

Univerzita Karlova v Praze
Přírodovědecká fakulta
Ústav geologie a paleontologie



**Srovnání leukokrátních granitoidů divergentních a
konvergentních rozhraní**

Comparision of leucogranitoids from divergent and convergent tectonic
settings

Bakalářská práce

Renata Janoušková

Školitel: **doc. RNDr. Václav Kachlík, CSc.**

Praha 2011

Prohlašuji, že jsem svou bakalářskou práci vypracovala samostatně a pouze s použitím citované literatury.

V Praze, září, 2011,

Renata Janoušková

Obsah:

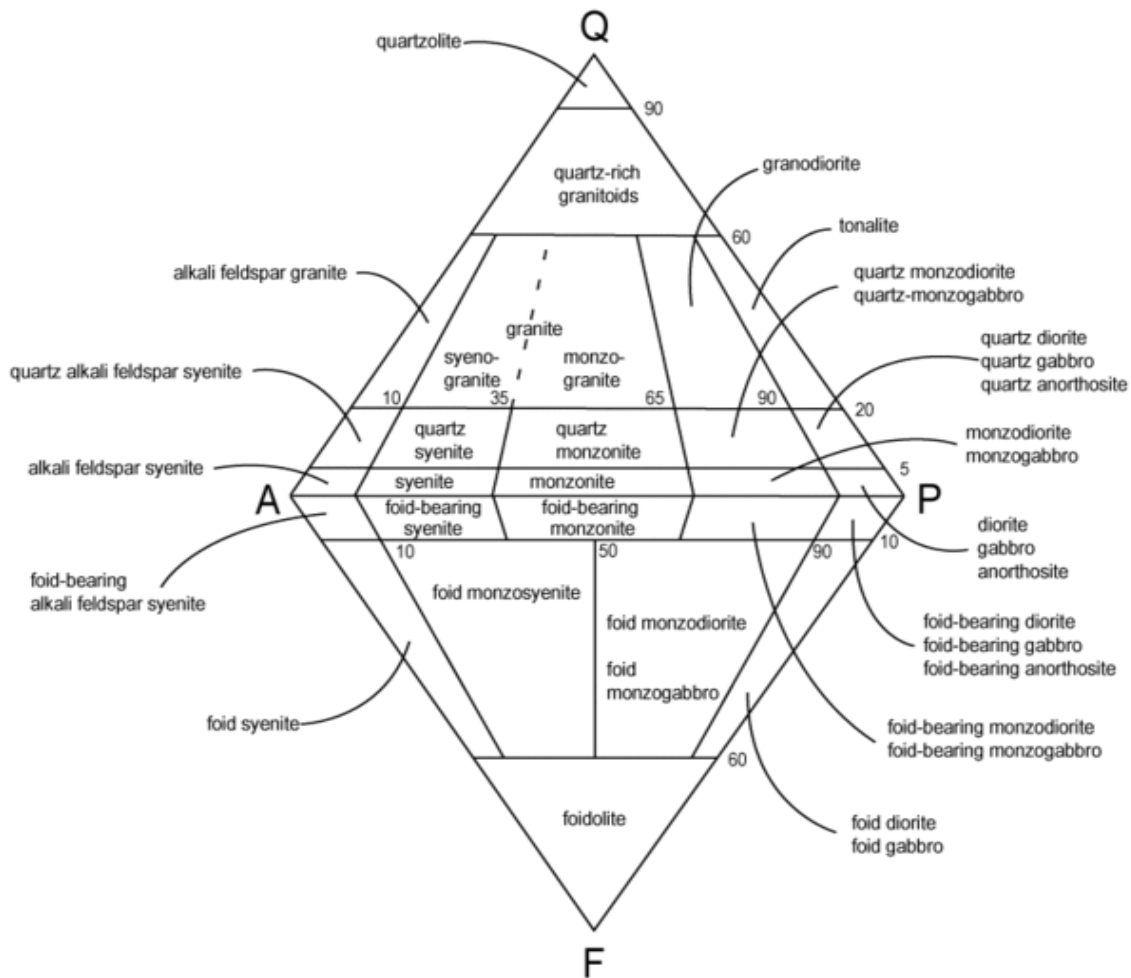
1. Definice granitoidů.....	2
1.1 Používané klasifikace granitických hornin.....	2
1.2 Definice a vyčlenění leukokrátních typů granitoidů.....	4
2. Divergentní rozhraní.....	6
2.1 Středoocéánské hřbety.....	7
2.2 Diferenciace magmatu.....	7
2.3 Plagiogranity středoocéánských hřbetů.....	10
3. Konvergentní rozhraní.....	10
3.1 Typy granitoidů konvergentních režimů.....	11
3.2 Peraluminické granitoidy.....	12
3.2.1 Petrografická a geochemická charakteristika.....	12
3.2.2 Geneze peraluminických granitoidů.....	13
3.3 Vápenato- alkalické (CA) granitoidy.....	15
3.4 Geneze skupiny sodných granitoidů TTG.....	17
3.4.1. Geochemická a petrografická charakteristika TTG.....	18
3.4.2. Vývoj složení TTG v průběhu archaika.....	19
3.5. Adakity, sanukitoidy, horniny blízké TTG suitě a jejich geneze.....	21
4. Výskyty leukokrátních granitoidů.....	23
5. Závěr.....	25
6. Seznam použité literatury.....	27

1. Definice granitoidů

1.1. Používané klasifikace granitických hornin

Granitické horniny, neboli granitoidy řadíme mezi vyvřelé, plutonické (hlubinné) horniny, které se vyznačují podstatným zastoupením křemene (více než 20% z celkové sumy křemene a živců) převážně převahou světlých minerálů nad tmavými tj. podle čísla tmavosti zahrnují především leukokráttní a mezokráttní horniny, melanokráttní variety (např. durbachity) nejsou objemově už tolik zastoupeny. Vyznačují se především všesměrnými texturami, jemnozrnnými případně až hrubozrnnými strukturami. Jejich vnitřní stavba může však být ovlivněna magmatickým tokem, gravitační segregací v magmatickém krbu i subsolidovými deformacemi. Základními horninotvornými minerály granitoidů jsou křemen a živec (plagioklas a draselný živec). Z dalších světlých minerálů bývá často přítomna světlá slída muskovit. Tmavé minerály (pyroxen, amfibol, biotit, turmalín) se vyskytují většinou jako vedlejší minerální fáze. Granitoidy disponují velkou diverzitou z důvodu různorodého zdroje magmatu, které vzniká v nejrůznějších geotektonických prostředích a tektonických režimech. Proti dřívějším představám, že jsou granitoidy extrémními diferenciaty bazického magmatu, případně, že granitoidy vznikají v pevném stavu procesem granitizace, panuje dnes již shoda, že většina granitoidů vzniká tavením hornin zemské kůry, případně míšením (hybridizací) korových a plášťových tavenin. Jen malá část granitoidů jsou extrémními diferenciaty magmat derivovaných z pláště. Granitoidy rozdělujeme do několika základních typů podle odlišných kritérií např. minerálního složení, indexu tmavosti, chemického složení, geneze (protolitu, ze kterého vznikly) a podle geodynamického prostředí jejich vzniku. (Philpotts, 1989).

K nomenklatuře vyvřelých, plutonických hornin podle kvantitativně-minerálního složení se nejčastěji používá Streckeisenův diagram QAPF, který vyjadřuje procentuální zastoupení felsických (světlých minerálů), kterými jsou Q-křemen, A-alkalický živec, P-plagioklas, F-foidy. (Obr. 1)



Obr. 1. QAPF diagram podle Streickensena (1976), pro horniny s číslem tmavosti $M < 90$

Podle indexu tmavosti, to znamená procentuálního zastoupení mafických (tmavých) minerálů, mezi které patří např. olivín (ten se ale v granitoidních horninách nevyskytuje), pyroxeny, amfiboly, biotit, granáty, melilit, ilmenit, magnetit apod.) dělíme horniny na hololeukokrátň, obsahující do 10% mafických minerálů, na leukokrátň, obsahující 10- 35% mafických minerálů, mesokrátň, které obsahují 35-65 mafických minerálů, na melanokrátň s obsahem 65-90 % mafických minerálů a na holomelanokrátň či ultramafické s obsahem nad 90% mafických minerálů (Le Maitre, 2002)

Podle protolitů, ze kterých granitoidy vznikají, rozlišujeme 4 genetické typy:

a) granity typu S (supracrustal, sedimentary source) vzniklé parciálním tavením starších metasedimentů, jsou peraluminické.

b) granity typu I (igneous source), které jsou produkty parciálního tavení a diferenciaci starších hornin magmatického původu. Zdrojové horniny, z nichž se I typy granitoidů diferencují, mají většinou původ v tavení hornin metasomaticky ovlivněného pláště, nebo vznikají přímo tavením subdukované oceánské litosféry. Většinou však na cestě k povrchu bývá výsledný chemismus ovlivněn procesy asimilace, hybridizace (míšení magmat) a frakční krystalizace. Většinou jde o horniny metaaluminické až peraluminické.

c) granity typu A (anorogenní, bohaté na alkálie), granitoidy tohoto typu nemají přímý vztah k orogenním procesům, bývají spjaté s extenzí kůry a pláště, případně pronikají kůrou po odeznění orogenních procesů, které způsobují ztlustění kůry. Mají též často významnou plášťovou komponentu. Na jejich vzniku se často nepřímo podílí vmístění vysoce temperovaných bazických alkalických magmat, které vyvolá tavení hornin v plášti intruze.

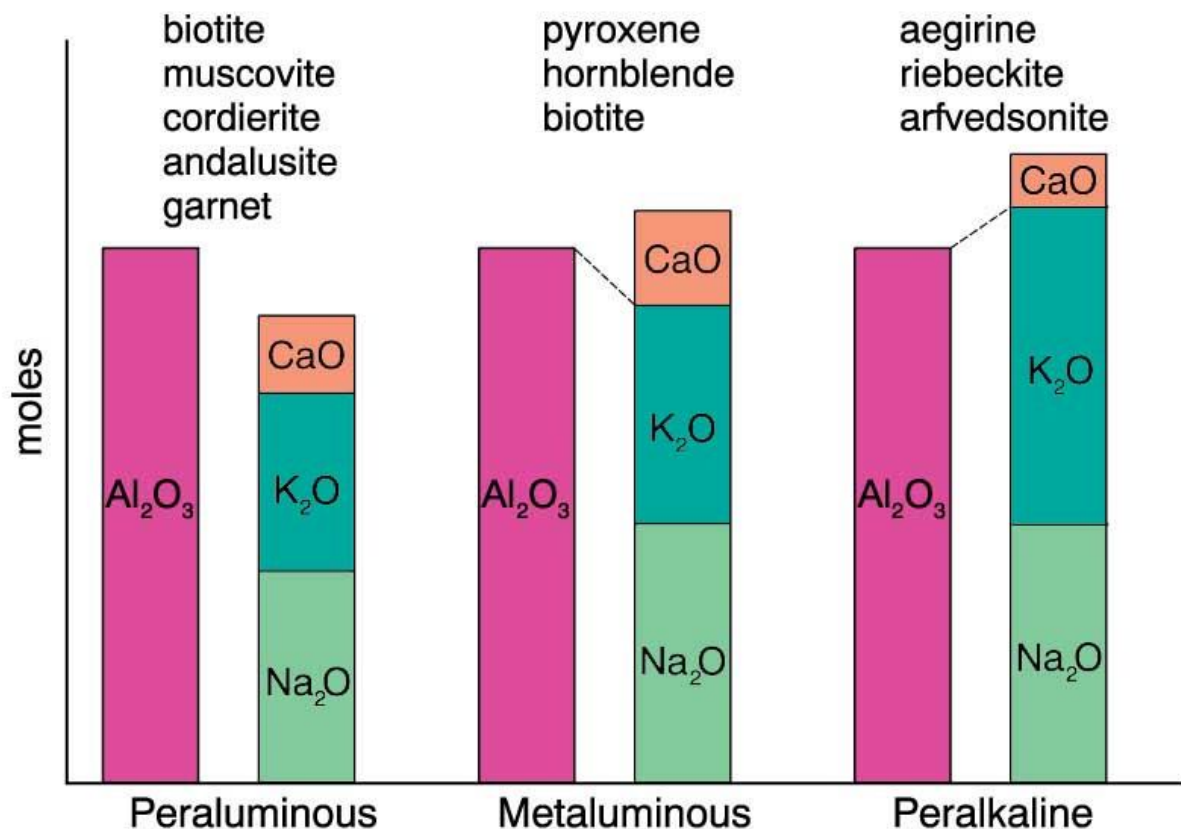
d) granity typu M, které vznikají diferenciací plášťových mafických magmat (Chappell & White, 1974).

Granitoidy klasifikujeme i podle chemického složení. V posledních letech je hojně využívána míra saturace oxidem hlinitým (obr.2). Klasifikace je založena na molárním zastoupení $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ (A/CNK - Shand, 1943). Podle výše uvedeného poměru se granitoidní horniny člení na 3 základní typy. Prvním typem jsou peraluminické, v nichž převažuje Al_2O_3 . Charakteristickým rysem těchto granitoidů je přítomnost minerálů bohatých hliníkem jako je cordierit, andalusit, muskovit, případně biotit. Druhým typem jsou metaaluminické granitoidy, v nichž $Al_2O_3 > Na_2O+K_2O$. Tyto granitoidy mohou běžně obsahovat pyroxen, amfibol a biotit. Třetí typ představují peralkalické granitoidy, v nichž je obsah Al_2O_3 menší než Na_2O+K_2O . Typickými tmavými minerály tohoto typu granitoidů jsou alkalické amfiboly (arfvedsonit, riebeckit) nebo pyroxeny (egirín) (Clark, 1992).

1.2 Definice a vyčlenění leukokrátních typů granitoidů

Mezi leukokrátní granitoidy tedy patří horniny, které obsahují do 35 % mafických minerálů. Patří mezi ně zejména alkalicko-živcový granit neboli alaskit. Obsahuje 20-60% křemene (z obsahu křemene a živců), alkalické živce (ortoklas, mikroklin, albit) 90-100% z

přítomných živců a oligoklas 0-10% z živců. Dalším typickým zástupcem leukogranitoidů je trondhjemit, často označovaný též jako plagiogranit, i když podle Streckeisenovy klasifikace patří do skupiny tonalitů.



Obr.2. Schématická klasifikace granitoidů podle saturace oxidem hlinitým (Shand, 1943) se zastoupením typických minerálů (Clark, 1992).

Obsahuje 20-60% křemene ze světlých minerálů a kyselé plagioklasy (oligoklas). Tmavé minerály bývají zastoupeny biotitem a amfibolem. Jde tedy o leukokrání tonalit bohatší křemenem, převážně bez draselného živce nebo je zastoupen pouze nevýznamně (Le Maitre, 2002).

Pro rozdělení leukokrátních granitoidů použijeme výše popsané chemické klasifikace. Mezi první typ granitoidů (S-typ) patří muskovitické peraluminické granitoidy (MPG) a cordieritické a biotitem bohaté peraluminické granitoidy (CPG). Vznikají parciálním tavením hornin zemské kůry (zejména starších metasedimentů). Vyskytují se nejčastěji na konvergentních rozhraních, v oblastech kontinentální kolize. Dalším typem leukokrátních granitoidů jsou CA (calc-alkaline) granitoidy (CAG). Patří mezi metaaluminické granitoidy typu I, vznikající tavením hornin pláště či subdukované oceánské desky. V průběhu výstupu se jejich chemismus mění asimilací hornin zemské kůry, případně se mísí plášťové a korové taveniny a samozřejmě dalšími procesy frakcionace, zejména frakční krystalizací. Jejich složení je do značné míry závislé na P-T podmínkách tavení, (taveniny vznikají většinou ve větších hloubkách v suprasubdukčním prostředí) a výše popsaných procesech.

Posledním typem jsou tholeiitické granitoidy středoocéánských hřbetů (RTG). Patří mezi metaaluminické granitoidy typu I. Vznikají buď extrémní frakcionací bazických magmat blízkých tholeiitickému složení, případně tavením gabroidních hornin a kumulátů oceánské kůry (Koepke et al. 2003). Tvoří se zejména na divergentních rozhraních, v oblastech rozšiřující se oceánské kůry, nebo v oblastech kontinentálních riftů. (Babarin, 1999).

2. Divergentní rozhraní

Divergentní rozhraní je místo, kde se dvě litosférické desky vzájemně pohybují od sebe a vzniká zde nová oceánská kůra, která je v důsledku vyklenutí pláště velmi tenká v porovnání s kůrou kontinentální. Tento typ rozhraní vzniká rozpadem původně jedné litosférické desky. Proto se často vyčleňují dvě krajní stádia riftogeneze. Počáteční, kdy se rozpadá kontinentální deska na dvě části, vzniká extenzní příkopová propadlina, s typickým alkalickým vulkanismem, zvýšeným tepelným tokem, seismickou a hydrotermální aktivitou a dalšími charakteristickými rysy, kterou označujeme jako kontinentální rift. Při masivním pronikání bazického magmatu může přejít přes stádium relativně úzkého mezikontinentálního riftu typu Rudého moře až do stádia širokého oceánu velikosti například Atlantiku. Extenze a pronikání plášťových magmat a tedy i vznik oceánské kůry je

koncentrován naopak do podmořských hřbetů, které vyčnívají až několik km nad úroveň abyssálních planin. V případě relativně pomalu se rozpínajících hřbetů se i zde vytváří centrální deprese. Vlivem vyšší teploty a extenze vyvolané aktivním vystupováním plášťového diapiru nebo pasivním, tzn. magmatickou erozí spodní části kůry, dochází ke snižování mocnosti oceánské kůry, její mocnost dosahuje někdy jen několik km. Magma se přes méně mocnou litosféru skrze oslabené zóny dostává až na povrch oceánského dna, nebo tuhne v magmatických krbech situovaných nehluboko pod povrchem.

2.1 Středoocéánské hřbety

Středoocéánské hřbety jsou podmořská, pásemná pohoří, kde dochází k výstupu konvekčních proudů (případně plášťových diapirů) a odsouvání litosférických desek od sebe. Jsou to místa vzniku nové oceánské kůry. Magma prostupuje přes hluboké zlomové zóny k povrchu, kde tuhne. Celková délka všech oceánských hřbetů je přibližně 60 000 km. Středoatlantský hřbet s délkou kolem 10 000 km je nejdelší. Hřbety vystupují do výšky 1 - 4 km nad okolní hlubokomořské dno. Šířka celého podmořského hřbetu dosahuje až stovek kilometrů (300 - 2 000 km). Hřbet je v příčném řezu tvořen vrcholovou částí, od které sestupují na obě strany svahy, na kterých nacházíme četná riftová údolí s hloubkou až 2 km a šířkou 20 - 40 km. Vrcholové části oceánských hřbetů jsou tvořeny systémem příkopů. U rychle se odsunujících desek (až 10 cm/rok) je centrální část vyklenuta směrem vzhůru. U pomalu se odsunujících desek (několik cm/rok) centrální část připomíná příkop ve tvaru písmene V (Kious & Tilling, 1996).

2.2 Diferenciace magmatu

Parciální tavení

Horniny jsou složeny z více minerálních fází, které mají obecně různé teploty tání, což vede k tomu, že se při zahřátí hornina nezačne tavit v celém svém objemu, ale pouze částečně. Podobně jako teplota ovlivňuje stabilitu fází při procesu tavení také tlak. Proces

tavení hornin zemské kůry nebo litosférického či astenosférického pláště můžeme vyvolat buď zvýšením teploty, případně snížením tlaku, přísunem fluidních fází, které snižují teplotu tání horniny. Většinou se při tavení tyto faktory různě kombinují. Protože tavenina je většinou lehčí než okolní pevné horniny, částečně natavená hornina má tendenci stoupat v horninovém sloupci, za současného snižování tlaku. Dochází tak často k tzv. dekompresnímu tavení minerálů, které obsahují vázanou vodu (amfiboly, biotit, muskovit).

Diferenciace magmatu

Primární magma prochází během svého výstupu svrchním pláštěm a zemskou kůrou významnými změnami, jejichž výsledkem je více látkově odlišných magmatických hornin. Tyto změny souvisí s velkým komplexem složitých fyzikálně chemických procesů, které se souhrnně označují jako diferenciace magmatu. K základním diferenciálními procesům patří likvace, frakční krystalizace, gravitační diferenciace, filtrační diferenciace, oddělení plynné fáze a asimilace. (Wilson, 1989)

Při likvacii dochází k rozdělení původně homogenní taveniny na dvě vzájemně nemísitelné taveniny (např. na silikátovou taveninu a sulfidickou taveninu). K oddělení sulfidické taveniny od silikátové dochází při ochlazení magmatu zhruba na teplotu 1500 °C. Sulfidická tavenina, vlivem vyšší hustoty, klesá do spodních částí magmatického krbu (gravitační diferenciace). Teplota oddělení sulfidické a silikátové taveniny závisí na složení magmatu. Utuhnutí sulfidické taveniny probíhá až při poměrně nízkých teplotách (200 až 600 °C) a hlavními produkty krystalizace sulfidické taveniny jsou sulfidy Fe, Cu, Co a Ni. Z hlediska vývoje magmatu má likvace zpravidla jen nepatrný význam (zvláště pak u kyselých, granitických magmat, které mají podstatně nižší teplotu liquidu a solidu).

Frakční krystalizace má zásadní význam při diferenciaci magmatu. V průběhu frakční krystalizace dochází k vylučování minerálů z magmatické taveniny v určitém pořadí, které je dáno zákony fázových rovnováh. Vyloučením určitého minerálu z taveniny se mění její chemické složení, což znamená, že později vyloučené minerály budou vznikat z taveniny odlišného složení a že tedy budou mít jiné chemické složení než dříve vykrystalované minerály.

Horninotvorné minerály z magmatické taveniny (bazaltického složení) krystalizují v zákonitém pořadí. Postup krystalizace magmatu je znázorňován schématem, které se podle svého autora nazývá Bowenovo reakční schéma. Schéma sestává ze dvou reakčních sérií. Levá strana schématu představuje tzv. diskontinuitní sérii. Minerály této série (olivín, pyroxeny, amfiboly, biotit) mají odlišné složení. Pravá strana schématu představuje tzv. kontinuální sérii, která je tvořena členy plagioklasové řady, v níž se složení plagioklasu kontinuálně mění v průběhu krystalizace od bazických ke kyselým členům. Obě série se spojují a schéma je zakončeno trojicí minerálů (K-živcem, muskovitem a křemenem), které však netvoří reakční sérii. Termín reakční série vyjadřuje, že minerál ležící v určité reakční sérii výše (tj. krystalizující u taveniny dříve) může při dalším postupu krystalizace reagovat s taveninou a může být nahrazen minerálem ležícím v této sérii níže.

Při gravitační diferenciaci minerály s vyšší hustotou než okolní tavenina (např. olivín, pyroxeny a amfiboly) klesají v magmatickém krabu, zatímco minerály s menší hustotou (obvykle světlé minerály) se hromadí v horních částech magmatického rezervoáru. Filtrační diferenciaci je vyvolána orientovaným napětím, které způsobuje oddělení taveniny od vykrystalovaných minerálů jejím vytlačěním.

Mezi další procesy, které vedou k diferenciaci magmatu je oddělení plynné fáze. K hlavním těkavým složkám magmatu patří především H_2O . Vedle H_2O tyto plyny obsahují HCl, HF, SO_2 , SO_3 , H_2S , CO_2 , CO, N_2 , ale i sulfidy, fluoridy, chloridy. Ve vysokoteplotních kondenzátech byly zjištěny všechny hlavní horninotvorné prvky (Si, Al, Na, K, Mg, Fe, Ca). Přítomnost fluid významně snižuje teplotu, za níž magmata krystalují, nebo opačně teplotu, při níž se horniny začínají tavit. Fluida též ovlivňují přenos látek a také viskozitu taveniny.

Asimilace je proces, při němž magma pohltí určité části okolních hornin a ty se v tavenině rozpouští. Tím se samozřejmě mění chemické složení magmatu, primárně se magma kontaminuje magmatem vznikuvším roztavením okolních hornin a xenolitů. Utuhnutím kontaminovaného magmatu se vytváří odchylná minerální asociace než při tuhnutí primárního nekontaminovaného magmatu. (Wilson, 1989).

2.3 Plagiogranity středooceánských hřbetů (RTG)

Diapirový výstup hmoty svrchního pláště v oblastech riftů a oceánských hřbetů vede k její diferenciaci a případně parciálnímu tavení. Vznikají oceánské tholeiity (OFB, MORB), které pochází z hloubek kolem 30 km, mají nízký obsah litofilních prvků (K, Rb, Ba, Cs, Th, U) a primitivní distribuci REE podobnou chondritům. Charakteristická je bimodální asociace tholeiit (gabro) a leukogranit (plagiogranit). (Winter, 2001).

Hřbetové tholeitické granity (RTG- ridge tholeiitic granitoids) se vyskytují uvnitř oceánské kůry, kde tvoří žíly nebo malé plutony. Jsou bohaté amfibolem a biotitem, od ostatních typů se liší asociací s oceánskými mafickými horninami. Byly popsány v mnoha ofiolitových komplexech. Magma vzniklá tavením svrchního pláště jsou spjata s místy rozšiřování oceánské kůry. RTG jsou výsledkem extrémní frakční krystalizace. Mohou též vznikat odmíšením nemísitelných složek magmatu či tavením gaber oceánské kůry (Borsi et al. 1996, Koepke, 2004). Vyskytují se zřídka a v malých objemech, zejména jako plagiogranitové žíly (dikelets) na aktivních oceánských hřbetech. Ačkoli se vyskytují ve většině ofiolitových komplexů, reprezentují méně než 2% z celkové expozice. (Babarin, 1999) Podle jiných autorů se tento typ granitů řadí mezi řadu hornin tonalit- trondjemit- granodiorit, označovanou v literatuře jako TTG série (Moyen, 2011), která je produktem tavení bazaltické kůry, výjimečně i tavení metasomaticky přeměněného pláště. K těmto procesům dochází většinou v subdukčním prostředí, méně již při delaminaci bazaltické spodní kůry v prostředí ostrovního oblouku (Atherton & Petford, 1993) a zřejmě i v nesubdukčním prostředí (Xu et al., 2002). Z tohoto důvodu bude tato skupina granitoidů charakterizována spolu s granitoidy vznikající v subdukčním prostředí.

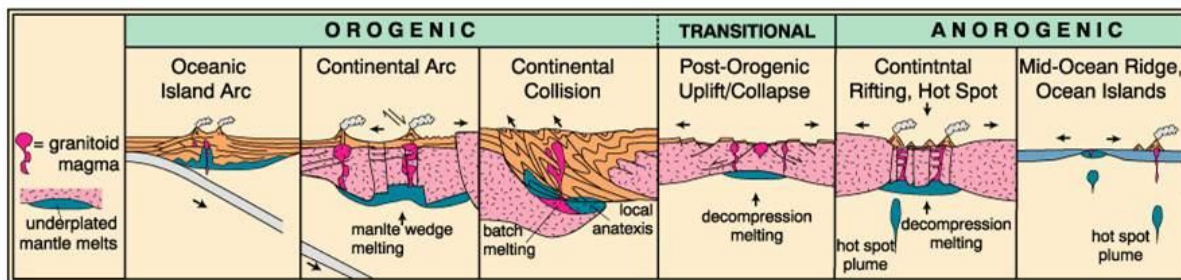
3. Konvergentní rozhraní

Konvergentní rozhraní je místem, kde se dvě litosférické desky přibližují. Dochází k zániku litosféry podsouvající se desky za doprovodu intenzivní zemětřesné a vulkanické

činnosti. S narůstající hloubkou vzrůstá teplota i tlak. Podsouvající se deska se zahřívá. Když teplota subdukované desky dosáhne bodu tavení hornin, dojde k uvolnění magmatu, které se dostává k povrchu. Spodní částí litosféry subdukující desky prostupuje magma v důsledku rozdílné hustoty a teploty. V zemské kůře se magma kumuluje v magmatických krbech. Odtud k povrchu se dostává zónami oslabení zemské kůry (zlomy, puklinové systémy). Rozlišujeme 3 druhy konvergentních rozhraní: podsouvání oceánské desky pod oceánskou - spjat se vznikem intraoceánských ostrovních oblouků, podsouvání oceánské desky pod kontinentální a kolizi dvou kontinentálních desek za vzniku pásemných horstev (Kious & Tilling, 1996).

3.1 Typy granitoidů konvergentních režimů

Granitoidní horniny vznikající v konvergentním režimu rozdělujeme na vápenato-alkalické (CA) granitoidy, které patří mezi I nebo S typy granitoidů a lze je rozdělit na draslíkem bohaté, spjaté s přechodnými režimy při kontinentální kolizi, mezi které patří i leukokrátní varianty a na bohaté amfibolem, vznikající na vulkanickém ostrovním oblouku (subdukce) nebo na aktivních kontinentálních okrajích. Peraluminické patří mezi S typy vznikající při kontinentální kolizi obr. 3. Odlišujeme 3 možné původy magmatu a to korový, plášťový a smíšený, který zahrnuje jak komponenty kůry, tak pláště. Peraluminí granitoidy mají korový původ, CA granitoidy smíšený a peralkalické granitoidy plášťový původ. (Babarin, 1999). Zvláštní skupinou granitoidů, které jsou nejčastěji spjaté se subdukčními procesy a procesy v plášťovém klínu nad subdukční zónou jsou granitoidy řady tonalit-trondhjemit-granodiorit (TTG suita) a jim velmi příbuzné adakity a sanukitoidy, které vznikají tavením subdukující oceánské kůry saturované vodou, případně tavením pláště metasomatizovaného subdukčními fluidy nebo taveninami ze subdukované desky (Martin et al. 2005, Moyen et al. 2005, Moyen 2011).

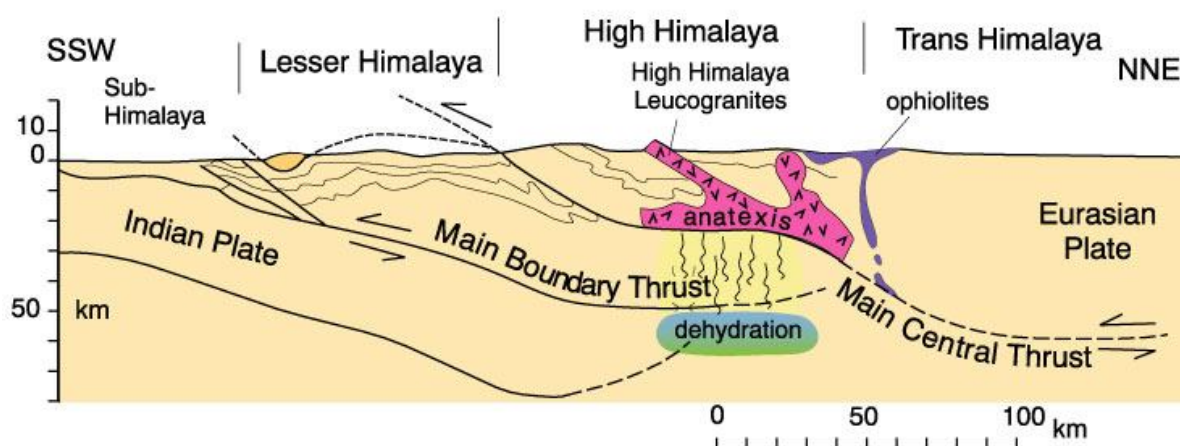


Obr.3. Klasifikace granitoidních hornin podle geotektonického prostředí jejich vzniku (Babarin 1999, Winter 2001)

3.2 Peraluminické leukogranitoidy

3.2.1 Petrografická a geochemická charakteristika

Muskovitické peraluminické felsické leukogranitoidy obsahují často velké lupínky primárního a zonálního muskovitu. Z akcesorických minerálů bývají přítomny turmalín, granát a apatit. Méně často pak zirkon, monazit a ilmenit. Obecně jsou velmi chudé na enklávy (uzavřeniny). Pokud je obsahují, nejčastěji jsou to xenolity nebo méně často neroztavené enklávy (restity po parciální anatexi). Typickým příkladem jsou leukogranity Vysokého Himaláje obr.4.

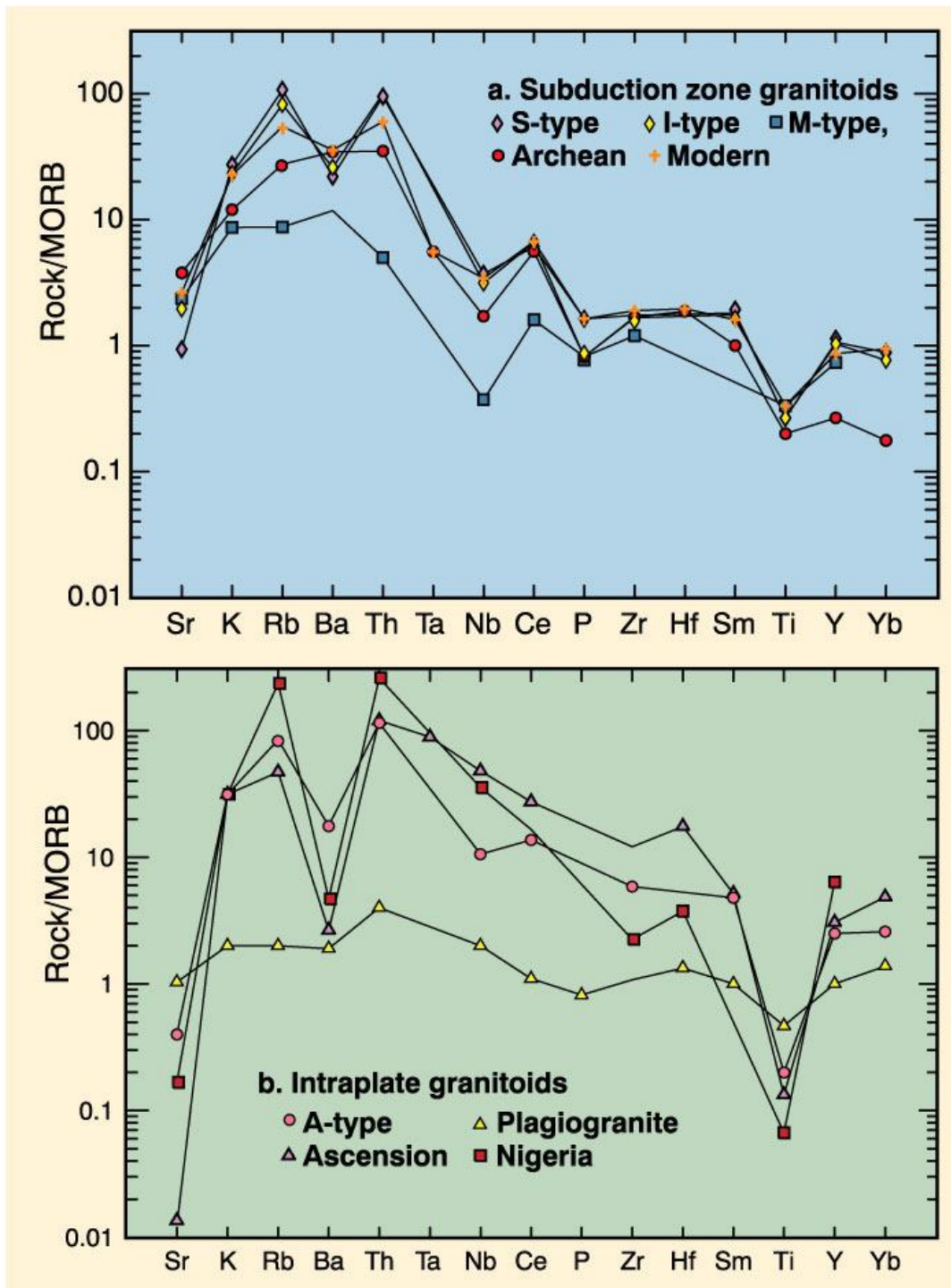


Obr.4. Schématické znázornění parciálního tavení a produkce leukogranitoidů Himalájského orogénu. (Lanord & Le Ford 1988, Winter 2001)

Cordieritické, biotitem bohaté peraluminické granitoidy (CPG), které jsou bohaté cordieritem v asociaci se sillimanitem, vzácněji s andalusitem obsahují drobné lupínky primárního muskovitu. Cordierit se vyskytuje v podobě plochých idomorfních prismatic a ojediněle jako nodule skládající se s cordieritu a křemene. Cordieriticko-biotitické leukogranitoidy obsahují apatit, zirkon, turmalín a méně často monazit, granát, allanit a illmenit. Jsou většinou mělce intruzivní, ojediněle intrudují do hlubších partií kůry. Enklávy obsahují mnoho restitů bohatých slídou a také mafické mikrogranulární enklávy obzvláště hojné tam, kde jsou granitoidy v asociaci s vysoce metamorfovanými horninami a tvoří anatektické komplexy. Typickým příkladem je Lachlan Fold Belt v Austrálii (White & Chapell, 1983), v němž jsou tyto granitoidy neoproterozoického až staropaleozoického stáří. Z geochemického hlediska se oba dva typy vyznačují vysokým obsahem Al_2O_3 a CPG vysokým obsahem K_2O , nízkým obsahem CaO , $(\text{FeO}+\text{MgO}+\text{MnO})$, Sr_i od 706 a výše (tj. poměr mezi ^{87}Sr a ^{86}Sr). Obsah REE (prvků vzácných zemin) jednotlivých typů granitoidů, normalizovaná obsahem REE v bazaltech středooceánských hřbetů je uvedena na obr.5. Peraluminické granitoidy se vyznačují zejména vysokým obsahem Rb a Th. (Hawkesworth & Kemp, 2006).

3.2.2 Geneze peraluminických granitoidů

Protolitem leukokráních granitoidů výše uvedených typů jsou horniny hlubších částí kontinentální kůry. Restity, což jsou enklávy, které jsou produktem tavení korového materiálu, jsou běžné u obou typů, zatímco méně často se vyskytující mafické mikrogranulární enklávy, které představují silně modifikovaný plášťový materiál, se vyskytují pouze u CPG. Typické chemické znaky a přítomnost mafických enkláv indikují, že CPG mohou vznikat i z magmatu generovaného tavením zemského pláště. Většinou jde o míšení dvou zdrojů, korového a plášťového. Geneze těchto dvou typů peraluminických granitoidů není řízena pouze povahou zdrojového materiálu, ale hlavně podmínkami korové anatexe, což je proces, při němž horniny ležící v hloubce a vystavené rostoucí teplotě, jsou částečně taveny, později více nebo méně úplně roztaveny. Teplota tavení závisí na chemickém složení hornin, na velikosti tlaku a přítomnosti vody a dalších fluid.



Obr5. Zastoupení REE v různých typech granitoidů (Winter, 2001)

Pořadí tavení minerálů je v podstatě opačné než jejich krystalizace. Granitoidy typu MPG a CPG vznikají v místech ztlušťování zemské kůry na konvergentním rozhraní dvou kontinentálních litosfér (v oblastech kontinentální kolize). CPG jsou rozptýlené přímo v orogenním pásu, zatímco MPG se koncentrují podél příčných zlomů a tahových zón, které

příčně lámou ztluštělou kůru. Dominantními procesy diferenciace magmatu je frakční krystalizace a u granitoidů typu CPG také odmíšení zbytkového materiálu (restitu), což je variabilní separace kapalné fáze od zbytkového zdrojového materiálu během výstupu a uložení magmatu. Chemismus zdůrazňuje rozdíly mezi těmito typy, peraluminický charakter se silně zvyšuje s diferenciací u MPG, zatímco u CPG se zvyšuje pouze mírně. (Bonin, 1998).

3.3 Vápenato-alkalické granitoidy (KCG)

Petrografická a geochemická charakteristika

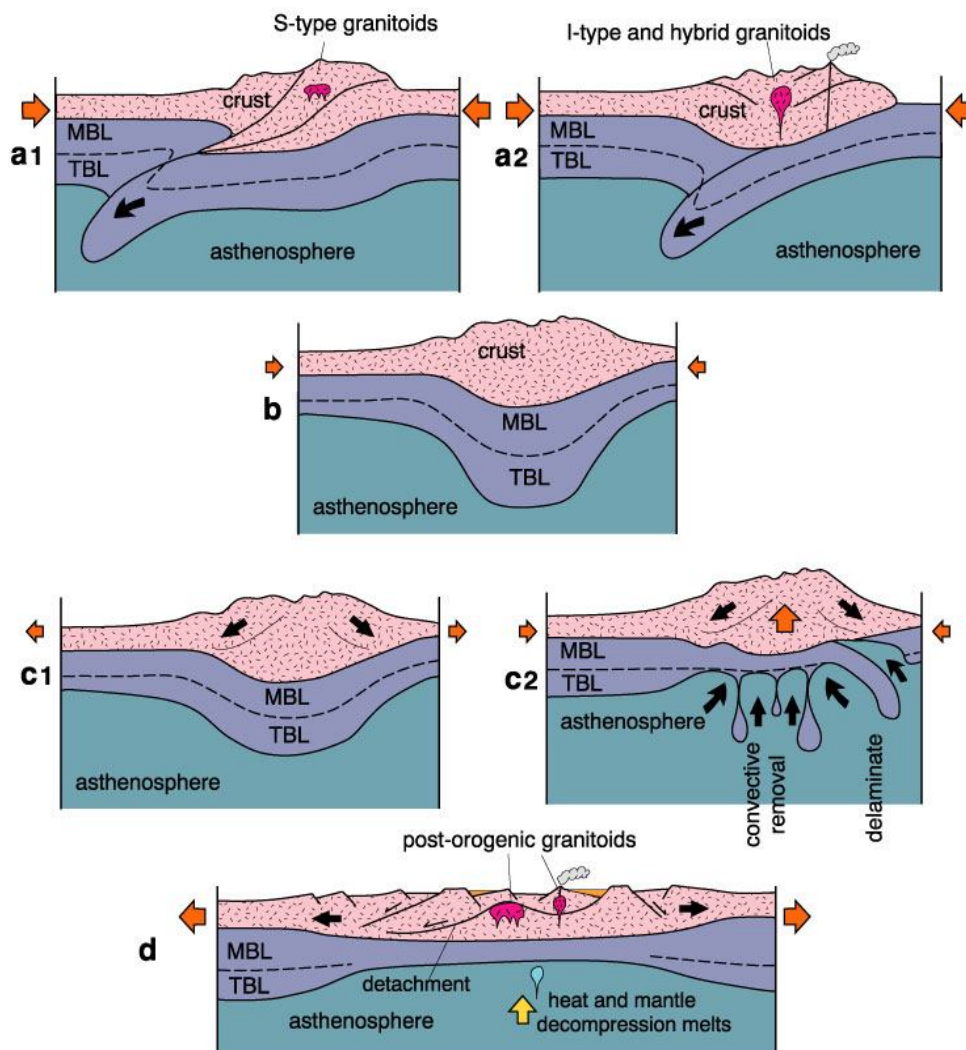
KCG je zvláštní typ granitoidů obsahující hojně biotit, ojediněle amfibol, naopak pyroxeny většinou chybí. Z akcesorií bývá přítomen zirkon, méně často pak apatit, allanit a titanit. Typickým znakem těchto granitoidů je porfyrická struktura, kde vyrostlice tvoří většinou draselný živec. Často obsahují xenolity, felsické i mafické mikrogranulární enklávy. Vyskytují se v asociaci s peraluminickými granitoidy a obzvláště hojný výskyt nacházíme v kaledonském plutonu v severní části Britských ostrovů a v hercynském pásu západní Evropy. Vyznačují se poměrně velkým obsahem K_2O a obsahem ostatních komponent jako jsou $[Al_2O_3, CaO, Na_2O, (FeO+MgO+MnO)]$, Sr_i index mají v rozmezí 706-712, mají vysoký obsah Sr a nízký obsah P a Ti viz. obr. 5. Tyto horniny se také označují jako šošonitické granitoidy. Typické šošonitické granitoidy jsou většinou melanokrání horniny sahající od monzogabra až po leukogranitoidy, ale jen ty nejdiferencovanější přecházejí do monzogranitu a alkalického granitu. Šošonitické granitoidy jsou charakterizovány obsahem SiO_2 v rozmezí 52-72%, vysokým obsahem K_2O+Na_2O (> 8%), poměr K_2O a Na_2O je větší než 1, poměr Fe_2O_3/FeO je v rozmezí 0.85-1.51 a mají nízký obsah TiO_2 . Všechny tmavé draslíkem bohaté horniny disponují velkým obsahem inkompatibilních prvků (Rb, Cs, Th, U). (Gusev et al., 2011).

Geneze KCG granitoidů

KCG jsou vápenato-alkalické granitoidy smíšeného původu tzn. jsou derivovány z obohaceného pláště (subdukčními fluidy nebo taveninami). Mezi dominantní procesy magmatické diferenciace patří frakční krystalizace a míšení magmat. Vyskytují se na konvergentních rozhraních, ve více variacích tektonických režimů. Vznikají během období relaxace (doby kulminace) během kolize nebo při přechodu od kompresního k tenznímu režimu. Jsou časté v orogenních pásech spojených s kontinentální kolizí, částečně v době konce kolize. (Babarin, 1999).

Pozice vápenato-alkalických granitoidů a anatektických S-typů granitoidů v konvergentním prostředí.

V oblasti, kde je oceánská subdukce nahrazena subdukcí kontinentální litosféry, vznikají peraluminické granitoidy (MPG, CPG) tavením kontinentální kůry a také vápenato-alkalické granitoidy (KCG), zdroje jejich magmat jsou většinou smíšené. Anatektické leukokráttní granitoidy jsou rozptýlené v celém mobilním pásu bez výrazného prostorového uspořádání. Muskovitické peraluminické granitoidy se vyskytují tam, kde je ztluštělá kontinentální kůra rozlámána příčnými zlomy, nebo s určitým časovým odstupem za CA horninami, když se ztluštělá kůra zahřeje a prostoupí fluidy z hydratovaného pláště nad subdukční zónou. Cordieritické peraluminické granitoidy tvoří tenké lakolity nebo zaoblené plutony. Místy mohou být zakořeněny ve vysoce metamorfovaných horninách. MPG a CPG jsou spojeny s vrcholnou fází orogeneze a s HT-LP metamorfními procesy, zatímco KCG pravděpodobně intrudují i během relaxační fáze. Aktivita konvergentních zón se pravděpodobně skládá ze střídání období komprese a období tenze, které umožní genezi obou typů, z nichž krystalují peraluminické a KCG granitoidy. KCG jsou často považovány za postorogenní horniny, i když mohou vznikat společně s peraluminickými granitoidy. Po vyznění kolize dochází k erozi a kontinentálnímu zdvihu a KCG granitoidy jsou erozí obnaženy a vyskytují se ve větším množství. Možné geotektonické scénáře vzniku různých genetických typů granitoidů v kolizním prostředí vyjadřuje obr.6 (Babarin, 1999, Bonin, 1998).



Obr. 6. Schématické modely propojující termomechanické procesy na konvergentních rozhraních a genezi jednotlivých typů granitoidů. (Winter 2001)

3.4. Geneze skupiny sodných granitoidů TTG (tonalit- trondhjemit- granodiorit)

TTG je horninový typ výslovně spojen s ranným vývojem Země (archaické stáří 4- 2.5 miliard let). Jde o první objemově významné intermediální a kyselé produkty přetavování a diferenciacie bazaltických tavenin v prostředí středooceánských hřbetů, ale i v prostředí analogickému dnešním ostrovním obloukům. Typické TTG jsou stejnozrné plutonické horniny obsahující zejména křemen, plagioklas (oligoklas) a biotit. Draselný živec, který horniny obsahují, tvoří pouze minoritní komponentu zatímco většina prvotních zástupců této

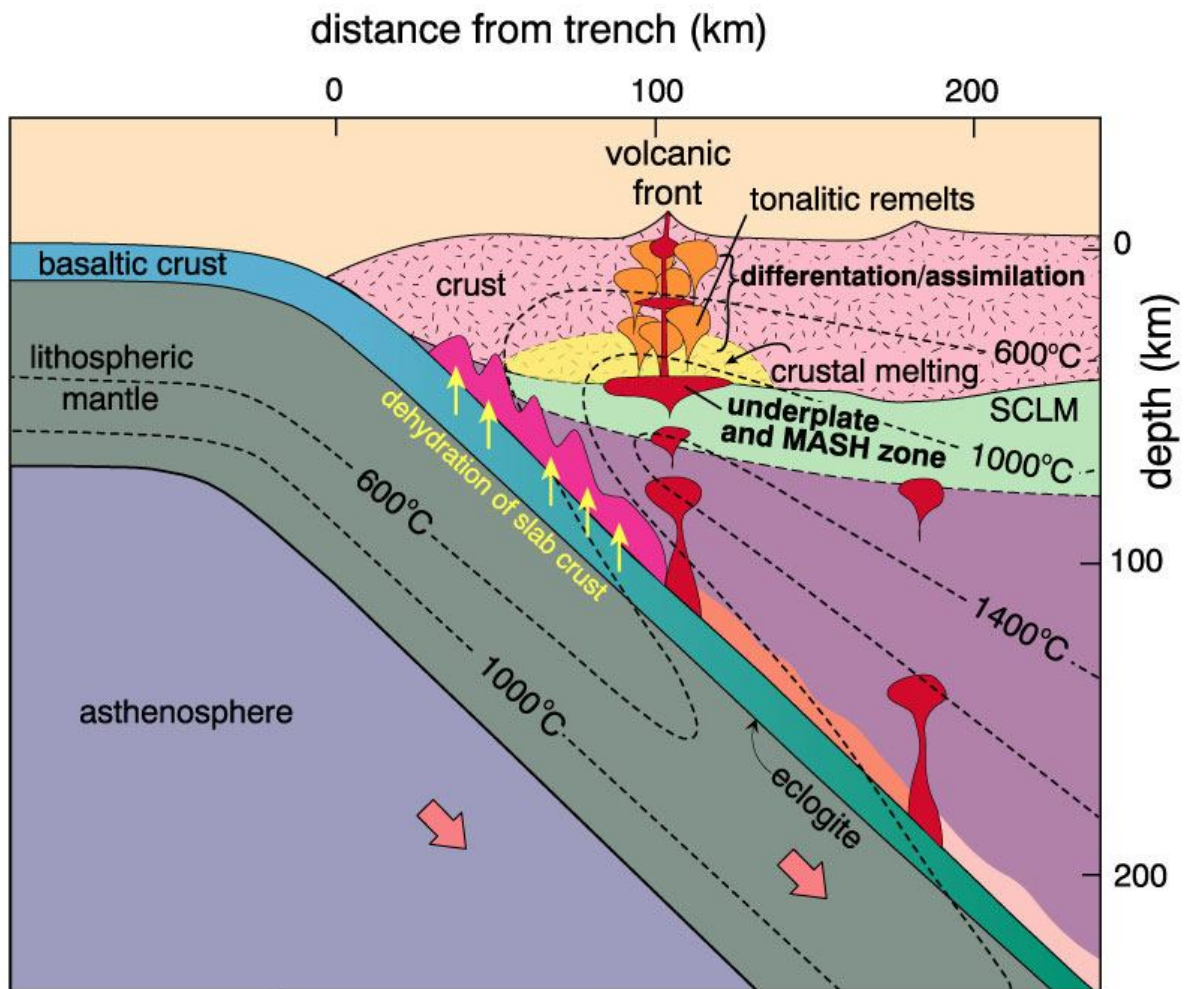
skupiny je bohatá na amfibol. Mezi akcesorické minerály patří zejména allanit, apatit, zirkon a titanomagnetit. (Martin, 2005).

TTG se tvoří středním stupněm parciálního tavení vodou nasycené bazaltické kůry za tlaku dostačujícímu ke stabilizaci granátu (plus mínus amfibolu). Nedostatek mafických členů indikuje parciální tavení, spíše než frakční krystalizaci, jako dominantní proces. (Martin a Moyen 2005). Tradičně se uvádí, že TTG reprezentují horniny vzniklé parciálním tavením bazaltické kůry, avšak se stále diskutuje, zdali se tavení vyskytuje v prostředí subdukční zóny nebo na podkladu silné spodní kůry bazaltického složení (obr. 7). Tavení materiálu odpovídajícího tholeiitickým bazaltům, za vzniku tavenin tonalitového až trondhjemitového složení bylo předmětem mnoha experimentů (například Johnston, 1986, Springer & Seck, 1997). Studie ukazují, že přítomnost granátu, rutilu a amfibolu v ochuzeném reziduu je nezbytná k dosažení silné frakcionace REE (rare earth elements) a k negativní Nb-Ta anomálii typickou pro archaické TTG. (Nehring et al., 2009).

3.4.1. Geochemická a petrografická charakteristika

Skupina sodných granitoidů TTG jsou křemenem bohatá (SiO_2 více než 65 w.t%), s vysokým obsahem Na_2O ($3 \text{ w.t\%} < \text{Na}_2\text{O} < 7 \text{ w.t\%}$) a nízký poměr $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (< 0.5), bez nabohacení draslíkem během magmatické diferenciaci. Jsou chudé na femické minerály (ve kterých kationty železa a hořčíku tvoří základní chemickou složku) ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2 < 5 \text{ w.t\%}$). Baker a Arth (1976) rozdělil archaické sodné (trondjemitické) granity do dvou skupin.

První skupina sodných granitoidů plagiogranitů (tonalitů) bohatých hliníkem je charakterizována zvýšeným obsahem Sr a Eu a naopak nízkým obsahem Yb a Y, silně frakcionovanými REE (Rare Earth Element). Tyto znaky indikují přítomnost granátu a amfibolu tak jako nevýznamnou frakcionaci plagioklasu. Druhá skupina sodných granitoidů s nízkým obsahem hliníku, nízkým obsahem Sr a Eu, méně frakcionovanými REE (prvky vzácných zemin) ukazuje, že v reziduu nebyl granát, ve kterém se hromadí těžké REE.



Obr. 7. Schématické znázornění aktivního kontinentálního okraje subdukční zóny (Winter, 2001)

Při frakcionaci Eu, Sr naopak dominoval plagioklas, který byl odstraňován z primární taveniny. Většina TTG spadá do první skupiny. Přítomnost granátu v reziduu ukazuje na vznik magmatu ve velkých hloubkách tj. k tavení docházelo za dosti velkých tlaků. Martin (2005) pro tuto skupinu používá termínu archaické TTG.

3.4.2. Vývoj složení TTG v průběhu archaika

Martin a Moyen (2002) popisují změny chemické složení TTG suity v průběhu archaika v souvislosti s postupným snižováním tepelného toku a změny geotektonických

procesů vázané na termomechanické vlastnosti litosféry a kůry. Mezi nevýznamnější změny chemického složení patří snížení průměrného obsahu SiO_2 a zvýšení průměrného obsahu MgO v průběhu archaika. Průměrný obsah MgO vzrostl z hodnoty 0.45 (ve věku 4 miliardy let) na hodnotu 0.65 (ve věku 2.5 miliard let). Výše uvedení autoři také poukazují na vzrůst maximálních koncentrací Ni z 30 na 70 ppm, Cr z 50 na 200ppm, Sr z 550 na 1200 ppm a $\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO}$ dosahuje rozmezí 9-11 w.t% ve stejném časovém intervalu. TTG starší než 3.5 miliardy let mívají většinou negativní Sr anomálii, zatímco u TTG mladších než 3 miliardy let je anomálie mírně pozitivní. Pro vysvětlení změny složení je třeba znát detailní mechanismy a chování magmatu, po jeho vzniku. Skutečnost, že TTG ranného archaika nezaznamenávají významnou interakci s peridotitovým pláštěm, má důležitý význam pro pochopení evoluce a dynamiky archaické zemské kůry. Uvedeme si dva mechanismy založené na velikosti tepelného toku v období archaika.

1) První model je založen na Sr a ($\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO}$) změně v TTG primárním magmatu. Hloubka tavení oceánské desky postupně vzrůstá od ranného k pozdnímu archaiku. Koncentrace Sr a ($\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO}$) je silně závislá na přítomnosti či absenci residuálního plagioklasu během bazaltového tavení magmatu obsahujícího vodu a tudíž i na tlaku. Před více jak 3.5 miliardy let byl tepelný tok vysoký natolik, že k tavení subdukované desky docházelo v poměrně malých hloubkách, plagioklas byl stabilní a proto jsou produkovány TTG s nízkým obsahem Sr . Dráha výstupu magmatu v plášti, skrze který tavenina vystupuje je velmi krátká a také interakce mezi taveninou a peridotitem je omezena. Avšak v době zhruba před 2.5 miliardami let, kdy došlo ke snížení tepelného toku, což se projevilo tím, že k tavení docházelo ve větších hloubkách, plagioklas se stal nestabilním a proto bylo TTG magma bohaté na Sr a docházelo k silné interakci mezi felsickým magmatem a mocnějším peridotitovým pláštěm.

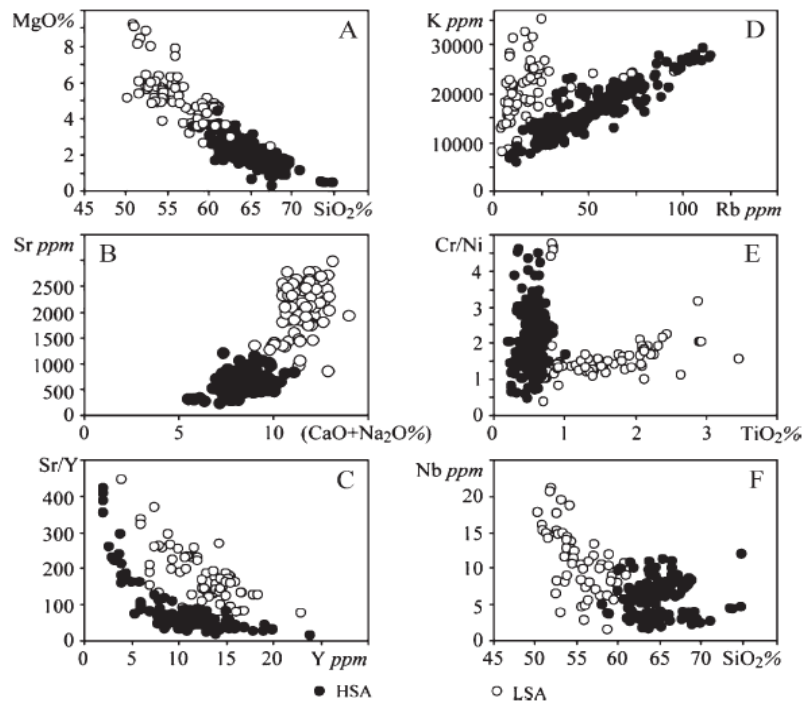
2) Alternativní model (Smithies et. al., 2003) poukazuje na vzájemné vztahy mezi tepelným tokem a ztluštěním oceánské kůry v době před více jak 3.3 miliardami let. Tam kde byla oceánská kůra subdukována, dochází k největšímu ztluštění a vztlaku, který měl za následek velmi malý úhel subdukce (flat subduction), který brání efektivnímu formování plášťového klínu. Magma vznikající tavením subdukované desky nebylo ovlivňováno materiálem plášťového klínu.

Tyto dva modely se vzájemně nevyklučují a zdá se, že v období ranného archaika se TTG magmata vytvářela oběma vzájemně se doplňujícími způsoby. Martin (2005) z toho dovozuje, že interakce mezi taveninou a peridotitovým pláštěm nebyla dominantním procesem v období před více než 3.3 miliardami let.

3.4.5. Adakity, sanukitoidy, horniny blízké TTG suitě, a jejich geneze

Adakity představují suitu intermediálních až hornin felsických, jejichž složení sahá od hornblend-andezitu až k dacitu a ryolitu, chybí zastoupení bazaltických členů. V těchto taveninách převažuje plagioklas, hornblend a biotit. Mezi akcesorické minerály těchto hornin patří apatit, zirkon a titanomagnetit. Tyto horniny byly definovány autory Defant a Drummond (1990), Maury et. al. (1996) a Martin (1999). Martin a Moyen (2002) rozdělují adakity na dvě skupiny, za použití více než 340 analýz. Rozdělení je založeno na obsahu SiO_2 . První skupina s vysokým obsahem $\text{SiO}_2 > 60\text{wt}\%$ (HSA) a druhá skupina s nízkým obsahem $\text{SiO}_2 < 60\text{wt}\%$ (LSA) obr 8.

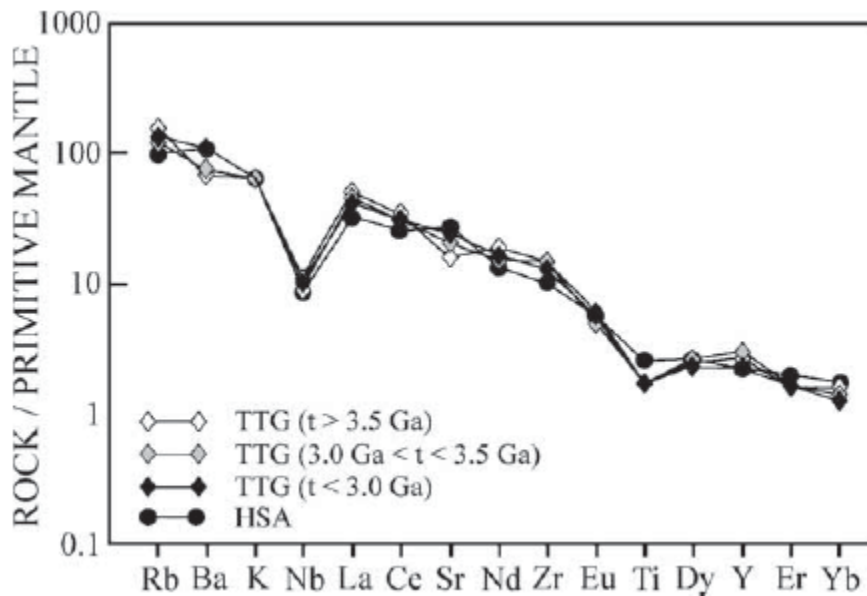
HSA skupina adakitů vzniká tavením bazaltického materiálu za tlaků dostačujících ke stabilizaci granátu. Tavení basaltového materiálu ne vždy vytváří intermediální nebo felsické magma, ale pozorované petrologické a mineralogické charakteristiky dokazují původ HSA hornin právě v tavení bazaltického materiálu (kůry). Adakity vznikají na aktivních subdukčních zónách, tzn. tavením subdukující desky, avšak je také navrhováno (Atherton & Petford (1993), že některé adakity mohou být výsledkem tavení basaltového materiálu umístěného pod kontinentální kůrou (tzv. underplating). Tavení těchto basaltů běžně nemůže dovolovat interakci mezi felsickou taveninou a plášťovým peridotitem a proto tento způsob vzniku nemůže být pokládán za základní petrogenetický model vzniku těchto hornin. Experimenty, kterými se zabýval Prouteau et. al (2001) indikují, že tavenina trondjemitického složení je generována pouze za dostatku volné H_2O , zatímco tavení bez obsahu vody dává vzniku složení magmat s menším obsahem sodíku.



Obr. 8. Geochemické srovnání suity adakitů s vyšším (HSA) a nižším (LSA) obsahem křemíku (Martin, 2005)

Toto tavení, spíše než tavení obohacené vodou, je častější případ pro hluboce uložené (underplate) basalty a také magmata generovaná tímto způsobem nejsou trondjemického složení. HSA suita je výsledkem tavení subdukující desky basaltového složení za přítomnosti H₂O a kontaminací (asimilací) peridotitem při výstupu plášťovým klínem.

LSA skupina adakitů jsou basaltového až andezitického složení a proto je jejich převládající složení neslučitelné s tavením bazaltické kůry (basalt melting). Tyto horniny vznikají parciálním tavením peridotitového pláště. Jsou generovány dvěma na sebe navazujícími způsoby, první při dokončení konzumace tavení subdukující desky v průběhu interakce s peridotitovým pláštěm, následovaného tavením těchto metasomatizovaných peridotitových zdrojů. Tyto sjednocující petrogenetické znaky těchto magmat ukazují na přímou či nepřímou souvislost s tavením subdukující desky. Stejně petrogenetické znaky je spojují s archaickými TTG (Obr. 9). (Martin et al., 2005, Li, 2003)



Obr. 9. Srovnání HSA a TTG v různých časových intervalech (McDonough et al. 1992)

Sanukitoidy jsou specifickým typem granitoidů, které vznikaly během archaicko-proterozoické doby. Vznikají buď tavením peridotitového pláště, dříveji metasomatizovaného, z felsického magmatu TTG složení, nebo reakcí mezi TTG magmatem a peridotitovým pláštěm procesem asimilace. Tyto horniny vznikly na hranici archaika a proterozoika, v době kdy dominantní TTG granitoidní magmatismus přecházel změnou na moderní magmatismus obloukového typu. (Martin & Moyen & Rapp, 2010)

4. Výskyty leukokrátních granitoidů

Kromě současných středooceánských hřbetů, kde se plagiogranity vyskytují v asociaci s gabroidními členy hlubších partií oceánské kůry, (Coleman, Peterman 1975), jsou nejčastěji součástí ofiolitových komplexů, které indikují pozici zaniklých oceánů v kolizních orogénech. Jelikož však ofiolity nejčastěji vznikají v suprasubdukčním prostředí v okolí ostrovních oblouků a méně často se zachovávají ofiolity vzniklé v prostředí středooceánských hřbetů. Většina plagiogranitů v ofiolitech vznikla tavením oceánské kůry v blízkosti subdukčních zón a ne jak se dříve předpokládalo na divergentních rozhraních (Koepke et al., 2007). Tyto horniny, zejména trondjemity, byly popsány v České republice například v žulovském masivu (který, ale není spjat s ofiolity), v mráchnicko-jeníkovském masivu neoproterozoika tepelsko-

barrandienské oblasti, který představuje neoproterozoický akreční klín. Leukokrání granitoidy na pomezí granodioritu a granitu se vyskytují též ve stodském plutonu, který je součástí velké zvrstvené kambro-ordovické intruze spolu s kdyňským masivem. Plagiogranity, někdy označované také jako trondhjemity se vyskytují jako subvulkanický člen intrudující do bimodálních vulkanitů ostrovně obloukové provenience v jílovském pásmu. Vzhledem k současné mineralogii, kde původně bazičtější živce byly nahrazeny albitem, je Fediuk (2004) reklasifikoval na alaskity, i když tyto horniny neobsahují v alaskitech běžný draselný živec a vznikly pravděpodobně z bazičtějších plagioklasů. Valouny těchto leukokrání hornin byly popsány též z neoproterozoických vletických slepenců ostrovní zóny (Sláma et al., 2008). Drobnější, plagiogranitům podobná tělesa jsou také součástí proterozoického akrečního klínu-např. těleso křemenného keratofyru přecházející do hrubozrnnějších variet obdobných plagiogranitům u Kardavce (Kratochvíl, 1996). Plagiogranitům, složeným z křemene, plagioklasu ($An_{20}-An_{50}$), biotitu a světlého amfibolu se blíží i žíly křemenných dioritů v ranském masivu na rozhraní moldanubika, hlinské zóny a kutnohorského krystalinika jižně od železnohorského plutonu. Zde jde patrně o leukogranitoidy, které jsou produktem diferenciací zvrstvených komplexů. Podrobnější geochemická data pro jednoznačnější určení geneze těchto hornin a jejich vztahu k mafickým gabrům a dioritům chybí. Přítomnost ryolitů a leukokrání granitoidů v metabazitové zóně brněnského masivu (Finger et al., 2000), by spíše odpovídala diferenciatům tavení bazaltické kůry v prostředí středoocéánských hřbetů, i když proto chybí moderní geochemická data a navíc není jasné, zda ryolity. Plagiogranity popisuje Finger et al. (1995) z pravděpodobně ofiolitového Rabsko-meislinského komplexu, který je součástí příkrovů na rozhraní moldanubika a moravika v Rakousku. Tyto ofiolity by byly součástí předpokládané rheické sutury na rozhraní brunovistulika a moldanubika. Ze světových výskytů plagiogranitů lze uvést například výskyt plagiogranitů v Iherzolitech a gabrech ofiolitových komplexů na úpatí Ligurských Alp severozápadní Itálie (Borsi et al., 1996), TTG suita tvoří rozsáhlé plutonické domény uvnitř archaických kratonů, např. části subprovincie Wabigoon provincie Superior v Kanadě (Whalen et al., 2002), je součástí batolitu mezozoického stáří v západní části Amerických Kordillér (Atherton & Petford 1993), další výskyty jsou známy z Antarktidy (Wareham et al. 1997), Nového Zélandu (Muir et al. 1998) a oblasti centrálního Finska (Nehring et al, 2009).

Druhou velkou skupinou jsou leukokráttní granitoidy, které vznikají antexí ztluštěné kůry v orogenních pásmech na aktivních kontinentálních okrajích. Leukokráttní horniny tohoto typu se vyskytují v České republice zejména v nejhluběji erodované části orogenního kořene varijského horstva, v moldanubiku. Dvojslídne i cordieritické variety jsou součástí moldanubického plutonu (Žák et al., 2011). V menší míře se vyskytují i ve střeodočeském plutonu, kde tvoří dílčí intruze jako je maršovický a kozlovický typ a typ kosova hora (Holub et al., 1997). Mezi celosvětově známé a studované výskyty patří například leukogranity Vysokých Himalájí (Le Fort, 1981), dvojslídne granity hercynského pásu západní Evropy (Lameyre et al., 1980), granitové plutony v Lachlan Fold Belt severovýchodní Austrálie (White and Chappell, 1983), centrální francouzský masiv (Couturié, 1977) nebo severní část Britských ostrovů (Brown et al., 1981).

5. Závěr

Jak sme si uvedli, používaných klasifikací granitoidních hornin je mnoho v závislosti na minerálním či chemickém složení, geneze nebo podle geotektonického prostředí jejich vzniku. Granitoidní horniny často vznikají parciálním tavením hornin oceánské kůry subdukované do pláště, tavením spodnokorových komplexů, které je často vyvoláváno vmístěním bazického magmatu a v případě peraluminických typů zejména anatexí hornin ztluštěné kontinentální kůry v orogénech. Jen malá část magmat vzniká přímo tavením peridotitového pláště (některé typy adakitů s nízkými obsahy křemíku, sanukitoidy). Při výstupu tato magmata reagují s metasomatizovaným a hydratovaným pláštěm, který se taví a mísí se s porcemi magmatu vytavenými ze subdukující desky. Tímto způsobem vzniká většina alkalicko-vápenatých magmat, adakitická magmata a horniny TTG suity. Při výstupu svrchním pláštěm je změněno komplexem fyzikálně chemických procesů označovaného jako diferenciacie magmatu. Mezi leukokráttní granitoidy vznikající na divergentních rozhraních patří plagiogranity střeodočeských hřbetů, které jsou často součástí ofiolitových komplexů a zvrstvených intruzí v nich. Granitoidy TTG suity jsou rozšířené převážně ve vysoce metamorfovaných komplexech archaických kratonů. Tyto granitoidy se tvoří nejčastěji parciálním tavením vodou nasycené bazaltické kůry. Proti dřívější představě, že mohly vznikat přetavováním utužené primitivní oceánské kůry, dnes převažuje názor, že vznikají

rovněž v oblasti ostrovních oblouků nebo subdukčních zón. Recentní adakity a sanukitoidy jsou horniny blízké TTG, spojují je stejné petrogenetické znaky, odlišnosti v jejich chemismu jsou způsobeny zejména tím, že vlivem vysokého tepelného toku v archaiku byl často plagioklas v reziduu stabilní a proto jsou archaické TTG horniny bohaté Sr,Y, na rozdíl od více diferencovaných typů současných adakitů, jejichž zdroje magmat pocházejí z větších hloubek, kde se plagioklas v reziduu již nevyskytuje a je tam zastoupen granát, případně amfibol. Leukogranitoidy vznikající na konvergentních rozhraním můžeme rozdělit do dvou skupin. Na peraluminické muskovitické nebo cordieritické a na draslíkem bohaté vápenato-alkalické granitoidy. Peraluminické leukogranitoidy vznikají v hlubších partiích kůry a jejich vznik závisí na podmínkách korové anatexe. Draslíkem bohaté vápenato-alkalické leukogranitoidy jsou derivovány z pláště obohaceného subdukčními fluidy nebo taveninami. Patří mezi šošonitické draslíkem bohaté granitoidy, i když jejich typickými zástupci jsou převážně melanokrání varianty granitoidů. Dominantním procesem magmatické diferenciace je frakční krystalizace a míšení magmat. Obě skupiny leukogranitoidů jsou spjaty s kontinentálními kolizemi, ztluštěním kůry, jejím parciálním natavením způsobené průnikem bazických magmat, zvýšeným přínosem fluid, které snižují bod tání hornin kůry.

6. Seznam použité literatury

- Anthony R. Philpotts, 1989. Petrography of igneous and metamorphic rock. Waveland press, Illionis, United States of America, 93-123.
- Atherton M.P. & Petford N., 1993. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature* 362, 144-146.
- Babarin B. A ,1999. Review of relationships between granitoids types, their origins and their geodynamic environments, *Lithos* 46, 605-626.
- Baker F. & Arth J.G., 1976. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archaean bimodal trondhjemite-basalt suites, *Geology* 4, 596-600.
- Bonin B., Azzouni-Sekkal A., Bussy F., Ferrag S., 1998. Alkali-calcic and alkaline post-orogenic granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings. *Lithos* 45, 45-70.
- Borsi L., Scharer U., Gaggero L., Crispini L., 1996. Age, origin and geodynamic significance of plagiogranites in Iherzolites and gabbros of the Piedmont-Ligurian ocean basin. *Earth and Planetary Science Letters* 140, 227-241.
- Brown G. C., Cassidy J., Locke C.A., Plant J.A., Simpson P.R., 1981. Calenodian plutonism in Britain. A summary. *J. Geophys. Res.* 86, 10502- 10514.
- Clark D.B., 1992. Granitoids rock. Chapman and Hall, London, 1-126.
- Coleman R. G. & Peterman Z.E., 1975. Oceanic plagiogranite. *Journal of geophysical research* 80, 1099-1118.
- Couturié J.P., 1977. Le massif granitique de la Margeride. Thesis, Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferand 62, 320pp.
- Defant M.J., Drummond M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature* 347, 662-665.
- Finger F. & Von- Quadt A., 1995. U/Pb ages of zircons from a plagiogranite-gneiss in the south-eastern Bohemia Massif, Austria- further evidence for an important early Paleozoic

rifting episode in the eastern Variscides. Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen 75, 265-270.

Finger F., Tichomirova M., Pin C., Hanžl P., 2000. Relics of an early- Panafrican metabasite-metarhyolite formation in the Brno Massiv, Moravia, Czech Republic. Int. J. Earth. Sci. 89, 328-335.

Gusev A.I., Gusev N.I., Karpinski A.P., 2011. The shoshonitic granitoids of Altaj-Sajan folded area: petrology and ore mineralization. European journal of natural history 1, 28-31.

Hawkesworth C.J. nad Kemp A.I.S. ,2006. Evolution of the continental crust. Nature 443, 811-817.

Holub F. V., Machart J., Manová M., 1997. The Central Bohemian Plutonic Complex: geology, chemical composition and genetic interpretation. Sbor. Geol. Věd, Lož. geologie-mineralogie 31, 27-50.

Chappell B.W. & White A.J.R., 1974. S-I-A-M classification.

Kious W.J. & Tilling R.I. ,1996. This dynamic Earth: the story of plate tectonic. Reston, Va., U.S. Geological Survey General Interest Publication, 77 p.

Koepke J., Berndt J., Feig S.T., Holtz F., 2007. The formation of SiO₂- rich melts within the deep oceanic crust by hydrous partial melting of gabbros. Contribution to Mineralogy and Petrology 153, 67-84.

Koepke J., Feig S.T., Freist M., Snow J., 2004. Petrogenesis of oceanic plagiogranits by partial melting of gabbros. Contrib Mineral Petrol 146, 414-432.

Kratochvíl F., 1966. Křemenný keratofyr od Kardavce u Příbrami. Čas.Min.Geol. 11, 151-155.

Lameyre J., 1980. Les magmas granitiques: leurs comportements, leurs associations et leurs sources. Soc. Géol. France, 10, 51- 62.

Lanord F. & Le Fort ,1988. Transactions of the royal society, Edinburgh, 79, 183-195.

Le Fort P., 1981. Manaslu leucogranite: collision signature of the Himalaya. A model for his genesis and emplacement. J. Geophys. Res. 86, 10545-10568.

Le Maitre R.W. *Igneous Rock*, 2002. A classification and glossary terms, University press, Cambridge, United Kingdom, 21-40.

Martin H. & Moyen J.P. and Rapp R., 2010. The sanukitois series: magmatism at the archaean- proterozoic transition. *Earth and environmental science transactions of the royal society of Edinburgh* 100, 15-33.

Martin H., Moyen J.F. ,2002. Secular changes in TTG composition as markers of the progressive cooling of the Earth. *Geology*, 30, 319-322.

Martin H., 1999. The adakitic magma: modern analogues of archaean granitoids. *Lithos* 46, 411-429.

Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.F., Champion D., 2005. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos* 79, 1-24.

Maury R.C., Sajona F.G., Pubellier M., Bellon H., Defant M.J., 1996. Fusion de la croûte océanique dans les zones de subduction/collision récentes: l'exemple de Mindanao (Philippines). *Bul. Soc. Geol. Fr.* 167, 579-595.

McDonough W.F, Sun S.S., Ringwood A.E., Jagoutz E., Hofmann A.W. ,1992. Potassium, rubidium and cesium in the Earth and Moon and the evolution of the mantle of the Earth, *Geochim. Cosmochim. acta* 56,1001-1012.

Moyen J.F., 2011. The composite archaean grey gneisses: Petrological significance and evidence for a non-unique tectonic setting for archaean crustal growth. *Lithos* 123, 21-36.

Muir R.J., Ireland T.R., Weaver S.D., Bradshaw J.D., Evans J.A., Eby G.N., Shelley D., 1998. Geochronology and geochemistry of a Mesozoic magmatic arc system, Fiordland, New Zealand. *J. geological Society*, London 155, 1037-1053.

Nehring F., Foley F., Holtta P, Kerkhof A., 2009. Internal differentiation of the archaean continental crust: fluid-controlled partial melting of granulites and TTG- amphibolite associations in central Finland, *Journal of petrology*, 50,3-35.

Prouteau G., Scaillet B., Pichavant M., Maury R.C., 2001. Evidence for mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust. *Nature* 410, 197-200.

Shand S. J., 1943. Eruptive rocks, their genesis, composition, classification and their relations to ore-deposits. Wiley, New York, 444pp.

Sláma J., Dunkley D.J., Kachlík V., Kusiak M.A., 2008, Transition from island-arc to passive setting on the continental margin of Gondwana: U-Pb zircon dating of Neoproterozoic metaconglomerates from the SE margin of the Tepla- Barrandian Unit, Bohemian Massif. *Tectonophysics* 461, 44-59.

Smithies R.H., Champion D., Cassidy K.F., 2003. Formation of Earth's early archaean continental crust, *Precambrian Research* 127, 89-101.

Streckeisen A. L., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Sci. Rev.* 12, 1-33.

Wareham C.D, Millar I.L., Vaughan A.P.M. , 1997. The generation of sodic granite magmas, Western Palmer Land, Antarctic Peninsula. *Contributions to mineralogy and petrology* 128, 81-96.

Whalen J.B., Percival J.A., McNicoll V.J., Longstaffe F.J., 2002. A mainly crustal origin for tonalitic granitoid rocks, Superior Province, Canada: implications for late Archean tectonomagmatic processes. *Journal of Petrology* 43, 1551-1570.

White A.R. & Chappell B.W., 1983. Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, south-eastern Australia. *Geol. Soc. Am. Mem.* 159, 21-34.

Wilson M. *Igneous petrogenesis*, 1989. A global tectonic approach. Chapman & Hall, London, 100-225.

Winter J.D. 2001. *An introduction to igneous and metamorphic petrology*, Prentice Hall, New Jersey, 1-362.

Wu-Xian Li and Xian-Hua Li, 2003. Adakitic granites within the NE Jiangxi ophiolites, South China: geochemical and Nd isotopic evidence. *Precambrian Research* 122, 29-44.

Xu J.F., Shinjo R., Defant M.J., Wang Q., Rapp R.P., 2002. Origin of Mesozoic adakitic intrusive rock in the Nigzhen area of east China: partial melting of delaminated lower continental crust? *Geology*, 30, 12, 1111-1114.

Žák J., Verner K., Finger F., Faryad S.W., Chlupáčová M., Veselovský F., 2011. The generation of voluminous S-type granites in the Moldanubian unit, Bohemian Massif, by rapid isothermal exhumation of the metapelitic middle crust. *Lithos* 121, 25-40.