



MASARYKOVA UNIVERZITA V BRNĚ

Přírodovědecká fakulta

Adam Zachař

**Granitické pegmatity v durbachitech Českého masivu;
distribuce, geologická pozice a mineralogie**

Rešeršní část

Školitel: Prof. RNDr. Milan Novák, CSc.

Brno, 2015

Obsah

1. ÚVOD.....	3
2. KLASIFIKACE PEGMATITŮ.....	4
3. STÁŘÍ A DISTRIBUCE.....	6
4. MINERALOGIE.....	7
5. TVAR TĚLES.....	8
6. PT-PODMÍNKY VZNIKU.....	9
7. MATEŘSKÉ HORNINY.....	9
7.1 Distribuce.....	10
7.2 Geochemie.....	10
7.3 Charakteristika pomocí ASI.....	11
8 KLASIFIKACE PEGMATITŮ NYF.....	12
8.1 Peralkalické pegmatity.....	13
8.1.1 Zomba, Mont Malosa, Malawi.....	13
8.1.2 Sawtooth, Idaho, USA.....	14
8.1.3 Strzegom, Polsko.....	15
8.1.4 Sttetin complex, Wausau Syenite Complex, Wisconsin, USA.....	18
8.1.5 Pikes Peak, Colorado.....	20
8.2 Metaluminické pegmatity.....	26
8.2.1 South Platte, Colorado.....	26
8.2.2 Baveno, Itálie.....	27
8.2.3 Königshain.....	28
8.3 Peraluminické pegmatity.....	30
8.3.1 Mount Antero, Colorado, USA.....	30
8.3.2 Nine Mile Pluton, Wausau Syenite Complex, Wisconsin, USA.....	31
8.3.3 Batolit Wiborg, Finsko.....	33
8.3.3.1 Kymi, Summa, Virolahti.....	35
8.3.3.2 Luumäki.....	35
8.3.4 Volyň, Ukrajina.....	36
8.3.5 Gross Spitzkoppe, Namibie.....	38
8.3.6 El Portezuelo, Argentina.....	40
8.3.7 White Mountains, New Hampshire, USA.....	41
8.3.8 Las Chacras-Potrerrillos pluton, Argentina.....	42
8.3.9 Tanakamiyama, prefektura Shigu, Japonsko.....	44
8.3.10 Hirukawa-Mura, prefektury Gifu a Nagano, Japonsko.....	46
8.3.11 Další lokality.....	47
8.5 Miarolitické pegmatity LCT.....	47
8.5.1 Elba, Itálie.....	47
9. ZÁVĚR.....	51
10. LITERATURA.....	53

1. ÚVOD

Miarolitické pegmatity jsou tělesa granitických pegmatitů, která charakteristicky obsahují volné dutiny vzniklé během závěrečné, avšak primární, fáze konsolidace pegmatitu (Černý 2000). Tyto pegmatity by měly splňovat tři základní aspekty: i) miarolitické dutiny jsou obsaženy ve všech petrogenetických typech pegmatitů, ale jejich přítomnost je značně proměnlivá. Pegmatity abysální a muskovitové třídy takřka dutiny neobsahují, ale jejich četnost roste od pegmatitů třídy vzácných prvků k samotným pegmatitům miarolitické třídy (Černý 2000). Zde je však situace poněkud složitější - klasifikace je nejednotná, protože ii) přítomnost dutin v tělese či žilníku ještě neznamená afinitu k miarolitické třídě pegmatitů. Zařazení do této třídy je možné u těles, kde jsou dutiny zastoupeny ve významném počtu (např. Ramona, Pala, Mesa Grande v Kalifornii - Foord 1976, 1977, Shigley et al. 1986, Foord et al. 1989; batolit Pikes Peak - Foord 1982); iii) miarolitické dutiny pocházejí z pozdních fází konsolidace okolního pegmatitového materiálu, které vykazují texturní a paragenetický záznam plynulé primární magmatické krystalizace z obklopujících stěn pegmatitu (Němec 1992), což je v kontrastu se sekundárními dutinami, vzniklými rozpouštěním minerálů nízkoteplotními fluidy, která korodovala a vyloužila primární fáze a přesunula (některé) jejich složky v podobě hydrotermálních fází (Landes 1925, Černý 1972).

Miarolitické pegmatity se vyskytují hlavně jako uzavřená tělesa v granitu nebo granitem prorážejí, případně unikají do metamorfního pláště plutonu. Obvykle jsou silně mineralogicky a texturně zonální - hrubnutím zrna postupně přechází pegmatit do centrální dutiny, která je umístěna v blízkosti blokového K-živce a křemene - viz obr.3 (Jahns 1954, Lazarenko et al. 1973).

U těles, která prorážejí mateřský granit nebo jeho metamorfní obal, jsou miarolitické dutiny soustředěny do nejmladší jednotky pegmatitu, jako je okraj blokové zóny nebo lepidolitová jednotka. Dutiny jeví tendenci hromadit se v centru nebo svrchních partiích tělesa, ačkoli u strmě uložených žil tomu může být naopak (Lyckberg a Roskov 1997). Miarolitické pegmatity rozděluje Černý (2000) na dvě skupiny: a) „pressure-quench“: při snížení tlaku započne krystalizace (mělce uložené pegmatity NYF signatury), b) „chemical-quench“: při vyčerpání volatilií (zejména B) dojde ke krystalizaci (LCT pegmatity středních hloubek).

Podstatně častěji jsou zastoupena intragranitická - se zřejmou vazbou na okolní granitoid - tělesa NYF signatury než LCT pegmatity.

Granitické pegmatity NYF signatury (Niob – Yttrium – Fluor) představují jednu ze dvou hlavních geochemických skupin členění granitických pegmatitů (Černý et al. 2012). Jsou typicky obohaceny HFSE prvky jako Zr, Ti, Nb, Ta, U a Th a také Y+REE (HREE>LREE) a Sc. Geochemické trendy se vyznačují obvyklou převahou Nb nad Ta a Th nad U. V případě frakcionace Y/REE frakcionace směřuje k nárůstu obsahu Y. Typické jsou vyšší obsahy F (fluorit, topaz) a nízké obsahy P a B.

2. KLASIFIKACE PEGMATITŮ

Klasifikace pegmatitů podle Černého a Ercita (2005) upravená podle Černého et al. (2012).
Jednotlivé pegmatitové třídy jsou zde přiřazeny k pegmatitovým „rodinám“ (geochem. afinita).

TŘÍDA	PODTRÍDA	TYP	SUBTYP	AFINITA
Abysální	HREE			NYF
	LREE			
	U			NYF
	B-Be			LCT
Muskovitová				
Muskovit - vzácných zemin	REE			NYF
	Li			LCT
Vzácných prvků	REE	allanit-monazitový		NYF
		euxenitový		NYF
		gadolinitový		NYF
	Li	berylový	beryl-columbitový	LCT
			beryl-columbit-fosfátový	LCT
	komplexní		spodumenový	LCT
			petalitový	
			lepidolitový	
			elbaitový	
			amblygonitový	LCT
	albit-spodumenový			
	albitový		LCT	
Miarolitická	REE	topaz - berylový		NYF
		gadolinit - fergusonitový		
	Li	beryl-topazový		LCT
	spodumenový			
	lepidolitový			
	petalitový		LCT	

Vysvětlivky k tab.1: NYF = Niob-Yttrium-Fluor, LCT = Lithium-Cesium-Tantal, LREE = lehké vzácné zeminy, HREE = těžké vzácné zeminy

Klasifikace pegmatitů prodělala významný rozvoj zejména v 70. letech 20.stol., kdy se spolu s novými analytickými metodami zlepšily podmínky pro studium minerálů pegmatitů. Na určitou dobu se stala základním kamenem moderní klasifikace práce ruských autorů Ginzburga et al. (1979), který téměř 20 let předtím definuje pegmatity podle hloubky vzniku, s čímž se do značné

míry pracuje dodnes (Ginzburg a Rodionov 1960). Druhá Ginzburgova práce představila čtyři hlavní skupiny podle hloubky krystalizace: abysální (největší hloubka, anatektické), muskovitové (větší hloubka, anatektické až magmatogenní), vzácných zemin (střední hloubky, magmatické produkty) a miarolitické (mělce umístěná magmatogenní tělesa). Americký model, pracující s Ginzburgovými daty, pak podává Černý (1982), který pracuje s množstvím dat z těžných pegmatitů v Americe, ale také se zajímavými pegmatity tehdejší ČSSR. Postupně se snaží klasifikaci inovovat na základě nových dat, přičemž klasifikace z r. 1991 byla např. u nás používána téměř dodnes. Černý a Ercit (2005) se po čase pokoušejí o revizi problematice klasifikace pegmatitových tříd. Mj. také vyčleňují dvě skupiny NYF pegmatitů podle charakteru mateřského granitoidu: na NYF-I a NYF-A pegmatity (stejně jako granitoidy). Nejnovější členění Černého et al. (2012) se snaží zhodnotit mimo jiné i tektonické prostředí, povahu mateřského granitoidu aj. (viz obr.1).

Pro detailní členění NYF pegmatitů je stále možno použít přehlednou klasifikaci Wise (1999). Rozděluje pegmatity podle povahy (A/CNK) mateřského granitoidu na tři skupiny:

- pegmatity peralkalických granitů obsahují buď a) fayalit nebo b) Na- až Ca-amfibol; fayalitové typy představují pravděpodobně nejmladší členy NYF asociace a jsou mineralogicky poměrně primitivní (hlavně Fe, Ti-oxidy); amfibolické pegmatity pak představují více diversifikovanou skupinu s obohacením o Na, Fe, Zr, F (\pm Ti, REE, Nb)
- diferenciatem metaaluminických granitoidů je allanitový typ, který lze dále dělit na primitivní allanitové pegmatity (LREE, Nb>Ta, Ti, Zr, F), euxenitový subtyp (Ti, Zr, Y, P, LREE až HREE) a nejvyvinutější gadolinitový subtyp s Be, Y+HREE, Nb>Ta, Ti, Zr, F a P
- slabě peraluminické granitoidy mohou produkovat pegmatity blízcí se LCT skupině, protože mají zvýšené obsahy Be, B, Li a F; taková tělesa mohou představovat extrémně frakcionované NYF pegmatity: beryl-turmalínový subtyp může obsahovat také elbaity, zinnwaldit až Fe-lepidolit společně s topazem, fluoritem, amazonitem a REE-minerály; topazové a fluoritové pegmatity mají vysoké obsahy F, ale nesou jen malé množství REE

Klasifikace mateřských granitů miarolitických pegmatitů podle Ginzburga et al. (1979):

- rapakivi granity a jim podobné horniny (drobně ovoidální): např. pluton Korosten, Wiborg a Pitkäranta
- subalkalické, porfyrické subsolvní granity, leukokrátní, biotitické, vzácněji biotit-amfibolické
- alkalické, hypersolvní, leukokrátní až alaskitické granity s riebeckitem, vzácněji egirínem (např. Pikes Peak)
- porfyrické biotitické až dvojslídne granity vápenato-alkalické série (Pala, Kalifornie; Murzinka, Ural; Minas Gerais, Brazílie; afghánský Hindúkuš, Elba)

3. STÁŘÍ A DISTRIBUCE

Nejstarší pegmatity jsou v zemské kůře známy z jader štítů: z gothaabského komplexu v Grónsku (3,9-3,7 Ga), kanadského (3,8-3,6 Ga) a ukrajinského (3,7-3,3 Ga), avšak jedná se především o metamorfni pegmatity s jednoduchou mineralogií (Černý 1982). Kenoranského stáří jsou pegmatity z Superior a Slave Province z Kanady, jimž jsou velmi podobné pegmatity ze zimbwavského, kaapvaalského a tanzanijského kratonu (Clifford 1966, Annhaeusser 1976) a ze západní Austrálie (Rutland 1976, Blockley 1980). Stejného stáří jsou i pegmatity kolské oblasti (Gerling a Ovčínikovová 1973). Graf frekvence vzniku jednotlivých tříd pegmatitů viz obr.2.

Během hudsonské fáze (1800-1600 Ma) došlo ke vzniku mnoha pegmatitových těles v Severní Americe jako např. Black Hills a většiny pegmatitů Colorada a Nového Mexika; v oblasti Skandinávie (Varuträsk, Kitee-Tohmajärvi), intragranitických miarolitických pegmatitů **rapakivi plutonů ve Finsku** (Luumäki a Virolahti), **Korostenu** na Ukrajině (Černý 1982, Lahti a Kinnunen 1993) a **Wausau** (Van Wyck 1994, Dewane a Van Schmus 2007). Batolit **Pikes Peak** se svým stářím 1080, resp. 1040 Ma (Barker et al. 1975, Smith et al. 1999) spadá do grenvillské orogeneze. Rapakivi granity obsahují pravděpodobně nejstarší miarolitické pegmatity (Sial et al. 2011).

Významné období vzniku pegmatitů je cca mezi 600-500 Ma, kdy došlo v rámci bloku Gondwany k rozsáhlé magmatické činnosti. Nejstarší jsou zde pegmatity z východní Brazílie (Nalini et al. 2000), následují pegmatitové oblasti v Nigérii a Etiopii (Küster 1995, et al. 2007) a známé pegmatity z Madagaskaru (Kröner et al. 2000). Období zakončují skupiny pegmatitů z Borboremy v Brazílii (Baumgartner et al. 2001) a **Damary** v Namibii (Von Knorring a Condliffe 1987).

Variská orogeneze umožnila vznik mnoha klasických evropských, amerických i asijských pegmatitových oblastí. V Evropě se jedná především o pegmatity moldanubika a bavarika, dále Pyrenejí, Plateau Central, v Asii východní a střední Kazachstán, pohoří Altaj a Turkmenistán. V Severní Americe jsou variského stáří pegmatity appalačské provincie (Černý 1982). Jen malá část z nich jsou však intragranitické s.s. a příslušná k miarolitické třídě. Takové pegmatity jsou hojnější v moldanubických, těsně postorogenních, durbachitových plutonech **třebíčském, Čertova břemene** a S-typových **krkonošsko-jizerském a žulovském** (Zachař 2013, Škoda et al. 2004, Bernard et al. 1981). V okolních jednotkách jsou podobného stáří, avšak v anorogenních plutonech, známy pegmatity v tělesech **Königshain** (Thomas et al. 2009), **Strzegom-Sobótka** (Janeczek 1985, 2007) a **Baveno** (Boriani et al. 1988, Aurisicchio et al. 2001). Variského stáří jsou také NYF až „Mixed“ miarolitické intragranitické pegmatity z plutonu **Las Chacras - Potrerillos** v Argentině (Lira et al. 2012).

Plutony anorogenních granitů bývají poměrně často křídového stáří, např. *Damaraland*, Namibie (Trumbull et al. 2004), *severovýchodní Čína* (Wu et al. 2002), *sv. Argentina a j. Bolívie*

(Viramonte et al. 1999), *Marie Byrd Land*, Nový Zéland (Weaver et al. 1992), *Seagull a Thirty Mile* plutony, Yukon, Aljaška (Liverton et al. 2005), **Chilwa**, Malawi (Guastoni et al. 2009). Pouze u první a poslední jmenované lokality jsou známy intragranitické pegmatity s vyvinutými miarolami. Terciérní stáří vykazují anorogenní plutony v Idahu, USA, které obsahují i významné množství miarolitických pegmatitů, jako je především **Sawtooth batolit** a další blízká tělesa stará 55-65 Ma. Patří sem také pluton **Mount Antero** se stářím 30 Ma (McIntosh a Chapin 2004).

Nejmladší pegmatity jsou vázány na alpínsko-himalájskou orogenezi a jsou situovány v celém tomto pásmu. Mezi miarolitické typy lze zařadit pegmatity oblasti Stak Nala a Khaltaro (Pákistán), které však nejsou intragranitické, neboť intrudovaly do okolních rul a amfibolitů (event. leukogranitů) a jen řidčeji se vyskytují na rozhraní granit/metamorfit (Laurs et al. 1996, 1998). V Japonsku se však nacházejí hned dvě oblasti miarolitických pegmatitů v granitech, a to **Tanakamiyama** v granitu Naegi (prefektura Shiga) a **Hirukawa-Mura** (prefektura Gifu). V Evropě jsou nejmladší pegmatity na ostrově Elba (Mt. Capanne pluton) se stářím 6,87 Ma (Ferrara a Tonarini 1985).

S klesajícím stářím se zvyšuje zastoupení miarolitických pegmatitů. Nejstarší miarolitické pegmatity jsou v plutonech rapakivi ve Finsku a Ukrajině a také ve Wausau (cca 1,9-1,6 Ga).

4. MINERALOGIE

MI-REE pegmatity jsou tvořeny především horninotvornými minerály jako je alkalický živec (ortoklas, albit, albit-oligoklas, mikroklin - varieta *amazonit*), plagioklasy (oligoklas), *biotit* (často dominuje annitová nebo siderofyllitová komponenta), křemen, poměrně řídký je muskovit. Pegmatity více alkalických granitů často obsahují velká alterovaná zrna (Mn-)fayalitu, někdy dosti velké krystaly pyroxenů (egirín, ferrohedenbergit) a amfibolů (arfvedsonit, riebeckit). Sodné amfiboly mohou být rozptýleny ve všech zónách pegmatitu včetně miarol jako primární fáze nebo jako alterační produkty egirínu a fayalitu. Další Fe-Mn-bohaté fáze jsou zastoupeny Fe-oxidy, zejména goethitem (např. Pikes Peak, Lake George), helvínem, karfolitem a Mn-oxidy (např. Sawtooth batolit). Z obvyklých hlavních akcesorických minerálů je třeba zmínit allanit-(Ce), ilmenit, magnetit (včetně jako alterační produkt fayalitu), hematit, (Nb-)rutil, zirkon, méně i titanit, monazit-(Ce) a xenotim-(Y) (např. Wausau) (Brown 1999).

Poměrně častá je přítomnost Be-minerálů, především berylu a jeho drahokamových odrůd (akvamarín), fenakitu, bavenitu, bertranditu a relativně často i gadolinitu. Někdy však beryl i další Be-minerály zcela chybí. Z peraluminických minerálů je častý topaz (Pikes Peak, Korosten), chlority (stilpnomelan); z dalších slíd se občas vyskytují zinnwaldit, masutomilit a Fe-lepidolit (Wausau, Strzegom, Potrerillos, Hirukawa-Mura, Pikes Peak - Falster et al. 2000, Janeczek 2007,

Lira et al. 2012, Harada et al. 1976, Brigatti et al. 2000). V některých skupinách pegmatitů je také častý epidot a zeolity - stilbit, chabazit, heulandit (Strzegom, krkonošsko-jizerský pluton - Janeczek 2007, Bernard et al. 1981). Poměrně pravidelná je přítomnost fluoritu, který indikuje vysokou aktivitu F v tavenině. Někdy je fluorit významně obohacen o Ce a Y (Simmons et al. 1999). Nadbytek fluoru je zachycen ve vzácných aluminofluoridech (okolí Mount Rosy, El Paso - Pikes Peak batolit), jako jsou např. kryolit, prosopit, ralstonit, elpasolit aj. (Brown 1999).

Turmalín, který by se z principu (nedostatek B) neměl objevovat a není běžný (Černý et al. 2012), byl zjištěn např. na lokalitách Strzegom a El Portezuelo. Další B-minerály jako hambergit a danburit bývají vzácné a pouze v dutinách (Brown 1999). Také občasná přítomnost Li-slíd a zvýšené obsahy Cs, Rb a P společně s B mohou poukazovat na hybridizaci mateřského magmatu korovým materiálem. Z peraluminických minerálů se dále občas objevuje granát, hlavně spessartin (Mount Antero). Sulfidy jsou řidší a jsou zastoupeny hlavně pyritem, méně molybdenitem, galenitem a sfaleritem (Brown 1999). Apatit, obvykle obohacený o REE, je poměrně řídký a koreluje s obecným ochuzením o P těchto pegmatitů (Černý et al. 2012). Rovněž přítomnost kasiteritu a columbitu není běžná (Wausau).

Charakteristická je přítomnost minerálů Y+REE-Nb-Ta-Ti, Mo a Sc, které někdy tvoří i ložiskové akumulace. Jedná se především o samarskit-(Y), fergusonit-(Y), ytrotantalit-(Y), gadolinit-(Ce) a -(Y), aeschynit, euxenit, polykras, pyrochlor, (stibio-) columbit a REE-karbonáty (Simmons et al. 1999, Brown 1999). Poměrně častými minerály výplně dutin (i masivní) jsou karbonáty, nejčastěji kalcit a siderit, nebo hematit a goethit (např. Strzegom, Pikes Peak, Sawtooth). S granitoidy typu A jsou spjata zrudnění Mo, Sn, W, Nb, Ta, REE, Be a Li, což je zajímavé už jen pro malé objemy jejich mateřských A-typových plutonitů (Clemens et al. 1986).

Z uvedeného výčtu vyplývá, že NYF pegmatity jsou mineralogicky méně pestré než LCT typ. Mezi nejčastější minerály MI-REE pegmatitů patří kromě horninotvorných minerálů (včetně fayalitu, alkalických pyroxenů a amfibolů) a běžných akcesorií beryl, topaz, fluorit a někdy Y-Nb-Ta-Ti-oxidy, příp. turmalín. Přítomnost zeolitů, karbonátů, Li-slíd a dalších minerálů je nepravidelná a závisí na povaze zdroje pegmatitu, na což může poukazovat např. chybějící beryl na některých lokalitách v rámci jednoho plutonu.

5. TVAR TĚLES

NYF pegmatity tvoří často žilná tělesa deskovitého až čočkovitého tvaru, avšak část intragranitických těles je kapkovitého, bublinovitého až zcela nepravidelného tvaru (např. Černý 1982, Lazarenko et al. 1973). K tvorbě takových pegmatitů dochází v mělce intrudujících A-typových granitoidech, kde představují pozdní členy magmatického vývoje. Vlivem poklesu tlaku

dochází ke snížení rozpustnosti volatilních složek v magmatu ($F > H_2O$) a jejich shromažďování ve formě bublin, které stoupají ještě plastickým magmatem a mohou se hromadit v apikálních částech granitoidního tělesa, kde vzácněji unikají do nadložních hornin (obvykle metamorfity facie zelených břidlic nebo starší granitoidy). Počátkem chladnutí mateřského tělesa dojde k uzavření bubliny a jejímu zachycení v granitoidu. Dalším snižováním tlaku pokračuje krystalizace minerálů do dutiny. Zejména kapkovité a bublinovité útvary mají vyvinutou miarolu, tedy centrální primární dutinu vyplněnou krystaly křemene, K-živce, albitu, topazu, amazonitu, berylu, fluoritu a dalších akcesorií, někdy ve velmi atraktivních ukázkách až drahokamové kvality a značných rozměrů. Některá intragranitická tělesa však tvoří žilné až ploše čočkovité útvary s různými úklony.

6. PT-PODMÍNKY VZNIKU

Geochemicky bývají pegmatity MI-REE někdy jednodušší než pegmatity REL-REE, které mohou někdy představovat ložiskové koncentrace Y+REE. Samotné miarolitické pegmatity mohou být zdrojem berylu (akvamarínu aj.), topazu a někdy i K-živce. Dále se od nemiarolitických NYF pegmatitů liší podmínkami vmístění: zatímco REL-REE pegmatity obvykle krystalizují v tlacích 2-4 kbar a teplotách 500-650°C (podmínky vyšší facie zelených břidlic až amfibolitové, hloubka 4-7 km), miarolitická tělesa tuhnou v podmínkách připovrchových až subvulkanických, tedy tlacích 1-2 kbar (Rakovan 2008), resp. až 3,5 kbar (Černý 1982) a hloubkách 1-3 km, což je v souladu s netektonickým prostředím okolí mateřského plutonu.

7. MATEŘSKÉ GRANITOIDY

Intragranitická miarolitická tělesa granitických NYF pegmatitů jsou vázána na plutony především A-typových granitoidů (Černý et al. 2012), mnohem méně také na S-typové (Elba, Pezzotta 2000) a I-typové (např. Třebíč). Viz Černý a Ercit 2005

Granitoidy typu A („Anorogenic“ nebo „anhydrous“, alkalické tj. anorogenní nebo bezvodé ve smyslu Loiselle a Wones 1979, Eby 1990) jsou typicky vázány na staré, prekambričské kratony (kanadský, karelský, ukrajinský), nebo i na mladší oblasti, kde došlo k plutonické aktivitě v postkolizním, postorogenním až anorogenním prostředí, a to buď k riftingu – tzv. A₁-typ – nebo za přítomnosti horké skvrny (hot spot) – tzv. A₂-typ (Eby et al. 1991). Ve smyslu Pearce et al. (1984) spadají takové granitoidy hlavně do WPG skupiny - „within-plate granitoids“, čili do vnitrodeskových granitoidů. Oproti I- a S-typovým granitoidům, které tvoří obvykle plutony značných rozměrů, jsou A-typová tělesa obvykle mnohem menší.

Tyto granitoidy představují petrologickou škálu od peralkalických po peraluminické typy.

S těmito granity asociují syenity, gabra a anortozity (např. Pikes Peak, Colorado, Barker et al. 1975; Korosten, Černý 1982), druhá výraznější suita je reprezentována bimodální asociací metaaluminických granitů/ryolitů s gabry/bazalty (např. jihovýchodní Austrálie, Collins et al. 1982). Metaaluminická tělesa se často vyskytují společně s peralkalickými granity (např. Nigérie, Jacobson et al. 1958, Bowden et al. 1974). Nejčastěji jsou tyto horniny povahy od kvaresyenitů po metaaluminické a peralkalické granity. Granity a ryolity mohou mít podobné obsahy Sr, Rb a Ba jako nefrakcionované I- a S-typy (Clemens et al. 1986). Většinou tato tělesa intrudovala do menších až malých hloubek (1-5 km) a netektonického prostředí. Jedná se o produkty tavení spodní kůry nebo diferenciáty tavení ochuzených plášťových hornin.

7.1 Distribuce

Eby (1990) jmenuje pět skupin prostředí vzniku A-typových granitoidů:

- 1) oceánské ostrovy (např. Reunion a Ascencion)
- 2) kontinentální rifty (např. Oslo graben)
- 3) ztenčená kůra (např. ostrov Mull)
- 4) intrakontinentální ringové komplexy (např. Ibiza, Nigérie)
- 5) postorogenní prostředí zahrnující kolizi oblouk-oblouk nebo oblouk-kontinent

Dále je uváděno také několik možností petrogenese A-typových granitoidů:

- frakcionace plášťových bazaltických magmat, která poskytne diferenciáty bohaté alkáliemi
- pozdní reakce F-, Cl- a alkáliemi bohatých roztoků s reziduálním magmatem nebo metasomatózou preexistujícího granitu
- tavení silně metamorfovaných felsických hornin, z nichž se oddělila část taveniny

7.2 Geochemie

Granitoidy typu A se často vyznačují přítomností alkalických mafických silikátů, hlavně amfibolů – arfvedsonitu, riebeckitu, příp. pyroxenů - egirínu a také Fe-bohatých silikátů jako (Mn-)fayalit, ferrohedenbergit, ferrohastingsit a annit.

A-typové granitoidy se vyznačují obsahem SiO₂ kolem 70 hm.%, nízkými obsahy CaO (<1,8 hm.%) a Al₂O₃, Fe>Mg (FeO_{tot}/MgO = 8-80), vysokým poměrem K₂O/Na₂O i celkově vysokým obsahem alkálií (Σ Na₂O+K₂O = 7-11 hm.%), zvýšenými obsahy REE (kromě Eu), Zr, Nb a Ta a přitom nízkými obsahy Sc, Co, Cr, Ni, Ba, Sr a Eu.

Zvýšené obsahy Cl (0,02 – 0,2 hm.%) a F (0,05 – 1,7 hm.%) pochází z rozpadu amfibolů a slíd (Eby 1990, Skjerlie a Johnston 1992). Tato magmata se na druhou stranu oproti vyšším obsahům F vyznačují relativně nízkými obsahy H₂O (Eby 1990). Zvýšené obsahy volatilií jsou pro genezi A-typových granitoidů velmi důležité, neboť kombinací vysoké teploty prostředí a vysoké

aktivity halogenů vzniká tekuté a mobilní magma, které je schopno, zejména ve zlomovém prostředí, dosáhnout mělkých úrovní kůry. Za zdroj halogenů je považován zemský plášť (Bailey 1980), nebo se uvolnily během parciálního tavení z halogeny bohatých amfibolů a biotitu, které zůstaly jako reziduum po předchozí extrakci taveniny (Collins et al. 1982). Obsah halogenů, zejména F, hraje důležitou roli při koncentraci HFSE prvků prostřednictvím komplexace iontů.

Obsahy Y a Nb se v A-typových granitoidech pohybují od 10^1 po 10^3 ppm, přičemž poměr Y/Nb je jedním z významných měřítek pro detailnější klasifikaci A-typových granitoidů (Eby 1990):

- skupina s nízkým poměrem Y/Nb ($< 1,2$) a obvykle nízkým iniciálním poměrem $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ jsou granitoidy vzniklé diferenciací bazaltických magmat, která jsou přímo odvozena od plášťových OIB-zdrojů (OIB – ocean island basalt), jež mohly projít určitými interakcemi s kůrou
- skupina s vyšším poměrem Y/Nb (1,2-7) a kolísajícím poměrem $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ představuje horniny se složitou petrogenézí; některé horniny z této skupiny se vyznačují jasně plášťovým původem, další však mohou být původu zcela krustálního

Chemismus jednotlivých plutonů, které obsahují miarolitické pegmatity, je uveden u příslušných lokalit těchto pegmatitů.

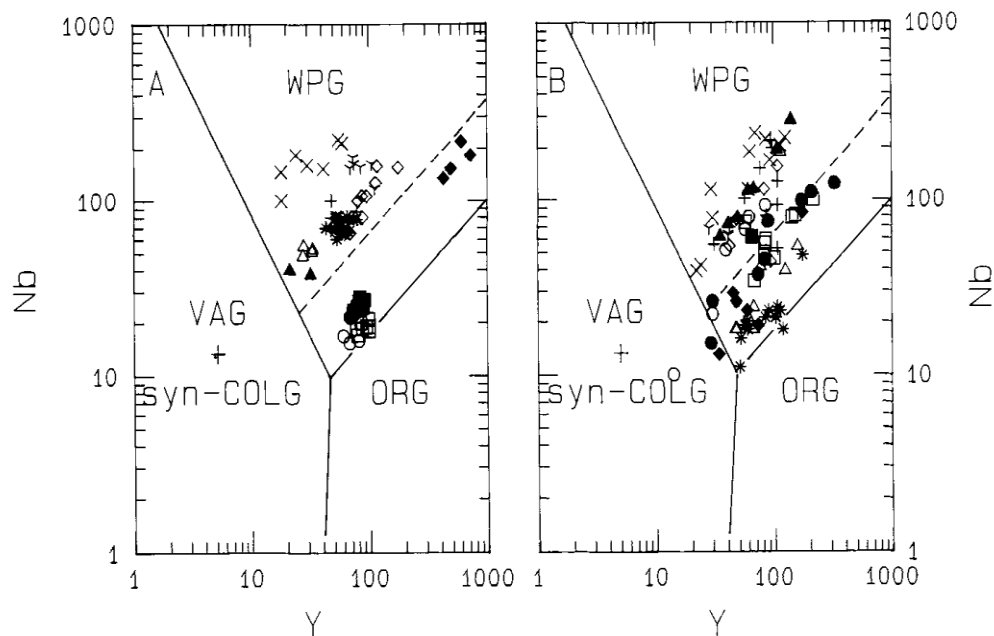
7.3 Charakteristika pomocí ASI

Hodnota ASI (Alumina saturation index), podíl $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}-1,67\text{P}_2\text{O}_5+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (Zen 1988), vypovídá zjednodušeně o geochemické charakteristice plutonu. Toto číslo bere v potaz i množství apatitu v hornině. Podle výšky tohoto čísla lze horniny dělit na tyto kategorie (Frost et al. 2001):

- i) peralkalické horniny jsou charakterizovány $\text{ASI} < 1,0$ a $\text{Na} + \text{K} > \text{Al}$. Přebytek alkálií, především Na, je vázán do Fe-Mg-silikátů. Ve slabě peralkalických horninách vstupuje Na do hornblendu, pro silněji peralkalické horniny je diagnostická přítomnost sodných amfibolů a pyroxenů.
- ii) metaluminické horniny mají $\text{ASI} < 1,0$ a $\text{Na} + \text{K} < \text{Al}$; Ca je vázán do plagioklasu, hornblendu a augitu; tyto typy neobsahují muskovit ani sodné Fe-Mg-silikáty.
- iii) Peraluminické horniny s $\text{ASI} > 1,0$ mají nadbytek Al (jsou korund-normativní), který je kromě živců vázán v dalších Al-fázích; u slabě peraluminických typů je to biotit, u silněji peraluminických typů je to granát, muskovit, cordierit a Al_2SiO_5 -fáze.

A-typové granity jsou většinou metaluminické, některé typy jsou však až peralkalické (např. sodná série Pikes Peak) nebo méně i peraluminické (např. Sawtooth) (Bowden a Turner 1974, Anderson a Thomas 1985, Smith et al. 1999). Tehdy se jedná často o dvojslídne granity. Např. peraluminické

typy z Colorada a Arizony jsou výrazně obohaceny o LIL-prvky, mají nejnižší hodnoty Fe/Mg a nejvyšší hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ ze studovaných mezoproterozoických granitů Baltiky a Laurentie (Anderson a Morrison 2005). V rámci jednoho batolitu se mohou vyskytnout granity peralkalické, metaluminické i peraluminické, např. oblast Panxi, Čína (Shellnutt a Zhou 2007). Obvykle se jedná o skutečné granity podle klasifikace Streckeisen (1973) (Clemens et al. 1986).



Obr.1: Diskriminační tektonický Y/Nb diagram. Koncentrace jsou v ppm. Symboly jsou různé světové A-typové granity (Eby 1990).

Syn-COLG=synkolizní granity; *VAG*=granity ostrovního oblouku; *ORG*=granit oceánských hřbetů; *WPG*=vnitrodeskové granity. Pearce et al. (1984).

8. KLASIFIKACE NYF PEGMATITŮ

Klasifikace NYF pegmatitů, kterou zde používám, je založena především na práci Wise (1999). Jeho členění zahrnuje tři hlavní geochemické třídy – peralkalické, metaluminické a peraluminické pegmatity. U každé této skupiny je zastoupeno několik hlavních typů, jejich subtypů, významné akcesorické minerály, význačné geochemické rysy a příklady lokalit takových pegmatitů. Narozdíl od Ercita a Černého (2005) a Černého et al. (2012) Wise nevyčleňuje miarolitické pegmatity a zahrnuje je mezi ostatní, což se může jevit jako nepřesnost, na druhou stranu však takové zjednodušení umožňuje komplexnější náhled do problematiky, neboť jsou často mezi NYF pegmatity přítomny miarolitické typy se stejnou mineralogií jako nemiariolitické a také společně obě skupiny pegmatitů mohou vzájemně prostorově a geneticky asociovat. Ercit a Černý (2005) a shodně i Černý et al. (2012) vyčleňují v rámci miarolitické třídy pegmatitů vzácných zemin (MI-

REE) dva subtypy: topaz-berylový a gadolinit-fergusonitový. Tyto typy jsou vymezeny zejména pro A-typové granitoidy. Pro topaz-berylový subtyp uvádějí jako charakteristické lokality Luumäki, Mount Antero a Pikes Peak. U gadolinit-fergusonitového subtypu uvádějí pouze lokalitu Baveno. V tomto případě je detailnější klasifikace Wise (1999) vhodnější. Naopak klasifikace miarolitických LCT pegmatitů je ve smyslu Ercita a Černého (2005) obsáhlejší. Miarolitické pegmatity z Elby jsou zde zařazeny do subtypů petalitového a lepidolitového.

Zajímavé je základní rozdělení zdrojových hornin (Ercit a Černý 2005) na NYF-A a NYF-I, kdy první skupina odpovídá klasickým pegmatitům A-typových granitoidů a druhá syn- až postorogenním granitům vzniklých vysokoprocenním tavením tonalitického zdroje.

8.1 Peralkalické pegmatity

V této kapitole jsou popsány pegmatity nejen peralkalické, ale i další, pokud jsou přítomny společně v rámci jednoho plutonu.

CLASSIFICATION OF NYF-TYPE PEGMATITES				
MIKE WISE (1999)				
PEGMATITE TYPE	PEGMATITE SUBTYPE	ASSOCIATED ACCESSORY MINERALS	GEO-CHEMICAL SIGNATURE	EXAMPLES
PERALKALINE GROUP				
Fayalite		magnetite, (hematite, ilmenite, epidote, titanite, allanite)	Fe (Ti, Ca)	Velence Mtns., Hungary; Sawtooth batholith, Idaho; Rockport, Massachusetts; Strzegom-Sobotka, Poland; Mt. Perdosu, Sardinia
Amphibole	Aegirine-Arfdvedsonite	fluorite, allanite, zircon (columbite fergusonite, monazite, pyrochlore)	Na, Fe, Zr, F (± Ti, REE, Nb)	Zomba, Malawi ; Strange Lake Complex, Quebec ; Stettin Complex, Wisconsin
	Riebeckite	zircon, fluorite, (magnetite, rutile, ilmenite, monazite, columbite, pyrochlore)		Mt. Rosa (St Peter's Dome), Colorado; Quincy, Massachusetts; Hurricane Mtn., New Hampshire; Granite Peak, Franklin Mtns., Texas
	Allanite	zircon, (beryl, apatite)		Pacoima Canyon, California

Tab.2: Klasifikace NYF pegmatitů podle Wise (1999), peralkalická část.

8.1.1 Zomba, Mont Malosa, Malawi

Pluton hruškovitého tvaru Zomba-Malosa je součástí alkalické provincie Chilwa. Jeho stáří je křídové - 113±4 Ma (Eby et al. 1995) - a jedná se o typický anorogenní pluton. Jádru je tvořeno syenitem, vnitřní okruh křemenným mikrosyenitem a vnější okraj peralkalickým granitem (Bloomfield 1965). Datace metodami K-Ar (amfibol) a „fission-track“ v apatitu poukazují na velmi rychlý výzdvih a odkrytí mělce uloženého plutonu (Eby et al. 1995, Guastoni et al. 2009).

V plutonu poblíž vrcholu Mont Malosa (~2000 m.n.m.) se nachází peralkalické miarolitické pegmatity s pestrá škálou akcesorických minerálů: egirín, arfvedsonit, fluorit, Nb-Ta-Y-oxidy, hingganit-(Y), gadolinit-(Y), Be-Na-Y-Zr-Ba-silikáty, REE-karbonáty, xenotim-(Y) a zirkon (Guastoni et al. 2003). Pegmatity jsou obvykle subhorizontálně uloženy a obsahují dutiny velké několik dm až m. Parageneze minerálů potvrzuje krystalizaci alkalických pegmatitů v mělké hloubce - studiem egirínu z dutin byla prokázána krystalizace v podmínkách $p \sim 1$ kbar a $T = 300-400^\circ\text{C}$ (Secco et al. 2007). Z fluidních inkluzí z krystalů křemene z dutin byl vypočten tlak při uzavření „bubliny“ 1,3 kbar (Zajacz et al. 2006).

8.1.2 Sawtooth, Idaho, USA (Menzies 1999)

Batolit Sawtooth je jedním z největších terciérních granitoidních plutonů v Idahu. Jedná se o mělkou intruzi do postorogenního, extenzního prostředí během vrcholu vulkano-plutonické epizody Challis, staré cca 44 Ma. Batolit intrudoval do 88 Ma starého batolitu Idaho. Před uzavřením oblasti v rámci Národní rekreační oblasti Sawtooth v r. 1991 probíhal od konce 60.let průzkum na ložiska akvamarínu a beryllia.

Granit Sawtooth je středně zrnitý, leukokrátní, světle růžové až šedé barvy. Je tvořen křemenem, mezopertitickým ortoklasem a plagioklasem (oligoklasem na severu až albitem na jihu). Granit je peraluminický ($ASI=1,07$) a obohacený o F a Fe, má vyšší obsahy Nb a Mo. Obsahy Be jsou poněkud vyšší než u batolitu Idaho (6 vs. 1 ppm). Segregace a žíly aplitů, alaskitů a pegmatitů, jež jsou běžné v celém plutonu, jsou tvořeny podobnými minerály jako mateřský granit. Žíly jsou obvykle ukloněny pod malými úhly, vzácněji jsou strmé. Byly zde vyčleněny 3 typy dutinových pegmatitů*:

- 1) Izolovaná miarolitická tělesa
- 2) Žíly
- 3) Pegmatoidní segregace podél zlomů

*Ve všech třech typech se vyskytuje akvamarín.

První typ je nejčastější. Tyto miarolitické pegmatity („gas cavity“) tvoří obvykle izolovaná tělesa v granitu nebo uvnitř nepravielných, hrubozrných segregací, méně častěji v žilách. Z dutin, velkých až 50 cm, pochází většina 45 známých minerálů v této oblasti, zejména topaz a beryl (akvamarín). Fe je zastoupeno korodovaným fayalitem v segregacích; v dutinách bývá hematit, siderit a vzácněji pyrit. Mn-minerály jsou vzácněji zastoupeny karfolitem, helvínem, masutomilitem a pyrofanitem. Fluorit se vyskytuje s akvamarínem a topazem, v severní oblasti je pak hlavním nositelem F místo topazu.

U těchto těles se předpokládá vznik z bublin vodných, fluorem bohatých fluid, oddělených ze stoupajícího magmatu, která byla zachycena v intruzi během závěrečné fáze krystalizace. Vysoký

obsah F mohl ovlivnit vznik Mn-minerálů umožněním obohacení Mn vs. Fe, jak je patrné z převahy Mn-F-minerálů (oproti Fe-minerálů s Be a menším zastoupením F). Původ miarolitických, akvamarínových pegmatitů, je poněkud problematický. Pravděpodobně jsou pozdní, nejeví však vztah k tektonice plutonu.

Druhý typ pegmatitů je představován žilami s dutinami a krystaly v nich velkými až 5 cm. Tyto strmě ukloněné žíly jsou 1-2 m mocné a až 12 m dlouhé. Jeví silnější vztah k plutonu, jeho tektonice a velmi omezeným prostorovým podmínkám. Zřejmě jsou tělesa tohoto typu vázána na pozdější puls Be-bohatého (a F-chudého) magmatu.

Třetí typ pegmatitů tvoří obvykle žilky kolem 2,5 cm mocné podél zlomových ploch. Za zmínku z nich stojí zejména přítomnost spessartinu a akvamarínu v dutinách. Tento typ je rovněž vázán na tektoniku masivu a aktivitu mladšího, Be-bohatého magmatu.

Ačkoli pegmatity NYF často pocházejí z anorogenního mateřského granitu a jsou níže saturované hliníkem, Sawtooth batolit je považován za postorogenní a peraluminický, čili se jeho pegmatity mohou překrývat s LCT typy. Mnoho pegmatitových žil je přímo v granitech Sawtooth batolitu, v okolních horninách je známo několik žil nebo výskytů akvamarínové mineralizace. Zde je patrný překryv s LCT pegmatity berylového subtypu, které bývají blízko svého mateřského granitu nebo ještě přímo v něm. Miarolitické dutiny s různými paragenezemi jsou v plutonu rozesety náhodně, ačkoli miaroly s pestřejší paragenezí jsou v menším rozsahu koncentrovány pravděpodobně podél zlomových systémů, podél nichž pronikla pozdní fluida (Boggs 1986).

Další intragranitické miarolitické pegmatity jsou známy i z jiných blízkých terciérních plutonů v Idahu. Jedná se o plutony Lolo, Diswamp nedaleko Sawtooth batolitu a pluton Crags. V jejich zvětralinách jsou nacházeny trosky dutin obsahujících krystaly záhněd, v plutonu Diswamp topaz a beryl (Beckwith 1972), v plutonu Crags akvamarín a topaz (Boggs 1986).

8.1.3 Strzegom, Polsko

Z pozdně variského postorogenního plutonu variského stáří Strzegom - Sobotka je známo mnoho intragranitických NYF miarolitických pegmatitů s příslušností MI-REE. Pegmatity v tomto plutonu jsou studovány již od druhé poloviny 19. století.

Západní část v okolí města Strzegom, oddělená od východní části regionálním zlomem, je tvořena mělkou intruzí biotit-amfibolického monzogranitu a méně i biotitického monzogranitu (Majerowicz 1972, Pin et al. 1989, Puziewicz 1990, Domańska-Siuda 2007). V těchto horninách jsou přítomny jak miarolitická tělesa, tak i zonální žíly, pegmatitové šliry a nepravidelná tělesa. Ve východní části plutonu, jež je tvořena biotitickým granodioritem, peraluminickým dvojslídovým granitem a malými tělesy tonalitu, miarolitické pegmatity chybí a jsou zde pouze žíly a nepravidelná tělesa (Majerowicz 1972, Puziewicz 1990, Janeczek 2007).

Hlavním petrologickým typem horniny obsahující miarolitické pegmatity, je amfibol-biotitický granit. Jedná se o horninu většinou šedé barvy, stejnoměrně, středně až hrubě zrnitou, složenou ze zonálního albitu-oligoklasu (v jádrech až An_{34}), pertitického mikroklinu, často undulózně zhášejícího křemene, pleochroického annitu-siderofyllitu, který bývá někdy chloritizován a řídkšího amfibolu (ferrohornblend až tschermakit). Hornina také obsahuje mafické mikrogranulární enklávy o složení dioritu až granodioritu, které dosahují velikosti až 1 m. Přítomny jsou také xenolity okolních metamorfitů velké do 20 cm (Domańska-Siuda 2007).

V západní části plutonu je známo několik typů pegmatitů, z nichž většina však obsahuje beryl, některé dokonce granát a je možno je řadit mezi peraluminické (Janeczek 2007). Přítomna jsou však i tělesa jednoduchých alkalických pegmatitů, která se nacházejí v biotit-amfibolickém granitu nedaleko Strzegomi. Tvoří až 50 cm mocná, plochá nezonální čočkovitá tělesa fayalitového typu. Kromě mikroklinu, albitu a křemene obsahují Fe-bohatý *biotit* a Mn-fayalit, který dosahuje velikosti až 9 cm a je obvykle alterován na směs Mn-amfibolů, chloritů, křemene a magnetitu (Janeczek 1989).

Typické zdejší miarolitické pegmatity jsou spíše metaluminického až peraluminického charakteru. Jsou složeny z centrální miaroly, která je koncentricky obklopena od kontaktu s okolím zónou aplitickou, grafickou, blokovým mikroklinem a křemenným jádrem. Dutiny mohou být volné nebo zaplněné montmorillonitem či nontronitem, masivním kalcitem nebo sideritem. Mocnost jednotlivých pegmatitových těles závisí na velikosti centrální miaroly a pohybuje se od několika cm do desítek cm. Stěny miarol bývají pokryty krystaly křemene a živců i jiných minerálů (viz dále). Vertikální průřez miarol je často trojúhelníkovitý se základnou paralelní s horizontálními poruchami (Janeczek 2007). Velikost miarol dosahuje několika cm až několika m, nejčastější velikost je však mezi 10-30 cm. Největší dutina měla rozměry 1,5x2x3 m a poskytla stovky kilogramů záhněd (Podstolski in Janeczek 1985). Aplogranity obsahují pravidelně rozptýlené malé dutiny (Janeczek 1985).

Pegmatitové zóny jsou složeny z mikroklinu, albitu, křemene a Fe-bohatého *biotitu* (částečně až zcela zatlačeného Fe-chloritem). Mikroklin obsahuje až 0,5 hm.% Rb_2O (Szuszkiewicz 2006). Albit je přítomen také jako varieta *cleavelandit* (Janeczek 2007).

Dutiny jsou vyplněny dvěma typy hydrotermálních asociací minerálů (Janeczek 1985):

- Ca-bohatou, „zelenou“ paragenézí s epidotem (až 10 cm dlouhé zeleně zbarvené krystaly), Fe-chlority, axinitem, bavenitem a fluoritem; v leukokráttní varietě monzogranitu je pak tato asociace zastoupena „bílou“ paragenézí s laumontitem (v západní části neobvyklé); morfologie krystalů fluoritu indikuje vyšší pH roztoků
- Fe-bohatou, alkalickou „černou“ paragenézí s albitem (cleavelanditem), stilpnomelanem, milaritem, turmalínem, zinnwalditem a fluoritem

Některé minerály z těchto dvou paragenezí jeví antagonistický vztah - nikdy nejsou společně přítomny např. turmalín a axinit nebo milarit s bavenitem. Kalcit se vyskytuje jako pozdní minerál v obou paragenezích. Obě parageneze krystalizovaly ve stejných teplotních intervalech (Lenkowski 1983, Janeczek 2007).

Poměrně rozšířené jsou alterace pozdními fluidy. Mikroklin je často albitizován nebo nahrazen agregáty křemene a granátu či křemene a muskovitu nebo laumontitem (Janeczek 1985). Hydrotermální fáze jsou často obohaceny železem, jako např. červeně zbarvený chabazit, který obsahuje až 3 hm.% Fe₂O₃. Velmi zajímavá je v dutinách přítomnost stilpnomelanu, typického metamorfního minerálu, který je zde hojně přítomen jako alterační produkt *biotitu*, Fe-chloritu a amfibolu. Další chlorit, „strigovit“, zde byl popsán jako samostatný minerál Webským r.1868. Podle AIPE nomenklatury se však jedná o zvláštní morfologický typ chamositu (Janeczek 1985). Beryl vystupuje v dutinách poměrně vzácně, častější je v masivním pegmatitu, kde tvoří kolem 1 cm velké, bílé až zelené krystaly. Bavenit v dutinách někdy srůstá společně s epidotem a dalšími zeolity, které jsou reprezentovány stilbitem, chabazitem, heulanditem a laumontitem (Siuda 2001). Mezi vzácné akcesorie patří babingtonit (Janeczek a Sachanbiński 1992), Nb-Ta-oxidy (Szeleg a Ciurla 2004), gadolinit, thortveitit, xenotim, monazit a tysonit (Janeczek a Eby 1993, Chabros et al. 2002) a bastnäsit (Janeczek a Szeleg 1998). Tyto vzácné minerály však odrážejí jen lokální specifické podmínky a nejsou více rozšířeny. Některé z nich, jako např. Nb-, Sn- a REE-titanit zachycují prvky, jejichž koncentrace byla natolik nízká, že neutvořily vlastní fáze (Janeczek 1996, 2007). Mezi dalšími akcesoriemi dutin jsou uváděny axinit, apatit, molybdenit, pyrit, arsenopyrit, prehnit, skolecit; Siuda (2001) pak uvádí ještě bismut, bismutit, anatas, kasiterit, magnetit, hematit, pyrhotin, fergusonit, sfalerit, galenit, titanit, allanit, apofylit, aj.

Z r. 2010 pochází nález 1x0,3 m velké dutiny v lomu Żolkiewka I (Szeleg a Szuszkiewicz 2010). Dutina byla vázána na ploché těleso pegmatitu s obvyklou zonalitou. Blokovaná zóna je tvořena amazonitickým mikroklinem, do nějž zarůstá *lepidolit*, klinochlor, W-Ta-manganocolumbit a zirkon s inkluzemi thoritu. Výplň dutin je tvořena krystaly křemene, mikroklinu, muskovitu, *lepidolitu*, topazu, fenakitu, albitu, fluoritu, stilbitu, chabazitu a montmorillonitu. *Lepidolit* tvoří do 3 cm velké pseudohexagonální tabulky s muskovitovým lemem. Krystaly mikroklinu dosahují velikosti 6 cm. Topaz je přítomen ve dvou varietách: jako bezbarvé euhedrální až prizmatické, 1 cm velké krystaly, nebo jako 2-6 cm velké, modré nebo hnědé, krátce prizmatické jedince. Fenakit je bezbarvý nebo narůžovělý. Výrazně zonální krystaly křemene jsou až 10 cm dlouhé - starší generace (*záhněda*), uzavírající inkluze topazu a fenakitu, je přerůstána mladším bezbarvým křemenem. Turmalín (skoryl-dravit) v podobě až 0,5 cm velkých zelených či hnědých jehliček narůstá na mikroklin, *lepidolit*, topaz, fenakit a starší křemen. Fluorit je modrofialový nebo

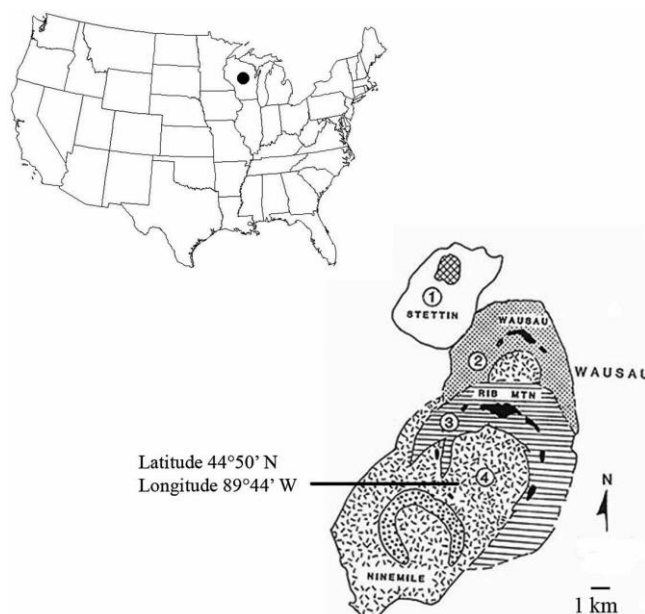
bezbarvý. Minerály jsou často pokryty růžovobílým nebo světle olivově zeleným montomorillonitem. Parageneze minerálů je následující: $Qtz + Mc + Lpd \rightarrow Qtz + Toz + Lpd$
 $\rightarrow Qtz + Phk \rightarrow Qtz + Ab + Tur \rightarrow Ms + Fl + Cbz + Stb \rightarrow Mnt$.

Východní část plutonu obsahuje pegmatity zejména ve tvaru žil nebo protažených těles. Jedná se o pegmatity třídy vzácných prvků, beryl-columbitového subtypu. Jsou téměř horizontální a až 40 cm mocné, většinou nezonální, ačkoli na kontaktu může být vyvinuta úzká aplitová zóna nebo grafické srůsty živce s křemenem. Dutiny nejsou přítomny. V blokové zóně se nachází hlavně krystaly berylu (s nízkým obsahem alkálií), granátu (spessartin-almandin) a muskovitu. Mezi další minerály patří columbit, zirkon, apatit a gahnit (Szuszkiewicz a Lobos 2004). Muskovit a *biotit* krystalizovaly kolmo k průběhu žíly (Janeczek 2007).

Miarolitické pegmatity vznikly před závěrečnou krystalizací plutonu, což také dokazují přechodné kontakty vnějších zón pegmatitů a granitu (Janeczek 2007). Podle modelu Londona (1990) se dutiny pak vytvořily oddělením akvatické fáze během závěrečné fáze konsolidace granitu. Přítomnost miarolitických pegmatitů poskytuje důkaz o vodou nasyceném prostředí v pozdním stadiu konsolidace magmatu bez ohledu na obsah vody v původní tavenině. Západní část plutonu reprezentuje mělce uloženou intruzi, zatímco východní část představuje těleso vmístěné do větších hloubek (Janeczek 2007).

8.1.4 Sttetin Complex, Wausau Syenite Complex, Wisconsin, USA

Přibližně 1,5 Ga starý plutonický komplex Wausau se skládá ze čtyř plutonů, které jsou za sebou od nejstaršího (1,52 Ga -Van Schmus 1975a,b) a nejalkaličtějšího po nejmladší a nejkyselější (viz obr.2): Stettin Complex (SC), Wausau Pluton (WP), Rib Mountain Pluton (RMP) a Nine Mile Pluton (NMP-viz kap. 8.3.2) (Falster et al. 2012). Podle klasifikace Pearce et al. (1984) spadá WSC



do pole WPG

Obr. 2: Intruzivní komplex Wausau (Myers et al. 1984).

(within-plate granite) a podle Ebyho (1992) do pole A_1 (rift, plášťový chochol a horká skvrna), což je v souladu s anorogenním prostředím vzniku toho batolitu (Falster et al. 1999). Podle Andersona (1983b) jsou tyto plutony rapakivi afinity a krystalizovaly v teplotním rozmezí 790-640°C a tlaku ca 2 kbar. Stettin Complex je tvořen několika typy syenitů včetně variety s nefelinem. Mirolitické pegmatity v něm obsahují dutiny velké do 10 cm. V plutonech Wausau a Rib Mountain jsou pegmatity rovněž známy, avšak nejvíce jich je v plutonu Nine Mile. Větší dutiny obvykle obsahují typickou paragenezi NYF minerálů, kdežto malé dutiny se blíží LCT typům.

Falster et al.(2000) rozlišuje tyto typy pegmatitů:

Nefelínové pegmatity jsou vázány na nefelinické syenity SC. Velikost minerálů v nich dosahuje až 30 cm. Amfibolické a pyroxenické pegmatity jsou hojné v amfibolických syenitech. Jsou zonální, od kontaktu tvořeny zónami okrajovou, střední a křemenným jádrem. Aplitová jednotka je hojně zastoupena v objemu až 35% tělesa. Od kontaktu jsou tvořeny zónami okrajovou, střední a křemenným jádrem. Aplitová jednotka je hojně zastoupena v objemu až 35% tělesa. Okrajovou zónu tvoří mikroklin, arfvedsonit s egirin-augitovým lemem a menší množství kyselého plagioklasu. Střední zónu buduje mikroklin s hojným egirinem-augitem. V této zóně jsou typické dutiny velké až několik cm, v některých oblastech pak s krystaly křemene. Akcesorické minerály z této zóny jsou baryo-cero-pyrochlor, fluorit, zirkon, cheralit, thorit, thorogummit, fergusonit, allanit-(Ce), apatit, columbit-tantalit a další. V některých případech byly zjištěny ve střední zóně větší dutiny obsahující velké pseudomorfozy goethitu po sideritu, mikroklin, méně ilmenit, zirkon a pozdní křemen. Do střední zóny často vniká mikroklinem tvořený aplit, který obsahuje akcesorický, téměř čistý, baryopyrochlor. Některé pegmatity obsahují křemen-zirkonové jádro s až 20% zirkonu. Živcové pegmatity jsou typicky přítomny v pyroxenických syenitech. Jsou tvořeny hlavně živcem s menším množstvím fluoritu a Fe-oxidů. Dutiny jsou v těchto pegmatitech běžné. Pyroxen a amfibol jsou podřízené, zatímco křemen obvykle zcela chybí stejně jako akcesorické minerály. Některé pegmatity obsahují až 40 cm velká zrna anortoklasu, známého jako „Wisconsin moonstone“.

8.1.5 Pikes Peak, Colorado

Miarolitické pegmatity z anorogenního plutonu Pikes Peak patří mezi nejznámější na světě. Doposud poskytly velké množství atraktivních ukázek krystalů křemene (a jeho odrůd), *amazonitu*, topazu, fenakitu a fluoritu z dutin pegmatitů. Dále zde byly nalezeny nádherné krystaly fluoritu a fenakitu.

Intragranitické miarolitické pegmatity jsou vázány na anorogenní pluton Pikes Peak. Jedná se o A-typový, i když ne charakteristický (Smith et al. 1999) batolit v prekambričské provincii Yavapai-Mazatzal, což je soubor hornin metamorfovaných v amfibolitové facii během yavapaiské orogeneze před 1,8-1,7 Ga (Reed et al. 1987, Karlstrom a Bowring 1987, Hoffmann 1988). PPB do těchto hornin intrudoval přibližně v době 1,08 Ga (Smith et al. 1999) v postorogenním prostředí. Horniny plutonu nemají vyvinutou foliaci. Obnažená plocha tělesa je přibližně 3100 km².

PPB (Pikes Peak Batholith) je těleso se třemi intruzivními centry o velikosti 20-25 km² (Hutchinson 1960a, 1960b, 1976) a četnými mladšími pni a masívky o velikosti 2-8 km. Dominantní horninou je peraluminický amfibol-biotitický granit, i když je zastoupena poměrně pestrá škála hornin od bazických po kyselé (45-78 hm.% SiO₂) a lze je rozdělit do dvou geochemických typů (Barker et al. 1975, Wobus 1976a): draselné s Na₂O/K₂O < 1,0 a sodné s Na₂O/K₂O > 1,0. Horniny *draselné série* jsou obvykle hrubozrnné, růžově zbarvené biotit ± amfibolické granosyenity; mezi méně zastoupené patří šedé monzogranity, známé jako Pikes Peak Granit (PPG). Tyto horniny intrudovaly jako mladší člen do centra PPB. Horniny *sodné série* tvoří asi 2% batolitu a variují od gaber přes syenity a křemenné syenity po fayalitické a alkalicko-amfibolické granity (Barker et al. 1975, 1976; Wobus 1976a; Wobus a Anderson 1978).

Horniny PPB jeví v některých směrech extrémní chemismus. Fayalit obsahuje méně než 1 mol.% forsteritové složky, rovněž poměry Fe/Mg v biotitu jsou > 0,92 a ve ferrohedenbergitu ~ 0,97 (Barker et al. 1975). Složení amfibolu se v syenitech a fayalitických granitech z oblastí Lake George a Mount Rosa pohybuje mezi edenitickým hornblendem, edenitem a aktinolitickým hornblendem; ze syenitu z lokality Sugarloaf pochází richterit a winchit; až arfvedsonit (méně riebeckit) z granitů oblasti Mount Rosa (Giambalvo 1993). Všechny tyto amfiboly jsou železem bohaté s molárním poměrem Fe/(Fe+Mg) vyšším než 0,95 (Giambalvo 1993). Přítomnost bezvodých a/nebo Fe-bohatých silikátů indikuje nízkou fugacitu H₂O a kyslíku, což je typické pro A-typové granity (Barker et al. 1975, Loiselle a Wones 1979), zároveň tento fakt dokládá koexistence hedenbergitického pyroxenu a ilmenitu s fayalitem v některých sodných granitech (Wones 1989).

Saltoun (1993) a Beane (1993) vypočetli teplotu vmístění na základě saturace apatitu a

zirkonu (Watson a Harrison 1983, Harrison a Watson 1984): 966-865°C pro sodné granity a 961-724°C pro syenity. Malá hloubka vmístění (< 5 km, Barker et al. 1975) koresponduje s vypočtenými vysokými teplotami tavenin a nízkými obsahy vody. Všechny granitoidy PPB se odlišují jako A-typové granity od I- a S-typů, avšak některé hodnoty z průměrného chemismu takových hornin vybočují, např. K_2O/MgO , Na_2O+K_2O , CaO a FeO^{TOT}/MgO , které jsou vyšší než je průměr běžných A-typových granitoidů. Pomocí těchto hodnot lze rozlišit horniny draselné a sodné série. Horniny draselné série se vyznačují nižšími hodnotami FeO^{TOT}/MgO a Na_2O a vyššími obsahy CaO oproti sodné sérii. Zda-li jsou granity ($s > 70$ hm.% SiO_2) sodné nebo draselné, lze také rozeznat pomocí mineralogie Fe-Mg-silikátů, tedy přítomností či absencí fayalitu a/nebo sodných amfibolů a zda-li s těmito granity asociují diabasové žíly, gabra a/nebo syenity (Smith et al. 1999).

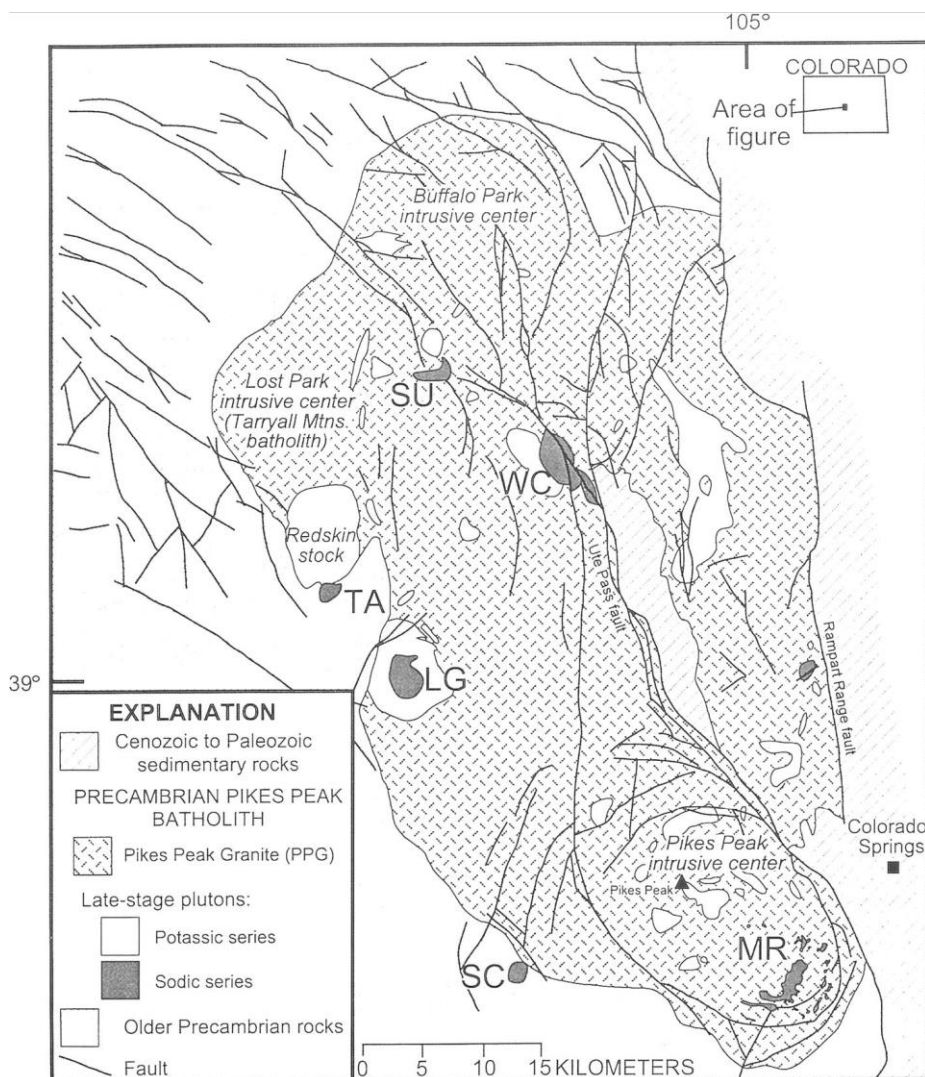
Vznik PPB není dostatečně objasněn. Předpokládají se dvě cesty: rifting nebo horká skvrna. Smith et al. (1999b) nabízejí zjednodušený model: v době přibližně před 1,1 Ga přítomná extenze kontinentální kůry způsobila ztenčení litosféry a průnik plášťového magmatu, které bylo zachyceno ve spodní kůře. Zde vyvolalo anatexi tonalitické kůry. Parciální taveniny korového původu prodělaly pravděpodobně nízký až střední stupeň frakcionace. Sodné syenity a granity pak vznikly extrémní frakcionací suprasubdukovaného pláště, který prodělal v různé míře frakční krystalizaci. Veškeré granitoidy PPB mají charakteristické hodnoty stopových prvků pro A-typové granity, zejména zvýšené obsahy inkompatibilních prvků jako LREE, Nb, Y, Ga a nízké obsahy Sr, Eu, Sc, Ni a Co (Whalen et al. 1987). Původ hornin, přinejmenším u sodné série PPB, je nejasný. PPB je podle aeromagnetických měření podestlán mafickými a ultramafickými kumuláty (Zietz a Kirby 1972), které však pravděpodobně prošly významnými frakcionačními procesy, a proto nemohou představovat primární zdroje hornin sodné série (Smith et al. 1999a). U hornin draselné série Smith et al. (1999a) předpokládají hlavně tavení korového zdroje tonalitické povahy, ačkoli tento model neodpovídá původu monzogranitu, u něhož se spíše předpokládá plášťový zdroj. Stejní autoři však považují za zajímavý model vzniku těchto hornin mixingem granitických tavenin tonalitického původu a intermediárních tavenin ferrodioritického původu.

V horninách PPB se nachází mnoho pegmatitových těles, z nichž některá jsou známa přes sto let. Mezi nejznámější lokality patří Glen Cove, Crystal Park, Cameron Cone, Hunters Run, Sentinel Rock, Specimen Rock, Cheyenne Canyon, Stove Mountain, St. Peter's Dome, Mount Rosa, Crystal Peak, Tarryall Mountains, Harris Park, Wigwam Creek a oblast Devils Head. Většinou se jedná o miarolitické pegmatity, které tvoří žilná až hlízovitá tělesa, nebo jen pukliny v granitu vyplněné oxidy železa, které náhle přecházejí v dutinové pegmatity s dutinami až několik metrů velkými (Černý 1982, Modreski 2005). Pegmatity jsou obecně charakteristické přítomností dutin s krystaly mikroklinu (až *amazonitu*), křemene (*záhněda*, *morion*, vzácně *ametyst*) a fluoritu. Výskyt dalších, de facto akcesorických minerálů, je značně proměnlivý a liší se i podle pegmatitových oblastí.

Hlavní část batolitu je všeobecně tvořena hrubozrnným růžovým granitem (společně s vedlejším šedým monzogranitem) a je známa jako Pikes Peak Granite (PPG). PPG tvoří intruzivní centra Buffalo Park, Lost Park a Pikes Peak. Pozdní plutony zahrnují jemnozrnné granity draselné série v mnoha bezejmenných intruzích rozptýlených v batolitu (např. na vrcholu Pikes Peak).

Do sodné série plutonů patří Sugarloaf (SU), Tarryall (TA), West Creek (WC), Lake George (LG), Spring Creek (SC; občas nazývaný Cripple Creek stock, Sage 1966), a intruzivní komplex Mount Rosa (MR).

Pikes Peak Granite districts jsou oblasti v PPB obsahující miarolitické pegmatity typicky utvořené podél puklin v granitu nebo jako izolovaná tělesa „gas cavity“. Většina dutin pegmatitů obsahuje krystaly *záhněd*, mikroklinu (*amazonit*), albitu, *zinnwalditu*, *biotitu* a fluoritu (Jacobson 1986). V oblasti Crystal Peak jsou pravděpodobně nejznámější lokality dutinových pegmatitů, v nichž jsou nejvíce nalézány krystaly *záhněd*, *amazonitu* a goethitu, zatímco topaz a fenakit jsou řídké. Oblast Devils Head proslula již více než před 100 lety nálezy topazu. Mimo jiné se zde také vyskytuje kasiterit a beryl. Další oblasti bohaté na topaz jsou Spruce Grove, Glen Cove a Pine Creek. Harris Park a Wigwam Creek se mineralogií od ostatních oblastí neliší.



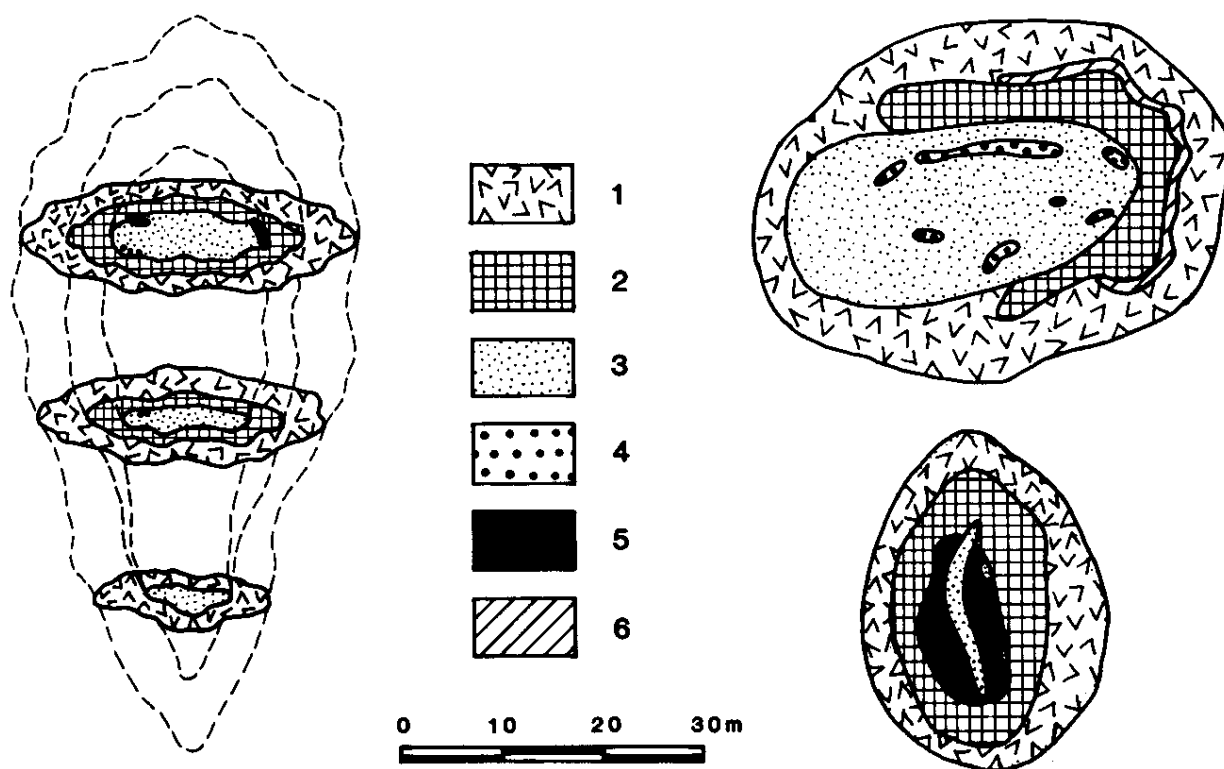
Obr.2. Geologická mapa batolitu Pikes Peak (podle Bryant et al. 1981 a Scott et al. 1978).

Muntyan (1986) uvádí přehled minerálů známých z PPB, přičemž mezi nejhojnější patří několik dm dlouhé krystaly křemene-záhnědy, mikroklin až amazonit, až 4 cm velké, modré až fialové krychle fluoritu (Jacobson 2013), až 10 cm velké pseudomorfozy goethitu po sideritu, kolem 6 cm velké, bezbarvé, modré až červené krystaly topazu. Z dalších akcerosií je třeba uvést allanit, beryl, kalcit, ilmenit, monazit, muskovit (až 7,5 cm velké lupeny), pyrochlor, skoryl, thorit a zinnwaldit (Muntyan 1986).

Kile (1986) v jedné z nejdůležitějších oblastí s miarolitickými pegmatity, Lake George (někdy také Crystal Peak), vyčleňuje 4 typy pegmatitů:

Izolované miarolitické dutiny dosahují obvykle velikosti do 30 cm a jsou obklopeny jen úzkou zónou grafického granitu. Jsou složeny z křemene, mikroklinu a *biotitu*.

Horizontální pegmatity jsou více rozšířeny než předchozí typ, avšak dosahují podobné mocnosti.



Obr. 3: Schématické znázornění asymetrických hlízovitých pegmatitů z oblasti South Platte, Colorado (vlevo) a dva horizontální řezy pegmatitů Luster No.1 (nahore vpravo) a Lesser White Cloud (vpravo dole).

1 - okrajová zóna: křemen+mikroklin+biotit; 2 - mikroklinová zóna; 3 - křemenné jádro;
4 - fluoritová jednotka na lemu jádra; 5 - zóna albitizace s Y,REE,Nb-minerály;

6 - vnější zóna hrubozrnného biotitu (převzato z Černý 1982).

Texturně jsou poměrně variabilní, ikdyž největší zrnitosti často dosahují poblíž miarol, které v protažení mohou dosáhnout až 60 cm, bývají však často zhroucené a vyplněné směsí jílu, úlomků krystalů a horniny.

Vertikální žíly se vyskytují společně s horizontálními tělesy, ale na rozdíl od nich větší dutiny obsahují jen zřídka, protože v důsledku vertikální stavby pegmatitu z něj mohla uniknout reziduální fluida. Na druhou stranu mohou obsahovat pěkné ukázky amazonitu, dále zirkon, kasiterit a ferrocolumbit.

Izolované čočky masivního křemene s podřízeným množstvím mikroklinu mohou někdy obsahovat dutiny s krystaly křemene.

Oblast na jihu PPB, zahrnující Stove Mountain, St. Peter's Dome a Mount Rosa, se vyznačuje zvýšenou alkalitou mateřských granitů a jejich pegmatitů. Charakteristická je místy přítomnost Al-F-bohatých akcesorických minerálů, jako jsou kryolit, elpasolit, ralstonit aj. Z častějších minerálů je přítomen riebeckit, astrofyllit, bastnäsit a zirkon. Odtud pochází např. nálezy krystalů záhněd až 1 m velkých a krystalů fluoritu až 10 cm.

Významnou oblastí je Stove Mountains, kde pegmatity dosahují mocnosti až 2 m. Jejich směr je obvykle S až SZ (jsou paralelní s hlavními zlomy v plutonu). Pegmatity poskytují kromě nádherných ukázek krystal záhněd, mikroklinu, albitu a fluoritu také riebeckit, arfvedsonit, fayalit, astrofyllit, bastnäsit-(Ce), columbit, zirkon, fluocerit-(Ce), hematit, siderit, ilmenit, TiO₂-polymorfy, xenotim, bertrandit, fergusonit, genthelvín, danalit, prosopit aj. (Zito a Hanson 2014).

Západní část PPB buduje masiv Tarryall Mountains, který je zčásti tvořen plutonem Red Skin. Zdejší pegmatity jsou známy především hojným výskytem topazu



Obr.4. mapa mineralogických lokalit ve státě Colorado (Berry a Fretterd 2003); pegmatitové lokality jsou podtrženy

- | | |
|--|---|
| <ul style="list-style-type: none"> <u>1. Pikes Peak batholith (area inside dotted line)</u> <u>2. St. Peter's Dome</u> <u>3. Crystal Peak</u> <u>4. Tarryall Mountains</u> <u>5. Harris Park</u> <u>6. Devils Head</u> <u>7. South Platte pegmatite district</u> <u>8. Mount Antero</u> <u>9. Ruby Mountain</u> 10. Calumet iron mine 11. South Park peridot locality 12. Hartsel barite locality 13. Del Norte (Twin Mountains) thunder egg locality 14. Grand Junction (Book Cliffs) barite locality 15. Otero County barite occurrences <u>16. Royal George (Eight Mile Park) pegmatite district*</u> | <ul style="list-style-type: none"> <u>17. Micanite-Guffey pegmatite district**</u> <u>18. Devils Hole pegmatite***</u> 19. Grape Creek cordierite-gahnite locality 20. Kelsey Lake kimberlite 21. Chicken Park kimberlite 22. Green Mountain kimberlite <u>23. Crystal Mountain pegmatite district&</u> 24. Genessee Park calc-silicate locality 25. North Table Mountain 26. Stoneham barite locality 27. Creede 28. Treasure Falls (Wolf Creek Pass) zeolite locality 29. Fremont Pass orthoclase locality 30. Prospect Mountain orthoclase locality 31. Red Feather Lakes amethyst locality 32. Elbert County petrified wood occurrences |
|--|---|

* LCT pegmatity obsahující muskovit, turmalín, granát, beryl (Meeves et al. 1966).

** LCT pegmatity těžené dříve na živec a slídu obsahující zejména turmalín-skoryl, beryl, granát, apatit a růženín (http://www.lggmclub.org/docs/Micanite-Pegmatite_District.pdf).

*** LCT pegmatity těžené kdysi na živec a beryl. Mezi běžné minerály zde patří muskovit, beryl, turmalín, lepidolit, spessartin, topaz a apatit (Heinrich et al. 1965).

& Pegmatity obsahují muskovit, turmalín, beryl, allanit, apatit, columbit, „REE-minerály“, lithiofyllit a monazit. Všechny pegmatity (*, **, ***, &) intrudovaly do metamorfovaných hornin a jsou obvykle nemiarolitické.

8.2 Metaluminické pegmatity

METALUMINOUS GROUP				
Allanite	Allanite	(fluorite, magnetite, monazite, zircon, ilmenite, rutile)	LREE (± Ti, Zr, F)	South Platte (south), Colorado Red Rock, Nevada; Gold Butte, Clark Co., Nevada; Amherst Co., Virginia
	Euxenite (Polycrase)	monazite, zircon, xenotime, ilmenite, fergusonite, aeschynite, rutile, tourmaline)	LREE → HREE Nb > Ta, Ti, Zr, Y, P	Trout Creek, Colorado; Glosersheia, Norway; West Portland, Quebec; Evans-Lou, Quebec
	Gadolinite	fergusonite, xenotime, samarskite, zircon, (euxenite, ilmenite, rutile, magnetite, fluorite)	Y+HREE, Nb > Ta, Be, Ti, Zr, P, (F)	South Platte (north), Colorado Pyörönmaa, Finland Ytterby Sweden; Barringer Hill, Texas; Clear Creek, Texas

8.2.1 South Platte, Colorado, USA

Hlavní pásmo nahromadění pegmatitů je mezi 2040 a 2340 m.n.m. u Raleigh Peak. Maximální teploty krystalizace u kvarcmonzonitu PPB byly vypočteny na 650-700°C (P = 5 kb), u granitu PPB 575-650°C (P = 2 kb) a teplota krystalizace granitické zóny pegmatitů na 550°C (Lee a Simmons 1986). Pegmatity v této oblasti lze stavebně rozlišit na žíly s křemenným jádrem a žíly s kompozitním jádrem (křemen+živec). První skupina se vyznačuje přítomností fluoritu a Y+HREE-minerálů, jejíž mateřskou horninou je granit. Druhá skupina je obohacena LREE a je derivována z kvarcmonzonitu (Lee a Simmons 1986). Stejní autoři usuzují podle této typizace a inverzní zonality PPB na produkci HREE-bohatých pegmatitů výše umístěným chladnějším granitovým magmatem a LREE-obohacených pegmatitů hlouběji umístěným kvarcmonzonitovým magmatem. Pegmatity zde tvoří hlavně vertikální žíly cylindrického tvaru, koncentricky zonální. Nejvíce žil je v severní části PPB. Většina ze 75 známých pegmatitů byla těžena od 20. do 60.let 20.stol. na K-živec, dekorativní křemen, fluorit a REE-minerály. Tyto žíly obvykle nemají vyvinuté klasické miaroly, avšak poskytly rovněž pěkné krystaly např. fluoritu (Modreski 2005). Pegmatity jsou extrémně REE-obohaceny, což potvrzuje hojný výskyt REE-minerálů, jako je samarskit-(Y), Y- a Ce-fluorit, allanit-(Ce), fergusonit-(Y) aj. Jediným nositelem Be je gadolinit-(Ce) a -(Y), v celé oblasti bylo nalezeno jen několik vzorků berylu (Simmons et al. 1999). Pegmatity oblasti South Platte mají velmi dobře vyvinutou zonalitu, od okraje do středu je stavba následující: málo vyvinutá okrajová zóna → biotitický grafický pegmatit → vnější biotitová jednotka (vzácně přítomna) → vnitřní zóna mikroklinperthitu → vnější jádro zeleného fluoritu → velké masivní křemenné jádro (pegmatity s křemenným jádrem) nebo křemen-mikroklinové jádro (pegmatity se složeným jádrem) → sekundární jednotky obsahující albit, fluorit, REE-minerály a hematit. Pegmatity s křemenným jádrem bývají více postiženy sekundárními přeměnami. Pegmatity s křemen-mikroklinovým jádrem mají obvykle spíše nepravidelný tvar a v horizontálním řezu eliptický tvar. Tyto pegmatity jsou zastoupeny více na jihu oblasti, kdežto pegmatity s křemenným jádrem jsou hojnější na severu (Simmons et al. 1999).

8.2.2 Baveno, Itálie

Známou oblastí s výskytem intragranitických miarolitických pegmatitů je pluton Baveno-Mottarone v severní Itálii. Společně s plutonem Montorfano je pozdně variského stáří (277 ± 8 Ma; Boriani et al. 1988a, Pinarelli 1993). Náplní těchto dvou zmíněných plutonů jsou (Boriani et al. 1988):

- bílý, středně zrnitý biotitický granit Montorfano (hlavní hornina eponymního plutonu)
- „zelený“ granit Mergozzo (barva vyplývá z nízkoteplotních subsolidových reakcí)
- středně až jemně zrnitý granodiorit Mottarone (obsahuje xenolity s cordieritem, spinelem a korundem); přechází do typu Baveno
- růžový, středně zrnitý miarolitický granit Baveno (silné projevy postmagmatické alterace v důsledku přítomnosti pneumatolytických i hydrotermálních fluid)
- leukokráttní miarolitický granit Cuasso al Monte (intruze permského stáří v kaldeře, Bakos et al. 1990)

Granit typu Baveno jeví na základě studia typologie zirkonů zajímavé rysy - zirkony odpovídají typickým aluminickým alkalickým granitům. Populace zirkonů poukazují na vysoký obsah alkálií již při vysokých teplotách (850°C) a vysoký tlak fluid. Při průměrném obsahu 75,98 hm.% SiO_2 a 12,91 hm.% Al_2O_3 je hodnota ASI v rozmezí 1-1,2. Suma $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ dosahuje kolem 8 hm.%. Mezi všemi ostatními typy hornin v plutonech Baveno-Mottarone a Montorfano má PBG („pink Baveno granite“) jednoznačně nejvyšší obsahy Rb (až 295 ppm), Y (až 100 ppm) a HREE (Yb až 6,2 ppm), naopak nižší jsou obsahy Sr (do 35 ppm), Zr (do 155 pm), La a Ce (max. 63-66 ppm). Vznik PBG je nejasný, neboť ačkoli některé geochemické rysy ukazují na pozdní postmagmatické alterace, některé znaky naznačují alkalický charakter hornin, a tedy musí být zváženy i jiné petrogenetické pochody. Jedním z nich by mohlo být např. vysokoteplotní bezvodé tavení křemen-živcového granulitického zdroje stoupajícím plášťovým magmatem, jak je popsáno u anorogenních granitoidů (Collins et al. 1982), nebo frakcionace mezi taveninou a fluidy ve vyšších částech magmatického krbu za přítomnosti F a Cl (Hildreth 1979, Christiansen et al. 1984).

Běžným žilným doprovodem jsou aplity a pegmatity, místy spjaté s miarolitickými dutinami. Právě přítomnost miarol a granofyrické žíly ve vyšší části plutonu indikují subvulkanické podmínky krystalizace. Intruze leukokráttního granitu Cuasso al Monte (stáří 275 ± 8 Ma; Bakos et al. 1990) se umístila do sledu vulkanických hornin kaldery. Miarolitické dutiny v pegmatitech jsou zde velmi hojné. Dutiny jsou vázány jak na vlastní PBG, tak i na pegmatity a aplopegmatity. Velikost dutin se pohybuje mezi 1 cm a 2-3 m, v pegmatitech jsou nepravidelné a největší, v aplopegmatitech jsou dutiny v aplitické části rozptýleny, v pegmatitech jsou opět velké a vertikálně protažené. Většina dutin je izolovaná, některé však prodělaly částečný kolaps. Podmínky krystalizace dutinových minerálů jsou obvykle vysoko- až středněteplotní, za nízkých teplot pak krystalizovaly zeolity a

karbonáty. Mikrotexturními a strukturními studii bylo zjištěno, že během krystalizace byly dutiny propojeny. Cirkulace fluid v podmínkách otevřeného systému je indikována přítomností hydrotermálních baryt-fluorit-křemen-sulfid-arsenátových žil (Pezzotta et al. 1999).

Hlubší partie plutonu, které krystalizovaly z fluidy vysoce saturovaného magmatu, obsahují miarolitické pegmatity s charakteristickou NYF paragenezí - fluorit, *zinnwaldit*, Y+REE-silikáty a fosfáty, zeolity, gadolinit, Sc- a Be-silikáty a Nb-Ta-oxidy (Albertini 1983, Nova 1987, Aurisicchio et al. 1998, 1999; De Vito 1998, Pezzotta et al. 1999a,b).

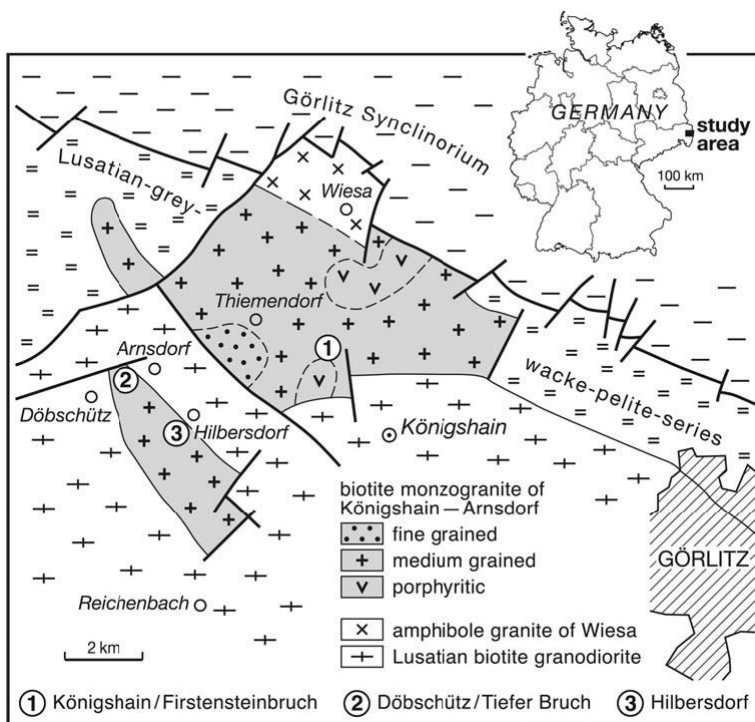
Výplň dutin je tvořena vedle křemene, albitu a ortoklasu také berylem, REE-silikáty, bavenitem, gadolinitem, F-bohatými minerály jako je fluorit, *zinnwaldit* a vzácný topaz. Mnoho z těchto minerálů vyznačuje různé eventy od postmagmatické po hydrotermální fáze, které produkovaly zeolity, karbonáty a SiO₂-film povlékající minerály v dutinách. V miarolách jsou také přítomny minerály Sc jako bazzit, thortveitit, cascandit, jervisit a scandiobabingtonit (Aurisicchio et al. 2001). Vzácně dutiny obsahují Nb-Ta-oxidy jako je aeschynit-(Ce), -(Nd), -(Y), rynersonit, vigezzit, polykras, gadolinit-(Y), hingganit-(Y), fersmit a datolit. U AGM i EGM je markantní dominantní role Y+HREE, obsahy Ti a Nb jsou většinou vyrovnané. Obsahy LREE jsou obvykle velmi nízké až nízké. Poměr Nb/(Nb+Ta) je velmi vysoký (0,79-0,98). Z HREE je nejvíce zastoupeno Dy a Er. Zajímavá je celkem stálá přítomnost W - až 0,30 apfu v aeschynitu-(Y) a 0,12 apfu v polykrasu-(Y) (Aurisicchio et al. 2001).

8.2.3 Königshain, Německo

Variský granit „Königshainer Stockgranit“ se nachází na severním okraji Českého masivu, náleží k saxothuringiku a je variského stáří (Thomas et al. 2009). Vystupuje na povrch pouze v ploše 36,3 km² (viz obr.5). Podle Möbuse a Linderta (1967) se jedná o biotitický monzogranit. Je většinou středně zrnitý, světle šedý až bílý barvy. Hodnota ASI je mezi 0,96-1,05 a horniny jsou slabě peraluminické až metaluminické (Thomas et al. 2009). Počátek studia pegmatitů z königshainského plutonu spadá do doby již před 230 lety (von Schachtmann 1780 in Förster 2000, Lange et al. 2004). Monzogranity königshainského plutonu jihovýchodně od Görlitzu obsahují hojné izolované miarolitické pegmatity o velikosti 1 cm až 1 m. Větší dutiny mají obvykle podlouhlý, plochý, čočkovitý tvar, kdežto menší dutiny jsou sféricky uspořádané. Pegmatity tohoto typu jsou typicky nacházeny v lomech v okolí Königshainu, Arnsdorfu a další. Žilné pegmatity jsou vzácné a mocné obvykle do 20 cm (Thomas et al. 2009).

Většina miarolitických dutin je obklopena grafickou zónou, která se postupně vyvíjí z monzogranitu. Je složena z křemene, K-živce a siderofyllitu. Stěny dutiny jsou tvořeny krystaly K-živce, který graficky srůstá s křemenem a dosahuje velikosti až 10 cm. Krystaly *záhněd* vyrůstají z křemen-živcové grafiky. Část mikroklinu je přítomna jako *amazonit*; křemen do něj pak zarůstá

v podobě *morionu*. Charakteristické jsou epitaktické srůsty mikroklinu s čirým albitem, který také na některých lokalitách mikroklin koroduje nebo pokrývá i jiné minerály v podobě krust. Krystaly *záhněd* jsou často pokryty zelenými lupínky klinochloru. Další minerály jako beryl, bazzit, euklas, fenakit, topaz, turmalín, molybdenit, monazit, xenotim a zirkon jsou malých rozměrů a relativně řídké.



Obr.5. Zjednodušená geologická mapa Königshain-Arnsdorf granitového masivu (lužická antiklinální zóna) podle Eidama a Götze (1991)

Pozdní mineralizaci dutin představuje albit, křemen, fluorit a stilbit-(Ca). Fluorit je mírně obohacen o Y (kolem 0,45 hm.% Y_2O_3) a REE (do 0,03 hm.% REE_2O_3). Do fluoritu zarůstají inkluze fluoceritu-(Ce) a bastnäsite-(Ce). Monazit-(Ce) obsahuje kolem 10,16 hm.% Y_2O_3 a kolem 8 hm.% UO_2 . Xenotim-(Y) je zastoupen varietou s mírně zvýšenými obsahy HREE a varietou bohatou Dy (kolem 11,13 hm.% Dy_2O_3). Dva typy zirkonů chudší Hf obsahují až kolem 5,5 hm.% HfO_2 a 1,88 hm.% UO_2 . Tyto typy jsou datovány 322 a 318 Ma. Více Hf-bohatý typ (až 18,29 hm.% HfO_2) je datován 281 Ma (Thomas et al. 2009).

Studiem fluidních inkluzí několika různých minerálů (Thomas et al. 2009) byl zjištěn důkaz o nemísitelnosti dvou silikátových tavenin a následném vývoji dvou společných silikátových tavenin, což je v souladu s předchozími studiemi jednodušších pegmatitů (Thomas et al. 2000, 2006a,b, 2008). Kritická teplota obou tavenin je blízká $700^{\circ}C$ a koncentrace vody (26 hm.% vody) je také blízká kritickému složení, což by vedlo k nemísitelnosti tavenin a počátku krystalizace miarolitických minerálů. Parageneze minerálů v miarole tedy zřejmě krystalizovala ze směsi dvou silikátových tavenin (peralkalické - dokazuje vysoký obsah CO_2 , a peraluminické) a supekritických fluid. Podobné hodnoty byly naměřeny na lokalitě Ehrenfriedersdorf (Thomas et al. 2000), kde vrchol solvu dosahuje $720^{\circ}C$ při $P=3$ kbar a obsahu vody kolem 20 hm.%.

8.3 Peraluminické pegmatity

PERALUMINOUS GROUP				
Beryl	Beryl	zinnwaldite, spessartine, fluorite, hematite, muscovite	Be (Li, F)	Mt. Antero, Colorado Sawtooth batholith, Idaho
	Tourmaline	topaz, lepidolite, fluorite, denburite, hambergite	Be, B, Li, F	Leduc, Quebec, Rangkul, Pamirs, Tadjikistan, Russia; Borshechovochny, Transbaikalia, Russia
	Topaz	muscovite, monazite, euxenite, fluorite, columbite,	Be, F (± B, Li)	Luumäki, Finland; Klein Spitzkoppe, Namibia; Tordal, Norway; Volhynia, Ukraine;
		zinnwaldite (phenakite, lepidolite, schorl, zircon, cassiterite)		Morefield-Rutherford-Herbb #2, Virginia
Phenakite		muscovite, fluorite, (topaz, beryl, bertrandite, ilmenite, zircon)	Be, F	Mt. Antero, Colorado; Pikes Peak, Colorado, South Baldface Mtn., New Hampshire; Nine Mile Pluton, Wisconsin
Topaz		zinnwaldite, muscovite, fluorite, hematite, spessartine, cassiterite	F, (Be, Li, Sn)	Mt. Antero, Colorado; Sawtooth batholith, Idaho
Fluorite		calcite, hematite	F	Khantau massif, Kazakhstan

Tab. 3: klasifikace peraluminických NYF pegmatitů

8.3.1 Mount Antero, Colorado, USA (Shannon 1986)

Mount Antero je pegmatitová oblast vázaná na stejnojmenný terciární granitový pluton (stáří 29±3 Ma - Shannon 1986) v Coloradu. Odtud jsou již dlouho známy kvalitní vzorky akvamarínu, fenakitu, bertranditu a topazu. Granitoidní horniny lze rozdělit na intruzi Mount Antero a California.

Intruze Mount Antero je charakteristická aplitickým/ryolitovým lemem s asociujícími žilnými horninami. Samotný granit Mount Antero (MAG) je hrubozrnný, (muskovit-) biotitický granit. Mezi jeho akcesorické minerály patří ilmenit, magnetit, apatit, fluorit, monazit a zirkon. Pegmatity v něm běžně obsahují dutiny a asociují s křemennými žilami. Takové pegmatity jsou typu „gas cavity“ s velkou centrální miarolou, zatímco větší tělesa mohou obsahovat dutin několik.

Druhá, menší intruze California (CG), má na okrajích vyvinut lem jemně zrnitého granitu. Samotné těleso je tvořeno středně až hrubě zrnitým (muskovit-) biotitickým granitem. Vzájemné prostorové vztahy poukazují na nižší věk této intruze než Mount Antero. Akcesorické minerály granitu California se liší od MAG nepřítomností apatitu a naopak stopami turmalínu a hojným granátem-spessartinem (Shannon 1986). Také žilné horniny odvozené od CG obsahují akcesorický granát. Chemické složení obou hornin ukazuje na vyšší stupeň frakcionace CG oproti MAG: typ California obsahuje méně CaO, MgO a Sr a naopak více Rb, Li a Nb.

V obou typech hornin jsou běžné pegmatity, které spadají do miarolitické třídy (typ I, Černý 1982). Z oblasti Mount Antero pocházejí unikátní nálezy berylu, především jeho variety akvamarínu, který je od r. 1971 národním kamenem státu Colorado. Obvykle tvoří samostatná tělesa uzavřená v granitu. Tenké pegmatitové žilky jsou běžné i v okolních metamorfitech; ve vyšších částech granitové kupole jsou vzácné a v hlubších partiích zcela chybí. V apikální části CG jsou

zachovány křemen-beryl-molybdenitové žíly greisenového typu (California Mine). V CG jsou pegmatity soustředěny v jemnozrnném granitovém lemu při okraji tělesa. Miarolitické pegmatity MAG jsou nejlépe vyvinuty ve vyšších částech intruze v a pod zónou pohlčených ker nadloží. Takové zóny bohaté na pegmatity jsou např. na hřebeni Mount White. Směrem do hloubky a do centra intruze pegmatity rychle ubývají. Krystalizací granitického lemu na vrcholu a bocích kupole došlo k segregaci a zachycení pegmatitových fluid, které produkovaly miarolitické pegmatity in situ. Naopak v CG fluida greisenové povahy autometosomatizovala granitický lem, čímž mohlo dojít k úniku fluid a tvorbě žil. Tento model vzniku raně magmatických pegmatitů se liší od klasické koncepce pozdně magmatické koncentrace reziduálních fluid (Shannon 1986).

V pegmatitech byly kromě běžných horninotvorných minerálů, topazu a berylu zjištěny také fenakit, fluorit, bertrandit, muskovit, apatit, granát, pyrit, kalcit, magnetit, ryzí síra a brannerit (Adams 1953).

8.3.2 Nine Mile Pluton, Wausau, Wisconsin, USA (Falster et al. 2000, 2012)

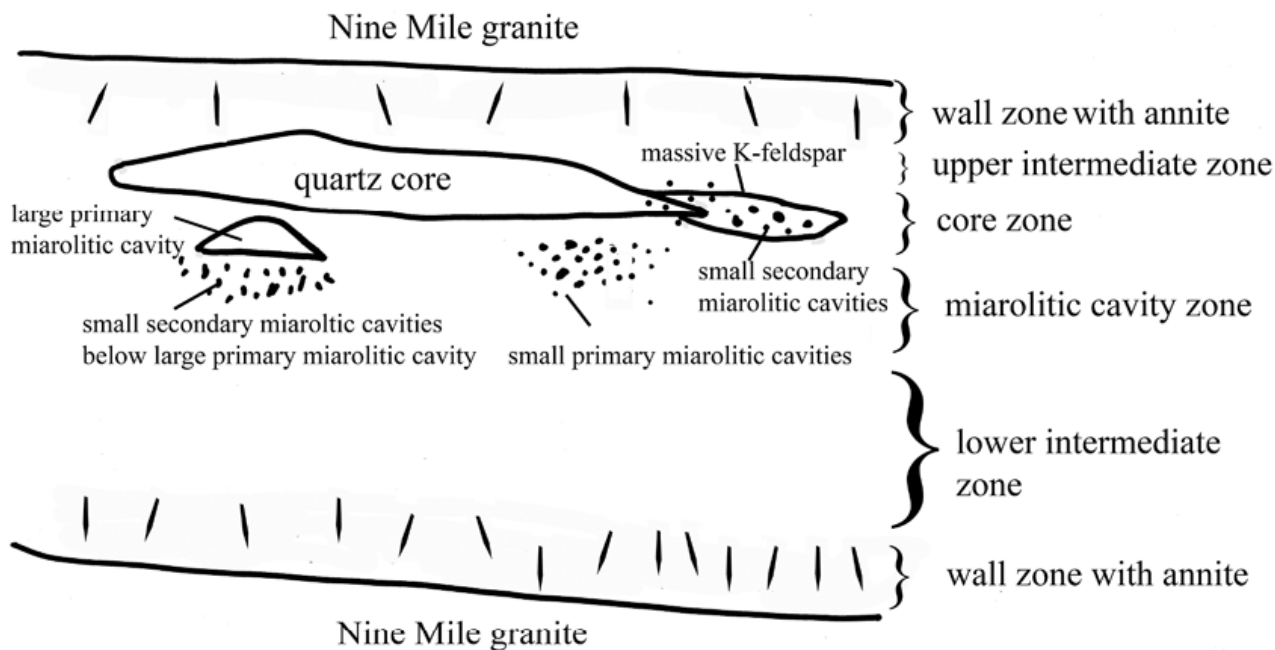
Jedním ze čtyř plutonů Wausau Syenit Complex (WSC) je Nine Mile, mělce uložený alkalický granit a kvarcmonzonit (Myers et al. 1984). Díky těžbě šterku na silniční stavby je zde známo a popsáno přes 950 pegmatitových těles, které tvoří čtyři typy:

Jednoduchá pegmatitová tělesa dosahují délky až 3 m. Kontakt s okolním alkalickým granitem je typicky přechodný. Stavba pegmatitů je jednoduchá: od okrajové zóny tvořené živci, křemenem a biotitem následuje monominerální křemenné jádro, pod nímž jsou obvykle situovány miaroly, jejichž velikost může dosahovat až poloviny tělesa. Dutiny jsou vyplněny krystaly křemene, živců a pseudomorfózami goethitu po sideritu. Mezi akcesorické minerály patří hematit, fenakit, bertrandit, fluorit, apatit, cheralit a Ti-oxidy (hlavně anatas).

Jednoduché dutinové pegmatity jsou obvykle větších rozměrů, ale primitivní zonálnosti a s přechodným kontaktem s okolním granitem. Dutiny o průměrné velikosti 0,5-1,5 cm jsou rozptýleny po celém pegmatitu - jak ve vnější, tak i ve vnitřní zóně a jsou vyplněny krystaly živců a křemene. Typickou a velmi hojnou akcesorií je hematit, méně časté siderit a pyrit, které mohou být zatlačeny goethitem.

Zonální pegmatity patří mezi největší tělesa v NMP. Dosahují velikosti až 100 m. Kontakt s okolním granitem je obvykle ostrý a patrné jsou zchlazené okraje pegmatitů. Okrajová zóna, tvořená křemenem, živci a biotitem je málo zastoupena., u některých žil je asymetricky zbytnělá v podloží žíly oproti nadloží. Podložní část okrajové zóny obsahuje více Na oproti nadložní části, která je bohatší K. Dále se nachází grafická zóna (qz+kfsp) až čistý K-živec a křemenné jádro, na jehož okraji jsou velké desky biotitu. Miarolitické dutiny mohou dosahovat velikosti až 4 m. Jsou umístěny pod křemenným jádrem nebo v grafickém pegmatitu či pod monominerální blokovou

zónou K-živce. V dutinách se kromě křemene a K-živce objevuje také siderit a pyrit (často zatlačené goethitem nebo hematitem), fenakit, bertrandit, ilmenit, anatas, rutil, brookit, zirkon, cheralit, apatit, beryl a fluorit. V mnoha pegmatitových dutinách zde téměř ve finální části vývoje došlo k protržení dutiny vlivem přetlaku v dutině během rychlé dekomprese plutonu. V podmínkách vysokého tlaku a již nižších teplot krystalizoval neuspořádaný sanidin, jehož přítomnost v pegmatitech je ojedinělá (Martin a Falster 1986).



Obr.3: Příčný řez typickým pegmatitem NMP. Mocnost přibližně 1 m (Falster et al. 2012).

Pegmatity postižené vyloužením jsou v podstatě shodné s předchozí skupinou, liší se však zónou leptání křemen-živcového podkladu miarolitických dutin, které jeví jen nevýrazné známky tlakového postižení. V místech postižených loužením, zejména v blízkosti dutin, je křemen téměř úplně odnesen. Směrem od dutin množství křemene roste. Dutiny po křemenu jsou vyplněny paragenézí minerálů ne nepodobné alpským puklinám: adulár, albit, goethit, TiO_2 -minerály, zirkon, xenotim, monazit, almandin aj.

Některé pegmatity z NMP jsou greisenizované a obsahují podle Falstera et al. (2012), kteří uvádí kompletní výčet minerálů, mj. také wolframit (ferberit-hübnerit), kasiterit, topaz, muskovit, zinnwaldit a columbit. Mezi nejčastější minerály miarolitických pegmatitů patří fenakit, bertrandit, fluorit, siderit, hematit, goethit, bastnäsit-(Ce) a -(Nd). Z dalších akcesorií je třeba jmenovat monazit a xenotim.

Ačkoli je z tektonického hlediska WSC a jeho pegmatity jasně anorogenního původu, vykazují jisté odchylky oproti klasickým NYF pegmatitům, např. South Platte. Pro všechny pegmatity ve WSC je typické obohacení Fe, Ti a REE; vyšší obsahy Nb, Zr, Th a F jsou pouze v plutonu Stettin.

8.3.3 Batolit Wiborg, Finsko (Sanchez-Lecumberri et al. 2014)

Intragranitické miarolitické pegmatity ve Finsku jsou vázány na proterozoické (1,67-1,54 Ga) rapakivi plutony Wiborg, Ahve-nanmaa, Laitila a Venmaa. K těmto plutonům ještě patří menší samostatná tělesa. Rapakivi plutony proráží 1,9-1,8 Ga staré horniny Fennoskandie, jsou vázány na extenzní tektoniku a považovány za anorogenní (Rämö a Haapala 2005) nebo postorogenní (Åhäll et al. 2000). Rapakivi plutony mohou být podle stáří rozděleny na starší (1,67-1,62 Ga) jihovýchodní skupinu a mladší (1,59-1,54 Ga) jihozápadní skupinu.

Složením se rapakivi horniny pohybují mezi primitivními fayalit-amfibolickými granity, amfibolickými a biotit-amfibolickými granity, různě frakcionovanými biotitickými granity až alkalickoživcovými granity (místy s topazem). Podle textury jsou rapakivi granity tradičně děleny na *wiborgity* a *pyterlity*.

Wiborgit má velmi dobře vyvinutou rapakivi texturu s velkými ovoidálními alkalickými živci (až několik cm) s plagioklasovým lemem. *Wiborgit* tvoří většinu wiborgského plutonu a je to jeho typová lokalita.

Pyterlit je porfyrická varieta rapakivi granitů, kde však již nejsou živcové ovoidy tak výrazně vyvinuty a většinou jim chybí plagioklasový lem.



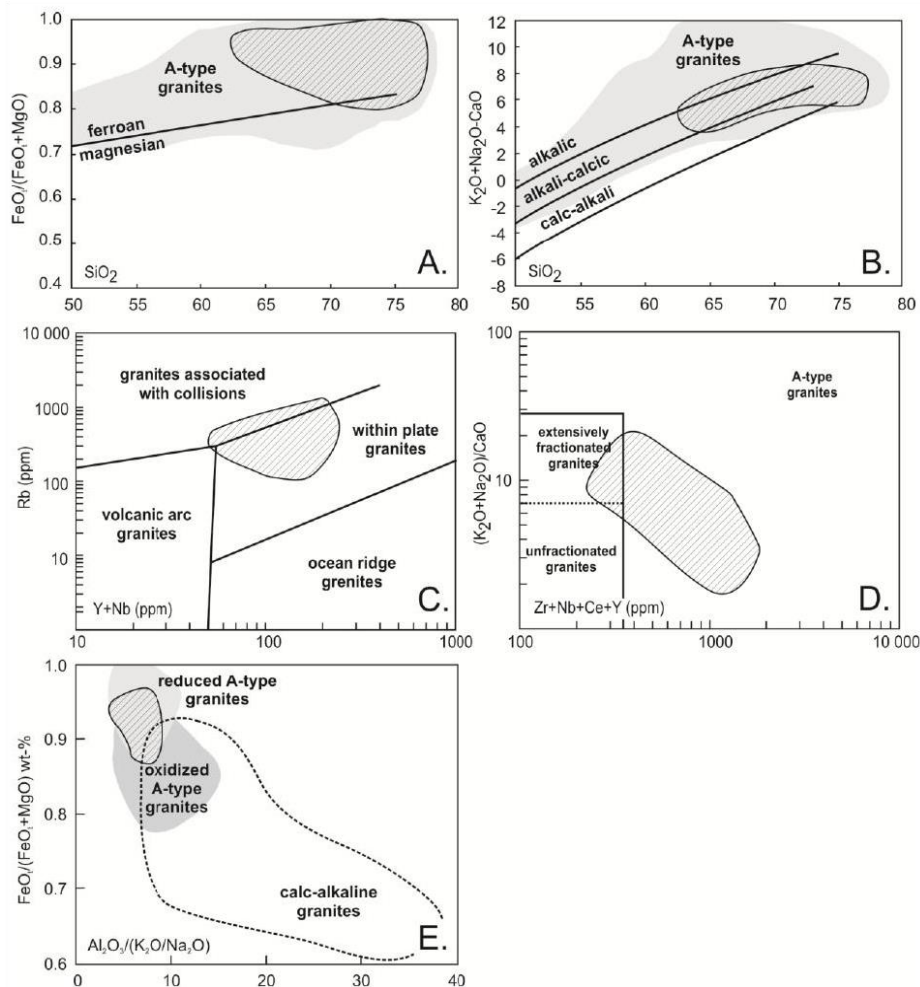
Obr.6 a 7. Vlevo: wiborgit (vlastní rapakivi granit) s plagioklasovými lemy obklopující ovoidální alkalický živec ze Summy. Vpravo: pyterlitický rapakivi granit se slzovitým křemenem a ovoidálním alkalickým živcem bez plagioklasových lemů z Virolahti. Foto: Tapani Rämö.

Další variety jako „stejnozrný rapakivi granit“ a „porfyrický rapakivi granit“ jsou granity s normálními magmatickými texturami. Ovoidy alkalického živce zde však chybí nebo jsou vzácné. Velmi jemnozrná varieta bývá označována jako „rapakivi-aplit“, anortitem bohaté plagioklasové xenokrysty obsahuje „tmavý wiborgit“. Primitivní granity s fayalitem či amfibolem z jihovýchodního Finska bývají nazývány „tirilit“. Běžnou součástí všech rapakivi variet je vysokoteplotní kapkovitý křemen, který slouží jako diagnostický znak pro určení rapakivi granitů, pokud nemohou být rozeznány typické rapakivi textury.

Rapakivi granity asociují s anortozitovými tělesy, které jsou nedostatečně odkryty a indikovány hlavně geofyzikálním průzkumem (Elo a Korja 1993). Rapakivi Fennoskandie patří do AMCG magmatické skupiny (anortozit - mangerit - charnockit - granit).

Geochemicky jsou rapakivi redukované (Dall' Agnol a de Oliveira 2007), metaluminické (až slabě peraluminické), A-typové (Whalen et al. 1987), vnitrodeskové (Pearce et al. 1984) granity s poměrně vysokým obsahem inkompatibilních prvků a alkálií, vysokými poměry FeO/MgO a K₂O/Na₂O (Rämö a Haapala 2005). Podle klasifikace Frosta et al. (2001) spadají rapakivi granity do železem bohatých alkalicko-vápenatých granitoidů (viz obr.8).

Jihovýchodní oblast je tvořena převážně wiborgitem, který obsahuje xenolity a enklávy leukogabronoritů a anortozitů, které podle geofyzikálních měření pluton podestýlají (Elo a Korja 1993, Arponen et al. 2009). Topazové granity reprezentují nejfrakcionovanější horniny (Lukkari 2007). Heinonen et al. (2010a) předpokládá u rapakivi granitů značný podíl korového materiálu, u bazických hornin pak jako zdroj ochuzené plášťové horniny MORB-charakteru.



Obr.8: Rapakivi granity z Finska (šrafované plochy) zanesené v diagramech klasifikace granitů: A-B) Frost et al. (2001), C) Pearce et al. (1984), D) Whalen et al. (1987) a E) Dall'AgnoI a de Oliveira (2007). Podle Rämö a Haapala (2005) a Dall'AgnoI a de Oliveira (2007).

8.3.3.1 Kymi, Summa, Virolahti (Sanchez-Lecumberri et al. 2014)

Ve zdejších lomech byl těžen stejnozrný granit na silniční štěrk a stockscheiderový pegmatit jako zdroj drahokamového topazu. Kontaktní zóna mezi pněm topazového granitu a okolním granitem je často zvýrazněna miarolami pegmatitů (obr.9). Pegmatit tvořící stockscheider je mocný 2-4 m a je tvořen křemenem, alkalickým živcem (včetně *amazonitu*), albitem, *biotitem* a topazem; mezi akcesorie patří turmalín, muskovit, fluorit, monazit, bastnaesit, arsenopyrit a molybdenit.

V lomu u Summy jsou ve wiborgitech malá hnízda dutinových pegmatitů s fluoritem a apofylitem. Poněkud větší pegmatity se nacházejí v pyterlitovém lomu u Virolahti. Pyterlit zde obsahuje živcové ovidy, na nichž však někdy chybí plagioklasový lem. Hlavním tmavým minerálem je *biotit*, hornina obsahuje více SiO₂ než wiborgit. Charakteristické jsou zde až 1,5 m mocné miarolitické pegmatity s fluoritem, turmalínem, kalcitem, někdy topazem a berylem. Neobsahují však muskovit.



Obr.9: Miarolitická dutina v pegmatitu poblíž kontaktu topazového a stejnozrného granitu v lomu, Kymi. Foto: A. Friedrich.

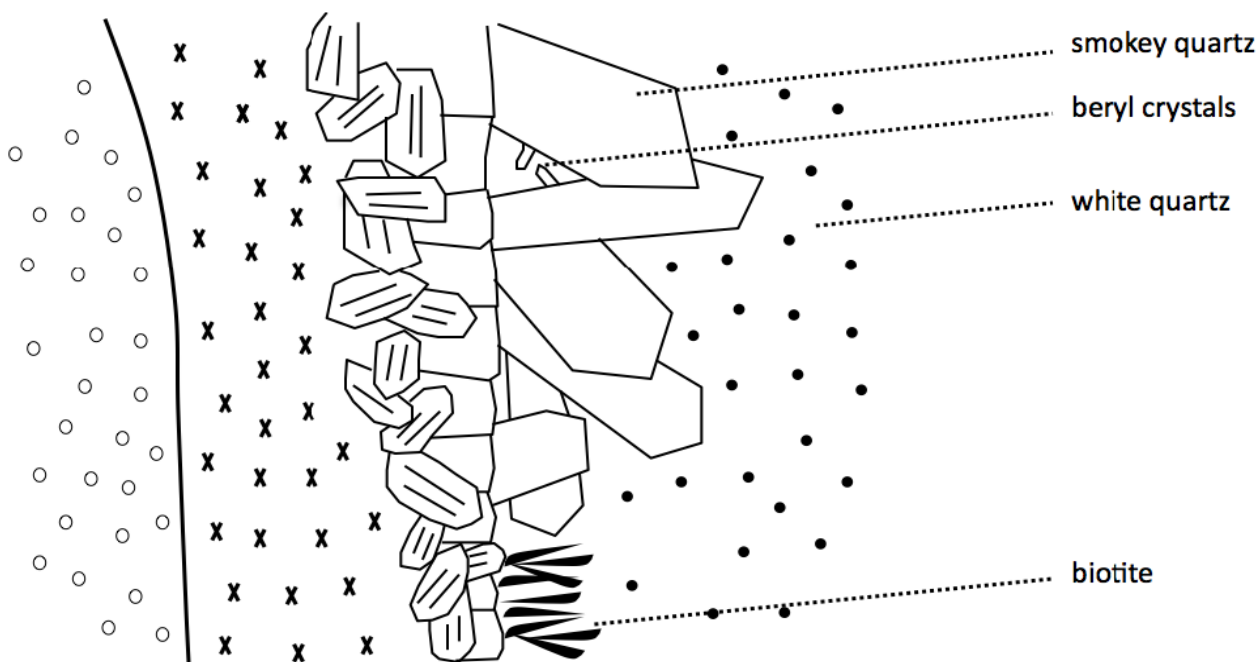
8.3.3.2 Luumäki (Sanchez-Lecumberri et al. 2014)

V r. 1982 zde byl při stavbě silnice nalezen krystal topazu. Bylo zjištěno, že je vázán na pegmatitové těleso křížící komunikaci. O čtyři roky později byl při stavbě v blízké vsi Luotoistenkylä nalezen 260 kg těžký krystal *morionu-záhnědy*, který pravděpodobně pochází z dutiny pegmatitu. Další nalezený materiál zahrnuje albit a mikroklin (Poutiainen 1991). Byla započata těžba berylu, která posléze skončila z ekonomických důvodů r. 1995. V r. 2002 byl však lom na základě průzkumu Lahtiho a Kinnunena (1993) znovu otevřen společností Karelia Beryl, která zde těží drahokamové odrůdy berylu.

Pegmatit (obr.10) se nachází v hrubozrnném rapakivi granitu a jeho stáří je pravděpodobně

1,65 Ga (Simmons et al. 2012). Od kontaktu je pegmatit tvořen okrajovou zónou, grafickou zónou a zónou blokovou, která obsahuje dutiny mezi euhedrálními zrny křemene a živce, na něž jsou vázány až 15 cm velké krystaly drahokamového berylu (zlatý beryl, akvamarín). Nejvíce berylu je v přechodné jednotce clevealanditu s *biotitem* mezi blokovým živcem a křemenným jádrem. Beryl také zarůstá do mikrokrytalického křemene ve výplni dutin. Zdejší beryl je podobný krystalům z pegmatitů ve volyňském plutonu na Ukrajině.

Pegmatit zřejmě krystalizoval z podchlazené taveniny. Růst blokového živce a *biotitu* pravděpodobně může vyznačovat počátek saturace vodných fluid, z nichž následně krystalizovaly dutinové minerály včetně berylu. Mezi dalšími minerály je uváděn topaz, bertrandit, muskovit, margarit, monazit, columbit, mikrolit, euxenit, fluorit, kalcit, hematit aj.



Obr.10: Schématické znázornění pegmatitové žíly v granitu typu Wiborg (kontakt - černá linie). Podle náčrtu Ch. Heinricha převzato ze Sanchez-Lecumberri et al. (2014).

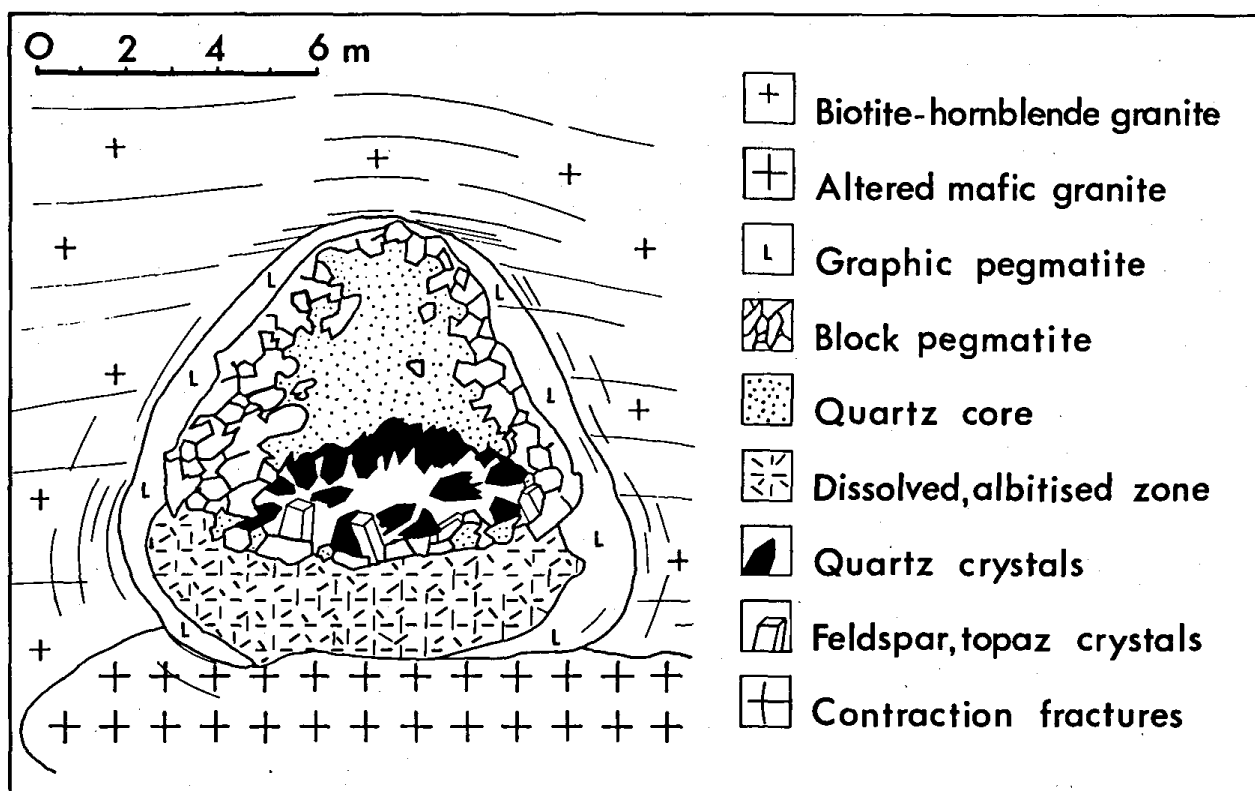
§.3.4 Volyň, Ukrajina

Intragranitické miarolitické NYF pegmatity z oblasti Volyňě na Ukrajině jsou velmi dobře známy díky unikátním mineralogickým nálezům velkých krystalů křemene, živců, topazu a berylu.

Pegmatity jsou kocentrovány v jihozápadní části korostenského plutonu, který je 1900-1600 Ma starý a je složen z amfibol-biotitických rapakivi granitů, gaber, anortozitů a alkalických granitů. Charakteristickými akcesoriemi rapakivi granitů jsou zirkon, fluorit, topaz, apatit, allanit a

titanomagnetit. Tyto horniny jsou charakteristické vysokým poměrem Fe/Mg a vysokými obsahy alkálií, Sn, Mo, REE a F (0,13 - 0,2 hm.% F) (Ivantišin et al. 1964, Galeckij a Zinčenko 1972, Tolstoj et al. 1973).

Pegmatity jsou soustředěny na okraji rapakivi granitů, poblíž gabrových těles, v pruhu širokém 100-1000 m a dlouhém 20 km. Poblíž kontaktu granitů a gabrov došlo k uvolnění fluid kontaminovaných gabry. Prodloužené chladnutí svrchní části granitu nad hluboko uloženým kořenem tělesa a pod ještě nekonsolidovanými gabry vedlo k rozsáhlé segregaci fluid. To bylo také podníceno tvorbou pevného stropu granitového tělesa, který odstínil tlak nadloží a vytvořil tak nízkotlaké prostředí pro stoupající fluida (Kaljužnyj a Gigašvili 1972).



Obr.11: Schématický geologický řez pegmatitem volyňské oblasti (Zacharenko 1971).

Velikost zrn granitu, obsah F, fluoritu a *biotitu* gradačně roste směrem k pegmatitům, které indikují krystalizaci v uzavřeném systému (Stavrov a Bykovová 1961, Mužanovskij et al. 1970), jenž se však v závěrečných fázích krystalizace otevřel vlivem vzniku kontrakčních trhlin. Pegmatity mohou obsahovat dutiny velké až 400 m³ a jsou těženy na křemen, fluorit a drahé kameny (beryl, topaz) (Bailey 1980). Kaljužnaja et al. (1973) kladou důraz na metasomatózu, kterou volyňské pegmatity prošly. Albitizované pegmatity s 5-6,5 hm.% Na₂O obsahují zvýšené obsahy Li, Be, Y, Zr, Nb, Rb a Cs, kdežto mikroklinové pegmatity (2-5,5 hm.% K₂O) jsou obohaceny Ca, Be, Ba a Sr.

Pegmatitové zóny vznikly v teplotním rozmezí 700-600°C při mírně zvýšeném pH, které směrem do miaroly klesalo. V této fázi došlo ke vzniku zonality a první albitizaci. V dutině

krystalizují křemen, mikroklin a albit. V první kyselé fázi (600-500°C, pH=6-5) pokračuje albitizace a krystalizuje čirý křemen s topazem. První alkalická fáze (500-400°C, pH=9,2-7,5) je reprezentována ranou mikroklinizací, loužením výplně miaroly a krystalizací křemene-*záhnědy a morionu*. Druhá kyselá fáze (500-300°C, pH=6,5-4,2) se projevuje albitizací, F-metasomatózou, prokřemeněním a kaolinitizací. Dochází ke krystalizaci *cleavelanditu*, fenakitu, berylu, topazu, protolithionitu, columbitu, kryolitu, turmalínu, molybdenitu a sideritu. V druhé alkalické fázi (350-250°C, pH=8-7) krystalizují další generace horninotvorných minerálů, karbonáty, fluorit, bertrandit, montmorillonit-muskovit, kasiterit a hematit a dochází k oxidaci Fe^{2+} na Fe^{3+} . Závěrečná kyselá fáze (<250°C, pH=7-5,5) zahrnuje procesy kaolinitizace a silicifikace a také krystalizaci fluoritu, adularu, pyritu a opálu (Zacharenko 1971, Kaljužnyj a Gigašvili 1972).

8.3.5 Gross Spitzkoppe, Namibie (Frindt et al. 2004)

Granitický pluton Gross Spitzkoppe proráží metasedimentární horniny a syn- až postorogenní granity damarského orogenu (stáří 640-460 Ma). Společně s Klein Spitzkoppe je GS součástí centrální zóny damarské magmatické provincie, která je tvořena více než 20 subvulkanickými tělesy a s nimi spjatými bimodálními žilnými roji o stáří 137-123 Ma (Milner et al. 1995, Renne et al. 1996). Komplex hornin variuje od granitů s mafickými horninami na pobřeží Atlantiku až po peralkalické a karbonatitové horniny zhruba 250-300 km ve vnitrozemí.

Pluton GS zabírá plochu asi 30 km². Ostře proráží a místy brekciuje horniny damarské série. Samotné horniny GS jsou středně až jemněji zrnité na okraji, hrubozrnné biotitické granity a porfyrický granit v centru intruze, kde se také nachází malá kupole porfyrického mikrogranitu. Granity jsou proráženy četnými žilami aplitů a porfyrických mikrogranitů, které místy asociují s pegmatity a dutinami. Další pegmatity jsou také v „stockscheideru“, až 10 m mocném hrubozrnném aplit-pegmatitovém lemu plutonu.

Horniny GS kromě porfyrického mikrogranitu a kyselých žil jsou slabě peraluminické (ASI = 0,95-1,06) a subalkalické ($\Sigma Na_2O+K_2O = 7,8-9,5$ hm.%). Obsah SiO_2 se pohybuje mezi 74,4-77,3 hm.%. Porfyrický mikrogranit a acidní žíly obsahují 76,5-78,6 hm.% SiO_2 a poměr Na_2O/K_2O je téměř blízký 1 (ASI = 1,12). Podle klasifikace Frosta et al. (2001) jsou granity GS železem bohaté, alkalicko-vápenaté až vápenato-alkalické a peraluminické. Patří mezi F-bohaté, topazové a nízkofosforové granity (Taylor 1992, Christiansen et al. 1988, Johnston a Chappell 1992, Haapala 1997). Nízké jsou obsahy Ti, Ca, Mg, Mn a P; naopak zvýšené jsou obsahy Rb (446-931 ppm), Zr (140-306 ppm), Ga (24-44 ppm), Th (14-99 ppm), U (7-28 ppm), Li (58-197 ppm), dále i Nb (60-130 ppm), Ta (3-15 ppm), W (2-8 ppm), Be (3,5-14 ppm), avšak obsahy Sn (4-26 ppm) jsou nižší než u typických Sn-granitů. Všechny variety granitů GS jsou obohaceny o LREE s výraznou Eu-anomálií ($Eu/Eu^* = 0-0,23$), rysem indikujícím vyvinutý granit. Termometrie založená na saturaci

zirkonu poskytuje max. teploty u hrubozrnného granitu 830-850°C, u středně zrnité a porfyrické variety 740-840°C.

Středně zrnitý granit tvoří vnější okružní plutonu podél vnitřního kontaktu s stockscheiderem v mocnosti až 150 m. Občas tento granit zasahuje až do okolních hornin a vysílá do nich krátké apofýzy. Zrnitost je mezi 2-5 mm. Granit je tvořen křemenem, perthitickým alkalickým živcem, kyselým plagioklasem a *biotitem* (65-84% siderofyllit), mezi akcesorie zde patří topaz, fluorit, zirkon, monazit a magnetit. Albit bývá částečně alterován na směs topazu, křemene a sericitu. *Biotit* může obsahovat inkluze fluoritu, magnetit, monazitu a zirkonu. Magmatický topaz je přítomen jako malé inkluze v plagioklasu a křemeni nebo jako pozdnější minerál krystalizující v době mezi plagioklasem a biotitem.

Hrubozrnný biotitický granit tvoří až 70% výchozů plutonu. Je stejnoměrně zrnitý; velikost zrna se pohybuje mezi 10-20 mm. Kontakt se středně zrnitou varietou je místy ostrý, místy přechodný. Hornina je prorážena četnými žilami aplogranitů. Bylo v ní nalezeno několik dutinových pegmatitů o velikosti až 2 m. Miarolitické dutiny a hydrotermální žilky jsou řídké. Granit je tvořen euhedrálním křemenem, perthitickým alkalickým živcem, albitem a *biotitem*. Světlé součástky mohou tvořit téměř monominerální shluky. Agregáty *biotitu* (siderofyllitu) obsahují inkluze fluoritu, magnetitu a zirkonu a mohou být alterovány na světlou slídu.

Porfyrický biotitický granit tvoří asi 25% výchozů a je soustředěn hlavně na centrální partie plutonu. Základní jemnozrnná aplitická hmota (qz+kfsp+ab+fl+tpz+znw?) obklopuje až 5 cm vyrostlice alkalického živce a křemene. Jsou v ní také miarolitické dutiny. Granit je tvořen křemenem, alk. živcem, v jádrech alterovaným albitem. *Biotit* (siderofyllit) obsahuje jako inkluze magnetit a zirkon. Běžnou akcesorií je topaz, jak primární, tak i zatlačující albit.

Stockscheider je typicky vyvinut jako páskovaná hornina se střídáním aplitových a pegmatitových poloh. Růstové textury indikují krystalizaci z podchlazené taveniny (Frindt a Haapala 2004). Středně zrnitý granit je na kontaktu se stockscheidrem bohatý na dutiny a pegmatity.

Pegmatity se vyskytují také v rámci až 20 m mocných mikrogranit-aplit-pegmatitových žil, v nichž tvoří výše položené partie (Frindt a Haapala 2004). Jsou tvořeny běžnými horninotvornými minerály a jako akcesorie obsahují *biotit* (siderofyllit), topaz, fluorit a zirkon. Siderofyllit obsahuje až 1,13hm.% Li₂O. Dutiny jsou vyplněny krystaly křemene, živců, berylu a topazu. V jediné miarole byl zjištěn Nb-obohacený ilmenit (4,5 hm.% Nb₂O₅).

Nedaleký masiv Klein Spitzkoppe stejného stáří je známý atraktivními ukázkami fluoritu, berylu, fenakitu a bertranditu z miarolitických pegmatitů (Jacobson 2013).

8.3.6 El Portezuelo, Argentina (Colombo et al. 2010)

V oblastech západní Argentiny se nachází početná tělesa A-typových granitů karbonského stáří (Dahlquist et al. 2010). Jedním z nich je pluton El Portezuelo, který je situován v departmentu Belén, provincii Catamarca. Je velmi podobný o 15 km jižněji ležícímu plutonu Altohuasi a jsou společně často nazývány pluton Papachacra. Pluton El Portezuelo vychází na povrch v ploše 16,5 x 7,5 km. Je obklopen horninami metamorfovanými ve facii zelených břidlic (fylity, mramory) a ortorulami. Granity EP spadají v QAP diagramu (Le Maitre et al. 2002) do pole monzogranitu až syenogranitu. Jsou složeny z křemene, alkalického živce (ortoklas a mikroklin) a plagioklasu (albit-kyselý oligoklas). Mezi akcesorie patří annit-siderofyllit, fluorit, topaz, zirkon, thorit, monazit, xenotim, apatit, ferrocolumbit, ilmenit, rutil a uraninit.

Granity EP jsou metaluminické (ASI~1,0), s vysokým obsahem SiO₂ (> 75 hm.%) a poměrně nízkými obsahy Al₂O₃ (~12 hm.%), Fe₂O₃^{TOT}, CaO a TiO₂. Také P (<0,03 hm.% P₂O₅) a MgO (<0,06 hm.%) jsou nízce zastoupeny. Obsah alkálií je ~8,5 hm.% (Σ Na₂O+K₂O). Relativně vysoké obsahy mají Rb (545-730 ppm), Nb (69-109 ppm), Th (51-80 ppm) a U (9-31 ppm); naopak nízké jsou obsahy Sr (5-27 ppm), Ba (4-105 ppm) a Eu (max. 0,37 ppm).

Granity EP mohou být charakterizovány jako nízkofosforové (Taylor 1992), anorogenní podle Whalena et al. (1987) a Collinse et al. (1982). Stáří není přesně známo, k vmístění došlo pravděpodobně v období svrchní devon-karbon (Rossello et al. 2000).

V granitech jsou hojně rozptýleny miarolitické dutiny, nepravidelná pegmatitová tělesa a malé aplopegmatitové žíly. Aplopegmatity jsou dlouhé několik m a max. několik desítek cm mocné. Obsahují četné malé dutiny. Miarolitické pegmatity obsahují dutiny obvykle kolem 20 cm velké, největší zjištěná měřila 1,5 m. Miaroly jsou koncentricky obklopeny granitem s nízkým obsahem *biotitu* a grafickou zónou. V centru se kromě dutiny nachází jádro z křemene, mikroklinu a mladšího albitu. Prostor dutiny může být zcela zaplněn křemenem a turmalínem. Jinak je výplň tvořena krystaly záhněd, bílého až modrého albitu a mikroklinu. Mezi další minerály dutin patří topaz, fluorit, rutil, minerály skupiny pyrochloru a columbitu, hematit, ilmenit, monazit-(Ce), zirkon, thorit, xenotim-(Y) a turmalín (skoryl-foitit). Nejhojnějším minerálem dutin je bezbarvý, nažloutlý až růžový mikroklin; *amazonit* nebyl zjištěn. Složení slíd se mění od granitu (annit-siderofyllit) přes vnější zóny pegmatitu (siderofyllit) po jádro (do 2 hm.% Li₂O a 5,69 hm.% F) a dutinu, kde jsou zonální slídy o složení zinnwalditu až polyolithionitu (až 4 hm.% Li₂O a 8,3 hm.% F). Přítomen je také sekundární muskovit. Pegmatity krystalizovaly z taveniny poměrně bohaté fluorem, což dokazuje také velké zastoupení tohoto prvku v některých minerálech, jako fluorit, skoryl, topaz, slídy a mikrolit (Colombo 2007, Colombo et al. 2009).

Podle klasifikace Černého a Ercita (2005) je možno označit pegmatity EP jako NYF, MI-REE, snad gadolinit-fergusonitového subtypu.

8.3.7 White Mountains, New Hampshire, USA

Magmatická provincie White Mountains (WMIP - White Mountains igneous province) je složena z plutonů, ringových komplexů a vulkanitů protažených v ose v SSZ směru napříč Novou Anglií (Creasy a Eby 1993). Byly zde rozeznány čtyři horninové asociace (Creasy 1974, Eby 1987): 1) alkalické syenity-kvarcsyenity-granity; 2) subaluminické biotitické granity; 3) gabra-diority-monzonity; 4) syenity-nefelinické syenity. K magmatické aktivitě došlo ve dvou periodách, mezi 200-165 Ma a 130-115 Ma (Eby et al. 1992). Tyto dvě etapy dávají McHone a Butler (1984) do souvislosti s otevíráním severního Atlantiku. Podle klasifikace Loiselle a Wonese (1979) patří tyto granitoidy do A₁-typu, tedy do pole anorogenních riftů. Ve starší periodě došlo ke vzniku přesycených subaluminických až peralkalických hornin asociace 1) včetně batolitu White Mountains (Creasy a Eby 1993).

Batolit White Mountains pokrývá plochu asi 1000 km² a je z 97% tvořen granity a kvarcsyenity; zbytek je tvořen vulkanickými ekvivalenty těchto hornin. Velká část batolitu je budována růžovým, středně zrnitým, subalkalickým biotitickým granitem (pluton Conway) a zeleným, středně zrnitým, subalkalickým až peralkalickým amfibolickým granitem (pluton Mount Osceola). Batolit White Mountains pravděpodobně intrudoval v podobě 1,5 km mocného plochého tělesa do hloubky přibližně 1-2 km (Creasy a Eby 1993).

Pluton Mount Osceola (stáří 186 Ma) je hypersolvní granit, který je složen z mikroperthitu, křemene, hastingsitu a annitu. Fayalit a Na-ferrohedenbergit jsou vázány na reakční lemy hastingsitu. Charakteristickými akcesoriemi jsou allanit, titanit, zirkon, fluorit, ilmenit a monazit. Místy mohou být hojné miarolitické dutiny (až 6x8 cm). Nepravidelná pegmatitová tělesa (5-20 cm) jsou ve výchozech plutonu velmi hojné. Přítomny jsou i žíly aplitů a křemene.

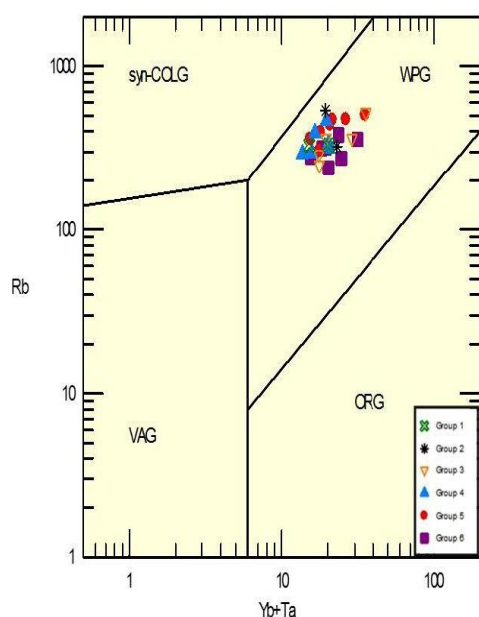
V peralkalických granitech, složených z mikroperthitu, křemene, riebeckitu-arfvedsonitu, *biotitu* a astrofyllitu, jsou při kontaktu s granitem Mount Osceoly přítomny miarolitické pegmatity; obsahují až 5 cm velké krystaly riebeckitu, fayalit a ferrohedenbergit (Creasy a Eby 1993).

Granit Conway je středně až hrubozrnný, růžový, biotitický granit. Množství mikroperthitu obvykle převyšuje množství oligoklasu (průměrně 4-5:1, Creasy 1974). *Biotit* je zastoupen annitem (Ann₉₀). Amfibol je podřízeně zastoupen, fayalit a ferrohedenbergit chybí. Poblíž okraje intruze jsou poměrně časté, od několika mm do několik m velké, miarolitické dutiny s krystaly *záhněd* a živců (Creasy a Eby 1993). Gillson (1927) uvádí dva typy pegmatitových miarol: menší, sevřené miaroly s albitem, vzniklé rozpuštěním solidního pegmatitu (tedy sekundární) a větší, primární dutiny (o velikosti až 45 cm) s krystaly živců a *záhněd*. Akcesorickými minerály pegmatitů je allanit, ilmenit a zirkon, v dutinách je přítomen také fluorit, chlorit („strigovit), kalcit, brookit, pseudomorfózy hematitu po sideritu a vzácný apatit.

V diplomové práci Camp (2011) je uvedena detailní mineralogie i geochemie pegmatitů

White Mountains, avšak chybí zde popis staveb, směru i zonality. Pegmatity řadí do miarolitické třídy (MI-REE). Z akcesorických minerálů je nejčastější zirkon (3-5 hm.% HfO₂), fluorit (slabě obohacený REE), ilmenit (do 10 mol.% MnTiO₃) a místy monazit-(Ce). Vzácné až velmi vzácné jsou allanit-(Ce), ferrocolumbit, euxenit, fergusonit, bastnaesit, thorit a xenotim-(Y).

Jacobson (2013) uvádí jako hlavní oblast výskytu miarolitických pegmatitů v granitu Conway okolí Moat Mountains s kvalitními ukázkami fluoritu v dutinách s krystaly záhněd, mikroklinu, albitu a topazu.



Obr. 12: Tektonický diskriminační diagram Rb/Yb+Ta pegmatitů White Mountains (Camp 2011).

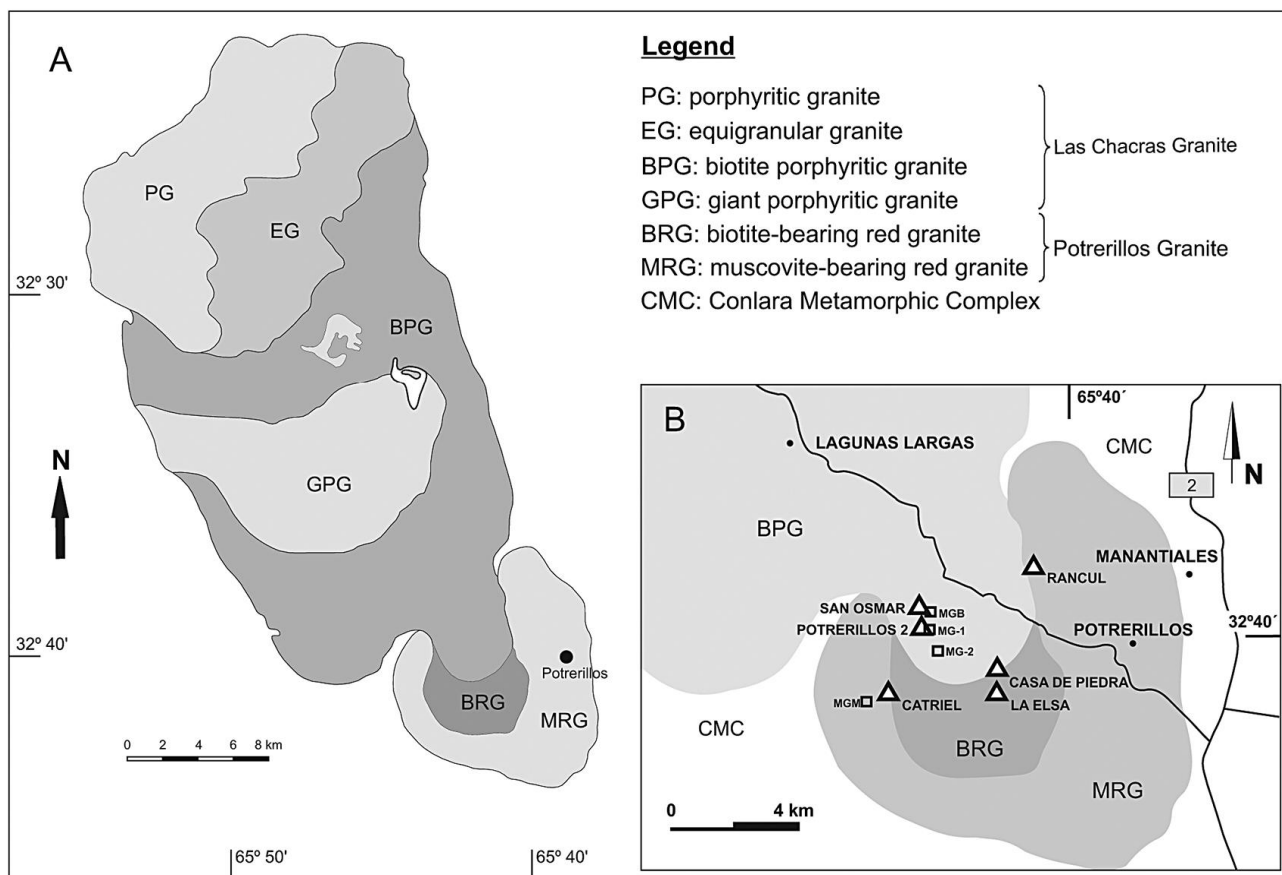
South Baldface Mountain

Koncem 19.stol. byly nalezeny hojné krystaly topazu a fenakitu na východním úbočí South Baldface Mountain, přibližně v 870 m.n.m. Podle zprávy Billingse (1927) pochází tyto nálezy z přibližně 1,5 m velké dutiny v satelitním tělese alkalického granitu White Mountains. U složení pegmatitu tentýž autor uvádí pouze alkalický živec, *biotit* a křemen (*záhněda*). Topaz tvoří až 9 cm velké, různě zbarvené krystaly. Fenakit je menší a vejčitého tvaru.

3.3.8 Las Chacras-Potreriillos pluton, Argentina (Lira et al. 2012)

Intragranitické miarolitické pegmatity plutonu Las Chacras-Potreriillos (LCP) se nacházejí nedaleko vsi Potreriillos ve střední Argentině. LCP proráží kambrické metasedimenty Complejo Metamórfico Pringles na západě a Complejo Metamórfico Conlara na východě. LCP je tvořen především monzogranity, méně granodiority a syenogranity (Brogioni 1997, 1982; López de Luchi et al. 2001). Hloubka vmístění je odhadována podle různých autorů na 10-14 km a teplota vmístění na 720±15°C (Brogioni 1997, López de Luchi et al. 2007). Těleso intrudovalo za anorogenních podmínek v období devonu-karbonu během tzv. achalského magmatického eventů.

Ačkoli horniny LCP nebyly datovány, na základě terénních pozorování lze tvrdit, že pluton Potrerillos je mladší než hlouběji vmístěný pluton Las Chacras (Lira et al. 2012). Pluton Potrerillos je tvořen především červeně zbarveným, hrubozrnným monzogranitem. Při kontaktu s okolními metamorfity stoupá obsah muskovitu, zatímco směrem do centra intruze roste množství biotitu.



Obr.13: Batolit Las Chacras-Potrerillos. A: rozdělení batolitu na plutony a typy granitu (podle Siegesmunda et al. 2004); B: lokality studovaných pegmatitů (trojúhelníky) a granitů (čtverce). Užitá zkratky a terminologie jsou podle Siegesmunda et al. (2004).

Veškeré horniny obsahující pegmatity jsou monzogranity, mezi nimiž lze definovat porfyrickou varietu (MG-1 a MG-2). Jedná se šedé až žlutohnědé horniny s hrubozrnnou základní hmotou, která je tvořena kyselým plagioklasem, křemenem a *biotitem* s až 4 cm velkými vyrostlicemi K-živce. Tato varieta odpovídá typu BPG Siegesmunda et al. (2004). Křemen undulózně zháší a je částečně deformován. Mikroklin je perthitický a částečně může být alterován na světlé slídy. Akcesorické minerály jsou zastoupeny apatitem, monazitem-(Ce), zirkonem, allanitem-(Ce), magnetitem a dvěma generacemi titanitu. Alterační fáze zahrnují albit, kalcit, rutil a fluorit. Stejnozrnná varieta (MGM) je jemnozrnný až středně zrnitý, růžový leukomonzogranit tvořený křemenem, K-živcem, plagioklasem a sekundárním muskovitem a odpovídá MRG typu ve smyslu Siegesmunda et al. (2004). Mezi akcesorie patří zirkon, apatit, magnetit a biotit, další fáze,

charakteristické pro porfyrické variety, zde chybí. Subsolidové alterace zahrnují muskovitizaci biotitu a rozklad plagioklasu na kalcit a albit (Lira et al. 2012).

Horniny jsou metaluminické (ASI=1), případně až slabě peraluminické (MG-1,2 a MGM), kde ASI=1,05 a 1,07. Horniny bez muskovitu obsahují kolem 71 hm.% SiO₂, 14 hm.% Al₂O₃, 7-8 hm.% Σ Na₂O+K₂O, do 2 hm.% Fe₂O₃, do 2 hm.% CaO. Obsahy Ti, Mg a P jsou vesměs nízké. Množství F kolísá kolem 0,1 hm.% F. Červený granit MGM obsahuje kolem 75 hm.% SiO₂, ostatní hodnoty jsou ve srovnání s metaluminickými typy srovnatelné až na nižší obsah CaO (0,74 hm.%). Biotitem bohatší porfyrické variety jsou chudé Nb, Rb, Th a REE a obohacené P, Zr, Sr, Ba a LREE oproti MGM. Průměrně obsahy Ba (612 ppm), Sr (256 ppm), Rb (150 ppm) a Cs (11 ppm) jsou blízké hodnotám pro A-typové granity (London 2008) s výjimkou Sr, jehož hodnoty trojnásobně překračují tento průměr a kopírují hodnoty I-granitů. Na druhou stranu jsou vzorky MG-2 a MGM silně ochuzeny o Sr až na svrchnokorový průměr. Obsahy F jsou celkově nízké. Celková koncentrace REE je vyšší v biotitických porfyrických varietách (353-409 ppm) než v MGM leukogranitu (303 ppm). Datací stáří pegmatitů je několik, všechny udávají starovariské stáří: muskovit z pegmatitu San Osmar 359 ± 12 Ma (Galliski a Linares 1999), K/Ar datace muskovitu v pegmatitu z plutonu Las Chacras 348 ± 8 Ma (Siegsmund et al. 2004) a biotitu 357 ± 7 Ma. Tato stáří jsou v dobré shodě s K/Ar datacemi chladnutí hornin LCP (362 ± 8 Ma a 352 ± 7 Ma; Siegesmund et al. 2004).

Pegmatity tvoří obvykle několik metrů mocná tělesa hlízovitého tvaru a lze u nich rozeznat vnější, vnitřní a jadernou jednotku.

Běžnými akcesoriemi pegmatitů jsou *biotit* v podobě 5-10 cm velkých, černých lupenů a řídký muskovit. Běžný je také černý turmalín, 5-7 cm velké, žlutohnědé sloupce berylu s turmalínem v albitu nebo v křemenu a fluorapatit. V pegmatitu Potrerillos-2 jsou přítomny až 4 cm velké sloupce allanitu-(Ce) a řidší monazit-(Ce). V některých dalších pegmatitech byly nalezeny (Nb)-rutil, ilmenit, hematit, pyrit, U-pyrochlor; pegmatit Casa de Piedra navíc obsahuje vzácný scheelit, molybdenit a bismutinit (Lira et al. 2012).

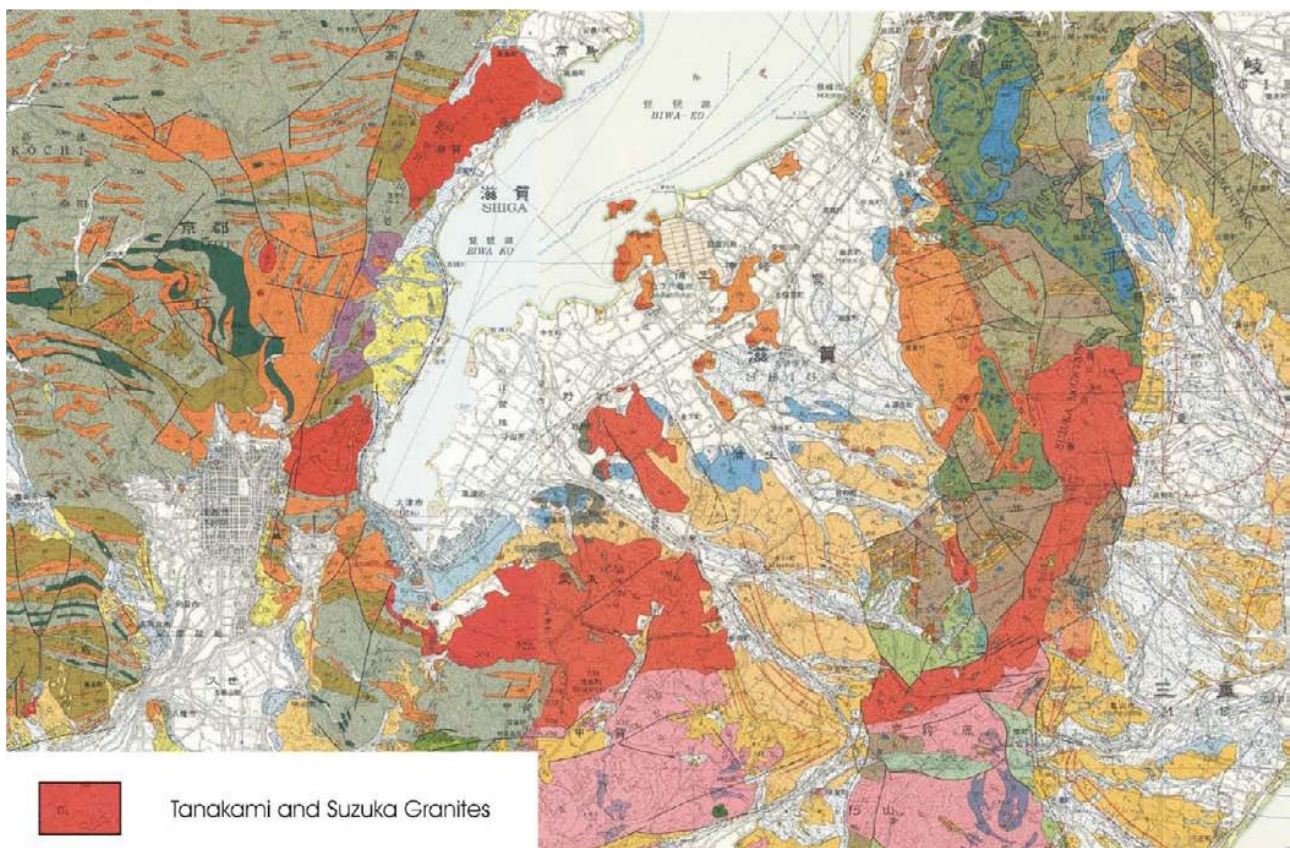
8.3.9 Tanakamiya, prefektura Shigu, Japonsko

Hora Tanakami (přibližně 600 m vysoká) je tvořena stejnojmenným granitem a nachází se nedaleko Kjóta na hlavním japonském ostrově Honšú. Společně s oblastmi Hirukawa-Mura a Fukušima patří mezi nejdůležitější japonské zdroje pegmatitových vzorků, topazu a je typovou lokalitou Li-Mn-slídy masutomilitu (Harada et al. 1976, Rakovan et al. 2009). Pluton Tanakami je obnažen na ploše přibližně 20x8 km. Je největší a nejjižněji odkrytou intruzí z několika, které asociují s křídovou kalderou Biwa (Sawada et al. 1994).

Většina těchto hornin intrudovala do jurských sedimentů akrečního klínu (Hashimoto et al.

2000). Společně s plutonem Naegi vznikl tento pluton subdukcí pacifické desky pod eurasijskou (Kinoshita 1999) a jsou považovány společně za I-typové granity (Ishihara a Wu 2001).

Pluton je tvořen biotitickým granitem s vysokým obsahem SiO_2 (73,3-76,7 hm.%), alkálií (8-9 hm.% $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$) a poměrem Rb/Sr. Granit je rovněž obohacen REE, jejichž obsah roste s rostoucím množstvím F a Li směrem do centra intruze (Ishihara et al. 2005). Rb/Sr stáří horniny je $79,5\pm 9$ Ma (Morioka et al. 2000). Intragranitické miarolitické pegmatity tvoří nepravidelná tělesa s lemem grafického pegmatitu a centrem vyplněným krystaly křemene, mikroklinu, topazu, berylu, muskovitu, albitu, skorylu a milaritu. Jedna z největších miarolitických dutin v granitu Tanakami byla nalezena r. 1974 a měřila na délku 6,5 m a v nejširším místě 1,6 m na šířku. Dutina poskytla velké množství velkých krystalů topazu (až 6 kg) a až 30 cm velké krystaly *záhněd* (Obayoshi 2000). Slídy tvoří až 10 cm velké a 1 cm tlusté zonální tabulky: v centru je masutomilit a na okrajích (Mn-) zinnwaldit. Masutomilit z Tanakamiyamy obsahuje 8,12 hm.% MnO; 4,45 hm.% Li_2O ; 1,54 hm.% Rb_2O a 7,04 hm.% F (Harada et al. 1976).



Obr. 15: Geologická mapa okolí Tanakamiyamy. Částečně dochovaný ringový komplex křídového stáří zahrnující granit Tanakami vymezuje prostor kaldery Biwa.

Mineralogie zdejších pegmatitů je poměrně jednoduchá a je NYF afinity. Hlavními minerály jsou mikroklin (až *amazonit*), albit, křemen, beryl (akvamarín), topaz, muskovit, *zinnwaldit* a

masutomilit. Z akcesorických minerálů jsou známy allanit-(Ce), almandin, kasiterit, columbit, euxenit-(Y), fergusonit-(Y), fluorit, gadolinit-(Y), hingganit-(Y), monazit-(Ce), samarskit-(Y), wolframit a zirkon (Rakovan 2008).

8.3.10 Hirukawa-Mura, prefektury Gifu a Nagano, Japonsko

Pegmatity v této oblasti jsou vázány na středně zrnitý biotitický granit Naegi. Je složen z křemene, perthitu, oligoklasu a biotitu; z akcesorií obsahuje apatit, allanit, monazit, zirkon, thorit, rutil, fergusonit, ilmenit a fluorit (Suzuki 1987). Stáří plutonu se pohybuje kolem 70 Ma (K/Ar: 64-68 Ma, Shibata et al. 1962; 65-72 Ma, Kawano a Ueda 1966; Rb/Sr: 72 Ma, Shibata a Ishihara 1979). Obsah SiO_2 je vysoký (prům. 76,79 hm.%), množství Al_2O_3 je kolem 12,75 hm.%, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} \sim 8,5$ hm.% ($\text{K} > \text{Na}$), $\text{ASI}=1,04$ (Ishihara a Chappel 2007).

Intragranitické miarolitické pegmatity obsahují jako výplň dutin křemene, albit, mikroklin, muskovit, biotit, (Mn-)zinnwaldit, fayalit, skoryl, beryl, topaz, fluorit, zirkon, xenotim, kasiterit, chabazit, stilbit (Shibata 1939), stokesit, titanit a wodginit (Miywaki et al. 1987). Zajímavé jsou nodule fayalitu, které obsahují také magnetit, annit a protoferroantofylit (Sueno et al. 2002).



Minerály z Tanakimiyamy, foto Terry Huizing.

Obr. 15 (vlevo): Mikroklin zdvojitelný podle bavorského zákona se záhnědami a albitem, výška 8 cm, harvardský vzorek č. 84695.

Obr.16 (uprostřed): beryl, var. akvamarín, výška 6,2 cm, harvardský vzorek č.88294.

Obr.17 (vpravo): 7 cm velký krystal topazu s ortoklasem, harvardský vzorek č. 103077.

8.4 Další lokality (Jacobson 2013)

Mezi další, méně známé lokality intragranitických miarolitických NYF pegmatitů patří dále Santa Teresa Mountains, Arapaiva district v Arizoně. Mateřským granitem je biotit-amfibolický granit „Main batholith“ Santa Teresa Mountains, což je mělká intruze terciérního stáří. Nejvýznamnějšími minerály těchto pegmatitů jsou fluorit, křemen, mikroklin a beryl. Krásné ukázky fluoritu, ortoklasu, berylu, topazu a muskovitu poskytují pegmatity z granitu Erongo v Erongo Mountains v Namibii, který je opět granitem typu A. V Číně produkují pegmatity v granitickém plutonu Baishishan v okolí vesnic Tongbei a Yunling (prefektura Zhangzhou) hlavně fluorit, spessartin a helvín.

8.5 Miarolitické pegmatity LCT

LCT pegmatity tvoří miarolitická tělesa podstatně méně než NYF pegmatity a také jsou daleko méně intragranitické, což platí u většiny známých více či méně miarolitických LCT pegmatitů (např. Pala, Murzinka, Stak Nala, aj.). Asi jedinou známou lokalitou, kde jsou LCT miarolitické pegmatity uloženy, je Elba, proto zde ani více nerozvádím klasifikaci MI-Li pegmatitů (ve smyslu Ercita a Černého, 2005 a Černého et al., 2012).

8.5.1 Elba, Itálie

Západní část ostrova Elba je tvořena plutonem Monte Capanne, který je 6,7-6,9 Ma starý (Rb/Sr; Ferrara a Tonarini 1985). Na něj jsou úzce vázána aplit-pegmatitová tělesa vyplňující mladší pukliny směru SSV-JJZ. Tyto žíly často prorážejí okraj plutonu do okolních metamorfítů (Aurisicchio et al. 2002). Jedná se o miarolitické LCT pegmatity, které jsou zčásti intragranitické.

Převažující horninou plutonu je slabě peraluminický, středně zrnitý monzogranit tvořený křemenem, zonálním plagioklasem (An_{40-12}), K-živcem, biotitem, akcesorickým apatitem, zirkonem, titanem, turmalínem, ilmenitem, sekundárním chloritem, sericitem a kalcitem. Méně je zastoupen také granodiorit. Při okrajích plutonu, v leukogranitech a „vyvinutých fázích“, tj. mikrogranitech, aplitech a pegmatitech jsou vyvinuty velké porfyrické vyrostlice K-živce (Poli et al. 1989). Podle těchto autorů jsou různé facie plutonu výsledkem mixingu peraluminického magmatu vzniklého parciálním tavením metasedimentárních hornin a porcí bazického magmatu plášťového původu potasické afinity, které prošly frakční krystalizací (Poli et al. 1989). Soudě podle modálního složení, geochemie, morfologie zirkonů (Pupin 1976, 1980) a hojných mafických mikrogranulárních enkláv, je pluton vápenato-alkalické povahy. Na druhou stranu hojné xenolity bohaté Al-fázemi, přítomnost cordieritu a určité geochemické rysy (Th/Ta, Th/U, La/Ta) jsou typické pro peraluminické granitoidy (Bussy 1990). Pluton Mt. Capanne intrudoval a deformoval horniny tektonické série IV ve smyslu Kellera a Pialiho (1990), která je zastoupena ofioly,

radiolarity, vápenci a flyšem. Intruze má rovněž velmi dobře vyvinutou kontaktní aureolu v podobě amfibolických rohovců (Pezzotta 2000).

Žilný doprovod představují tělesa leukogranitů a aplitů, která mají směr S-J a uklánějí se 30-75° k V a dále aplit-pegmatitová tělesa se světoznámými miarolitickými dutinami vyplněnými euhedrálními krystaly několika minerálů (Orlandi a Pezzotta 1996). Pegmatity jsou rozšířeny podél východního okraje plutonu v jeho periferních částech a v okolních metamorfitech (Aloisi 1920, Marinelli 1959, Carobbi a Rodolico 1976). Nejlépe známé lokality jsou v okolí vesnic San Piero in Campo a San Ilario in Campo. Mocnost žil se pohybuje mezi několika cm až 2 m při délce až 20 m. V dutinách jsou známy dvě parageneze (Carobbi a Rodolico 1976) - „aplit-pegmatitová“ s K-živcem, albitem, křemenem, turmalínem, berylem, *lepidolitem*, petalitem, pollucitem a granátem a „hydrotermální“ se zeolity, růžovým elbaitem, kalcitem a alterací K-živce na kaolinit a/nebo zeolity. Ruggeri a Lattanzi (1992) označují tyto pegmatity jako „miarolitické“ (malých hloubek) a uvádějí na základě studia fluidních inkluzí v krystalech křemene, berylu a turmalínu horní limit tlaku 2 kbar pro krystalizaci pegmatitů. Směr pegmatitů je obvykle S-J a úklon 35-80° k Z. Strukturní prvky miarolitických Li-pegmatitů potvrzují jejich nejnižší stáří v rámci intruze Mt. Capanne (Pezzotta 2000).

Podle Pezzotty (2000) je možno dělit aplit-pegmatity podle přítomnosti Li-mineralizace a zonality na 4 skupiny:

- žíly bez Li-minerálů
- Li-pegmatity s komplexní asymetrickou zonalitou
- Li-pegmatity s jednoduchou asymetrickou zonalitou
- nepravidelně zonální až nezonální Li-pegmatity

Žíly bez Li-mineralizace neobsahují minerály Li a Cs a turmalín v nich je vždy černé barvy. Tato tělesa jsou hojná a pronikají monzogranitem (jak stejnozrnnou, tak i porfyrickou varietou), místy však pronikají aplity a leukogranity podél kontaktu granodioritů s kontaktními rohovci. Tyto žíly jsou mocné několik cm až 1 m a dlouhé 2-20 m. Síť jejich 1-20 cm mocných žilek je v monzogranitu často patrná. Tyto intruze nejeví výraznou texturní nebo mineralogickou diferenciaci, obvykle jsou aplitické textury s pegmatitovými šmouhami a hnízdy nepravidelně rozmístěnými. Miarolitické dutiny jsou velké do 10 cm a vyskytují se jen v pegmatitech. Aplitická jednotka je tvořena křemenem, K-živcem, plagioklasem a *biotitem*. Černý turmalín je nepravidelně rozptýlen, jako další akcesorie přistupuje modrý beryl a zirkon, méně i kasiterit, Nb-Ta-oxidy a apatit. Primární turmalín je zonální a tvoří euhedrální prizmatické krystaly v aplitech i pegmatitech, radiálně paprscité agregáty nebo grafické srůsty s křemenem, K-živcem či albitem v pegmatitech. Běžný je i sekundární intergranulární turmalín. Jednoduchá mineralogie těchto pegmatitů odráží

jejich primitivní původ. Kromě zmíněného turmalínu je místy ještě hojný spessartin (25-40% Alm).

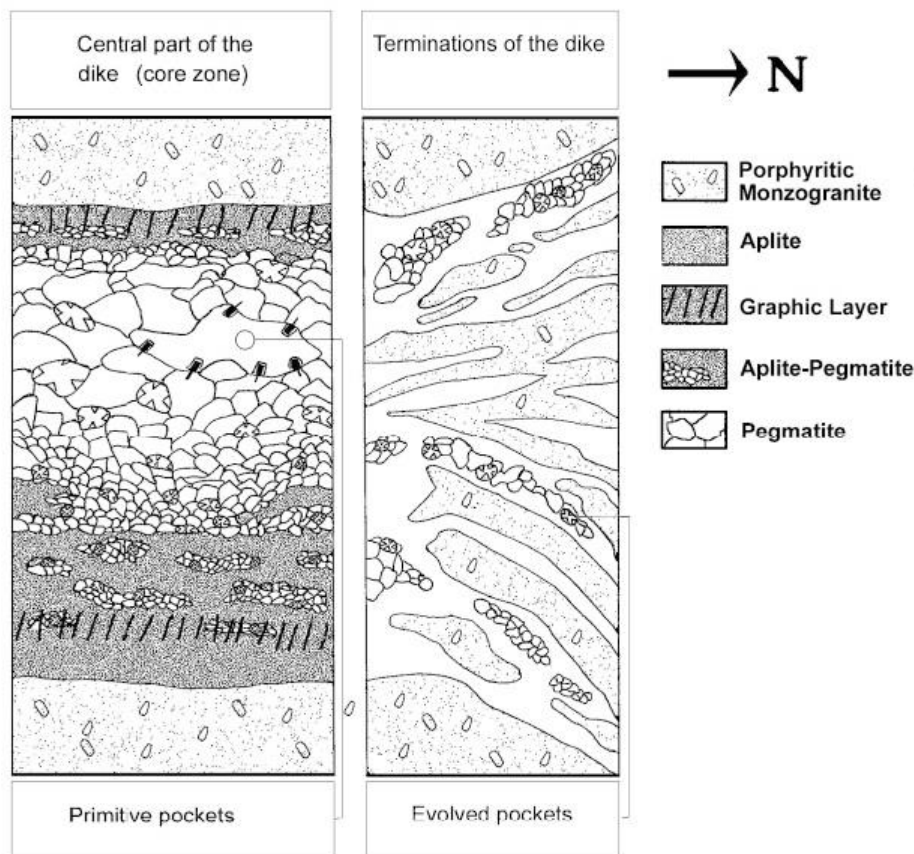
Li-pegmatity s komplexní asymetrickou zonalitou jsou typické přítomností Li-fází a složitou trojrozměrnou zonalitou. Je možné, že do této variabilní skupiny patří známé žíly od Grotta d'Oggi, La Speranza, Fonte del Prete a Fosso Gorgolinato (Millosevich 1914). Tato tělesa jsou uložena v monzogranitu, výjimečně také prorážejí leukogranity při kontaktu s okolními metamorfity. Většina z nich je 6-10 m dlouhá a 1-2 m mocná s úklonem 25-75°. Kontakt s monzogranitem je obvykle ostrý, avšak na koncích žíla vyklíňuje v podobě prstovité sítě malých žil. Od spodního okraje jsou žíly tvořeny jednotkou aplitickou, aplit-pegmatitovou, pegmatitovým jádrem s dutinami a nadložní příkontaktní aplit-pegmatitovou. Většina dutin se nachází v pegmatitovém jádru, největší z nich, nalezená r.1990, měřila 2,3 x 0,35 x 0,8 m. Větší dutiny se mohou vzácně vyskytovat také v aplitické jednotce. Kromě *biotitu* a turmalínu (až 45 cm dlouhé krystaly) byl také v jednom případě zjištěn sekaninait srůstající s křemenem (Orlandi a Pezzotta 1993).

Parageneze minerálů dutin lze označit za primitivní až vysoce vyvinuté. Dutiny v terminálních částech žil jsou v tomto velice proměnlivé, kdežto v jádrech pegmatitů je jejich výplň vcelku uniformní (viz obr. 19).

Výplň dutin je kromě krystalů křemene, K-živce a albitu často tvořena různě zbarvenými krystaly turmalínu: černý→zelený→žlutý→růžový s nárůsty mladšího, zeleného turmalínu; dále až 1 cm velkými krystaly spessartinu, několik mm velkými sloupečky berylu na stropu dutin a mladším lepidolitem a pollucitem. Beryl, petalit, pollucit, helvín, zeolity a hyalit jsou někdy zcela alterovány. Mladší trhliny procházející dutinami jsou vyhojeny křemenem, albitem, turmalínem, berylem a zeolity. Z akcesorií jsou přítomny monazit, zirkon, xenotim, apatit, ilmenit, (Nb-)rutil, euxenit, manganocolumbit, polykras-(Y), uranpolykras, (uran-)mikrolit, tantalit a wolframit (Pezzotta 2000).

Li-pegmatity s jednoduchou asymetrickou zonalitou jsou pravděpodobně zastoupeny ve starých lomech a výchozech v okolí obcí Masso Foresi, Facciatoia, Catri, Fosso Gorgolinato a Fosso dei Forcioni (Millosevich 1914). Tyto žíly obvykle proráží monzogranit poblíž kontaktu s okolními metamorfity a asociují s aplity a leukogranity východního směru, s nimiž se mohou objevit i mimo pluton. Pegmatity jsou obvykle plochého tvaru, mocné do 25 cm a dlouhé 6-8 m. Miarolitické dutiny jsou hojné, největší nalezená měřila 180 x 80 x 25 cm a nacházela se na křížení dvou žil. Podle texturní diferenciacce jsou rozlišovány dvě skupiny těchto pegmatitů: typ Facciatoia a typ Catri. První typ je charakteristický podložní aplitickou jednotkou přecházející do dutinového pegmatitu s aplopegmatitovou kontaktní jednotkou v nadloží. Turmalín je přítomen v podobě grafických srůstů s křemenem a v dutinách (růžový). Mezi další minerály dutin patří křemen, živce, petalit, pollucit (zatlačované *lepidolitem*). Druhý typ je reprezentován symetricky umístěným vrstevnatým aplitem, který uzavírá pegmatitickou jednotku s turmalínem rostoucím kolmo

k průběhu žíly. Pegmatit obsahuje albit téměř výhradně v dutinách, kde silně koroduje K-živce (Pezzotta 2000).



Obr. 18: Severojižní řez žilami z Fonte del Prete. Vlevo: centrální část s asymetrickou stavbou a primitivními miarolami. Vpravo: ukončení tělesa s nepravidelně rozptýlenými žilkami hrubozrné stavby a s vysoce vyvinutými dutinami (Aurischio et al. 2002).

Nepravidelně zonální až nezonální Li-pegmatity prorážejí hydrotermálně alterované mafické horniny a kontaktní rohovce v aureole plutonu. Tvar je nepravidelný, mocnost kolísá od několika cm po 2 metry a délka je obvykle 6-7 m. Texturní diferenciace variuje od nahodile umístěných mas pegmatitu v aplitu po středně zrnitou horninu s pravidelně distribuovanými akcesorickými minerály, mezi něž patří hlavně černý až různobarevný turmalín, bílé až růžové slídy a apatit. Miarolitické dutiny jsou vzácné a v některých tělesech zcela chybí, avšak byly zjištěny sekundární dutiny vyplněné krystalky turmalínu, patrně vzniklé vyloučením petalitu a pollucitu (Pezzotta 2000)

Distribuce pegmatitových těles je zonální: od středu k okraji jsou pegmatity více vyvinuté. V monzogranitu jsou uložena tělesa bez Li-mineralizace, směrem k nadloží až do hornin pláště plutonu se objevují tělesa s Li-minerály a pollucitem (Pezzotta 2000).

9. ZÁVĚR

Miarolitické pegmatity představují jednu z hlavních tříd v klasifikacích granitických pegmatitů. Byly vyčleněny již Ginsburgem (1960) a představují pegmatity vznikající v nejmenších hloubkách a nižších tlacích, což podmiňuje jejich typickou stavbu s přítomností primárních dutin. Jsou obvykle vázány na A-typové granity, ikdyž jsou známy také I- a S-typové mateřské granity.

Miarolitická třída pegmatitů je zastoupena u obou hlavních geochemických signatur (NYF a LCT), přičemž NYF miarolitické pegmatity jsou zastoupeny mnohem více než LCT a jsou také ve většině případů intragranitické, tedy uzavřeny v mateřském granitu. Miarolitické LCT typy jsou mnohem méně zastoupené, a obvykle nejsou intragranitické. Proto se tato práce zabývá především charakteristikou NYF pegmatitů a jejich mateřských A-typových granitů.

Nejčastějšími zdroji (intragranitických) miarolitických pegmatitů NYF jsou postorogenní až anorogenní granity (typ A ve smyslu Loiselle a Wonese 1979) vznikající v netektonickém prostředí otvírajícího se riftu (subtyp A1) nebo horké skvrny (subtyp A2) ve smyslu Ebyho (1990). Obvykle se jedná o menší tělesa peralkalických a metaluminických granitů až kvarcsyenitů. Podle členění Pearce et al. (1984) spadají tyto granity do pole WPG - „Within plate granites“, vnitrodeskových granitů, někdy rapakivi charakteru (plutony Wiborg, Korosten, Wausau aj.). Obvykle v sobě nesou v různé míře charakteristiky plášťového i korového chemismu. Tyto horniny jsou sice variabilní v zastoupení SiO₂, avšak mají víceméně nižší obsahy Al₂O₃, CaO, MgO a P₂O₅ a výrazně zvýšený podíl celkových alkálií ($\Sigma\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = 7-11 \text{ hm.}\%$), Fetot, REE, Zr, Nb a Ta. Zásadní vliv na velkou hybnost magmatu mají dva faktory: vysoká teplota indikovaná koncentrací magmatu ve velkých hloubkách a značný obsah fluid, hlavně F a méně H₂O. Tyto vlastnosti dovolují magmatickému tělesu vystoupat do mělkých úrovní kůry, kde se vlivem poklesu tlaku a následně i teploty vylučují bublinovité pegmatity s uzavřeným fluidy. Subvulkanické podmínky (p=1-2 kbar) jsou také prokázány těsnou asociací těchto granitoidů s povrchovými vulkanickými tělesy. Počátek krystalizace pegmatitů MI-REE je řízen poklesem tlaku, kdy se v segregované tavenině uvolní do té doby rozpuštěná fluida a shluknou se do „bubliny“. Naproti tomu počátek krystalizace MI-Li pegmatitů je ovlivněn změnou chemismu prostředí, kdy dojde po vyčerpání volatilních prvků (hlavně B a P) k saturaci vodných fluid a následné krystalizaci. Přítomnost Li a F snižují výrazně solidus oproti MI-REE pegmatitům.

Miarolitické pegmatity se v geologické historii začaly poprvé objevovat po hudsonské orogenezi (1,9-1,6 Ga) v tělesech charakteru rapakivi granitů (Finsko, Ukrajina; Wausau). Tyto plutony jsou vázány na oblasti starých štítů a asociují s gabry a anortozity. Další významnou epochou pro vznik miarolitických pegmatitů je období po grenvillské orogenezi (cca 1,08 Ga), kdy dochází k vmístění granitu Pikes Peak. Velmi významným obdobím vzniku miarolitických pegmatitů je po variské orogenezi, kdy v Evropě dochází k výraznému postorogennímu až

anorogennímu plutonismu (Königshain, Strzegom, Jizerský pluton, Baveno). Jinde ve světě je důležité období křídý a doznívání alpínsko-himalájské orogeneze (Japonsko).

Miarolitické pegmatity NYF jsou obvykle tvořeny horninotvornými minerály s ohledem na jejich geochemický charakter. Nejčastěji jsou zastoupeny alkalické živce a *biotit*, méně křemen. Muskovit není běžný, z dalších slíd je však občas přítomen *zinnwaldit*, *lepidolit* či *masutomilit*. Výplně primárních dutin obvykle tvoří krystaly živců, křemene, topazu a fluoritu, někdy také berylu, turmalínu a slíd. Některé pegmatity mohou obsahovat také fayalit, hematit, pyrit, siderit a goethit. Typickými akcesoriemi NYF pegmatity jsou Y+REE-Nb-Ta-Ti-oxidy (méně silikáty a karbonáty) jako minerály skupiny aeschynitu, euxenitu, fergusonitu. U primitivních typů je běžný allanit, ilmenit, titanit, zirkon. Někdy jsou také přítomny sulfidy Mo, Bi, Sb a Ca, Fe, REE-karbonáty.

NYF pegmatity, včetně jejich subtypu MI-REE, jsou obecně mineralogicky chudší než LCT pegmatity a také víceméně i méně vyvinuté. Některá více frakcionovaná tělesa se zvýšenými obsahy Li, Cs, Rb, B a P se blíží více vyvinutým LCT pegmatitům, otázkou však zůstává původ těchto „cizích“ složek v NYF tavenině.

10. LITERATURA

- Adams J.W. (1953): Beryllium deposits of Mount Antero region, Chaffee county, Colorado. Geological survey bulletin 982-D. U.S. Government printing office, Washington, 95-119.
- Åhäll K.-I., Connelly J.N. a Brewer T.S. (2000): Episodic rapakivi magmatism due to distal orogene- sis?: Correlation of 1.69-1.50 Ga orogenic and inboard, "anorogenic" events in the Baltic Shield. *Geology* 28, 823-826.
- Albertini C. (1983): Famous mineral localities: Baveno, Italy. *Miner. Record*, vol. 13, 157-168.
- Aloisi P. (1920): Il Monte Capanne. Tipogr. Succ. F. Nistri, Pisa, 303 p.
- Anderson J.L. (1983b): Mineral equilibria and crystallization conditions in the late Precambrian rapakivi massif, Wisconsin. *Am. J. Sci.* **280**, 289-332.
- Anderson J.L. a Thomas W.M. (1985): Proterozoic anorogenic tw-mica granites: Silver Plume and St. Vrain batholiths of Colorado. *Geology*, vol. 13 (3), 177-180.
- Anderson J.L., Morrison J. (2005): Ilmenite, magnetite and peraluminous Mesoproterozoic anorogenic granites of Laurentia and Baltica. *Lithos* vol. 80, issue 1-4, pp 45-60.
- Annhaeuser C.R. (1976): Archean metallogeny in Southern Africa. *Econ. Geol.* 71, 16-43.
- Arponen E., Härmä P., Selonen O., Luodes H. a Pokki J. (2009): Anortosiitin ja spektroliitin esiintyminen Viipurin rapakivigraniittibatoliitissa ja spektroliittiesiintymien litologinen kontrolli [Electronic resource]. Summary: Anorthosite and spectrolite in the Wiborg rapakivi granite batholith and the lithological control of spectrolite deposits. Tutkimusraportti 178. *Geologian tutkimuskeskus*, Espoo, 41 p.
- Aurischio C., De Vito C., Ferrini V. a Orlandi P. (1998): Complex Ti, Nb, Ta, oxides from Baveno, Elba Island and Val Vigezzo (north of Italy). *IMA, 17th General Meeting* (Toronto). *Prog Abstr.*, A149.
- Aurischio C., De Vito C., Ferrini V., Guastoni A. & Pezzotta F. (1999): Ti-Nb-Y-REE oxides in the NYF pegmatites of Baveno and Cuasso al Monte, southern Alps, Italy. *Can. Mineral.* **37**, 809-810 (abstr.).
- Aurischio C., De Vito C., Ferrini V. a Orlandi P. (2001): Nb-Ta oxide minerals from miarolitic pegmatites of the Baveno pink granite, NW Italy. *Mineralogical Magazine*, August 2001, vol. 65 (4), 509-522.
- Aurischio C., De Vito C., Ferrini V. & Orlandi P. (2002): Nb and Ta oxide minerals in the Fonte Del Prete granitic pegmatite dike, Island of Elba, Italy. *Can. Mineral.* **40**, 799-814.
- Bailey, D.K. (1980): Volcanism, earth degassing and replenished lithospheric mantle. *Philos. Trans. R. Soc. London*, A297: 309-322.
- Bakos F., Del Moro A. a Visona D. (1990): The Hercynian volcano-plutonic association of Ganna (Lake Lugano, central southern Alps, Italy). *Eur. J. Mineral.* **2**, 373-383.

- Barker F., Wones D.R., Sharp W.N. a Desborough G.A. (1975): The Pikes Peak batolith, Colorado Front Range, and a model for the origin of gabbro-anorthosite-syenite.potassic granite suite. *Precamb. Res.* 2, 97-160.
- Barker F., Hedge C., Millard H. a O'Neil J. (1976): Pikes Peak Batholith: Geochemistry of some minor elements and isotopes, and implications for magma genesis, *in* Epis, R C., and Weimer, R J., eds., *Studies in Colorado field geology*: Golden, Colorado School of Mines Professional Contributions, vol. 8, p. 44-56.
- Baumgartner R., Moritz R., Romer R.L. a Sallet R. (2001): Mineralogy and U/Pb geochronology of beryl and columbite-tantalite pegmatites in the Seridó pegmatite district, northeastern Brazil. In: *Mineral deposits at the beginning of 21th century*, Piestrzyński et al. (eds).
- Beane R J. (1993): Field relations, petrology and geochemistry of the Sugarloaf complex, Pikes Peak Batholith, Colorado [Bachelor's Honors Thesis]: Williamstown, Massachusetts, Williams College, 56 p.
- Beckwith J.A. (1972): Gem minerals of Idaho with field trip maps. The Caxton printers, Caldwell, Idaho, 1-171.
- 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., Sekanina J., Staněk J., Šimová M. (1981): Mineralogie Československa. Československá akademie věd. 2. vydání, 645 str.
- Berry R. a Fretterd R. (2003): Large smoky and fluorite crystals from the Holy Moses pocket, Godsend claim, Lake George, Colorado. *Rocks and Minerals*, vol. 78, Jul-Aug 2003, 220-224.
- Billings M.P. (19xx): Topaz and fenacite from Baldface Mountain, Chatham, New Hampshire. *Amer. Mineralogist*, vol.?, 173-179.
- Blockley J.G. (1980): The tin deposits of Western Australia, with special reference to the associated granites. *Geol. Surv. W. Australia Miner. Res. Bull.* 12, 184 pp.
- Bloomfield K. (1965): The geology of the Zomba area. *Bull. Geological Survey Malawi*, 16, 193.
- Boggs R.C. (1986): Mirolitic cavity and pegmatite mineralogy of Eocene anorogenic granite plutons in Northwestern USA. International mineralogical association, 14th general meeting, Stanford, program with abstracts, 58 p.
- Boriani A., Pinarelli, L. and Del Moro, A. (1988): Some petrological and geochemical constraints on the genesis of the Baveno-Mottarone and Montorfano plutonic bodies. *Rendiconti della Societa Italiana di Mineralogia e Petrologia*, Vol. 43-2, pp. 385-394.
- Bowden, P. and Turner, D.C. (1974): Peralkaline and associated ring-complexes in the Nigena-Niger Province, West Africa. In: H. Sorenson (Editor), *The Alkaline Rocks*. Wiley, New York, pp. 330-351.

- Brigatti M.F., Lugli C., Poppi L., Foord E.E. a Kile D.E.(2000): Crystal chemical variations in Li- and Fe-rich micas from Pikes Peak batholith (central Colorado). *Amer. Mineralogist*, Vol. 85, 1275–1286.
- Brogioni N. (1992): Geología del batolito de Las Chacras—Piedras Coloradas, Provincia de San Luis. *Revista del Museo de La Plata (Nueve Serie), Sección Geológica* 11, 1-16.
- Brogioni N. (1997): Mineralogía y petrografía del batolito de Las Chacras – Piedras Coloradas, San Luis. *Rev. Asoc. Geol. Arg.* **52**, 515-538.
- Brown C. (1999): Mineralogy of NYF granitic pegmatites. *The Eugene Foord Memorial Symposium of NYF-type pegmatites, Denver, Colorado, 1999, Can.Min., program and abstracts*, 848-849.
- Bryant B., McGrew L.S. a Wobus RA. (1981): Geologic map of the Denver 1' by 2' quadrangle, north-central Colorado: U.S. Geological Survey Miscellaneous Investigations Map I- 1163, scale 1:250 000, 2 sheets.
- Buchholz T. (2014): Minerals of a Wausau pegmatite. *Rocks and minerals*, vol. 74, 254-258.
- Bussy F. (1990): Pétrogénèse des enclaves microgrenues associées aux granitoides calco-alkalins: exemple des massifs varisques du Mont-Blanc (Alpes occidentales) et miocène du Monte Capanne (Ile d'Elbe, Italie). *Mém. Géol. Lausanne*, vol. 7, 309 pp.
- Camp K.F. (2011): Mineralogy and geochemistry of anorogenetic granitic miarolitic pegmatites associated with the White Mountain intrusive suite, New Hampshire. *Univ. Of New Orleans Theses and Dissertations*. Paper 1363.
- Carobbi G. a Rodolico F. (1976): Minerali connessi alle rocce dell'arcipelago. In I minerali della Toscana. Olshki, Firenze; 47-76.
- Chabros E., Dzierżanowski P., Kozłowski A. (2002): Post-magmatic rare-earth-element mineralisation in the granitoid Strzegom massif, SW Poland. *Pol. Tow. Miner. Prace Spec.*, vol. 20, 71-73.
- Christiansen E.H., Bikun J.V., Sheridan M.F. a Burt B.M. (1984): Geochemical evolution of topaz rhyolites from the Thomas range and Spoor Mountain, Utah. *Amer. Mineralogist*, vol. 69, 223-236.
- Christiansen E.H., Struckless J.S., Funkhouser-Marolf M.J. a Howell K.H. (1988): Petrogenesis of raree-metal granites from depleted crustal source: an example from thre Cenozoic of western Utah, U.S.A. In R.P. Taylor and D.F. Strong (eds), *Recent advances in the geology of granite-related mineral deposits*, vol. 39, 307-321. Canadian institute of mining and metallurgy special volume, Montreal, Canada.
- Clemens J.D., Holloway J.R., A.J.R. White (1986): Origin of an A-type granite: Experimental constraints. *Amer. mineralogist*, vol 71, 317-324.
- Clifford T.N. (1966): Tectono-metalogenic units and metallogenic provinces of Africa. *Earth and*

Planet. Sci. Letters I, 421-434.

Collins W.J., Beams S.D., White A.J.R. a Chapell B.W. (1982): Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80, 189-200.

Colombo F. (2007): Geology, mineralogy and genesis of A-type granitoids and their associated pegmatites in the El Portezuelo Composite Pluton (Papachacra Granite, Catamarca Province). Unpublished Ph.D. thesis, Universidad Nacional de Córdoba, pp. 1–479 (in Spanish).

Colombo F., Lira R. a Pannunzio Miner E.V. (2009): Mineralogical characterization of topaz from miarolitic pegmatites and W-bearing greisen in the A-type El Portezuelo Granite, Papachacra (Catamarca Province). *Rev. Asoc. Geol. Arg* 64: 194–200.

Colombo F., Lira R. a Dorais M.J. (2010): Mineralogy and crystal chemistry of micas from the A-type El Portezuelo Granite and related pegmatites, Catamarca (NW Argentina). *Journal of Geosciences*, vol. 55, 43–56.

Creaser R.A., R.C. Price a R.J. Wormald (1991): A-type granites revisited: Assessment of a residual-source model. *Geology*, vol. 19, 163-166.

Creasy J.W. (1974): Mineralogy and petrology of White Mountains batholith, Franconia and Crwaford Notch quadrangles, New Hampshire. *Ph.D. Thesis*, Harvard university, 430 p.

Creasy J. W. a Eby G. N. (1993): Ring dikes and plutons: A deeper view of calderas as illustrated by the White Mountain igneous province, New Hampshire. Field Trip Guidebook for the Northeastern United States: 1993 *Boston GSA* 1, N1-N25.

Černý P. (1972): The Tanco pegmatite at Bernic Lake, Manitoba. VIII. Secondary minerals from the spodumene-rich zone. *Can.Min.*, 11, 714-726.

Černý P. (1982): Anatomy and classification of granitic pegmatites, in Černý P., ed.: Granitic pegmatites in science and industry. Mineralogical association of Canada. Short course handbook, vol. 8, 1-39.

Černý P. (2000): Constitution, petrology, affiliations and categories of miarolitic pegmatites. *Memorie della Societa Italiana do Scienze Naturali e del Museo Civico di Storia Naturale di Milano*. Vol. XXX, 5-12.

Černý P. & Ercit T.S. (2005): The classification of granitic pegmatites revisited. *Can. Mineral*. **43**, 2005-2026.

Černý P., London D. a Novák M. (2012): Granitic pegmatites as reflections of their source. *Elements*, vol. 8, 289-294.

Dall'Agnol R. a Oliveira D.C. (2007): Oxidized, magnetite-series rapakivi granites of Carajás, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos* 93, 215-233.

- De Vito C. (1998): Minerali di Nb e Ta nelle pegmatiti dell'Isola d'Elba, di Baveno e della Val d'Ossola: caratterizzazione geochimica e cristallografica . Degree thesis, Univ. Rome "La Sapienza", Italy.
- Dewane T.J. a Van Schmus W.R. (2007): U-Pb geochronology of the Wolf River batholith, north-central Wisconsin: Evidence for successive magmatism between 1484 Ma and 1468 Ma. *Precambrian Research*, vol. 157, Issues 1-4, 215-234.
- Domańska-Siuda J. (2007): The granitoid Variscan Strzegom-Sobótka massif. In *Granitoids in Poland, AM monograph No. 1*, eds. A. Kozłowski, J. Wisniewska, Publ. By KNM PAN-WG UW, Warszawa, 179-191.
- Eby G.N.(1987): The Monteregian Hills and White Mountain alkaline igneous provinces. Eastern North America. In: J.G. Fitton and B.G.J. Upton (Editors). *Alkaline Igneous Rocks. Geol. Soc. Spec. Publ.*, 30: 433-447.
- Eby G.N. (1990): The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*, vol. 26, 115-134.
- Eby G. N. et al. (1992): Geology, geochronology, and geochemistry of the White Mountain batholith, New Hampshire. *Geological Society of America Special Paper* 268, 379-397.
- Eby G.N., Roden-tice M., Krueger H.L., Ewing W., Faxon E.H. & Wooley A.R. (1995): Geochronology and cooling history of the northern part of the Chilwa alkaline province, Malawi. *J. Afr. Earth Sci.* **20**, 275-288.
- Elo S. a Korja A. (1993): Geophysical interpretation of the crustal and upper mantle structure in the Wiborg rapakivi granite area, southeastern Finland. *Precambrian Research*, vol. 64, 273-288.
- Falster A. (1981): Minerals of the Wausau Pluton. *The mineralogical record*, vol. 12, 93-97.
- Falster A.U., Simmons W.B., Webber K.L. a Buchholz T. (1999): The Wausau syenite complex, Marathon county, Wisconsin: origin, geochemistry, and mineralogy of a mid-proterozoic anorogenic intrusive complex and its pegmatites. *The Eugene Foord Memorial Symposium of NYF-type pegmatites, Denver, Colorado, 1999, Can.Min., program and abstracts*, 835-836.
- Falster A.U., Simmons W.B., Webber K.L. a Buchholz T.W. (2000): Pegmatites and pegmatite minerals of the Wausau complex, Marathon Co., Wisconsin. *Societa Italiana di Scienze Naturali e del Museo Civico di Storia Naturale di Milano, Mem.* **XXX**, 13-28.
- Falster A.U., Buchholz T. a Simmons W.B. (2012): Mineralogical and mineral-chemical heterogeneity by the distribution of accessory minerals in pegmatites of the Nine Mile Pluton of the Wausau Syenite Complex, Marathon County, Wisconsin. *Can. Min*, vol. 50, 1055-1070.
- Ferrara G. a Tonarini S. (1985): Radiometric geochronology in Tuscany: results and problems. *Rend. Soc. It. Mineral. Petrol.* **40**, 111-124.
- Foord E.E. (1976): Mineralogy and petrogenesis of layered pegmatite-aplite dykes in Mesa Grande

- district, San Diego County, California. Unpubl. PhD. thesis, Stanford univ., 326 pp.
- Foord E.E. (1977): The Himalaya dike system, Mesa Grande district, San Diego County, California. *Mineral. Record*, vol.8, 461-474.
- Foord E.E. (1982): Amazonite-bearing pegmatites of the Lake George intrusive center. Geological Association of Canada-Mineralogical Association of Canada, Field trip guidebook No.12, 51-59.
- Foord E.E., Spaulding L.B. Jr., Mason R.A. a Martin R.F. (1989): Mineralogy and paragenesis of the Little Three pegmatites, Ramona district, San Diego County, California. *Mineral. Record*, vol. 20, 101-127.
- Frindt S. a Haapala I. (2004): Anorogenic Gross Spitzkoppe granite stock in central western Namibia, Part II: Structures and textures indicating crystallization from undercooled melt. *Amer. Mineralogist*, vol. 89, 857-866.
- Frindt S., Haapala I. a Pakkanen L. (2004): Anorogenic Gross Spitzkoppe granite stock in central western Namibia: Part I. Petrology and geochemistry. *Amer. Mineralogist*, vol. 89, 841-856.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J. a Frost C.D. (2001): A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of petrology*, vol. 42, No.11, 2033-2048.
- Galeckij L. S. a Zinčenko O. V. (1972): Fluorine in rocks of the northwestern part of the Ukrainian Shield. *Sb. Nauchn. Rab., Nauchno-Issled. Sekt., Kiev. Gos. Univ.* 8: 97-102 (in Russian).
- Galliski M.Á. a Linares E. (1999): New K–Ar muscovite ages from granitic pegmatites of the Pampean Pegmatite Province. In *II South Amer. Symp. Isotope Geol.* (E. Linares, M.G. López de Luchi, M.G. H.A. Ostera & O. Panarello, eds.). *Actas*, 63-67. *SEGEMAR, Anales* 34.
- Gerling E.K. a Ovčnikovová G.V. (1973): On the question of constancy of the radioactive decay. In: Geological - radiological interpretation of divergent age values, Moscow, 13-24, in Russian.
- Giambalvo E. (1993): Amphibole chemistry in alkaline igneous rocks of the Pikes Peak batholith, Colorado [Bachelor's Honors Thesis]: Amherst, Massachusetts, Amherst College, 99 p.
- Gillson J.L. (1927): The granite of Conway, New Hampshire, and its druse minerals. *Amer. Mineralogist*, vol. 12, No.8, 307-319.
- Ginzburg A.I. a Rodionov G.G. (1960): On the depth of formation of granitic pegmatites. *Geol. Rudnykh Mestorozhd.* 45-54, in Russian.
- Ginzburg A.I., Timofejev I.N. a Feldman L.G. (1979): Principles of geology of granitic pegmatites. Nedra Moscow, 296 pp, in Russian.
- Guastoni A., Pezzotta F., a Demartin F. (2003): Le pegmatiti di Zomba-Malosa. *Rivista Mineralogica Italiana*, vol. 27, 66–77.
- Guastoni A., Nestola F. a Giaretta A. (2009): Mineral chemistry and alteration of rare earth element (REE) carbonates from alkaline pegmatites of Mount Malosa, Malawi. *Amer. Mineralogist*, vol. 94, 1216-1222.

- Haapala I. (1997): Magmatic and postmagmatic processes in tin-mineralized granites: topaz-bearing leucogranite in the topaz-bearing leucogranite of the Eurajoki rapakivi stock, Finland. *Journal of petrology*, vol. 38, 1645-1659.
- Harada K., Honda K., Nagashima K. a Kanisawa S. (1976): Masutomilite, manganese analogue of zinnwaldite, with special reference to masutomilite-lepidolite-zinnwaldite series. *Miner. Journal*, vol.8, 95-109, April 1976.
- Harrison T.M. a Watson E.B. (1984): The behavior of apatite during crustal anatexis: Equilibrium and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 48. 1467-1477.
- Hashimoto K., Y. Hisada, T. Kutsukake, S. Nakano, H. Nishihashi, S. Nishimura, K. Sawada, K. Sugii a G. Yoshida (2000): Granitic masses around Lake Biwa, southwest Japan: Part 5—The Tanakami Granite Pluton. *Earth Science* 54:380–92. [in Japanese with English abstract]
- Heinonen A., Andersen T. a Rämö O.T. (2010a): Re-evaluation of Rapakivi Petrogenesis: Source Constraints from the Hf Isotope Composition of Zircon in the Rapakivi Granites and Associated Mafic Rocks of Southern Finland. *Journal of Petrology*, vol. 51, 1687-1709.
- Heinrich E.W., Vian R.W. (1965): The Chief lithium pegmatite, Devils Hole, Fremont Country, Colorado. *Amer. Mineralogist*, Vol. 50, January-February.
- Hildreth W. (1979): The Bishop tuff: evidence for the origin of compositional zonation in silicic magma chambers. *Geol. Soc. America*, Spec. Paper 180, 43-75.
- Hofmann, A.W. (1988): Chemical differentiation of the earth: the relationship, between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 90: 297-314.
- Hutchinson R.M. (1960a): Prototectonics and petrochemistry of the last Precambrian batholiths of central Texas and the north end of Pikes Peak batholith, Colorado. Internatl. Geol. Congress, XXI session, Part IV, the Granite-Gneiss problem, 96-107.
- Hutchinson R.M. (1960b): Structure and petrology of north end of Pikes Peak batholith, Colorado, in Weimer, R J., and Haun, J. D., eds., Guide to the Geology of Colorado: Denver, Rocky Mountain Association of Geologists, p. 170-180.
- Hutchinson R.M. (1976): Granite-tectonics of Pikes Peak Batholith in Epis R.C. a Weiner R.J. (Eds), Studies in Colorado Field Geology. Colorado School of Mines Professional Contributions, 8, 32-43.
- Ishihara S., S. Nakano a S. Terashima (2005): Chemical characteristics of the Tanakami Granite, Kinki district—Particularly important role of the radioactive and REE components. *Bulletin of the Geological Survey of Japan* 56:93–98.
- Ishihara S. a Chappel B.W. (2007): Chemical compositions of the late Cretaceous Ryoike granitoids of the Chubu District, central Japan - Revisited. *Bull. Geol. Survey Japan*, vol. 58 (9/10), 323-350.

- Ishihara S. a Wu C. (2001): Genesis of Late Cretaceous-Paleogene granitoids with contrasting chemical trends in the Chubu district, central Japan. *Bulletin Geological Survey of Japan* 52: 471–91.
- Ivantišin M.I., Koulskaja O.A., Gornyj G.J. a Elisejeva G.D. (1964): Granitoids of Ukrainian crystalline shield, their geologic and geochemical peculiarities and their rare-earth mineralization. *Geochem. Int.* 1, 372-387.
- Jacobson M.I. (1986): Pegmatites of the Crystal Mountain district, Larimer county, Colorado. In Modreski P.J. (Ed) et al.(1986): Colorado pegmatites: abstracts, short papers, and field guides from the Colorado pegmatite symposium, May 30-June 2, 1986. Colorado chapter, Friends of mineralogy, Denver, Colorado. 160 pp.
- Jacobson M.I. (2013): Fluorite in granitic pegmatites. *Rocks and minerals*, vol. 88 (2), 134-147.
- Jacobson R.R.E., McLeod W.N. a Black R. (1958): Ring complexes in the Younger Granite province of northern Nigeria. *Geological Society of London Memoir* 1.
- Jahns R.H. (1954): Pegmatites of Southern Carolina. In: *Geology of Southern Carolina*, Calif. Div. Mines. Bull. 170 pt. 7, 37-50.
- Janeczek J. (1985): Typomorphic minerals of pegmatites from the Strzegom-Sobótka granitic massif. *Geologia Sudetica*, vol. 20 (3), 1-82. (v polštině)
- Janeczek J. (1989): Manganoan fayalite and products of its alteration in pegmatites from the Strzegom pegmatites, Poland. *Min. Mag.*, vol. 53, 315-325.
- Janeczek J. (1996): Nb-, Ta- and Sn-rich titanite and its alteration in pegmatites from Żolkiewka, Poland. *N. Jb. Mineral Mhf.*, 10, 459-469.
- Janeczek J. (2007): Intragranitic pegmatites of the Strzegom-Sobotka massif—an overview. *Granitoids in Poland*, AM Monograph No.1, 193–201.
- Janeczek J. a Sachanbiński M. (1992): Babingtonite, Y-Al-rich titanite and zoned epidote from the Strzegom pegmatites. *Eur. J. Mineral.*, vol. 4, 307-319.
- Janeczek J. a Eby R.K. (1993): Annealing of radiation damage in allanite and gadolinite. *Physics Chem. Minerals*, vol. 19, 343-356.
- Janeczek J. a Szeląg E. (1998): Bastnasite-(Ce) and synchysite-(Ce) from pegmatite and hydrothermally altered granite of the Strzegom-Sobótka massif. *Mineral. Polon.*, vol. 29 (2), 3-10.
- Johnston a Chappell 1992
- Kaljužnyj V.A. a Gigašvili G.M. (1972): Pegmatites of the Ukraine. *L'vov Gos. Univ. Mineral. Sb.* 26 (3): 247-256 (in Russian).
- Karlstrom K. E. a Bowring S. A. (1987): Early Proterozoic assembly of tectonostratigraphic terranes in southwestern North America: *Journal of Geology*, v. 96, p. 561-576.

- Kawano Y. a Ueda Y. (1966): K-Ar dating on the igneous rocks in Japan (V) - Granitic rocks in southwestern Japan. *Ganseki Kobutu Kosho Gakkaishi* 56,191-211.
- Keller V.A. a Piali G. (1990): Tectonics of the Island of Elba: a reappraisal. *Bolettino della Societa geologica Italiana*, vol. 109, 413-425.
- Kile D.E. (1986): Pegmatite cavities in the Lake George area, Colorado. In Modreski P.J. (Ed) et al.(1986): *Colorado pegmatites: abstracts, short papers, and field guides from the Colorado pegmatite symposium*, May 30-June 2, 1986. Colorado chapter, Friends of mineralogy, Denver, Colorado. 160 pp.
- Kinoshita O. (1999): A migration model of magmatism explaining a ridge subduction, and its details on a statistical analysis of granite ages in Cretaceous southwest Japan. *The Island Arc* 8:181–89.
- Kröner A., Štípská P., Schulmann K. a Jaeckel P. (2000): Chronological constraints on the pre-Variscan evolution of the northeastern margin of the Bohemian Massif, Czech republic. In *Orogenic processes: quantification and modelling in the Variscan belt*, eds. W. Franke, V. Haak, O. Oncken, D. Tanner. *Geol. Soc. London, Special publication* 179, 175-197.
- Küster D. (1995): Rb-Sr isotope systematics of muscovite from Pan-African granitic pegmatites of western and northwestern Africa. *Mineralogy and Petrology*, vol. 55, 71-83.
- Küster D., Romer R.L., Tolessa D., Zerihun D. a Bheemalingeswara K. (2007): Geochemical evolution and age of the Kenticha Tantalum Pegmatite, southern Ethiopia. *Granitic pegmatites: The state of the art - International symposium*. 6th-12th May 2007, Porto, Portugal.
- Lahti S.I. a Kinnunen K.A. (1993): A new gem beryl locality: Luumäki, Finland. *Gems and Gemology*, vol. 29, 30-37.
- Landes K.K. (1925): The paragenesis of the granite pegmatites of central Maine. *Amer. Mineralogist*, vol. 10, 374-411.
- Lange W., Tischendorf G. a Krause U. (2004): Minerale der Oberlausitz. Oettel, Görlitz-Zittau.
- Lauri B.M., Dilles J.H. a Snee L.W. (1996a): Geologic origin of gem-bearing pegmatites, Stak Nala, Haramosh massif, Pakistan. *IIIth Himalaya-Karakoram-Tibet Workshop (Flagstaff, Arizona)*, 83.
- Lauri B.M., Dilles J.H. a Snee L.W. (1996b): Emerald mineralization and metasomatism of amphibolite, Khaltaro granitic pegmatite - hydrothermal vein system, Haramosh mountains, northern Pakistan. *Can. Mineral.* 34.1253-1286.
- Lauri B.M., Dilles J.H., Wairrach Y., Kausar A.B. & Snee L.W. (1998): Geological setting and petrogenesis of symmetrically zoned, miarolitic granitic pegmatites at Stak Nala, Nanga Parbat – Haramosh Massif, northern Pakistan. *Can. Mineral.* 36, 1-47.
- Lazarenko E.K., Matkovskij O.I., Pavlišin V.I. a Sorokin J.G. (1973): Mineralogy and genesis of the

- chamber pegmatites of Volynia. Lvov State Univ. Publ. House, Lvov, 359 pp, in Russian.
- Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre J., Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Wooley A.R., Zanettin B. (2002): A classification of volcanic rocks and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Blackwell, Oxford, 236 p.
- Lee M.T. a Simmons W.B. (1986): Geochemistry and evolution of the South Platte granite-pegmatite system, Jefferson country, Colorado. In Modreski P.J. (Ed) et al.(1986): *Colorado pegmatites: abstracts, short papers, and field guides from the Colorado pegmatite symposium*, May 30-June 2, 1986. Colorado chapter, Friends of mineralogy, Denver, Colorado. 160 pp.
- Lenkowski W. (1983): Physico-chemical conditions of crystallization of the low- and moderate-temperature parageneses in the Strzegom massif. *Arch. Mineral.*, vol. 39 (1), 53-66. (v polštině)
- Lira R., Galliski M.Á., Bernard F. a Roquet M.B. (2012): The intragranitic Potrerillos NYF pegmatites and their A-Ttype host granites of the Las Chacras – Potrerillos batholith, Sierra de San Luis, Argentina. *Can. Min.*, vol. 50, pp. 1729-1750.
- Liverton R., Mortensen J.K. a Roots C.F. (2005): Character and metallogeny of Permian, Jurassic and Cretaceous plutons in the southern Yukon-Tanana Terrane. *In: Yukon Exploration and Geology 2004*, D.S. Emond, L.L. Lewis and G.D. Bradshaw (eds.), Yukon Geological Survey, p. 147-165.
- Loiselle M.C. a Wones D.R. (1979): Characteristics and origin of anorogenic granites. Geological Society of America Abstracts with Programs, 11, 468.
- London D. (2008): Pegmatites. *Can.Min.*, Special publication vol. 10.
- López de Luchi M.G., Siegesmund S., Hoffmann A., Hübner H., Hulka C. a Mosch S. (2001): Geological setting and composition of the Las Chacras – Potrerillos Batholith, Sierras Pampeanas, Argentina: first results. *Z. Deutsch. Geol. Gesell.* **152**, 325-350.
- López de Luchi M.G., Siegesmund S., Wemmer K., Steenken A. a Naumann R. (2007): Geochemical constraints on the petrogenesis of the Paleozoic granitoids of the Sierra de San Luis, Sierras Pampeanas, Argentina. *J. S. Am. Earth Sci.* **24**, 138-166.
- Lukkari S. (2007): Magmatic evolution of topaz-bearing granite stocks within the Wiborg rapakivi granite batholith. *Publications of the Department of Geology*. D 12. Helsinki: University of Helsinki. 29, [73] p.
- Lyckberg P. a Roskov A. (1997): Prediction of gem pockets in shallow depths pegmatites in the Alabashka area, Mursinka intrusion, Ural Mountains, Russia. Abstracts, Ist Internat. Workshop, “Petrology, rare minerals and gemstones of shallow depths pegmatites“. *Museo Civico di Storia Naturale di Milano*, 20.
- Majerowicz A. (1972): Strzegom-Sobótka granitoid massif. *Geologia Sudetica*, vol. 6, 7-96.
- Marinelli G. (1959): Le intrusioni Terziarie dell’Isola d’Elba. *Atti della Societa Toscana di Scienze*

naturali Memorie, vol. 66, 50-253.

Martin R.F. a De Vito C. (2005): The patterns of enrichment in felsic pegmatites ultimately depend on tectonic setting. *Can. Min.*, vol. 43, 227-2048.

Martin R.F. a Falster A.U. (1986): Proterozoic sanidine in pegmatite, Wausau complex, Wisconsin. *Can. Min.*, vol. 26, 709-716.

McHone, J.G. and Butler, J.R. (1984): Mesozoic igneous provinces of New England and the opening of the North Atlantic Ocean. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 95: 757-765.

McIntosh a Chapin 2004

Meeves H.C., Harrer C.M., Salsbury M.H., Konselman A.S., Shannon Jr. S.S. (1966): Reconnaissance of beryllium-bearing pegmatite deposits in six western states - Arizona, Colorado, New Mexico, South Dakota, Utah, Wyoming. United states department of interior, Bureau of mines, information circular 8298.

Menzies M.A. (1999): Granitic pegmatites of the Sawtooth batholith, Idaho. *The Eugene Foord Memorial Symposium of NYF-type pegmatites, Denver, Colorado, 1999, Can.Min., program and abstracts*, 816-817.

Millosevich F. (1914): I 5000 Elbani del Museo di Firenze. Contributo alla conoscenza della mineralogia dell'Isola d'Elba. *Studio Editoriale Insubria*, Reprint Milano 1978, 96 p.

Milner S.C., Duncan A.R., Whittingham A.M., a Ewart A. (1995): Trans-Atlantic correlation of eruptive sequences and individual silicic volcanic units within the Paraná-Etendeka igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal research*, vol. 69 (3-4), 137-157.

Miyawaki R., Nakai I., Nagashima K., Okamoto A. a Isobe T. (1987): The first occurrence of hingganite, hellandite and wodginite in Japan. *Journ. Min. Soc. Japan (Kobutsugaku Zasshi)*. Vol. 18, 17-30 (japonsky s anglickým abstraktem)

Modreski P. (2005): Colorado: Mineral collecting localities. *Rocks and Minerals*, vol. 80, Sep-Oct 2005, 316-332.

Morioka K., Y. Tainosho a H. Kagami (2000): Rb-Sr isochron ages of the Cretaceous granitoids in the Ryoke Belt, Kinki district, southern Japan. *The Island Arc* 9:46-54.

Möbus G., Lindert W. (1967): Das Granitmassiv von Königshain bei Görlitz (Oberlausitz). *Abh. Dt. Akad. Wiss., Kl. Bergbau, Hüttenwesen und Montangeologie* 1, 81-160.

Muntyan B. (1986): Outstanding mineral specimens from the Pikes Peak Batholith. In Modreski P.J. (Ed) et al.(1986): *Colorado pegmatites: abstracts, short papers, and field guides from the Colorado pegmatite symposium*, May 30-June 2, 1986. Colorado chapter, Friends of mineralogy, Denver, Colorado. 160 pp.

- Mužanovskij F. V., Sorokin U. G., Pančenko V. I., Lavrenčuk M. A. a Sheigas N. P. (1970): Distribution peculiarities of some accessory minerals in Ukraine granites lying close to pegmatites. *L'vov Gos. Univ. Mineral. Sb.* 24 (3): 348-355 (in Russian).
- Myers P.E., Sood M.K., Berlin L.A. a Falster A.U. (1984): The Wausau syenite complex, central Wisconsin. *Thirtieth Annual Inst. On lake Superior Geology, Field trip guidebook 3.*
- Nalini H.A., Bilal E. a Correia Neves J.M. (2000): Syn-collisional peraluminous magmatism in the rio doce region: mineralogy, geochemistry and isotopic data of the neoproterozoic Urucum suite (eastern Minas Gerais state, Brazil). *Rev. Bras. Geoci.*, 30, 120–125.
- Němec D. (1992): Pegmatites with druse cavities in the west-Moravian crystalline terrain. *Acta Sci. Nat. Musei Moraviae Occident.*, Třebíč, vol. 18, 13-23.
- Nova G. (1987): Atlante dei minerali di Baveno. *Gruppo Mineralogico Lombardo*, Vega s.a.s. Milano.
- Obayoshi T. (2000): *Minerals of Tanakami region: Japan's pegmatite producing areas #1.* Nakatsugawa Mineral Museum. [in Japanese]
- Orlandi P. a Pezzotta F. (1996): Minerali dell'isola Elba. Edizioni Novecento Grafico, Bergamo, 245 p.
- Pearce. J.A ., Harris N.B.W. a Tindle. A.G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25: 956-983.
- Pezzotta F. (2000): Internal structures, parageneses and classification of the miarolitic (Li-bearing) complex pegmatites of Elba Island (Italy). In *Mineralogy and Petrology of Shallow Depth Pegmatites* (F. Pezzotta, ed.). *Memorie della Società Italiana di Scienze Naturali e del Museo Civico di Storia Naturale di Milano* **XXX**(I), 29-43.
- Pezzotta F., Diella V. a Guastoni A. (1999): Sc-Y-REE minerals and evolution of miarolitic cavities in the NYF pegmatites in the western southern Alps, Italy. *The Eugene Foord Memorial Symposium of NYF-type pegmatites, Denver, Colorado, 1999, Can.Min., program and abstracts*, 805-806.
- Pezzotta, F., Diella, V. and Guastoni, A. (1999a): Chemical and paragenetic data on gadolinite-group minerals from Baveno and Cuasso al Monte, Southern Alps, Italy. *Amer. Mineral.*, 84, 782-9.
- Pezzotta, F., Diella, V. and Guastoni, A. (1999b): Sc-YREE minerals and evolution of miarolitic cavities in the NYF pegmatites in the western Southern Alps, Italy. *Canad. Mineral.*, 37, 805-6.
- Pin C., Puziewicz J. a Duthou J.L.(1989): Ages and origins of a composite granitic massif in the Variscan belt: a Rb-Sr study of the Strzegom-Sobótka massif, W Sudetes (Poland). *N. Jb. Mineral., Abh.*, vol. 160 (1), 71-82.
- Pinarelli L. (1993): U-Th-Pb and Rb-Sr decoupling in polymetamorphic rocks; influences on the primary petrological information. *C.N.R. Report N° 2/93*, 33.

- Poli G., Manetti P. a Tommasini S. (1989): A petrological review on Miocene–Pliocene intrusive rocks from southern Tuscany and Tyrrhenian Sea (Italy). *Per. Mineral.* 58, 109-126.
- Poutiainen M. (1991): Fluid inclusions in cavity quartz crystals in rapakivi from Luumäki, southeastern Finland. *Bull. Geol. Soc. Finland*, vol. 63, part 2, 87-93.
- Pupin J.P. (1976): Signification des caracteres morphologiques du zircon commun des roches en pétrologie. Base de la méthode typologique. Applications. *Thèse Doct. Etat., Univ. Nice*, 394 pp.
- Pupin J.P. (1980): Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 73, 207-220.
- Puziewicz J. (1990): The Strzegom-Sobótka granite massif - current state of knowledge. *Arch. Mineral.*, vol. 46 (2), 95-141.
- Rakovan J. (2008): Word to the Wise: NYF-type pegmatite. *Rocks & Minerals* 83:351–53.
- Rakovan J., Ono M. a C.A. Francis (2009): Tanakamiyama, a classic japanese pegmatite district. *Rocks and minerals*, vol. 84, Nov-Dec 2009, 520-527.
- Reed J.C. Jr., Bickford M.E., Premo W.R, Aleinikoff J. N. a Pallister J. S. (1987): Evolution of the Early Proterozoic Colorado province: Constraints from U-Pb geochronology: *Geology*, v. 15, p. 861-865.
- Renne P.R., Glen j.M., Milner S.C. a Duncan A.R. (1996): Age of Etendeka flood volcanism and associated intrusions of southwestern Africa. *Geology*, vol. 24, 659-662.
- Rossello E.A. , López de Lucchi M.G, Osters H. (2000): The Papachacra Formation (Belén, Catamarca): K/Ar ages and tectonic and metallogenetic significance. *IX Cong. Geol. Chileno, Proceedings I. Puerto Varas*, pp 360–364. (in Spanish)
- Ruggeri G. a Lattanzi L. (1992): Fluid inclusions studies on Mte. Capanne pegmatites, Isola d'Elba, Italy. *Eur. Jour. Mineralogy*, vol.4, 1085-1096.
- Rutland R.W.R. (1976): Orogenic evolution of Australia. *Earth Sci. Reviews*, vol. 12, 161-196.
- Sage R P. (1966): Geology and mineralogy of the Cripple Creek syenite stock, Teller County, Colorado [Master's thesis]: Golden, Colorado School of Mines, 236 p.
- Saltoun B. (1993): A petrologic and geochemical analysis of the fayalite-bearing granitoids, Mount Rosa intrusive center, Colorado [Bachelor's thesis]: Wooster, Ohio, College of Wooster, 50 p.
- Sanchez-Lecumberri P., Steel-McInnis M. a Heinrich C.A. (2014): Ore Deposits, Magmatism and Precambrian Geology of Finland . Field trip guidebook, Fluids and Mineral Resources Group Institute of Geochemistry and Petrology, ETH Zürich July 10-28, 2014.
- Sawada Y., Kagami H., Matsumoto I., Ugii K., Nakano S., and Collaborative Research Group for the Granites around Lake Biwa (1994): A Cretaceous granitic ring complex and the Koto Cauldron around the southern part of Lake Biwa. *Journal of the Geological Society of Japan* 100:217–33. [in Japanese with English abstract]

- Secco L., Guastoni A., Nestola F., Redhammer G.J. a Dal Negro A. (2007): Crystal chemistry of aegirine as indicator of *P-T* conditions. *Mineralogical Magazine*, 71, 249–255.
- Scott G.R., Taylor R.B., Epis R.C. a Wobus R.A. (1978): Geological map of the Pueblo 1° x2° quadrangle, South-Central Colorado. U.S. Geological Survey Miscellaneous Investigations Series Map I-1022.
- Shannon J.R. (1986): The Mount Antero and California intrusions, Chaffee County, Colorado: evidence for early evolution of pegmatitic fluids. In Modreski P.J. (Ed) et al.(1986): Colorado pegmatites: abstracts, short papers, and field guides from the Colorado pegmatite symposium, May 30-June 2, 1986. Colorado chapter, Friends of mineralogy, Denver, Colorado. 160 pp.
- Shellnutt J.G. a Zhou M.-F. (2007): Permian peralkaline, peraluminous and metaluminous A-type granites in the Panxi district, SW China: Their relationship to the Emeishan mantle plume. *Chemical Geology*, vol. 243, 286–316.
- Shibata H. (1939): Granitic rocks and pegmatites at Naegi district, Ena County, Mino province. Part.II. *Journ. Geol. Soc. Japan*, vol. 46, 69.
- Shibata K., Miller J.A., Yamada N., Kawada K., Murayama M. a Katada M. (1962): Potassium-argon ages of the Inagawa granite and Naegi granite. *Chishitsu Chosasho Geppo* 13, 317-320.
- Shibata K. a Ishihara S. (1979): Rb-Sr whole-rock ages and K-Ar mineral ages of granitic rocks in Japan. *Geochem. J.*, vol. 13, 113-119.
- Shigley J.E., Kampf A.R., Foord E.E. a London D. (1986): Gem pegmatites of southern California. *14th Gen. Meeting, Internat. Mineral. Assoc. Stanford*, Field trip guidebook, 39 p.
- Schachtmann von K.A. (1780): Beobachtungen über das gebirge bey Königshayn in der Oberlausitz. Dresden, 71 p.
- Sial A.N., Bettencourt J.S., De Campos C.P. a Ferreira V.P. (2011): Granite-related ore deposits: an introduction. *Geological Society, London, Special publication*, vol. 350, 1-5.
- Siegesmund S., Steenken A., López de Luchi M.G., Wemmer K., Hoffmann A. a Mosch, F. (2004): The Las Chacras – Potrerillos batholith (Pampean Ranges, Argentina): structural evidences, emplacement and timing of the intrusion. *Int. J. Earth Sci.* **93**, 23-43.
- Simmons W.B., Webber K.L. a Falster A.U. (1999): NYF pegmatites of the South Platte district, Colorado. *The Eugene Foord Memorial Symposium of NYF-type pegmatites, Denver, Colorado, 1999, Can.Min., program and abstracts*, 836-838.
- Simmons W.B., Pezzotta F., Shigley J.E. a Beurlen H. (2012): Granitic pegmatites as sources of colored gemstones. *Elements*, vol.8, 281-287.
- Siuda R. (xxxx): Minerale z pegmatytów masywu strzegomskiego. *Otoczak*, 1 (27), 15-25.
- Skjerlie K.P., Johnston A.D. (1992): Vapor absent melting at 10 kbar of a biotite and amphibole-bearing tonalitic gneiss: Implications for the generation of A-type granites. *Geology* 20: 263-266

- Smith D.R., Noblett J., Wobus R.A., Unruh D. a Chamberlains K.R.(1999a): A review of the Pikes Peak batholith, Front Range, central Colorado: A "type example" of A-type granitic magmatism. *Rocky Mountain Geology*, v. 34, no. 2, p. 289-312, 12 figs., 2 tables, November 1999.
- Smith, D. R. and eleven others (1999b): Petrology and geochemistry of late-stage intrusions of the A-type, Mid-Proterozoic Pikes Peak batholith, central Colorado (USA): Implications for petrogenetic models: *Precambrian Research*, v. 98, p.
- Stavrov O.D. a Bykovová T.A. (1961): Distribution of some rare and volatile elements in the rocks and pegmatites of the Korosten'skii pluton. *Geochemistry*, 370-374.
- Sueno S.S., Matsuura M. Bunno a M. Kurosa (2002): Occurrence and crystal chemical features of protoferro-anthophyllite and protomangano-ferro-anthophyllite from Cheyenne Canyon and Cheyenne Mountain, U.S.A. and Hirukawa-mura, Suisho-yama, and Yokone-yama, Japan. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences* 97:127–36.
- Suzuki K. (1987): Discordant distribution of U and Pb in zircon of Naegi granite: A possible indication of Rn migration through radiation damage. *Geochemical Journal*, vol. 21, 173-182.
- Szeleş E. a Ciurla A. (2004): Preliminary data on Nb-Ta-oxides in pegmatites from Strzegom-Sobótka massif (Lower Silesia, Poland). *Pol. Tow. Mineral. Práce Specjalne*, vol. 24, 373-376.
- Szeleş E. a Szuszkiewicz A. (2010): Topaz, lepidolite and phenacite-bearing pegmatite from Żolkiewka quarry, Strzegom-Sobótka granite massif, Lower Silesia, SW Poland. *Mineralogia - special papers, Mineralogical society of Poland*, vol. 37, 112.
- Szuszkiewicz A. (2006): The spectroscopic features of feldspars from the Strzegom-Sobótka granitic massif. Manuscript of Ph.D. Thesis. University of Wrocław, 222 p. (v polštině)
- Szuszkiewicz A. a Lobos K. (2004): Gahnite from Siedlimowice, Strzegom-Sobótka granitic massif, SW Poland. *Mineral. Polon.*, vol. 35 (2), 15-21.
- Škoda R., Novák M., Černý P. a Černý P. (2004): Komplexní Nb-Ta-Ti-oxidy z pegmatitu ve Vepicích u Milevska, masiv Čertova břemene, moldanubikum. *Bull. Mineral-Petrolog. Odd. Nár. Muz.*, vol 12, 182-185.
- Taylor R.P. (1992): Petrological and geochemical characteristics of the Pleasant Ridge zinnwaldite-topaz granite, Southern New Brunswick, and comparisons with other topaz-bearing felsic rocks. *Can. Min.*, vol. 30, 895-921.
- Thomas R., Webster J.D. a Heinrich W. (2000): Melt inclusions in pegmatite quartz: complete miscibility between silicate melts and hydrous fluids at low pressure. *Contrib. Mineral. Petrol.* 139, 394–401.
- Thomas R., Webster J.D. a Davidson P. (2006a) Understanding pegmatite formation: the melt and fluid inclusion approach. Melt inclusion in Plutonic rocks, MAC Short Course 36, Chap. 9, 189–210.

- Thomas R., Webster J.D., Rhede D., Seifert W., Rickers K., Förster H.J., Heinrich W. a Davidson P. (2006b): The transition from peraluminous to peralkaline granitic melts: evidence from melt inclusions and accessory minerals. *Lithos* 91, 137–149.
- Thomas R., Davidson P. a Hahn A. (2008): Ramanite-(Cs) and ramanite-(Rb): new cesium and rubidium pentaborate tetrahydrate minerals identified with Raman spectroscopy. *Amer. Mineral* 93, 1034–1042.
- Thomas R., Davidson P. a Rhede D. (2009): The miarolitic pegmatites from the Königshain: a contribution to understanding the genesis of pegmatites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 157, 505–523.
- Tkačev A.V. (2011): Evolution of metallogeny of granitic pegmatites associated with orogens throughout geologic time. In: Sial AN, Bettencourt JS, De Campos CP (eds) *Granite-Related Ore Deposits*. Geological Society of London Special Publication 350, pp 7-23
- Tolstoy M.I., Ostafiyuchuk I.M. a Molyavko V.G. (1973): Geochemical characteristics of granitoids of the Korosten'sk intrusive complex, Ukrainian shield. *Geochem. Int.* 10, 1215-1232.
- Trumbull R.B., Harris C., Frindt S. a Wigand M. (2004): Oxygen and neodymium isotope evidence for source diversity in Cretaceous anorogenic granites from Namibia and implications for A-type granite genesis. *Lithos* 73, 21–40.
- Van Schmus W.R., Medaris L.G., Jr. a Banks P.O. (1975a): Geology and age of the Wolf River batholith, Wisconsin. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 86,901-914.
- Van Schmus W.R., Thurman E.M. a Peterman Z.E. (1975b): Geology and chronology of Precambrian rocks in Wisconsin, II: Rb-Sr data for the older rocks in eastern and central Wisconsin, *Geological Society of America Bulletin*, vol. 86, p. 1255—1265.
- Van Wyck N. (1994): The Wolf River A-type magmatic event in Wisconsin: U/Pb and Sm/Nd constraints on timing and petrogenesis. *Institute on Lake Superior Geology, 40th Annual Meeting, Part 1, Program and Abstracts*, p. 81-82.
- Viramonte J.G., Kay S.M., Becchio R., Escayola M. a Novitski I. (1999): Cretaceous rift related magmatism in central-western South America. *Journ. South Amer. Earth Sci.*, vol. 12, 2, 109-121.
- Von Knorring O. a Condliffe E. (1987): Mineralized pegmatites in Africa. *Geological journal*, vol. 22, Issue supplement S2, 253-270.
- Watson E.B. a Harrison T.M. (1983): Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, 64, 295-304.
- Weaver S.D., Adams C.J., Pankhurst R.J. a I.L. Gibson (1992): Granites of Edward VII Peninsula, Marie Byrd Land: anorogenic magmatism related to Antarctic-New Zealand rifting. *GSA Special papers*, vol. 272, 281-290.

Whalen, J.B., Currie, K.L., and Chappell, B.W. (1987): A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 95, p. 407-419.

Wise M. (1999): Characterisation and classification of NYF-type pegmatites. *The Eugene Foord Memorial Symposium of NYF-type pegmatites, Denver, Colorado, 1999, Can.Min., program and abstracts*, 802-803.

Wobus R A. (1976a): New data on potassic and sodic plutons of the Pikes Peak batholith, central Colorado, in Epis R C. a Weimer R J., eds., *Studies in Colorado field geology*: Golden, Colorado School of Mines Professional Contributions, vol. 8, p. 57-67.

Wobus R.A. a Anderson R.S. (1978): Petrology of the Precambrian intrusive center at Lake George, southern Front Range, Colorado. *Journal of research*, U.S. Geological Survey, vol. 6, No.1, 81-94.

Wones D. R (1989): Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks. *Amer. Mineralogist*, vol. 74, p. 744-749.

Wu F., Sun D., Li H., Jahn B. a Wilde S. (2002): A-type granites in northeastern China: age and geochemical constraints on their petrogenesis. *Chemical geology*, vol. 187 (1-2), 143-173.

Zacharčenko A.I. (1971): On time and physico-chemical conditions of mobilization, transport and precipitation of tungsten and tin in postmagmatic processes (exemplified by intragranitic chamber pegmatites). In: *Mineralogy and geochemistry of tungsten deposits (Materials of 2nd All-Union Symposium on Mineralogy, Geochemistry and Genesis of Tungsten Deposits of USSR)*. Leningrad Univ. Publishing House, Leningrad, pp. 287-306 (in Russian). Extended abstract in English in *Fluid Inclusion Research: Proceedings of COFFI 6*: 191-194.

Zachář A. a Novák M. (2013): Granitické NYF pegmatity v okolí Velkého Meziříčí; Třebíčský pluton; Morava. *Acta Musei Moraviae, Sci. Geol.*, vol. 98, 83-100.

Zajacz Z., Halter W.E., Pettke T. a Guillong M. (2006): Determination of fluid/melt partition coefficients by LA-ICPMS analysis of co-existing fluid and silicate melt inclusions. *4th Swiss Geoscience Meeting*, Bern, Abstract 05/27.

Zietz I. a Kirby J. R (1972): Aeromagnetic map of Colorado: U.S. Geological Survey Geophysical Investigations Map GP-0836, 1 sheet.

Zito G. a Hanson S.L. (2014): Minerals from the miarolitic pegmatites in the Stove Mountain area, Colorado Springs, Colorado. *Rocks and minerals*, vol. 89, May-Jun 2014, 225-237.

www.lggmclub.org/docs/Micanite-Pegmatite_District.pdf

www.mindat.org