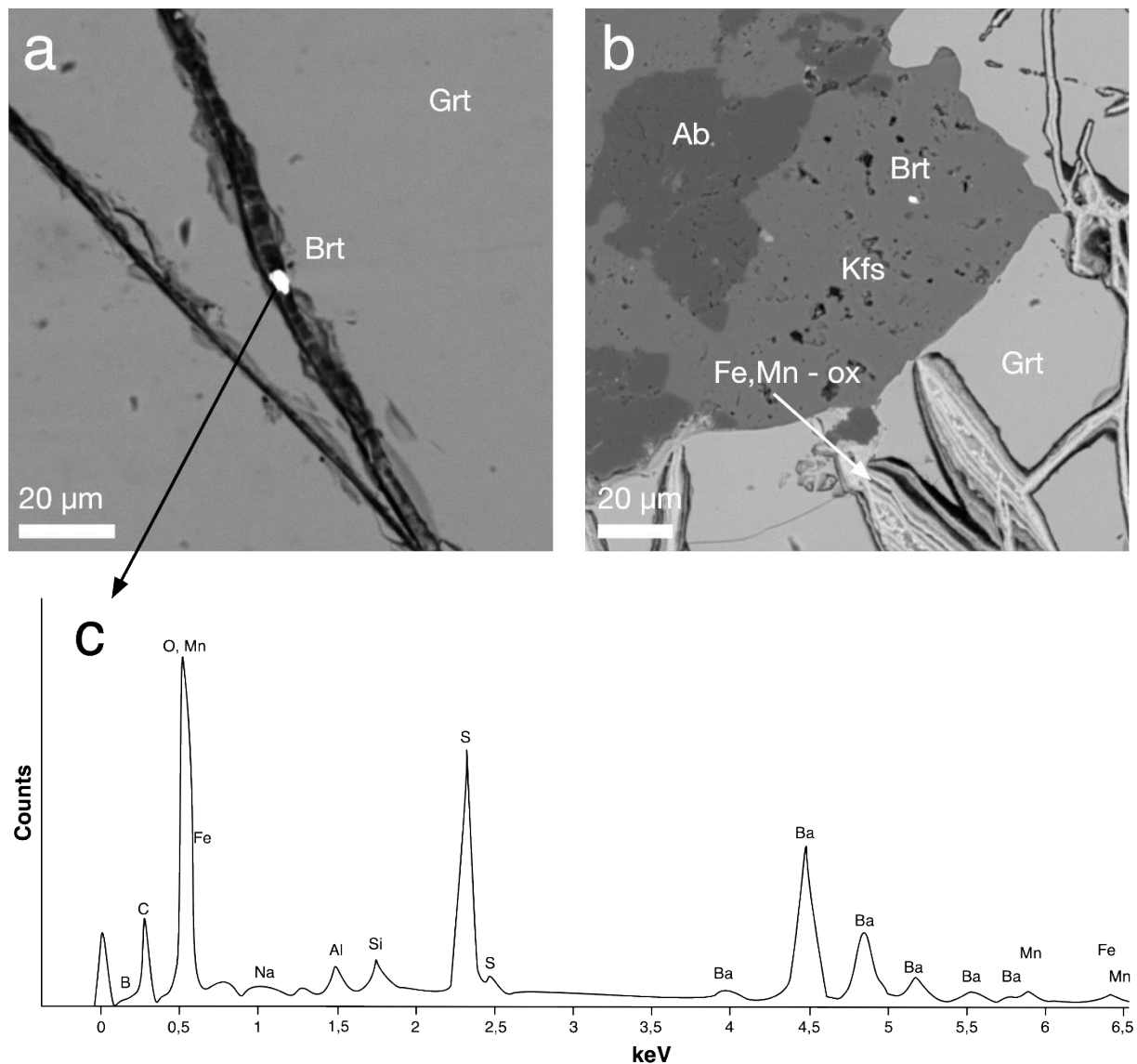
Obr. 14. Porovnání analýz ze středu a okraje granátového zrna s výsledky Kupské (2015).

7.1.3 Inkluze a alterační projevy

Při zkoumání zrna granátu z lokality Strážek byly zjištěny také inkluze a alterační projevy, které budou dále blíže specifikovány.

7.1.3.1 Baryt

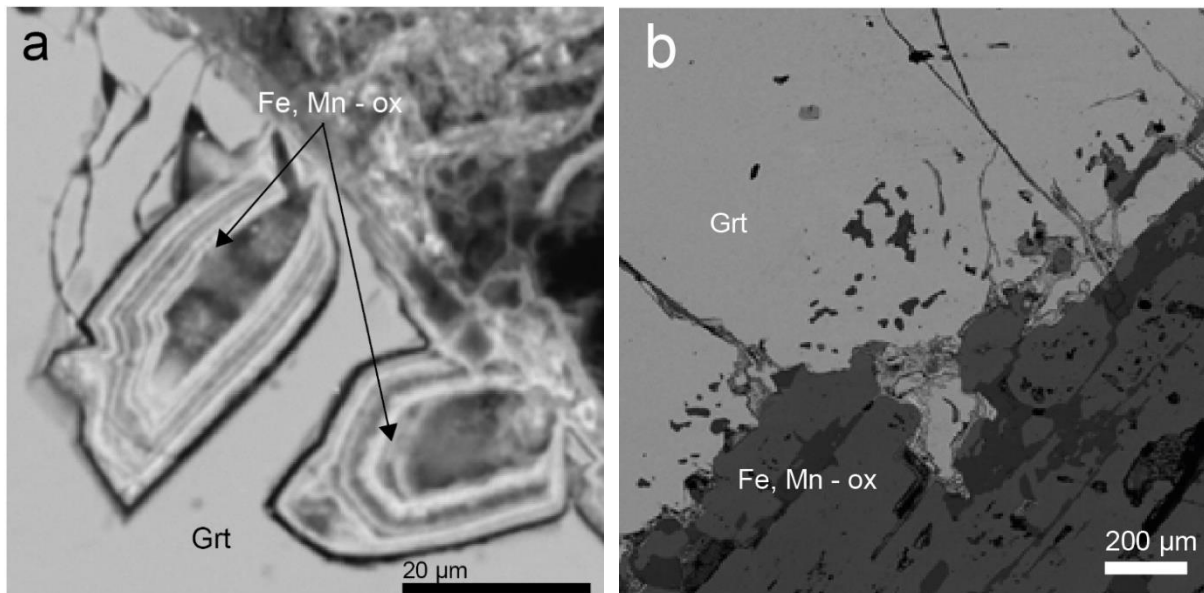
Tento minerál je ve zdejší lokalitě většinou přítomen ve formě velmi drobných zrn, které dosahují velikosti 6-8 μm . Nachází se většinou místně jako výplň trhlin uvnitř zrna granátu, ale objevuje se také jako inkluze v dalších minerálech (albit, K-živce).



Obr. 15. BSE snímky barytu: a – zrno barytu v trhlině granátu, b – barytová inkluze v K-živci, c – energy dispersive X-ray (EDX) spektrum barytu z obr. 15a. Zkratky: Ab – albit ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$); Brt – baryt (BaSO_4); Fe-ox – oxidy(hydroxidy) Fe; Grt – granát $\{X_3\}[Y_2](Z_3)\phi_{12}$; Kfs – draselný živec (KAlSi_3O_8); Mn-ox – oxidy (hydroxidy) Mn.

7.1.3.2 Oxidy a hydroxidy Fe a Mn

Na okrajích strážeckých granátů se nacházejí útvary, které mají zřetelný krystalový tvar. Řada těchto struktur vykazuje páskovaný charakter (obr. 17a), kdy tmavší pásy jsou způsobené převahou Al. Současne jsou středy bohatší na Mn, jehož podíl k okraji v rámci každé struktury významně klesá, a naopak dochází k nárůstu koncentrace Fe. Na obr. 17b je patrné postupné pronikání Fe-Mn-ox do zrna granátu.

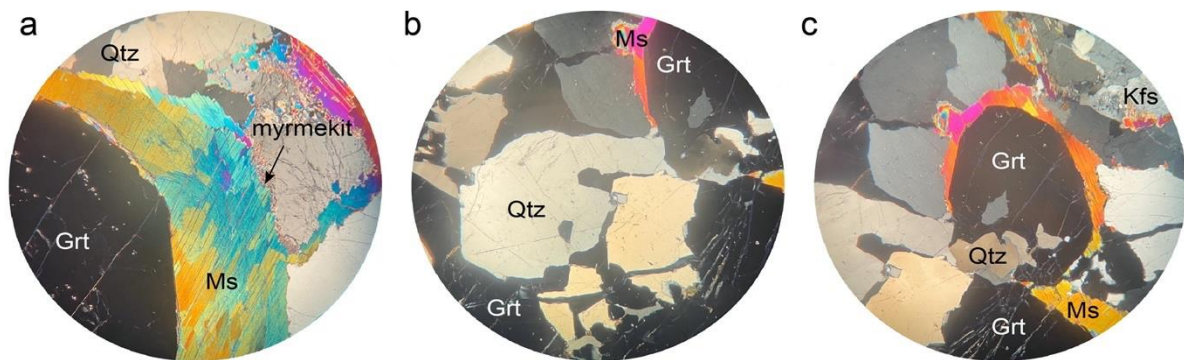


Obr. 17. a – struktury po vyvětrání neznámého minerálu, vyplněné směsí oxidů a hydroxidů Fe a Mn na okraji zrna granátu. b – okraj zrna granátu, do kterého pronikají Fe-ox. Zkratky: Fe-ox – oxidy(hydroxidy) Fe; Grt – granát $\{X_3\}[Y_2](Z_3)\phi_{12}$; Kfs – draselný živec ($KAlSi_3O_8$); Mn-ox – oxidy(hydroxidy) Mn.

7.2 Granát z lokality Příbyslavice

7.2.1 Charakteristika a mineralogická asociace

Granáty z této lokality vykazují výrazně červenou barvu krystalů, kterou lze charakterizovat až jako krvavě červenou (obr. 19). Většina zdejších izolovaných granátů z pegmatitů nedosahuje velkých rozměrů, jsou spíše drobnějšího charakteru a dosahují maximální velikosti do 2 cm. Avšak drobnější krystaly vykazují euhedrání až subeuhedrání omezení a habitus krystalů je často ve formě dvanáctistěnu kosočtverečného. Jednotlivé krystaly jsou převážně skelně lesklé a nebyly na nich pozorovány výrazné alterační přeměny. Již při makroskopickém pozorování je patrné velké množství křemenných inkluzí (obr. 20). Také skeletální (kostrovitý) vývin krystalů není neobvyklým morfologickým jevem, který lze pozorovat. Granáty na této lokalitě vytváří i nodule, kterou jsou většinou vázány na pegmatit-aplitový kontakt a jsou prostoupeny hojnými křemennými inkluzemi, stejně jako je to často v případě jednotlivých krystalů granátů. Pegmatity v Příbyslavicích jsou stejně jako aplity, do kterých intrudují, tvořeny převážně hlavními horninotvornými minerály, charakteristickými pro horniny o granitickém složení. Jedná se zejména o K-živce, křemen, muskovit a tyto minerály jsou také doplňovány výskytem turmalínu.



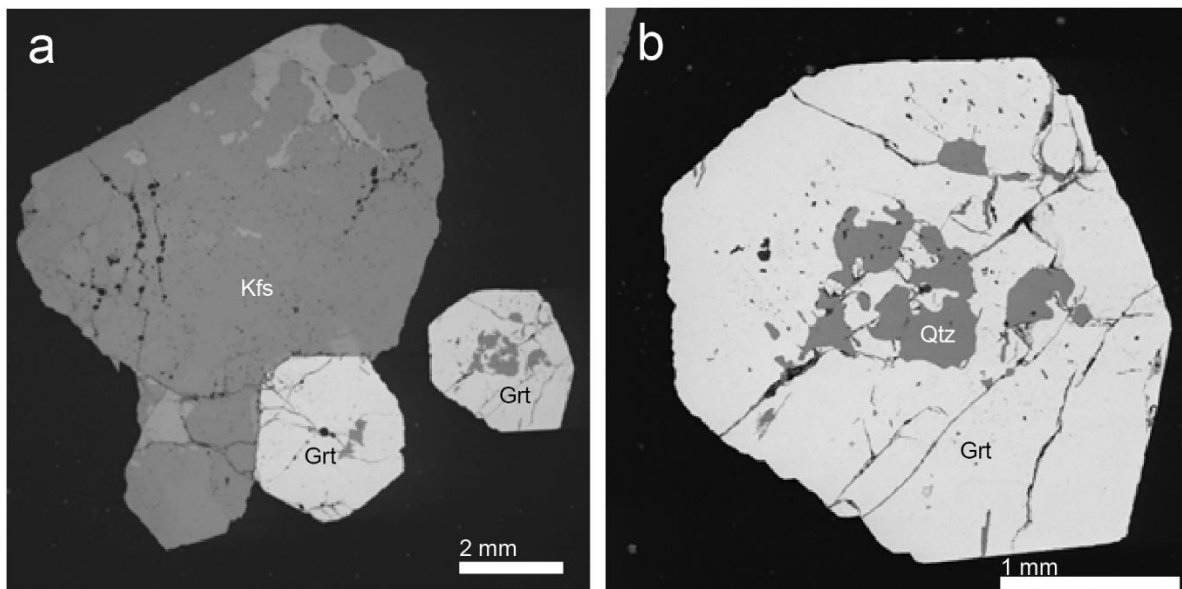
Obr. 18. Mikrofotografie z optického mikroskopu ve zkřížených nikolech: a – izometrické zrno granátu obklopené muskovitem, na jehož okraji se nachází myrmekitická textura, b – inkluze křemene, K-živce a muskovitu uvnitř porfyrické vyrostlice granátu, c – reliktní granát, obklopený lemem tvořeným muskovitem. Šířka záběru je u všech obrázků 4 mm. Zkratky: Grt – granát $\{X_3\}[Y_2](Z_3)\phi_{12}$; Kfs – draselný živec ($KAlSi_3O_8$); Qtz – křemen (SiO_2); Ms – muskovit ($KAl_2(AlSi_3O_{10}(OH)_2)$)



Obr. 19. Vzorek z kontaktu hornin aplit/pegmatit s jedním krystalem granátu v jeho horní části v odstínech tmavě červené barvy. Velikost vzorku je 6x3x2 cm. Foto: autor.



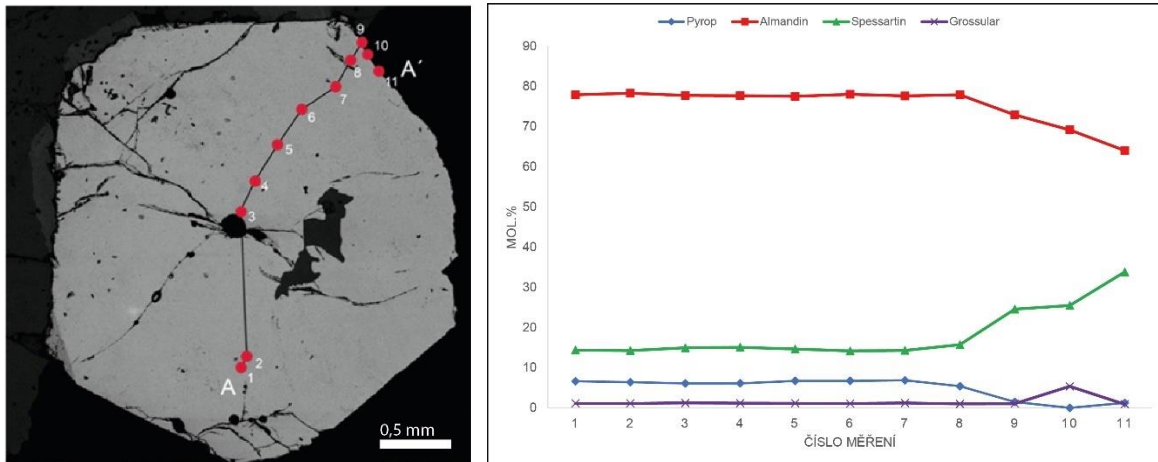
Obr. 20. Hrubozrný pegmatit s výskytem drobných krystalů granátu. Především v levé části vzorku jsou v granátech již makroskopicky pozorovatelné křemenné inkluze. Velikost vzorku je 5x4x2 cm. Foto: autor.



Obr. 21. BSE snímky vybraných zrn granátů. a – zachycuje celkový pohled. b – detailní pohled na rozpukané zrn granátu s četnými křemennými inkluzemi především v jeho centrální části. Zkratky: Grt – granát $\{X_3\}[Y_2](Z_3)\phi_{12}$; Kfs – draselný živec ($KAlSi_3O_8$); Qtz – křemen (SiO_2).

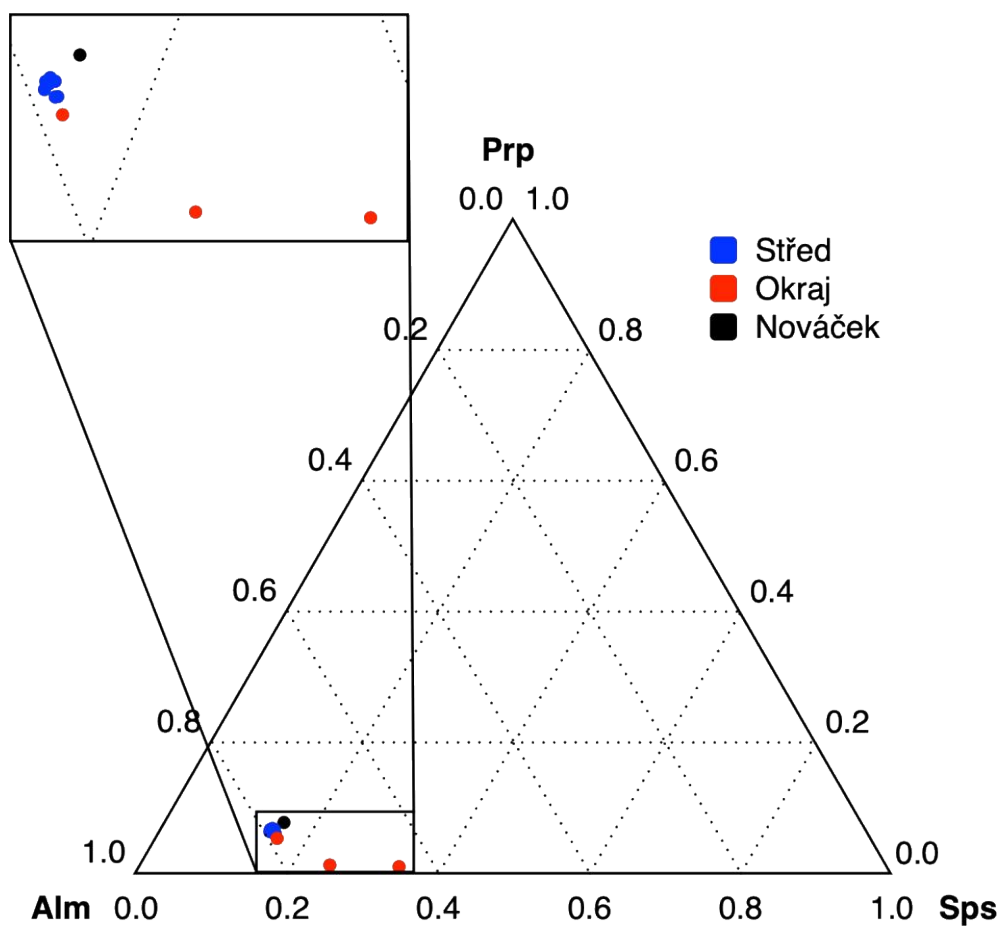
7.2.2 Chemické složení

Studované zrn granátu z lokality pegmatitu z Příbyslavic odpovídá koncovým členům almandin₆₄₋₇₈-spessartinu₁₄₋₃₄ a není zonální. Na jeho složení se podílí také pyropová_{1,2-6,7} a grossulárová_{0,9-5,4} komponenta. Maximální hodnota Fe odpovídá 2,43 apfu a je po většinu měřeného profilu konzistentní. Změna nastává blízko okraje zrna granátu, kdy dochází k jeho poklesu až na hodnotu 2,15 apfu. Mn stejně jako Fe nevykazuje velkou část profilu žádné výrazné změny. Hodnoty se pohybují v rozpětí 0,44-0,46 apfu. Nicméně při poklesu Fe se mění i Mn, který strmě narůstá, a to až do hodnoty 1,14 apfu. Maximální hodnota Ca je 0,35 apfu. Stejně jako prvky Fe a Mn zachovává i Mg velmi podobný trend. Nejvyšší koncentrace byla naměřena ve středu zrna, kde hodnota Mg dosahuje 1,74 apfu, směrem k okraji se koncentrace snižuje. Nejnižší naměřená hodnota je při okraji zrna a činí 0,35 apfu. Při analýze nebyly zaznamenány žádné stopové prvky. Analýzy z elektronového mikroskopu v hm. %, přepočty na krystalochemické vzorce a podíl jednotlivých komponent jsou uvedeny v příloze 2. Vývoj chemismu je znázorněn v grafu 2.



Obr. 22. BSE snímek vybraného zrna granátu z Příbyslavic s vyneseními body jednotlivých analýz na profilu (A-A').

Graf 2. Vývoj chemického složení zrna granátu z obr. 22. na profilu od A do A' v mol. %.



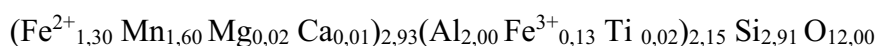
Obr. 23. Porovnání okraje a středu granátového zrna s reprezentativním údajem od Nováčka (1931).

8 DISKUSE

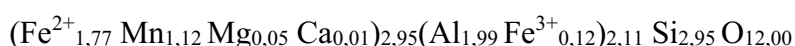
Granáty z obou studovaných lokalit se nacházejí v oblasti moldanubika. Zatímco lokalita Strážek podle Kupské (2015) reprezentuje jednoduchý typ pegmatitů s hojným výskytem primárních dutin (tyto pegmatity jsou častěji označovány jako dutinové pegmatity) a nachází se ve strážeckém moldanubiku, pegmatity z Příbyslavic jsou situovány již v oblasti českého moldanubika a byly Novákem et al. (2013) klasifikovány jako pre-variské metamorfované pegmatity.

8.1 Chemické složení

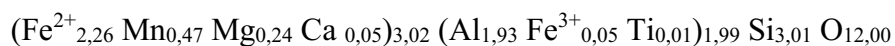
Chemismus granátu z lokality Strážek odpovídá složení almandin₄₇₋₆₇-spessartinu₂₉₋₅₃ s minoritním podílem pyropové a grossularové komponenty. Zrno vykazuje vyšší koncentrace Mn (1,6 apfu) v jeho středu, což poukazuje na to, že ke krystalizaci granátů muselo dojít z více frakcionované zdrojové taveniny a vlivem toho je střed zrna obohacený tímto prvkem (London 2008). Směrem k okraji zrna dochází k poklesu Mn, na jeho úkor narůstá hodnota Fe a studovaný granát je tedy zonální. Měřené zrno granátu obsahuje i nízké koncentrace Ca, Mg a jeho střed je také mírně obohacený o Ti (viz. příloha 1). Studium chemického složení zdejších granátů se ve své diplomové práci již věnovala také Kupská (2015). Při porovnání jejích výsledků s výsledky této práce bylo zjištěno, že se od sebe příliš neliší. Z toho můžeme usuzovat, že ke krystalizaci zdejších granátů mohlo dojít velmi rychle a následně již nedošlo k výrazné změně chemismu. Porovnání výsledků z této práce a z diplomové práce Kupské (2015) znázorňuje ternární diagram ve výsledcích výše (obr. 14). Celkový chemismus se odráží v barvě samotných granátů, které jsou z této lokality většinou světle oranžové, což je důsledkem zvýšeného zastoupení Mn. Krystalochemický vzorec ve středu zrna granátu (analýza Str-A 01 v příloze 1) můžeme vyjádřit jako:



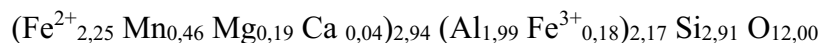
Zatímco na okraji zrna (analýza Str-A 011 v příloze 1) granát odpovídá vzorci:



Naopak chemismus granátu z Příbyslavic se pohybuje kolem hranice almandin₆₄₋₇₈-spessartin₁₄₋₃₄. Tento granát tedy vykazuje výrazné zastoupení almandinové komponenty. Podíl pyropové a grossularové komponenty je <7 mol. %. Jednu z prvních studií na granátech v Příbyslavicích publikoval již Nováček (1931), který u almandinu stanovil následující krystalochemický vzorec:



Tento vzorec pak přibližně odpovídá i granátu měřenému v této práci (byla vybrána analýza ze středu zrna – Prb03, viz příloha 2), u něhož po rozpočítání Fe^{2+} a Fe^{3+} můžeme krystalochemický vzorec vyjádřit jako:



Při srovnání uvedených dvou krystalochemických vzorců je patrné, že se chemismus liší pouze nepatrně. Nováček (1931) oproti v rámci této práce měřenému granátu uvádí navíc přítomnost stopového množství Ti. Vysoký podíl almandinové komponenty můžeme přisuzovat tomu, že pegmatit, ve kterém se granáty vyskytují, je obklopen peraluminickou přibyslavickou ortorulou (Breiter et al. 2005a, b) a vlivem tohoto horninového prostředí mohou být granáty výrazně obohaceny o Al. Dalším důvodem může být nižší stupeň magmatické frakcionace zdejších pegmatitů (Novák et al. 2013), který ovlivňuje chemismus granátů tak, že méně frakcionované pegmatity obsahují zpravidla granáty s vyšším zastoupením almandinové komponenty (London 2008). To můžeme pozorovat právě na příkladu granátů z Přibyslavic, které obsahují více než 64% almandinové komponenty a mohou tak být klasifikovány jako almandiny. Barva granátů odráží jejich chemismus a pohybuje se v odstínech tmavě až krvavě červené. Porovnání s reprezentativním granátem od Nováčka (1931) je vyobrazeno v ternárním diagramu na obr. 23. Během studia granátů z Přibyslavic nebylo zjištěno, že by měly granáty jiný než magmatický původ, který ve své práci uvažují již Breiter et al. (2005 a,b).

8.2 Inkluze a alterační projevy

Během studia zrna granátu z lokality Strážek na elektronovém mikroskopu byla v jeho trhlinách nalezena drobná zrna barytu o velikosti 6-8 μm . Ačkoliv nejsou barytové inkluze ve vybraném zrně granátu příliš hojné a jejich výskyt je spíše sporadický, dokládají, že některé části pegmatitu mohly být ovlivněny působením hydrotermálních roztoků, jejichž působením vznikl jako raně hydrotermální produkt právě baryt. Není však zcela jasné, jakého původu jsou Ba a S. Objasnění by vyžadovalo ještě další a detailnější studium.

Kromě několika zrn zmiňovaného barytu byly trhliny v granátu bez jakékoliv další mineralizace.

Na okrajích granátových zrn se nacházejí struktury, které mají ještě zachovalý krystalový tvar, ale již jsou vyplněny směsí oxidů a hydroxidů Fe a Mn a původní minerál se nepodařilo určit. Lze pouze odhadovat, že se mohlo jednat o magnetit. Zároveň oxidy a hydroxidy Fe a Mn na okrajích granátových resorbují a zatlačují původní granát. Vzhledem k tomu, že ostatní

minerály (granát, živec) v blízkém okolí oxidů a hydroxidů Fe a Mn nevykazují výraznější přeměny, které by poukázaly na možné hydrotermální alterace, můžeme předpokládat, že při vzniku těchto minerálů se uplatňovaly supergenní procesy. Vzhledem k tomu, že vzorky byly odebrány z haldového materiálu, lze rovněž usuzovat, že ke vzniku oxidů a hydroxidů Fe a Mn nemuselo dojít při samotném vývoji pegmatitu, ale až na povrchu působením exogenních vlivů.

Většina autorů (Breiter et al. 2005a, b; Povondra et al. 1987), která se věnovala studiu granátů z Příbyslavic, mimo jiné uvádí četné křemenné inkluze. Tyto inkluze jsou patrné již při makroskopickém pozorování. Při studiu pod polarizačním mikroskopem a také na elektronovém mikroskopu bylo zdokumentováno, že granát byl v místě původního výskytu zcela nahrazen křemenem. Toto zjištění diskutují i Breiter et al. (2005a, b), kteří uvádějí, že zdejší granáty byly postiženy metasomatózou, vlivem které došlo k zatlačení původních minerálů.

9 ZÁVĚR

V rámci této bakalářské práce byly zkoumány granáty ze dvou vybraných lokalit granitických pegmatitů moldanubika, kterými byly lokality u obcí Strážek a Příbyslavice. Přestože se jedná o místa, jež jsou od sebe v rámci moldanubika geograficky vzdálená a výskyty jsou i rozdílně klasifikovány, vykazují granáty z obou lokalit značně podobné charakteristiky. Jejich chemismus odpovídá koncovým členům almandin-spessartin a chemické složení granátů zkoumaných lokalit je ovlivněno stupněm frakcionace pegmatitové taveniny, ze které krystalizovaly. Chemismus granátů vybraných lokalit také pravděpodobně souvisí s charakterem okolních hornin, ve kterých se tyto pegmatity nacházejí.

Inkluze uvnitř zrna granátu ze Strážku dokládají, že zdejší pegmatit byl během vývoje ovlivněn působením hydrotermálních roztoků, které umožnily krystalizaci barytu. Zároveň alteračními procesy došlo na okrajích granátových zrn ke vzniku oxidů a hydroxidů Mn a Fe, které dokládají, že granáty byly postiženy dalšími, a to supergenními procesy. Tyto minerály na okrajích zrn zatlačují původní magmatický granát a také tvoří výplň ve strukturách, které vznikly po vyvětrání neidentifikovaného minerálu. Řada granátů z pegmatitu u Příbyslavic byla také ovlivněna metasomatózou, při které byl původní granát nahrazen křemenem, vzácněji pak i K-živcem a muskovitem.

Přestože se granáty vyskytují v pegmatitech většinou jako akcesorické minerály, poskytují mimořádně cenné informace o charakteru pegmatitové taveniny a procesech, které se při vývoji pegmatitu odehrávají. Do budoucna by bylo vhodné zaměřit se na studium inkluzí v granátech a objasnění otázky přítomnosti inkluzí barytu v granátech z lokality Strážek. Například provedení LA-ICP-MS analýzy na odebraných vzorcích by mohlo poskytnout detailní informace o přítomnosti REE v granátech a interpretaci metamorfních podmínek.

10 SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY

- Bačík, P., Cempírek, J., Uher, P., Novák, M., Ozdín, D., Filip, J., Škoda, R., Breiter, K., Klementová, M., Ďud'a, R., Groat, L. A., 2013. Oxy-schorl, $\text{Na}(\text{Fe}_2\text{+Al})\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{BO}_3)_3(\text{OH})_3\text{O}$, a new mineral from Zlatá Idka, Slovak Republic and Příbyslavice, Czech Republic. *American Mineralogist*. 98, 485-493.
- Bernard, J. H., Čech, F., Dávidová, Š., Dudek, A., Fediuk, F., Hovorka, D., Kettner R., Koděra, M., Kopecký, L., Němec, D., Paděra, K., Petránek, J., Staněk, J., Šímová, M., 1981. *Mineralogie Československa*. Academia Praha.
- Breiter, K., Novák, M., Koller, F., Cempírek, J., 2005a. Phosphorus – an omnipresent minor element in garnet of diverse textural types from leucocratic granitic rocks. *Mineralogy and Petrology*. 85, 205-221.
- Breiter, K., Čopjaková, R., Gabašová, A., Škoda, R., 2005b. Chemistry and mineralogy of orthogneisses in the northeastern part of the Moldanubicum. *Journal of the Czech Geological Society*. 50/3-4.
- Černý, P., 1991. Rare-element granitic pegmatites. Part I: Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. *Geoscience Canada*. 18, 2, 49-67.
- Černý, P., Ercit, T. S., 2005. The classification of granitic pegmatites revisited. *Canadian Mineralogist*. 43, 2005-2026.
- Černý, P., London, D., Novák, M., 2012. Granitic pegmatites as reflections of their source. *Elements* 8. 289-294.
- Čermák, J., 2013. Minerální asociace pegmatitu z Domanínku u Bystřice nad Pernštejnem. Diplomová práce. Přírodovědecká fakulta, Masarykova Univerzita, Brno, 57 p.
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J., 2013. *An introduction to the Rock-Forming Minerals* (3rd edition). The Mineralogical Society, 498 p.
- Dill, H. G., 2015. Pegmatites and aplites: Their genetic and applied ore geology. *Ore geology Reviews*. Volume 69. 417-561.
- Ercit, T. S., 2005. REE-enriched granitic pegmatites. In *Rare Element Geochemistry and Mineral Deposits* (R.L. Linnen & I.M Samson, eds.) geol. Assoc. Can., Short Course Notes. 17, 175-199.

Gadas, P., 2010. Negranitické pegmatity – přehled výzkumů. Bull. mineral.-petrolog. Odd. Nár. Muz. 18, 51-72.

Gadas, P., Novák, M., Staněk J., Filip, J., Galiová-Vašínová, M., 2012. Compositional evolution of zoned tourmaline crystals from pockets in common pegmatites of the Moldanubian Zone, Czech Republic. Canadian Mineralogist. 50, 895-912.

Gadas, P., Hrazdil, V., Novák, M., Houzar, S., 2014. Minerály dutin jednoduchých pegmatitů a je doprovázejících muskovitických žil strážeckého moldanubika, Česká republika. Acta Mus. Moraviae. Sci. geol. 2, 49-71.

Geiger, CH. A., 2013. A tale of two garnets: The role of solid solution in the development toward a modern mineralogy. American Mineralogist. Volume 101. 1735-1749.

Geller, S., 1967. Crystal chemistry of the garnets. Zeitschrit für Kristallographie. 125,1-47.

Grew, E., Locock, A.J., Mills, S.J., Galuskina, I.O., Galuskin, E.V. a Halenius, U., 2013. Nomenclature of the garnet supergroup. The American Mineralogist. 98, 785-811.

Griffen, D.T., Hatch, D.M., Phillips, W.R. a Kulaksiz, S., 1992. Crystal chemistry and symmetry of a birefringent tetragonal pyralspite₇₅-grandite₂₅ garnet. The American Mineralogist. 77, 399-406.

Huggins, F. E., Virgo, D., Huckenholz, H. G., 1977. Titanium-containing silicate garnets. II. The crystal chemistry of melanites and schorlomites. American Mineralogist. 62, 646-665.

Hönig, S., 2008. Granátické granity a pegmatity brněnského masivu – nový typ UST staveb v A-typových granitech? Diplomová práce. Přírodovědecká fakulta, Masarykova Univerzita, Brno, 73 p.

Chlupáč, I., Brzobohatý, R., Kovanda, J., Stráník Z., 2002. Geologická minulost České republiky. Academia Praha.

Jahn, R. H., Burnham C. W., 1969. Experimental Studies of Pegmatite Genesis: I. A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites. Economic Geology. 64, 843-864.

Kadlec, T., Venclík, V., 2020. Nález krystalů fluorapatitu a dalších minerálů u Přibyslavic na Čáslavsku. Minerál. 28, 4, 306-315.

Kachlík, V., 2003. Geologický vývoj území České republiky, SÚRAO, Praha.

- Kupská, H., 2015. Studium dutinových pegmatitů Českomoravské vrchoviny na příkladu pegmatitu u Strážku, strážecké moldanubikum. Diplomová práce, Přírodovědecká fakulta, Masarykova Univerzita, Brno, 66 p.
- Landes, K. K., 1933. Origin and classification of pegmatites. *The American Mineralogist*. 18, 2, 95-103.
- Locock, A. J., 2008. An Excel spreadsheet to recast analyses of garnet into end-member components, and a synopsis of the crystal chemistry of natural silicate garnets. *Computers and Geosciences*. 34, 1769-1780.
- London, D., 1992. The application of experimental petrology to the genesis and crystallization of granitic pegmatites. *Canadian Mineralogist*. 30, 499-540.
- London, D., 2008. Pegmatites. *Canadian Mineralogist*, special publication 10. Canada.
- London, D., 2009. The origin of primary textures in granitic pegmatites. *Canadian Mineralogist*. 47, 697-724.
- London, D., 2014. A petrologic assessment of internal zonation in granitic pegmatites. *Lithos*. 184, 74-104.
- London, D., 2018. Ore-forming processes within granitic pegmatites. *Ore Geology Reviews*. 101, 349-383.
- Maner IV, J. L., London, D., Icenhower, J. P., 2019. Enrichment of manganese to spessartine saturation in granite-pegmatite systems. *American Mineralogist*. 104, 1625-1637.
- Mísař, Z., Dudek, A., Havlena, V., Weiss, J., 1983. *Geologie ČSSR I. Český masív. Stát. pedogog. nakl. Praha.*
- Müller, A., Kearsley, A., Spratt, J., Seltman, R., 2012. Petrogenetic implications of magmatic garnet in granitic pegmatites from southern Norway. *The Canadian Mineralogist*. 50, 1095-1115.
- Nabelek, P. I., Whittington, A. G., Sirbescu M-L. C., 2010. The role of H₂O in rapid emplacement and crystallization of granite pegmatites: resolving the paradox of large crystals in highly undercooled melts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 160, 313-325.
- Nakano, T., Ishikawa Y., 1997. Chemical zoning of pegmatite garnets from the Ishikawa and Yamanoo areas, northeastern Japan. *Geochemical Journal*. 31, 105-118.

Nováček, R., 1931. Granáty československých pegmatitů. Královská česká společnost nauk. Praha.

Novak, G.A., Gibbs, G. V., 1971. The crystal chemistry of the silicate garnets. *The American Mineralogist*. 56, 791-825.

Novák, M., 2005. Granitické pegmatity Českého masivu (Česká republika); mineralogická, geochemická a regionální klasifikace a geologický význam. *Acta Mus. Moraviae. Sci. geol.* 90, 3-74.

Novák, M., Cempírek., 2010. Granitic pegmatites and Mineralogical museums in Czech Republic. IMA2010 Field Trip Guide CZ2. *Acta Mineral Petrogr Field Guide Series 6*. Szeged. 1-56 pp.

Novák, M., Škoda, R., Gadas, P., Krmíček, L., Černý, P., 2012. Contrasting origins of the mixed (NYF + LCT) signature in granitic pegmatites, with examples from the Moldanubian zone, Czech Republic. *Canadian Mineralogist*. 50, 1077-1094.

Novák, M., Kadlec, T., Gadas, P., 2013. Geological position, mineral assemblages and contamination of granitic pegmatites in the Moldanubian Zone, Czech Republic; examples from Vlastějovice region. *Journal of Geosciences*. 58, 21-47.

Povondra P., Pivec E., Čech F., Lang M., Novák F., Prachař I., Ulrych J., 1987. Příbyslavice peraluminous granite. *Acta Universitatis Carolinae, Geologica*, 183-283.

Simmons, W. B., Webber, K. L., 2008. Pegmatite genesis: state of the art. *European Journal of Mineralogy*. 20, 421-438.

Staněk, J., 2009. Minerály Borů a Cyrilova u Velkého Meziříčí. Obec Bory.

Yavuz, F., Yildirim D. K., 2020. WinGrt, a Windows program for garnet supergroup minerals. *Journal Geosciences*. 65,2, 71-95.

Zagorsky, V. YE., Makagon, V. M., Shmakin, B. M., 2003. Systematics of granitic pegmatites. *Russian Geology and Geophysics*. 44, 5, 422-435.

Wang, R., Hu, H., Zhang, A., Xu, S., Wang, D., 2003. Yttrium zoning in garnet from the Xihuashan granitic complex and its petrological implications. *Chinese Science Bulletin*, 48, No. 15, 1611-1615.

Internetové zdroje

Databáze významných geologických lokalit: 1424 [online]. Praha: Česká geologická služba, 1998 [cit. 2021-07-22]. Dostupné z: <http://lokality.geology.cz/1424>.

Geologická mapa 1:50 000 [online]. Praha: Česká geologická služba [14.8.2021]. Dostupné z: <https://mapy.geology.cz/geocr50/>.

Kadlec, T., 2016. Pegmatit s columbitem a kasiteritem z Příbyslavic. In: Mineralogist.cz [online]. Leděč nad Sázavou [cit. 2021-07-10]. Dostupné z: <http://www.mineralogist.cz/>.

11 PŘÍLOHY

Příloha 1. Mikrosondové analýzy poloprofilu granátu z lokality Strážek.

Strážek											
	Str-A 01	Str-A 02	Str-A 03	Str-A 04	Str-A 05	Str-A 06	Str-A 07	Str-A 08	Str-A 09	Str-A 10	Str-A 11
SiO ₂	35,83	35,64	35,70	35,98	35,90	36,07	36,19	36,15	36,25	35,95	35,79
TiO ₂	0,33	0,35									
Al ₂ O ₃	20,87	20,79	20,89	21,09	20,84	20,89	20,96	20,67	20,80	20,58	20,54
FeO	21,05	20,79	20,95	21,37	20,94	21,36	28,84	29,93	30,28	30,03	27,38
MnO	23,26	23,10	23,02	23,39	23,72	23,05	13,97	13,10	13,03	13,49	16,05
MgO	0,17						1,03	0,90	0,75	0,64	0,38
CaO	0,12						0,29		0,24		0,14
TOTAL	101,63	100,66	100,56	101,83	101,39	101,31	101,28	100,75	101,33	100,69	100,28
Si ⁴⁺	2,91	2,93	2,93	2,92	2,93	2,94	2,93	2,95	2,95	2,94	2,95
Ti ⁴⁺	0,02	0,02									
Al ³⁺	2,00	2,01	2,02	2,02	2,00	2,01	2,00	1,99	1,99	1,99	1,99
Fe ³⁺	0,13	0,09	1,44	0,140	0,14	0,11	0,13	0,11	0,12	0,13	0,12
Fe ²⁺	1,30	1,34	1,60	1,31	1,29	1,35	1,83	1,94	1,94	1,93	1,77
Fe _{tot}	1,43	1,43	1,44	1,45	1,43	1,46	1,96	2,04	2,06	2,06	1,89
Mn ²⁺	1,60	1,61	1,60	1,61	1,64	1,59	0,96	0,91	0,90	0,94	1,12
Mg ²⁺							0,12	0,11	0,09	0,08	0,05
Ca ²⁺							0,03		0,02		0,01
Prp							4,05	3,58	2,95	2,53	1,52
Alm	46,70	47,06	47,33	47,43	46,57	47,78	63,80	66,80	67,13	66,99	61,54
Sps	52,28	52,95	52,67	52,57	53,43	52,22	31,31	29,62	29,25	30,48	36,53
Grs	0,34						0,83		0,67		0,41

Příloha 2. Mikrosondové analýzy granátu z lokality Příbyslavice.

Příbyslavice											
	Prb01	Prb02	Prb03	Prb04	Prb05	Prb06	Prb07	Prb08	Prb09	Prb010	Prb011
SiO ₂	34,94	35,24	35,11	35,28	35,36	36,35	36,42	35,22	34,45	34,16	34,87
Al ₂ O ₃	20,07	20,21	20,33	21,23	20,27	20,46	20,33	20,36	19,83	19,56	20,07
FeO	34,45	34,93	34,71	34,85	35,00	35,45	35,01	34,87	32,35	31,61	32,42
MnO	6,28	6,28	6,58	6,68	6,53	6,35	6,37	6,95	10,76	11,49	16,90
MgO	1,64	1,60	1,52	1,53	1,70	1,71	1,74	1,35	0,37		0,35
CaO	0,38	0,37	0,43	0,40	0,40	0,38	0,43	0,35	0,37	0,33	0,36
TOTAL	97,77	98,63	98,67	98,97	99,25	99,70	99,30	99,10	98,12	97,15	98,72
Si ⁴⁺	2,92	2,93	2,91	2,92	2,92	2,90	2,92	2,92	2,90	2,86	2,77
Al ³⁺	1,98	1,98	1,99	1,97	1,97	1,98	1,97	1,99	1,97	1,93	1,88
Fe ³⁺	0,17	0,17	0,18	0,19	0,20	0,22	0,19	0,18	0,22	0,34	0,59
Fe ²⁺	2,24	2,25	2,23	2,23	2,22	2,22	2,22	2,23	2,06	1,88	1,56
Fe _{tot}	2,41	2,43	2,41	2,41	2,41	2,43	2,41	2,41	2,28	2,22	2,15
Mn ²⁺	0,45	0,44	0,46	0,47	0,46	0,44	0,44	0,49	0,77	0,82	1,14
Mg ²⁺	0,21	0,20	0,19	0,19	0,21	0,21	0,21	0,17	0,05		0,04
Ca ²⁺	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,17	0,03
Prp	6,62	6,39	6,08	6,10	6,72	6,72	6,86	5,38	1,47		1,24
Alm	77,89	78,29	77,75	77,68	77,52	78,04	77,63	77,91	72,91	66,18	64,06
Sps	14,38	14,26	14,94	15,08	14,64	14,16	14,30	15,72	24,56	25,47	33,81
Grs	1,11	1,10	1,23	1,15	1,13	1,08	1,21	1,00	1,06	5,36	0,90