

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE
PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA

Studijní program: Geologie



Tereza Zelinková

Strukturně-petrologická charakteristika migmatitů v plášti

Melechovského masivu

Structural and petrological characterization of Melechov massif host-
rock migmatites

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE

Školitel: doc. Mgr. Ondrej Lexa, Ph. D.

Praha 2016

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracovala samostatně a že jsem uvedla všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze dne 30.8.2016

.....

Abstrakt

Tato práce se zabývá strukturně-petrologickou charakteristikou migmatitů v plášti Melechovského masivu v okolí Humpolce. Cílem práce bylo posouzení existence vícenásobné migmatitizace, která by mohla být způsobena pozdější intruzí Melechovského masivu do těchto migmatitů. Výsledky práce se opírají o terénní výzkum, petrografické pozorování z odebraných hornin, studium chemismu hlavních minerálů jak v melanosomu tak v leukosomu vybraných migmatitů a dále o porovnání celkových chemických analýz vybraných výbrusů.

Studované migmatity jsou charakterizovány vertikálním migmatitickým páskováním S2 JJZ-SSV směru, které je intenzivním vrásněním již v pevném stavu transponováno do subhorizontální foliace S3. Horniny všech tří lokalit obsahují stejnou minerální asociaci (Bt + Crd + Sil + Pl + Kfs + Qtz + Ms + Mag). Zatímco celkové chemické analýzy vybraných výbrusů z jednotlivých lokalit se výrazněji neliší, chemismus biotitu a cordieritu vykazuje výrazný nárůst xMg a mírný pokles Ti od první ke třetí lokalitě. Chemismy ostatních minerálů se výrazněji neliší. Tyto rozdíly dobře korelují s odlišným množstvím magnetitu, který dosahuje až 3% na lokalitě TM3. Na základě získaných dat lze konstatovat, že studované horniny tvoří homogenní doménu nízkotlakých migmatitů, ve kterých anatexe probíhala v podmínkách horizontálního zkrácení. Následná extenzní deformace D3, která exhumuje a heterogenně postihuje studované horniny, již nevykazuje známky anatexe.

English abstract

This work deals with the structural and petrological characteristics of migmatites surrounding Melechov massif near Humpolec. The aim was to assess the existence of multiple anatexis events that could be caused by intrusion of late granites. The results are based on fieldwork, petrographic observations in thinsections of the collected rocks, study of major minerals chemistry in both melanosome and the leucosome of selected migmatites and a comparison of bulk chemical analyses of selected samples.

Studied migmatites are characterized by SSW-NNE oriented migmatitic vertical banding S2, which is intensively transposed into subhorizontal foliation S3 via folding and solid state deformation. Rocks of all studied sites bears common mineral assemblage (Bt + Crd + Sil + Pl + Kfs + Qtz + Ms + Mag). While overall chemical analysis of selected samples do not vary significantly, the chemistry of biotite and cordierite exhibits a significant increase in x_{Mg} a slight decrease in Ti from the first to the third locality. Chemistry of other rock-forming minerals do not vary significantly. These differences correlate well with different modal abundance of magnetite, which reaches up to 3% on the locality TM3. Based on the obtained data it can be stated that the studied rocks form a homogeneous domain of the low-pressure migmatites, which have been partially molten during regional horizontal shortening. Subsequent extensional deformation D3 heterogeneously affects the studied rocks in solid-state and is responsible for exhumation of large-scale migmatitic dome.

Poděkování

Touto cestou bych především ráda poděkovala svému školiteli doc. Mgr. Ondrejovi Lexovi Ph.D., za odborné vedení při psaní této práce, za rady a komentáře k práci a také za pomoc při zpracování chemických analýz. Dále bych ráda poděkovala RNDr. Petrovi Jeřábkovi, Ph.D. za odborné rady k výzkumné části práce, prof. Ing. Walimu Faryadovi, CSc. za cenné komentáře k mikroskopovaným výbrusům, Mgr. Martinovi Rackovi, Ph.D. za pomoc při měření chemických analýz a konzultaci jejich výsledků, Mgr. Radimovi Jedličkovi za pomoc při měření chemických analýz a Mgr. Jakubovi Krylovi za ochotu a pomoc při zpracování odebraných horninových vzorků a také za pomoc s korekturou rešeršní části této práce. Obrovské dík patří mé rodině za celoživotní podporu a trpělivost.

Bakalářská práce vznikla za finanční podpory grantu GAČR P210-14-25995S v rámci projektu s názvem Nový pohled na diverzitu granitů z hlediska procesů migrace taveniny mezi zdrojem a plutonem.

Obsah

1. ÚVOD.....	1
2. MIGMATITY.....	2
2.1 Vznik migmatitů.....	2
2.2 Tavicí reakce.....	3
2.3 Vztah migmatitů a granitů.....	3
2.4 Terminologie migmatitů.....	4
2.5 Klasifikace migmatitů.....	5
2.6 Struktury metatexitů.....	6
2.7 Struktury diatexitů.....	8
2.8 Ostatní druhy migmatitů.....	9
3. ČESKÝ MASIV V RÁMCI EVROPSKÝCH VARISCID.....	10
3.1 Členění Českého masivu.....	11
3.2 Moldanubický pluton.....	13
3.3 Pelhřimovský komplex.....	13
3.4 Melechovský masiv.....	15
3.5 Vnitřní členění Melechovského masivu.....	15
3.6 Petrologie metamorfního pláště Melechovského masivu.....	17
3.7 Strukturní stavba metamorfního pláště Melechovského masivu.....	18
3.7.1 <i>Pestrá série</i>	18
3.7.2 <i>Monotónní série</i>	19
3.8 Interpretace posloupnosti a geometrie struktur pláště Melechovského masivu.....	19
4. VÝZKUMNÁ ČÁST.....	21
4.1 Lokalita TM1.....	21
4.2 Lokalita TM2.....	23
4.3 Lokalita TM3.....	25
4.4 Petrografické popisy výbrusů.....	26
4.4.1 <i>Výbrusy lokality TM1</i>	26
4.4.2 <i>Výbrusy lokality TM2</i>	32
4.4.3 <i>Výbrusy lokality TM3</i>	37
4.5 Chemické analýzy.....	39
4.5.1 <i>Výsledky plošných chemických analýz vybraných výbrusů</i>	39
4.5.2 <i>Chemismy biotitů</i>	41
4.5.3 <i>Chemismy muskovitů</i>	43
4.5.4 <i>Chemismy živců</i>	44
4.5.5 <i>Chemismy cordieritů</i>	44
5. DISKUSE A ZÁVĚR.....	45
6. SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY.....	47
7. PŘÍLOHY.....	51
7.1 Použité zkratky minerálů.....	51
7.2 Ostatní použité zkratky.....	52
7.3 Chemické analýzy vybraných biotitů v leukosomech a melanosomech.....	53

1. ÚVOD

Typickým znakem geologické stavby okolí Humpolce jsou dílčí intruze variských granitoidů centrálního moldanubického plutonu, které intrudují do pararul a migmatizovaných pararul jednotvárné skupiny moldanubika (Mísař et al., 1983, Chlupáč et al., 2002). Procesu vmístění granitů předcházela rozsáhlá HT-LP metamorfóza provázená migmatizací okolních hornin a rekrystalizací spojenou se vznikem minerálních asociací se sillimanitem a cordieritem. (Suk, 1964; Mitrenga et al., 1979). Detailní analýzou migmatizace původních pararul ve východním exokontaktu moldanubického batolitu se zabýval Krupička (1968).

Zájmové území v okolí Humpolce je budováno sillimanit-biotitickými pararulami přecházejícími do biotitických migmatitů s cordieritem s vložkami erlanů. Celý pás migmatitů je výrazně provrásněný a jednotlivé typy migmatitů nemají ostrou hranici (Mitrenga et al., 1979).

Dílčím problémem řešeným v této práci je posouzení existence vícenásobné migmatizace, která by mohla být způsobena pozdější intruzí Melechovského masivu do metamorfního pláště moldanubického plutonu. Posouzení je založeno na prostorové distribuci a chemismu hlavních minerálů jak v melanosomu tak v leukosomu vybraných migmatitů a dále na porovnání celkových chemických analýz vybraných výbrusů.

První část bakalářské práce je rešerší obsahující obecnou charakteristiku migmatitů včetně jejich terminologie, klasifikace a vzniku. Dále se věnuje geologickým poměrům zkoumané oblasti a jejích okolních jednotek. Druhá část práce je výzkumná a zahrnuje popis odebraných migmatitů a lokalit, ze kterých byly odebrány, a dále petrografický popis vyhotovených výbrusů spolu s výsledky chemických analýz.

Odběr migmatitů byl realizován v říjnu 2015. Ze tří horninových výchozů pláště Melechovského masivu bylo celkem odebráno sedm vzorků, ze kterých bylo vyhotoveno 10 výbrusů pro petrologický výzkum. Z těchto deseti výbrusů byly dále vybrány tři pro studium chemismů na elektronové mikrosondě a skenovacím elektronovém mikroskopu.

2. MIGMATITY

Mikro / makroskopicky se jedná o horniny heterogenního vzhledu nacházející se ve středně a vysoce metamorfovaných oblastech. Jsou tvořeny dvěma nebo více petrograficky odlišnými částmi. První vzniká v důsledku parciálního tavení nebo segregace taveniny a obsahuje nově vzniklé (rekrytalované) minerály (= neosom), které se petrogeneticky vztahují ke svému protolitu (paleosom). Parciálně tavené horniny obsahují světle zbarvené části křemen-živcového nebo živcového složení (leukosom) a tmavě zbarvené horniny, které jsou obohaceny feromagnetickými minerály (melanosom). Parciálně tavená část může mít odlišné minerální složení, mikrostrukturní záznam a velikost zrn, aniž by došlo k oddělení světlých a tmavých partií. Termín migmatit pochází z řeckého výrazu migma znamenající směs a poprvé byl zaveden Sederholmem (1907) při výzkumu těchto hornin v jižním Finsku.

2.1 Vznik migmatitů

Migmatity vznikají parciálním tavením korových hornin. Jedná se o proces způsobený metamorfními reakcemi, během nichž vzniká tavenina. Ostatní procesy jako například metasomatóza se také mohou podílet na jejich vzniku, ale jsou pouze podružné parciálnímu tavení (Sawyer, 2008a).

Proces tavení je ovlivněn teplotně tlakovými podmínkami a chemickým a mineralogickým složením protolitu. Dalším faktorem je přítomnost vody, která je nejčastěji vázána v silikátových minerálech. Ta snižuje teplotu solidu a urychluje proces tavení. Běžné korové horniny s obsahem vody se taví za teplot nižších než 700 °C. Horniny spodní kůry vodu neobsahují (např. Yardley & Valley, 1997) a v těchto podmínkách se horniny taví nad teplotami přesahující 800 °C.

V místech, kde rostoucí teplota dosáhne postačujících hodnot pro počátek parciálního tavení, se v hornině začnou tvořit izolovaná místa s taveninou (Mehnert et al., 1973). Pokračující nárůst teploty způsobuje další tavení, dochází k propojování těchto izolovaných míst, tvorbě "sítí" taveniny a hornina se stává permeabilní (Waff & Bulau, 1979). Většina parciálního tavení v rámci kontinentální kůry probíhá souběžně s tektonickou deformací, a proto je segregace a migrace taveniny v migmatitech pravděpodobně řízena diferenciálním napětím (např. McLellan, 1988; Brown, 1994; Sawyer, 1991; Brown et al., 1995).

Horniny, které snadno podléhají parciálnímu tavení se označují jako fertilní. Nejsnáze podléhají parciálnímu tavení pelitické horniny zatímco například psamitické a vápenatosilikátové horniny jsou výrazně odolnější.

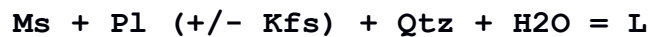
Korové tavení v regionálním měřítku je proces, který se vyskytuje v reakci na korové ztluštění, exhumaci nebo nastane díky nárůstu teploty. Zdrojem tepla pro parciální tavení jsou teplo radiogenní, které je způsobeno rozpadem izotopů radiogenních prvků (Sandiford & McLaren, 2002), střížné teplo a tepelná advekce.

Existují dva druhy tavení, kterými jsou mokré tavení a dehydratační tavení. Mokré tavení nastává v regionálním měřítku, kde je jen malé množství volné vody ve střední a spodní kůře (<1 % objemu) blízko solidu. Lokální vstup vody může nastat ve vnitřní zóně kontaktních aureol

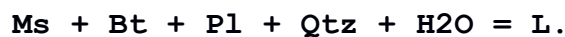
okolo granitových a mafických intruzí (Pattison & Harte 1988; Symmes & Ferry 1995, Johnson et al., 2003). Voda může také infiltrovat z okolních hornin, které mají vyšší teplotu solidu nebo podél střížných zón. (např. Slagstad et al., 2005, Berger et al., 2008). Vzhledem k omezené porozitě vysoce subsolidové kůry je zapotřebí deformace ke zvýšení dynamické propustnosti a k usnadnění infiltraci fluid.

2.2 Tavicí reakce

Reakce v metapelitických horninách, které způsobují mokré tavení jsou:

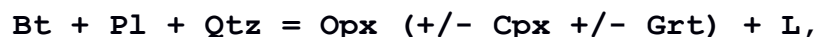
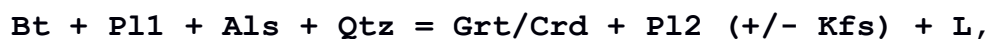
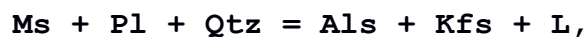


a

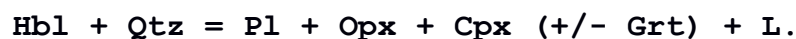


Jakmile tavicí reakce konzumující fluida spotřebují dostupnou vodu, nahradí je dehydratační tavení, které musí fluida zachovávat. To vede postupně k více vodou nenasyceným taveninám během rostoucí teploty.

Příklady reakcí hydratačního rozpadového tavení jsou:



a



2.3 Vztah migmatitů a granitů

Migmatity jsou spolu s reziduálními granulity zdrojovými horninami svrchněkorových granitů (Brown et al., 2011). Parciální tavení korových hornin, díky kterému vznikají migmatity a granitový magmatismus, představují jednotný proces modulovaný vztahem zpětných vazeb, ale obecně se tento proces rozděluje do čtyř stupňů, kterými jsou: tavení, segregace a extrakce taveniny, výstup magmatu a umístění magmatu.

Třemi základními modely pro výstup magmatu jsou (Petford, 1996): diapirismus, výstup magmatu žilnými systémy a výstup magmatu podél zlomů nebo podél deformačních zón.

Diapirismus je způsoben regionální extenzí (např. Teyssier & Whitney, 2002; Brown, 2005) a může nastat ve spodní kůře především během formování rulových dóků (např. Teyssier & Whitney, 2002; Whitney et al., 2004). Diapirový magmatismus je způsoben zpětným tokem prohrátých a změkčených okolních hornin (např. Petford et al., 1993) a tudíž rychlost výstupu diapiru závisí na jejich viskozitě. Magmatická tělesa vzniklá tímto typem intruze mají

subkoncentrický tvar. Magmata vystupující žilnými systémy se mohou šířit již existujícím puklinovým systémem nebo způsobují jeho další rozšiřování. Rychlost výstupu magmatu žilnými systémy závisí na fyzikálních vlastnostech magmatu. V případě výstupu magmatu podél zlomů a deformačních zón vznikají protáhlá tělesa se subparalelní orientací.

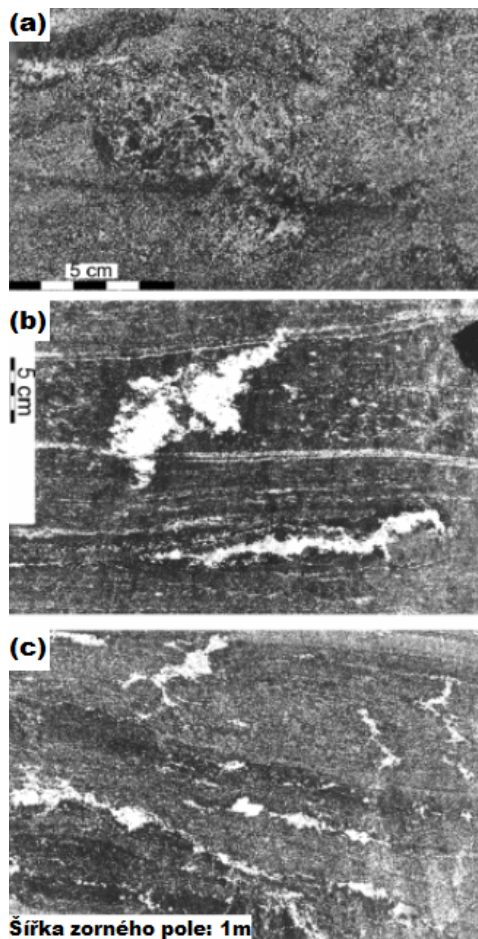
2.4 Terminologie migmatitů

Migmatity jsou tvořeny jednotlivými částmi, jejichž proporce je řízena teplotou metamorfózy a stupněm fertility zdrojových hornin. Díky tomu se v rámci jednotlivých migmatitů mohou proporce těchto částí značně lišit. Původní horniny, ze kterých vznikly parciálním tavením migmatity se označují termínem **protolit**.

Neosom (Obr. 1) je parciálním tavením nově vytvořená nebo přetvořená část migmatitu, ve které může nebo nemusí nastat oddělení taveniny a pevné frakce. Pokud nedojde k separaci, tak se tato nově vzniklá část označuje pouze termínem neosom. Ve většině migmatitů dochází k tomuto oddělení a v takovém případě je nutné použít další termíny pro úplný popis neosomu. V rámci neosomu se tedy dále rozlišuje část residuální označována jako residuum a část leukosomu. *Residuum* je část neosomu, která je převážně pevnou frakcí zbylou po parciálním tavení, které způsobilo extrakci části nebo celé taveninové frakce. Mikrostruktury indikující parciální tavení mohou být přítomny. Termín residuum se nevztahuje k barvě horniny nebo ke konkrétní minerální asociaci z toho důvodu, že jeho barva a minerální složení závisí především na typu protolitu. V některých případech může mít residuum převahu světlých minerálů jako jsou živce nebo křemen a to z toho důvodu, že tyto minerály byly přítomny ve velkém množství v protolitu a vyskytují se v residuu jako přebytečné fáze vzhledem k reakcím produkujících taveninu. Ve většině případů parciální tavení běžných korových hornin produkuje residua, ve kterých dominují feromagnetické minerály a tudíž jsou nejobvyklejší melanokrání residua označována termínem *melanosom*. Jedná se o tmavě zbarvenou část neosomu obsahující velké množství tmavých minerálů jako jsou biotit, granát, cordierit, ortopyroxen, hornblend, klinopyroxen a v některých případech i olivín.

Leukosom je světleji zbarvená část neosomu, která je tvořena především živci a křemenem. Vzniká krystalizací z parciální taveniny nebo její části, která se oddělila z residua, a může obsahovat mikrostruktury indikující krystalizaci z taveniny nebo magmatu. Nemusí mít nezbytně složení anatektické taveniny - může nastat frakční krystalizace a separace frakciované taveniny. *In situ* leukosom zůstává na místě vzniku taveniny. *In-source* leukosom nezůstává v místě vzniku taveniny, ale je stále přítomen ve vrstvě, ve které tavenina vznikla. Pokud se tavenina dostane mimo svou zdrojovou vrstvu do okolních hornin, které jsou přítomny v regionu postiženém anatexí, vznikají její krystalizací leukokrání žíly. V případě krystalizace felsické taveniny, která injektuje do hornin mimo region postižený anatexí, vznikají granitové žíly.

Paleosom (Obr. 1) představuje část migmatitu, která nebyla ovlivněna parciálním tavením a ve které zůstávají zachovány původní struktury, jako jsou foliace, vrásky a páskování. Velikost, tvar a orientace zrn v paleosomu jsou buď zachovány beze změny, nebo se stávají hrubozrnnějšími.



Obr. 1: Fotografie paleosomu a neosomu. a) Nebulitický migmatit, který vznikl velmi slabým parciálním tavením. Neosom představuje izolovaná místa tvořená plagioklasem, klinopyroxenem, hornblendem, granátem a křemenem. Neosom zůstává celistvý, jelikož se tavenina a residuální frakce neseperoaly v leukosomu a melanosomu. b) Dvě místa s neosomem, který se skládá z leukosomu a melanosomu. Světlý leukosom je tvořen plagioklasem a křemenem a je obklopen tmavým melanosomem, který směrem od leukosomu postupně přechází v paleosom. Melanosom je tvořen převážně hornblendem a směrem k paleosomu v něm přibývá obsah plagioklasu. c) Na snímku je zobrazen neosom v různých fázích vývoje. Tmavé vrstvy neosomu jsou bohaté hornblendem a představují melanosom. Světlý leukosom bohatý plagioklasem a křemenem krystalizoval z tonalitové taveniny, která se oddělila od melanosomu. Migmatit obsahuje několik mesokrátních vrstev, z nichž ta nejširší v horní polovině snímku obsahuje leukosomy v asymetrické budinové struktuře, u nichž lze sledovat melanokrátní okraje. Tyto mesokrátní vrstvy vznikly díky menšímu stupni parciálního tavení v porovnání s většinou melanokrátních vrstev. K segregaci taveniny v mesokrátní vrstvě došlo během extenze. (modifikováno ze Sawyer, 2008a)

2.5 Klasifikace migmatitů

Migmatity se rozdělují na základě svého vzhledu do dvou skupin, kterými jsou metatexity a diatexity. Výsledný vzhled závisí na charakteru protolitu před nástupem parciálního tavení, jeho rozsahu, rychlosti chlazení a skutečností, zda byly horniny deformové v okamžiku, když obsahovaly taveninu. Metatexity se běžně vyskytují v níže teplotních oblastech migmatitových teránů zatímco diatexity v oblastech výše teplotních. Přechod od metatexitů k diatexitům může být v některých metamorfovaných oblastech náhlý a v některých pozvolný.

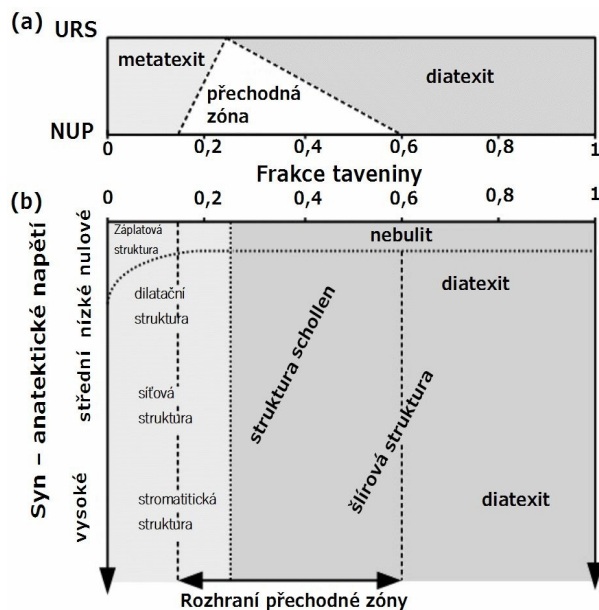
Metatexit má v rámci horninového výchozu heterogenní vzhled. V paleosomu metatexitů jsou přítomny souvislé původní struktury neovlivněné parciálním tavením. Tyto původní struktury mohou být zachovány i v melanosomové části, kde byla nízká frakce taveniny. Neosom je obvykle rozdělen na leukosom a melanosom, není to ale podmínkou.

Diatexit je migmatit ve kterém dominuje neosom. Tavenina prostupuje celým povrchem horniny. Struktury z původní horniny nejsou přítomny a jsou často nahrazeny synanatektickými proudovými strukturami jako jsou magmatická a submagmatická foliace a nebo mohou obsahovat šlíry. Původní struktury mohou být nahrazeny i izotropním neosomem. Ten může nabývat různých podob (leukokrátní, mesokrátní i melanokrátní), které jsou výsledkem velkého rozsahu frakce taveniny. Paleosom se v diatexitech vyskytuje jako horninové bloky v neosomu nebo nemusí být přítomen.

Další rozdělení migmatitů v rámci metatexitů a diatexitů je určeno na základě původní distribuce

litologií v protolitu, zda nastala deformace horniny v době, kdy obsahovala parciální taveninu a jak parciálně tavené horniny reagovaly na deformaci. Klasifikační schéma migmatitů je zobrazeno v obrázku 2.

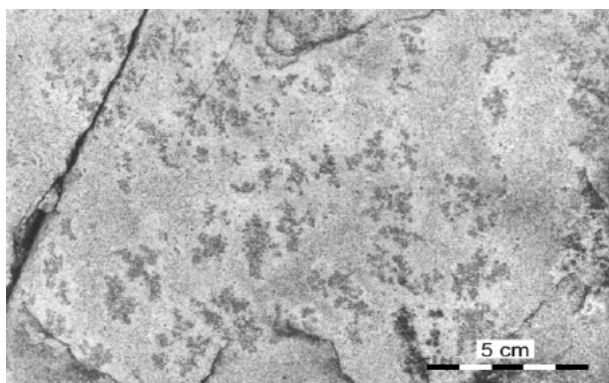
Obr. 2: Klasifikační schéma migmatitů. a) Dělení migmatitů na metatexity a diatexity se řídí frakcí taveniny a vlastnostmi zrn v parciálně tavené hornině. K přechodu z metatexitů do diatexitů dochází náhle při frakci taveniny 0,26 pokud jsou pevné krystaly uniformní a kulovité (URS model). Pokud nejsou krystaly uniformní a liší se velikostí a tvarem (NUP model), je přechod mezi metatexity a diatexity mezi 0,16 a 0,6 hodnoty frakce taveniny. b) Dělení migmatitů v rámci metatexitů a diatexitů závisí na synanatektickém napětí a frakci taveniny. Diagram je stínován pro URS model, ale vertikální přerušované linie zobrazují přechodnou zónu v NUP modelu (modifikováno ze Sawyer, 2008b).



2.6 Struktury metatexitů

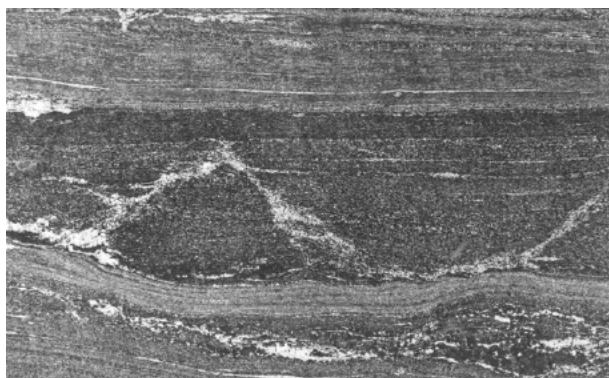
V některých metatexitech lze pozorovat struktury vzniklé při nástupu parciálního tavení, které jsou označovány jako **nebulitické**. Nástup tavení je doprovázen vznikem tenkých jemnozrnných křemenoživcových lemů podél hranic zrn mezi reagujícími minerály, které postupně získávají zaoblený tvar a v makroskopickém měřítku připomínají zrnka cukru. Tenké leukokrání pásy lemující zrna jsou krystalizovanou taveninou.

Záplatová struktura (patch structure) (Obr. 3) vzniká v případě, pokud se protolit začne parciálně tavit na různých místech a neosom se tvoří ve formě roztroušených, malých, makroskopicky rozeznatelných doménách.



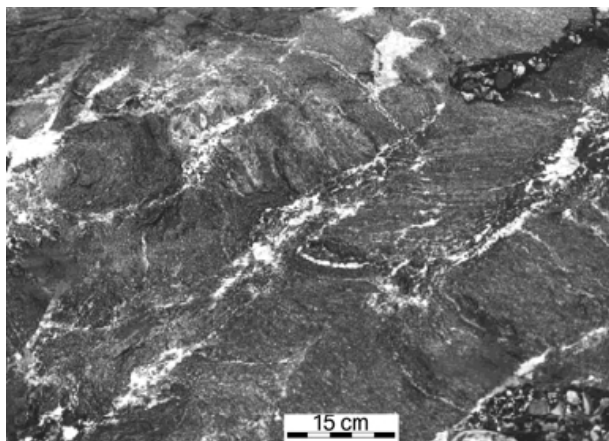
Obr. 3: Migmatit se záplatovou strukturou ve kterém se neosom vyvinul z metapsamitické horniny v podmínkách granulitové facie. Metapsamitická hornina je přítomna mezi neosomy ve formě paleosomu. Centra neosomů jsou tvořena tmavým ortopyroxenem představující melanosom. Vnější části neosomů jsou tvořeny plagioklasem, křemenem a draselným živcem a představují leukosom (modifikováno ze Sawyer, 2008a).

Dilatační struktura (Obr. 4) vznikne, pokud je distribuce a geometrie leukosomů kontrolována dilatačními strukturami, které vznikají v hornině před začátkem parciálního tavení. Leukosom se může lokalizovat například v prostoru mezi budinami, v místě střížné poruchy, v tlakových stínech nebo v místě extenzní fraktury či tenzní trhliny.



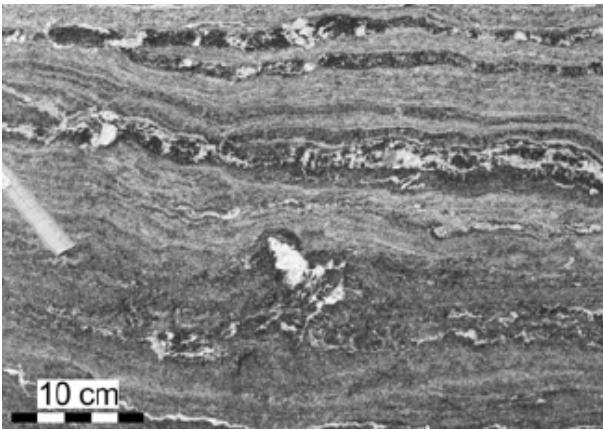
Obr. 4: Migmatit s dilatační strukturou. Leukosom je přítomen v hrubozrnné metamafické vrstvě tvořené minerály plagioklasem a hornblendem a vyskytuje se v dilatačních strukturách, které vznikly díky střížné poruše během extenze (modifikováno ze Sawyer, 2008a).

Sít'ová struktura (net structure) (Obr. 5) je taková struktura, ve které se leukosomy (nebo neosom) vyskytují ve dvou nebo více systematicky orientovaných skupinách, které společně vytvářejí vzor připomínající síť. Tyto skupiny mají polygonální tvar nebo tvar kosočtverce a obklopují tmavší části, které jsou tvořeny buď paleosomem nebo neosomem, který podstoupil tavení menšího rozsahu, a nebo obklopují residuum.



Obr. 5: Migmatit se vznikající síťovou strukturou v regionálně metamorfované oblasti. Tato struktura vzniká ze skupiny tenkých leukosomů paralelních s foliací v metamafickém paleosomu a ze skupiny leukosomů, které se vyskytují podél malých střížných ploch orientovaných přibližně pod úhlem 70° vzhledem k foliaci. Hrubozrnný melanosom tvořený klinopyroxenem, hornblendem a granátem je v asociaci s druhou skupinou leukosomů, které jsou proto interpretovány jako *in situ* či *in-source* leukosomy (modifikováno ze Sawyer, 2008a).

Stromatitická struktura (Obr. 6) označována také jako vrstevnatá struktura je charakterizována velkým množstvím leukosomových pásků, které jsou orientovány paralelně s hlavní plochou anisotropie tj. foliací v paleosomu. Obvykle je pásek leukosomu obklopen z obou stran melanosomem. Jsou navrženy čtyři mechanismy, díky nimž může tato struktura vzniknout. *Prvním mechanismus* představují mnohonásobné injekce anatektické taveniny podél přilehlých paralelních ploch foliace, vrstevnatosti nebo jiné oslabené části. *Druhým mechanismem* je lokální oddělení taveniny od jejího residua. Výsledný stromatitický migmatit se skládá z leukosomu a jeho doplňkového residuálního materiálu (Brown et al., 1995). *Třetím mechanismem* je parciální tavení fertálních vrstev v sekvenci skládající se z tenkých střídajících se vrstev odlišného složení (např. Gupta & Johanness, 1986; Johanness et al. 1995). Neosom se obvykle dělí na leukosom tvořící centrum vrstvy a biotitem bohatý melanosom na jeho okraji. *Čtvrtý mechanismus* uvažuje přemístění migmatitu za působení deformace v době, kdy obsahoval taveninu (Park, 1983). Během deformace se neosomy, které měly zpočátku rovnoměrné tvary (například záplatová struktura), začaly protahovat do tenkých pásků a jsou současně usměrňovány do navzájem rovnoběžných poloh (např. Timmermann et al., 2002).



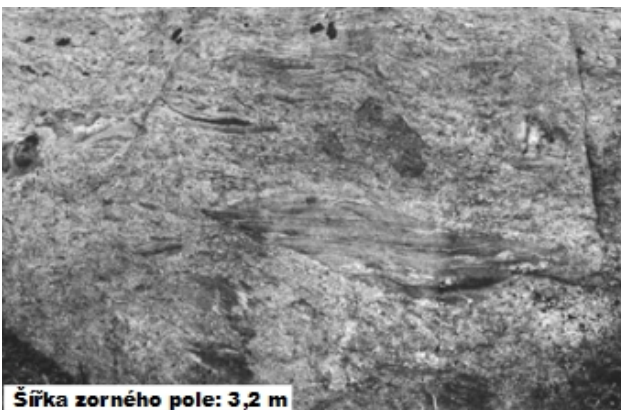
Obr. 6: Migmatit se stromatitickou strukturou, která vznikla ze silně páskovaného protolitu za působení nekoaxiálního napětí. Tato tektonická vrstevnatost byla později umocněna parciálním tavením. Fertilní vrstvy vyprodukovaly až 36% taveniny, což vedlo k vytvoření vrstev s hornblendem bohatým melanosomem, který byl později ovlivněn budínáží. Méně fertální a infertální vrstvy jsou mesokrátní a představují neosom a paleosom (modifikováno ze Sawyer, 2008a).

2.7 Struktury diatexitů

Terminologie pro diatexitové migmatity je založena na obsahu zbylého paleosomu a residua, které přetrvávají v neosomu.

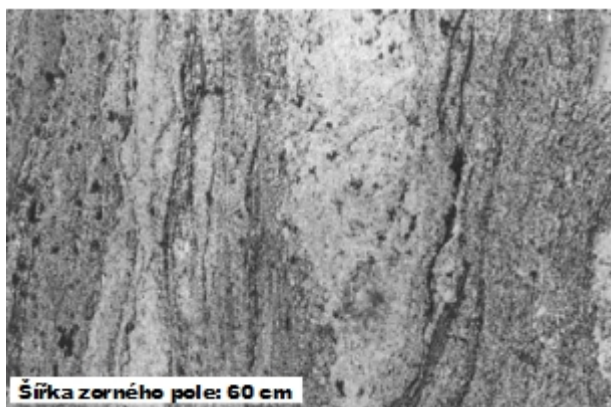
Nebulitická struktura (Obr. 1a) vznikne, pokud hornina nebyla deformována během parciálního tavení a tudíž se taveninová frakce a residuum neoddělily. Výsledný migmatit se skládá z roztroušených zbytků paleosomu uvnitř hrubozrnného, mesokrátního neosomu. Tyto migmatity se vyskytují v kontaktních aureolách, ale v regionálních migmatitových oblastech se vyskytují v místech nízkého stupně syn-anatektické deformace.

„**Schollen**“ **struktura** (Obr. 7) představuje přechod z metatexitu do diatexitu (např. Solar & Brown, 2001). Je pro ní charakteristický nárůst proporce neosomu a postupné narušení více kompetentních vrstev (paleosom a neosom) do deskovitých fragmentů („schollen“) nebo bloků, které se stáčí do odlišných orientací. Směrem do diatexitové oblasti těchto bloků ubývá a zmenšuje se i jejich proporce. Střížné napětí řídí pohyb neosomu a má za následek formování magmatické (nebo sub-magmatické) foliace a kompozičního páskování vzniklé tečením diatexitového magmatu.



Obr. 7: Migmatit se strukturou schollen. Protolitem tohoto migmatitu byla psamitická a pelitická hornina. Hrubozrnný, mesokrátní neosom tvořený plagioklasem, křemenem, draselným živcem, biotitem a ortopyroxenem obsahuje orientované bloky paleosomu (modifikováno ze Sawyer, 2008a).

Šlířová struktura (schlieren structure) (Obr. 8) obsahuje dobře vyvinuté tokem indukované struktury nazývané šlíry, které obsahují deskovité nebo protažené minerály. Nejčastěji je to biotit, ale také to může být sillimanit, plagioklas ortopyroxen nebo amfibol. Šlíry obecně mají vysokou koncentraci akcesorických minerálů jako je apatit a zirkon a tudíž mají převážné složení, které se podobá reziduálním horninám.



Obr. 8: Migmatit se šlírovou strukturou. Jednotlivé tenké šlíry jsou tvořeny především biotitem a mohly vzniknout vzájemným srážením a agregací biotitových krystalů rotujících v diatexitovém magmatu. (modifikováno ze Sawyer, 2008a).

2.8 Ostatní druhy migmatitů

Následující migmatity definované Mehnertem (1968) se nezařazují mezi metatexity ani diatexity z toho důvodu, že se jejich struktury mohou vyvinout v obou těchto typech.

Migmatity se žílnou strukturou jsou horniny prostoupené leukosomovými žilami. Jejich morfologie není řízena frakcí taveniny, ale poruchami v hornině, do nichž intruduje, a načasováním tohoto procesu vzhledem k anatektické události. Tyto migmatity obsahují jednu nebo více generací diskordantních leukokráttních žil, které zastírají původní strukturu metatexitu či diatexitu. **Arterit** je migmatit s tmavšími partiemi, které jsou injektovány žilami světlého leukosomu, které do něj intrudovaly z okolních hornin. **Venit** je označení migmatitu ve kterém jsou leukosomové žíly extrahovány z protolitu. Jedná se o takzvaný in-souce leukosom. Označení **Phlebit** definoval Scheumann (1936) a jedná se o společný název pro migmatity prostoupené leukokráttními žilami nezávisle na tom, zda žíly intrudovaly z okolních hornin nebo se jedná o *in-source* leukosom.

Migmatity s vrásou strukturou vznikají v době, kdy migmatit obsahoval taveninu. Geometrie vrás vyvinutých v těchto migmatitech závisí na kompetenci a tloušťce vrásněných vrstev a mechanismu, kterým vrásy vznikly.

3. ČESKÝ MASIV V RÁMCI EVROPSKÝCH VARISCID

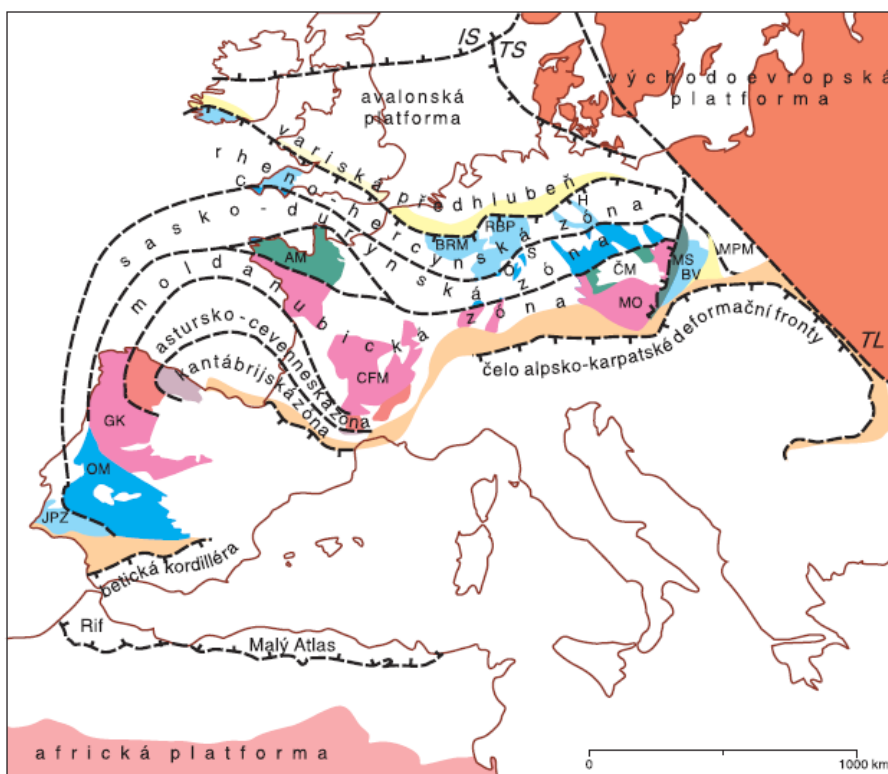
Český masiv představuje jeden ze zbytků rozsáhlého variského horstva (Obr. 9), které vzniklo díky kolizi severního okraje Gondwany s jižním okrajem Laurussie v období od středního devonu (cca 380 Ma) do svrchního karbonu (cca 300 Ma). Skládá se z několika velkých celků, které spolu před variským vrásněním přímo nesouvisely a až variské vrásnění tyto oblasti spojilo v pevný konsolidovaný celek. Variské horstvo se dělí v podélné zóny, které lze sledovat v celém průběhu variscid, a které se navzájem odlišují stářím a intenzitou deformace, metamorfózy a magmatismu i magmatismem samotným. Od jihu k severu jsou to zóny moldanubická, sasko-durynská a rhenohercynská.

Moldanubická zóna je charakterizována vysokým stupněm metamorfózy, inverzí ve vnitřní metamorfní stavbě a přítomností HP-HT hornin. Jedná se o nejvnitřnější část variského orogénu, která je označovaná jako centralidy. Moldanubická zóna je tvořena masivy, kterými jsou moldanubikum Českého masivu, Centrální francouzský masiv, jižní část Armorického masivu, Schwarzwald, Vogézy a galicijsko-kastilská oblast.

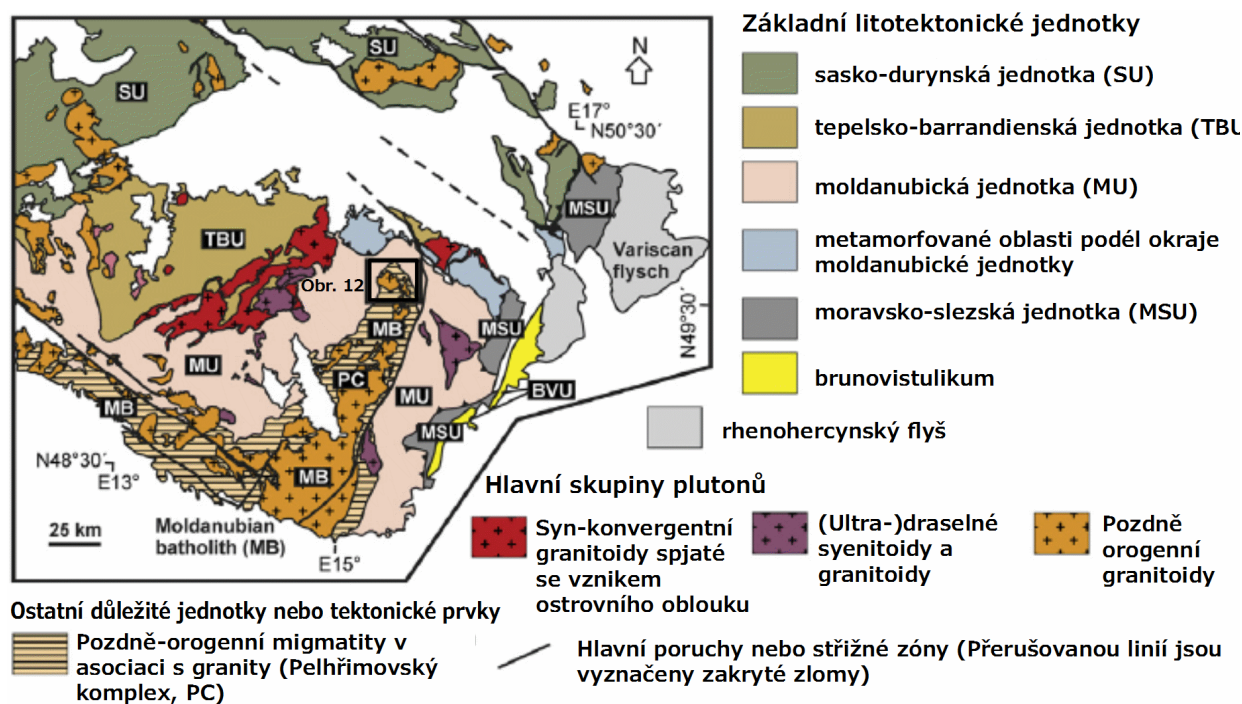
Sasko-durynská zóna představuje přechod mezi zónou moldanubickou a rhenohercynskou. Metamorfóza je v této oblasti nižší než v zóně moldanubické a vyskytují se v ní četná tělesa plutonitů. Tato zóna je tvořena severní částí Českého masivu, jižní částí pohoří Hartz a Cornwall, Ardenským lesem a oblastmi Odenwald, Spessart a Ossa Morena.

Rhenohercynská zóna je na severu ohraničena variskou předhlubní a tvoří okrajovou zónu variscid zvanou externidy. Metamorfóza je v této zóně nízká s přechody do nemetamorfovaných oblastí. Této oblasti náleží pohoří Hartz, Rýnské břidličné pohoří, Brabantský masiv, Cornwall, jižní okraj Irska a jihoportugalská zóna.

Jižně od moldanubické zóny se nachází zóny astursko-cevenneská a kantabrijská. Tyto zóny dále směrem na jih přechází do alpské předhlubně.



Obr. 9: Základní členění Evropských variscid (Kachlík, 2003)



Obr. 10: Zjednodušená geologická mapa Českého masivu (Modifikováno z Trubač et al., 2014)

3.1 Členění Českého masivu

Český masiv (Obr. 10) lze na základě odlišností, jako jsou stáří hornin jednotlivých oblastí, jejich složení a rozdílný tektonometamorfní vývoj, rozdělit na jednotlivé litotektonické jednotky (např. Franke, 2000; Schulmann et al., 2005), kterými jsou tepelsko-barrandienská jednotka, sasko-durynská jednotka, moravsko-slezská jednotka a moldanubická jednotka.

Tepelsko-barrandienská jednotka (Bohemikum) reprezentuje v Českém masivu nejsvrchnější část variského horstva vynořující se z pod permokarbonského a křídového pokryvu ve středních a západních Čechách a nepatrně i na východě v Železných horách (Cháb et al., 2008). V této jednotce lze rozlišit dvě strukturní patra, kterými jsou slabě metamorfované neoproterozoické patro a na něm diskordantně spočívající nemetamorfované patro s uloženinami kambria až středního devonu (např. Kachlík et al., 1999; Franke et al., 2000). Do této jednotky intrudovala tělesa magmatických hornin variského i pre-variského stáří (kambro-ordovického) (Kachlík et al., 1999; Franke et al., 2000).

Sasko-durynská jednotka se nachází v severní a severozápadní části Českého masivu a rozděluje se na oblast krušnohorskou na západě a sudetskou na východě. Tyto dvě jednotky jsou odděleny labskou zónou, která představuje zešupinacenou depresní zónu příčnou k zonalitě saxothuringika. Sasko-durynská jednotka je budována granitoidy prevariského stáří, které vytváří její kadomský fundament, dále metasedimentárními komplexy, jejichž protolity jsou kambrického až spodnodevonského stáří a allochtonními vysokotlakými komplexy. Na jihozápadním okraji odděluje sasko-durynskou oblast od Tepelsko-barrandienské jednotky a moldanubika tepelská sutura (Matte, 2001), která vznikla uzavřením sasko-durynského oceánu v období devonu. Z této sutury byly vysunuty vysokotlaké horniny, které vznikly metamorfózou kambro-ordovické oceánské kůry (Stosh & Lugmair, 1987). Na východě je sasko-durynská

jednotka oddělena od moravsko-slezské oblasti násunovými liniemi moravsko-slezského zlomového pásma v oblasti staroměstského krystalinika a velkovrbenské klenby.

Moravsko-slezská jednotka zaujímá nejvýchodnější pozici v Českém masivu a její stavba je diskordantní vůči strukturní zonalitě západněji ležících jednotek. Východní část moravsko-slezské oblasti tvoří brunovistulikum představující předpolí variského orogénu na západě a alpinského orogénu na východě. Západní část moravsko-slezské oblasti se nazývá moravosilezikum, které představuje část kadomské kůry brunovistulika, která byla deformována a metamorfována v průběhu spodnokarbonské kolize s moldanubikem. V obou částech lze definovat patro kadomské, variské a alpinské. Kadomské patro je tvořeno granitoidními horninami, migmatity a metasedimenty, zatímco patro variské je tvořeno slabě deformovanými sedimentárními horninami spodnopaleozoického stáří (Kalvoda et al., 2008).

Moldanubická jednotka (Moldanubikum) tvoří jižní a jihozápadní část Českého masivu a její výchozí stáří není vzhledem ke složitému metamorfnímu i deformačnímu vývoji jednoznačně definováno. Stáří protolitů hornin této jednotky je minimálně mesoproterozoické (Mísař et al., 1983). Protolity dnešních metamorfítů původně představovaly sled mořských peliticko-psamitických sedimentů s vložkami křemitých pískovců, jílovitých vápenců a bazických vulkanitů, které se vyvíjely v diferencovaném prostředí hlubší části stabilizovaného šelfu pasivního kontinentálního okraje (Kachlík, 1999). Tento vulkanosedimentární komplex dosahoval mocnosti několik tisíc metrů a následně prodělal metamorfní a deformační přeměny zvláště v rámci kadomského orogenního cyklu na rozhraní proterozoika a paleozoika a variského orogenního cyklu ve svrchním paleozoiku. Moldanubické metamorfity byly komplikovaně duktilně i křehce metamorfovány v několika deformačních fázích, které vytvořily vrásové struktury SV-JZ, SSV-JJZ a SZ-JV směru a zlomy SSV-JJZ a SZ-JV směru. Horniny této jednotky představují během variské kolize nejvíce ztluštělou a následně hluboce erodovanou interní část variského orogénu (Schulmann et al., 2009).

Na severozápadě se moldanubikum stýká s jednotkou saxothuringika, na severu s tepelsko-barrandienskou oblastí a na severovýchodě je nasunuto na brunovistulikum. Na jihu a jihovýchodě se noří pod mladší mesozoický nebo terciérní platformní povrch (Kachlík, 1999).

Geofyzikální data naznačují, že brunovistulikum pokračuje ještě přibližně 70 km západně pod moldanubickými horninami (Schulmann et al., 2008; Guy et al., 2011; Verner et al. 2014) a že zasahuje na západ až k Příbyslavské mylonitové zóně. Šikmá kolize moldanubika s brunovistulikem začala přibližně před 346 miliony lety na severovýchodě (Štípská et al., 2004; Jastrzebski, 2009) a skončila přibližně před 335 miliony lety na jihozápadě (Verner et al., 2006).

Moldanubikum je děleno od strukturního podloží do nadloží litotektonickými skupinami monotónní (ostronskou), pestrou (drosendorfskou) a gřöhlskou (Franke, 1989).

Monotónní skupina je tvořena především biotit cordieritickými pararulami a migmatity. Místy jsou v těchto horninách uzavírány kvarcity a erlány a vzácně také orotruly a eklogity (O'Brien & Vrána, 1995; Medaris et al., 1994).

Pestrá skupina vyskytující se v nadloží skupiny monotónní se vyznačuje výraznější horninovou

heterogenitou. Vyskytují se zde biotit-silimanitické pararuly, ve kterých se hojně vyskytují tělesa mramorů, kvarcitů, grafitických hornin a metavulkanitů.

Gföhlská jednotka je situována v nadloží pestré skupiny. Převažujícím horninovým typem jsou zde granulity. Dále se zde vyskytují migmatity, migmatitické gföhlské ruly a ortoruly. Pro horniny této jednotky je typická přítomnost HP-HT plášťových hornin, skarnů a eklogitů.

Moldanubické plutony se dělí se na dvě skupiny. Starší skupinou je skupina syntektonických převážně alkalicko-vápenatých granitoidů jejichž stáří se pohybuje v rozmezí od 380 - 340 milionů let. Tyto granitoidy lemují předpokládanou oceánskou suturu mezi tepelsko-barrandienskou oblastí a moldanubikem. Jedná se o pluton středočeský, železnohorský, borský a babylonský. Mladší skupina granitoidů vznikla díky regionální extenzi spjatou s postorogenním kolapsem variského orogénu a její stáří se pohybuje v rozmezí 335 – 305 Ma. K této skupině patří moldanubický pluton a jeho výběžky a plutony durbachitických hornin (Finger et al., 1997; Holub et al., 1997).

3.2 Moldanubický pluton

Moldanubický pluton svým rozsahem 6000-10000 km² patří mezi jedny z největších granitových komplexů variského orogénu. Vznikal postupně v časovém rozmezí 330-300 Ma. Je tvořen dvěma na sebe přibližně kolmými větvemi. Východní-česká větev má směr SSV-JJZ a vyplňuje jádro antiklinální struktury na Českomoravské vrchovině, zatímco západní-bavorská větev má orientaci SZ-JV a na naše území zasahuje pouze nepatrnými výběžky na Šumavě. Metamorfní plášť východní větve moldanubického plutonu je interpretován jako protažený granit-migmatitový dóm nazývaný Pelhřimovský komplex (Verner et al., 2014).

Na základě složení lze granitoidy moldanubického plutonu rozdělit na tři skupiny.

Granity typu Weinsberg jsou hrubozrnné biotitické granity až granodiority převážně I-typu s velkými vyrostlicemi draselného živce. Stáří jejich intruze se pohybuje v rozmezí přibližně 333–320 Ma (Finger et al., 2003).

Granity typu Eisgarn jsou interpretovány jako peraluminické dvouslídne jemnozrnné až středně zrnité S-granity. Stáří jejich intruze se pohybuje v intervalu ~330–300 Ma (Breiter et al., 1998a; René, 2000).

Granity typu Freidstadt jsou nejmladší skupinou granitů moldanubického plutonu, které intrudovaly v intervalu 317–300 Ma. Do této skupiny patří převážně jemnozrnné biotitické granity až granodiority I-typu.

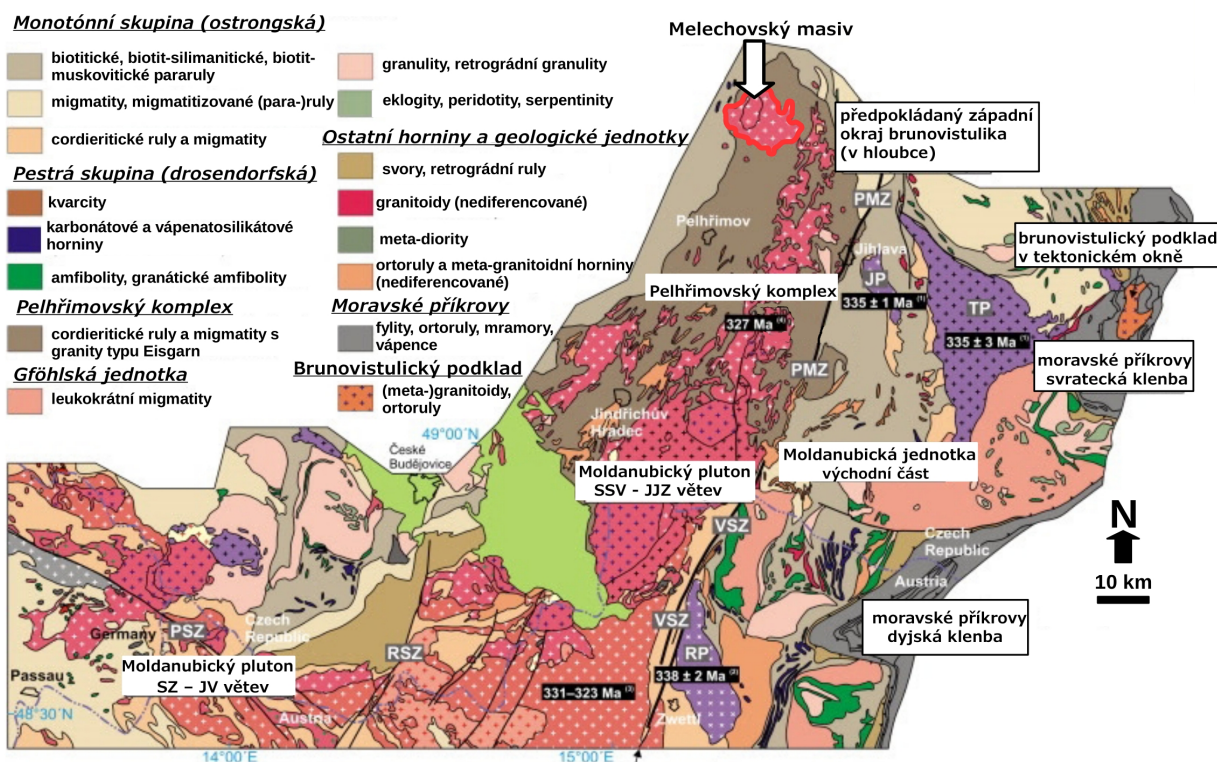
Východní větev moldanubického plutonu je tvořena převážně granity typu Eisgarn. Západní větev je tvořena menšími tělesy granitů všech tří skupin.

3.3 Pelhřimovský komplex

Pelhřimovský granit-migmatitový komplex (Obr. 11) je největší dómovitou strukturou v Českém Masivu (např. Tollmann, 1982) protaženou přibližně SSV-JJZ směrem. Vznikl diapirovým výstupem horké a parciálně roztavené metapelitové střední kůry (Verner et al., 2014; Žák et al.,

2011) během krátkého časového úseku mezi přibližně 330 a 327 miliony let (např. Gerdes et al., 2003; Žák et al., 2011). Je tvořen velkým množstvím dvouslídnych granitů typu S, které tvoří část rozsáhlého Moldanubického plutonu a jsou v blízké asociaci s biotit-sillimanitickými (\pm cordierit) migmatity a migmatitizovanými pararulami (např. Krupička, 1968). Východní okraj Pelhřimovského komplexu je vymezen Příbyslavskou mylonitovou zónou. Na základě datování monazitů a zirkonů metodou U-Pb a odhadů P-T podmínek bylo stanoveno, že Pelhřimovský komplex prodělal anatexi přibližně před 330-329 miliony let za tlaků 0,6 Gpa a teploty 730 °C a byl tehdy téměř izotermicky dekompresován do mělkých hloubek za tlaků 0,2 Gpa během 2-3 Ma (Žák et al., 2011). V několika oblastech podél osy tohoto granit-migmatitového dómu do něj intrudovaly menší tělesa granitů pozdního stádia zahrnující i Melechovský masiv.

Moldanubická jednotka



Obr. 11: Zjednodušená geologická mapa zobrazující jihovýchodní území moldanubické jednotky a velkou část moldanubického plutonu spolu s Melechovským masivem a Pelhřimovským komplexem (modifikováno z Žák et al., 2011)

3.4 Melechovský masiv

Melechovský masiv (Obr. 12) tvoří nejsevernější výběžek Moldanubického plutonu. Stáří tohoto masivu se pohybuje v rozmezí 318 ± 7 Ma a 313 ± 14 Ma (Breiter & Sulovský, 2005). Je interpretován jako diapirova intruze, která pronikla do středněkorových migmatitů. V okolí Melechovského masivu se nalézá dosud nepřesně určená hranice hlavních jednotek Moldanubika, pestré a monotónní série (Franke, 1989). V celém masivu lze pozorovat zhruba koncentrické uspořádání, jemuž odpovídá i orientace uspořádání v okolních migmatitech. Podle dřívější interpretace jsou na západě granity ohraničeny horninami pestré série zatímco severní, východní a jižní obal masivu je tvořen horninami monotónní série (Schulmann et al., 1998). Podle novější interpretace (Žák et al., 2011) intrudoval Melechovský masiv převážně do metamorfovaných hornin Pelhřimovského komplexu (viz kapitola 3.3) a pouze kousek nejzápadnějšího okraje metamorfního pláště Melechovského masivu představuje horniny monotónní jednotky moldanubika (Obr. 11). Pro centrální část masivu byl na základě gravimetrie (Ondra & Šrámek, 1995) vypočten jeho minimální hloubkový dosah do 13 km.

3.5 Vnitřní členění Melechovského masivu

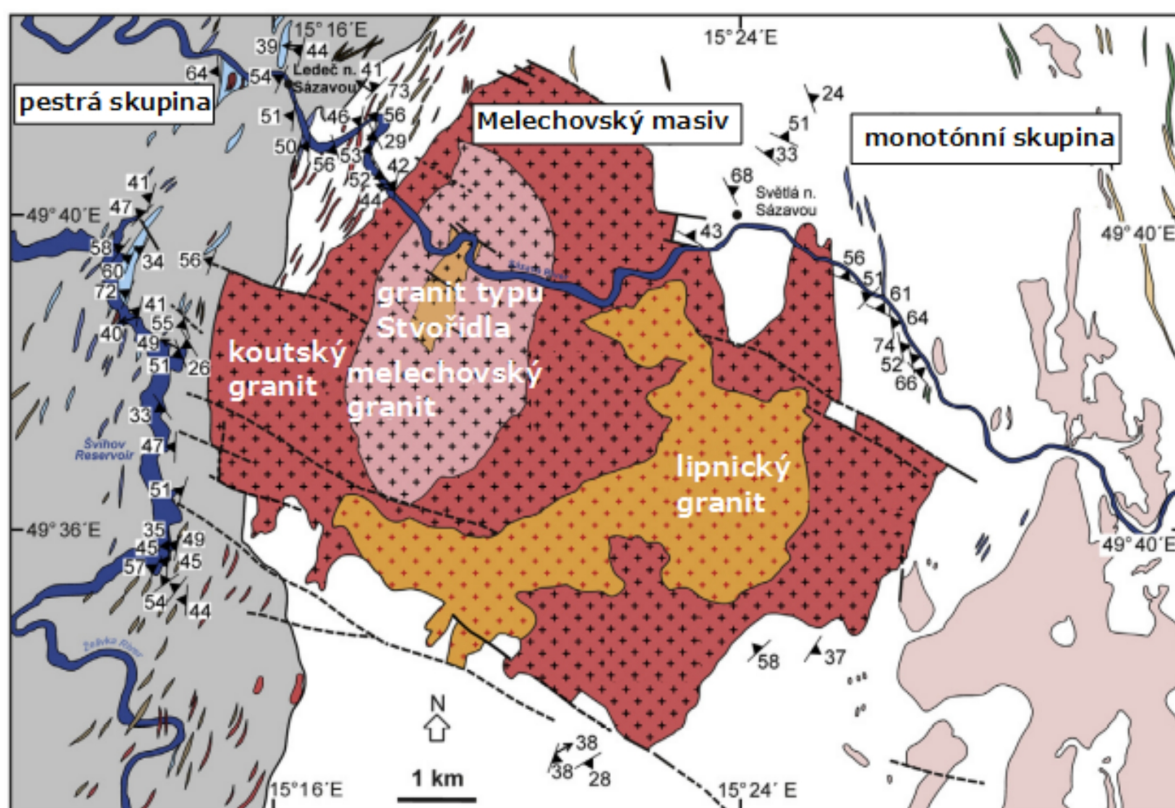
Melechovský masiv se skládá ze čtyř granitových jednotek, které jsou peraluminické a vznikly parciálním tavením metasedimentárních hornin.

V Melechovském masivu byly rozlišeny tři samostatné intruzivní fáze. Podle geochemických údajů (Breiter et al., 1998b) první intrudoval lipnický granit, poté granit koutský a třetí intruzi tvoří společně granit melechovský a granit typu Stvořidla. Granit lipnického typu tvoří nepravidelně omezenou kru v granitu koutského typu. Na základě blízké chemické podobnosti melechovského granitu a granitu typu Stvořidla existuje předpoklad, že tyto granity tvoří jednu intruzivní jednotku, ve které proběhl frakcionační vývoj od okrajů do centra (Breiter et al., 1998b).

Lipnický granit se nalézá ve východní části Melechovského masivu, v pásu SV-JZ mezi Dolním městem a Lipnicí nad Sázavou. Tvoří bezprostřední kontakt s pláštěm. Při protavování granitického magmatu do pláště došlo k jeho tavení a tím k setření vzájemné ostřejší hranice. Krupička (1968) označil tento typ kontaktu jako otevřený kontakt. Jedná se o drobnozrný muskovit-biotitický leukokrání granit tvořený křemenem, K-živcem, plagioklasem a muskovitem. Biotit se soustřeďuje převážně do několik milimetrů silných vrstviček, které jsou odděleny mocnějšími polohami leukokráních minerálů. Granity typu Lipnice mají výraznou planární stavbu a velice výraznou magnetickou stavbu (AMS) (Schulmann et al., 1998). Biotitové partie mají charakter restitu v jinak téměř kompletně přetaveném (migmatitovaném) protolitu (Schulmann et al., 1998). Lipnický typ granitu nemá v rámci tělesa moldanubického plutonu ekvivalent (Mlčoch et al., 1995; Matějka, 1997).

Koutský granit je též označován jako typ světelský (Novotný, 1980). Je rozšířen především v západní části Melechovského masivu. Ve střední části území vystupuje mezi lipnickým a melechovským typem granitu. Jedná se o drobně až středně zrnitý muskovit-biotitický leukokrání granit tvořený křemenem, K-živcem, plagioklasem a muskovitem. Muskovit občasně

převažuje nad biotitem a plagioklas nad K-živcem (Mlčoch et al., 1995). V rámci moldanubického plutonu je jeho ekvivalentem nejspíše granit typu Číměř (Breiter et al., 1998b).



Melechovský masiv

- středně zrnitý biotit-muskovitický granit (koutský typ)
- hrubozrnitý biotit-muskovitický granit (melechovský typ)
- jemně až středně zrnitý, slabě porfyrický biotit-muskovitický granit (typ Stvořidla)
- jemně až středně zrnitý muskovit-biotitický granit (lipnický typ)

ostatní granity

- dvouslídňný granit

žilné horniny

- leukogranit, biotit- muskovitický granit

- křemenné žily

okolní horniny

- cordieritický migmatit
- migmatitizované pararuly, cordieritické migmatity, pararuly (±sillimanit, ±muskovit)
- kvarcit
- vápenatosilikátové horniny
- amfibolit
- leptynit
- mramor

strukturní symboly

- směr a sklon metamorfní foliace
- směr a sklon lineace
- hlavní zlomy (čárkovaně jsou vyznačeny zlomy zakryté)

Obr. 12: Zjednodušená geologická mapa Melechovského masivu a jeho okolních hornin (modifikováno z Trubač et al., 2014)

Melechovský granit se nachází ve středu Melechovského masivu a morfologicky tvoří nejvyšší část území. Má tvar elipsy protažené ve směru SSV-JJZ. Jedná se o hrubozrnitý biotit-muskovitický granit, který se vyvinul odděleně od zbytku masivu (Mlčoch et al., 2000; Breiter & Sulovský, 2005). Jeho minerální složení se od ostatních granitů tohoto masivu vyznačuje nepatrně nižším podílem křemene (Mlčoch et al., 1995).

Granit typu Stvořidla se vyskytuje v nejvnitřnější části Melechovského masivu a je obklopen granitem melechovského typu. Jedná se o jemně až středně zrnitý biotit-muskovitický granit (Mlčoch et al., 1995). Dříve byl interpretován jako tektonicky zakleslá kra lipnického typu (Suk et al., 1974; Mitrenga et al., 1979), ale později byl vyčleněn jako samostatný typ granitu (Novotný, 1980, 1986). Obsahuje uzavřeniny hrubozrnného granitu melechovského typu, s nímž má ostrou hranici.

3.6 Petrologie metamorfního pláště Melechovského masivu

Odhady teplot a tlaků metamorfózy v kontaktně metamorfovaných oblastech naznačují teploty 670-750 °C a tlaky okolo 0,5 GPa (Schulmann et al., 1998).

Metamorfní plášť Melechovského masivu je rozdělován (Schulmann et al., 1998) na základě rozdílů v litologické náplni a stabilních minerálních asociací do tří oblastí: okolí Světlé nad Sázavou, okolí Kežlic a okolí Ledče nad Sázavou, které jsou definovány následovně:

Oblast okolí Světlé nad Sázavou se nachází v severovýchodním lemu Melechovského masivu. Převažují zde středně zrnité sillimanit-biotitické pararuly se silnou planární stavbou. Další horninový typ představují stromatitické migmatity, ve kterých se střídá hrubozrnný leukosom s biotitem bohatým melanosomem. V obou horninových typech je hojný fibrolitický sillimanit vyskytující se nejčastěji v páscích bohatých biotitem. Biotit je stabilní na kontaktu s ostatními minerály, pouze místy dochází k jeho pozdní chloritizaci. Muskovit se většinou vyskytuje s biotitem a sillimanitem v melanosomu a na kontaktech s těmito minerály je stabilní. Na kontaktu s ostatními minerály dochází často k jeho částečnému rozpadu. Nestabilní hranice muskovitu jsou patrné při kontaktu s plagioklasem a křemenem. Pravděpodobně nově vzniklý muskovit se objevuje v leukosomu. Velká allotriomorfní zrna K-živce místy s mikroklinovým mřížkováním a pertitickými odmíšeninami jsou přítomna výhradně v leukosomových páscích. Plagioklas, ve kterém občas dochází k jeho pozdní seritizaci, je hypautomorfní a místy obsahuje inkluze křemene.

Stabilní minerální asociací obou typů hornin je sillimanit, biotit, K-živec, plagioklas a křemen.

Oblast okolí Kežlic je tvořena metamorfity, které dosáhly vysokého stupně anatexe. Převládají zde stromatitické migmatity. Dále jsou zde hojné i nebulitické migmatity, u kterých množství taveniny dosahuje až 80%. Leukosom tvoří zploštělé hrubozrnné agregáty a je tvořen draselným živcem, plagioklasem, křemenem a cordieritem. Melanosom je jemnozrnější a je tvořen především biotitem, plagioklasem a křemenem. V podřadném množství je zde přítomen sillimanit, místy se objevuje muskovit a akcesorický apatit, opaktní minerál a zirkon. Sillimanit se vyskytuje téměř výlučně ve formě inkluzí v cordieritu nejčastěji ve fibrolitické formě a místy i prizmatický. Ojedinele se vyskytuje i v matrix, kde roste z rozpadajícího se muskovitu nebo nukleuje na biotitu. Cordierit tvoří velké xenomorfně omezené porfyroblasty s častými inkluzemi sillimanitu a biotitu. Místy se ve formě inkluzí objevují i muskovit nebo plagioklas. Biotit tvoří drobnozrnné restitové pásy. Na některých místech vykazuje biotit texturní nestabilitu s cordieritem, kdy se mezi nimi tvoří zrna muskovitu. K-živec je hojný v leukosomu. Tvoří zrna hypautomorfních tvarů s častými pertitickými odmíšeninami. Plagioklas tvoří hypautomorfní

zrna v leukosomu. Muskovit je přítomen akcesoricky a na kontaktech s křemenem a plagioklasem je nestabilní.

Texturní pozorování (Schulmann et al., 1998) naznačují, že původní minerální asociace sillimanit, biotit(+ K-živec, plagioklas, křemen ± muskovit) byla nahrazena asociací cordierit, biotit (+ K-živec, plagioklas, křemen, ± muskovit).

Oblast okolí Ledče nad Sázavou se vyskytuje v severozápadním lemu Melechovského masivu a náleží pestré sérii moldanubika. Vyskytují se zde biotitické pararuly, vápenatosilikátové horniny a mramory. Podmínky metamorfózy nejlépe ukazují vápenatosilikátové horniny a erlanové pásy v pararulách nesoucí minerální asociaci diopsid, kalcit, křemen, plagioklas, titanit ± klinoamfibol ± chlorit. Kalcit se v podstatném množství vyskytuje pouze ve vápenatosilikátových horninách, kde tvoří hypautomorfně omezená zrna. V erlanových vložkách pararul většinou chybí. Diopsid tvoří porfyroblasty o velikosti 1-1,5 mm a časté je i jeho kostrovité prorůstání s ostatními minerály v matrix. Zrna a vlákna klinoamfibolu se vyskytují na okrajích krystalů diopsidu jako produkt retrográdní přeměny, stejně jako chlorit. Plagioklas tvoří hypautomorfní zrna s dobře vyvinutým lamelováním. Titanit se vyskytuje akcesoricky a tvoří automorfně omezená zrna.

Mikroskopická pozorování (Schulmann et al., 1998) ukázala, že původní minerální asociaci tvoří klinopyroxen, kalcit, křemen, plagioklas a titanit. Na některých místech je pak patrná retrográdní přeměna klinopyroxenu na klinoamfibol, případně chlorit. Přítomnost klinopyroxenu a absence klinoamfibolu v hlavní minerální asociaci ukazuje pro tlak cca 5 kb a na minimální teplotu ekvilibrace okolo 600 °C.

3.7 Strukturní stavba metamorfního pláště Melechovského masivu

V metamorfním plášti Melechovského masivu byl realizován pouze jediný výzkum strukturních staveb (Schulmann et al., 1998), který vymezil ve vývoji struktur plášťových hornin moldanubika čtyři deformační fáze, které jsou charakterizovány následovně:

3.7.1 Pestrá série

Struktury D1: V páskovaných pararulách je foliace S1 charakterizována kompozičním páskováním, které je tvořeno střídáním pararulových a erlanových poloh. V mramorech je metamorfní foliace S1 charakterizována především střídáním poloh s různým obsahem příměsí (křemene, živců) a střídáním pásků s různou velikostí zrna. Metamorfní foliace S1 zapadá směrem na Z-SZ pod středními úhly. Lineace L1 je vyvinuta jen velmi vzácně a to ve formě slabého uspořádání biotitových agregátů v pararulových polohách. V některých místech lze pozorovat izoklinální intrafoliační vrásky V1.

Struktury D2: V erlánech se vyskytují jako ležaté až otevřené vrásky V2 dm až m měřítka. Vrásové osy zapadají pod mírnými úhly k SSV či JJZ. Osní roviny jsou orientovány k Z-SZ a jsou rovnoběžné s S1. Vrásky mají výraznou vergenci k Z-SZ.

Struktury D3: Vrásky V2 jsou protínány aplitovými žilami, ukloněnými k SSV. V mocnějších polohách mramorů dochází k jejich ohýbání a budináži a jejich bloky poté plují v okolním

mramoru jako rigidní tělesa. Posloupnost jevů ukazuje, že vmístění žil probíhá pravděpodobně během, nebo krátce po, vzniku vrás V2. Vergence vrás ukazuje na extenzní pohyby směrem na Z-SZ, stejně jako geometrie pozdních aplitových žil. Žíly, které vrásy V2 porušují, jsou dále budinovány a porušovány plochami rovnoběžnými s S1 a s osními rovinami vrás V2. To ukazuje na kontinuální proces extenze během D2-D3.

Struktury D4: Struktury D4 představují křehké pukliny často s dobře vyvinutými asociacemi. Ty je možné pozorovat především v tělesech mramorů.

3.7.2 Monotónní série

Struktury D1: Foliace S1 a vrásy V1 se objevují v netavených drobových reliktech. Nemají jednotnou orientaci, což naznačuje jejich pasivní rotaci v silně tavených migmatitech. Na S a SV, kde je stupeň tavení nižší, jsou tyto relikt vzácné nebo úplně chybí.

Struktury D2: Foliace S2 je definována střídáním poloh melanosomu tvořeného biotitem a leukosomu, který je tvořen živci a křemenem. Lineace L2 je vyvinuta jen vzácně a je velmi slabá. Regionální distribuce foliací S2 ukazuje na megaantiklinální stavbu obalu masívu. Antiklinální uzávěr vystupuje na SV a osa zapadána k SV. Na JV a J převládají strmé foliace, které jsou orientovány v SV-JZ směru.

Struktury D3: Foliace S2 převrásňují otevřené až sevřené vrásy V3. Jejich b-osy jsou orientovány k J a osní roviny jeví dvě maxima zapadání k J a JV. Vergence vrás V3 ukazuje na poklesové pohyby k JV.

3.8 Interpretace posloupnosti a geometrie struktur pláště Melechovského masívu

Schulmann et al. (1998) interpretuje posloupnost a geometrii struktur pláště Melechovského masívu následovně:

Deformační fáze D1 se odehrála ve všech jednotkách před regionální anatexí. V severní části studovaného území k ní patří metamorfni foliace S1 v podobě kompozičního páskování, které vystupuje v silně natavené jižní části pouze v reliktech. Rozdíl ve strukturním vývoji pestré a monotónní série spočívá v charakteru deformace D2. V pestré sérii jsou D2 struktury reprezentovány postmetamorfními vrásami gravitačního skluzu, v silně natavených anatektických pararulách monotónní série převrásňují strmé V2 vrásy vertikální foliaci S1 pravděpodobně v kompresním režimu. Tyto vrásy vrásní migmatitovou foliaci, ale zároveň vznikají během anatexe. Předpokládá se, že tyto vrásy jsou synchronní s rannými stádii anatexe. D3 fáze je extenzivní v obou jednotkách a to jak na severu, tak na jihu. V pestré sérii je tato fáze pokračováním fáze D2 a jedná se pouze o postupnou ztrátu duktility spjatou s rychlým výstupem. Extenzní struktury stále vznikají za magmatické aktivity, což je dokumentováno intruzí granitových a aplitových žil do extenzních trhlin. V silněji prohrátých migmatitech monotónní série blíže plutonu jsou projevy extenze duktilnější a strmé foliace S1 včetně vrás V2 jsou místy přetištěny soubory plochých poklesových zón nebo systémy gravitačních vrás.

Celý vývoj dokumentuje počáteční kompresní režim ve směru V-Z, který vytváří strmé stavby v

hlubší monotónní sérii. Následující extenzní režim postihuje svrchní pestrou sérii v chladnějším a tedy i křehčích podmínkách, zatímco hlubší migmatitizovaná a tedy i velmi duktilní monotónní série je postižena komplikovanou poklesovou deformací za duktilních podmínek (Schulmann et al., 1998).

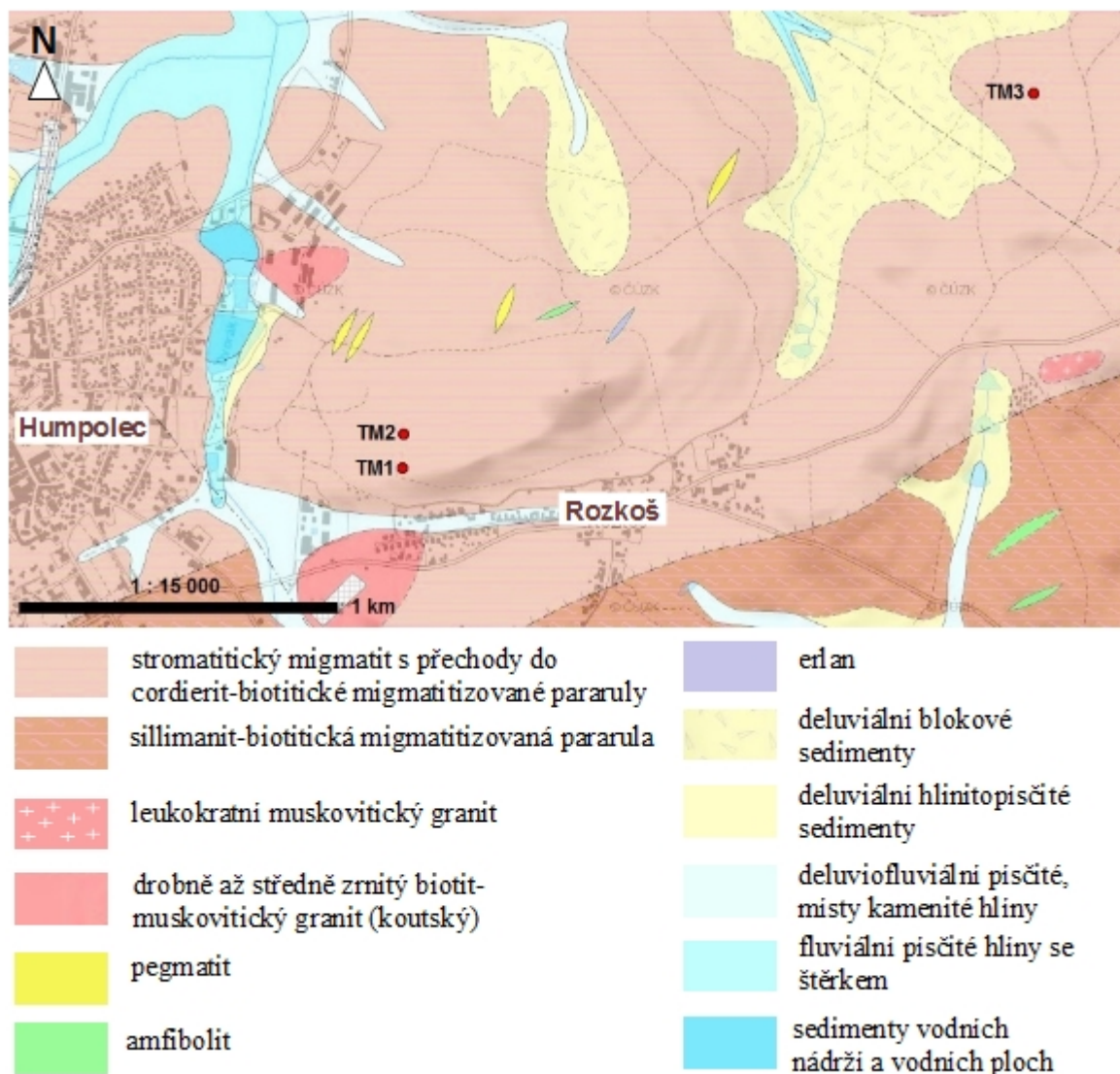
4. VÝZKUMNÁ ČÁST

Studované migmatity byly odebrány ze tří lokalit (Obr. 13) pláště Melechovského masivu v okolí Humpolce. Lokalita TM1 a lokalita TM2 jsou skalné výchozy nad obcí Rozkoš, přibližně 500 m JZ od zříceniny hradu Orlík. Lokalita TM3 je skalný výchoz v Panském lese 1 km JJZ od kóty Orlík.

GPS souřadnice lokalit : TM1: 49.5420019N, 15.3771919E

TM2: 49.5429731N, 15.3770847E

TM3: 49.5547892N, 15.4026247E



Obr. 13: Geologická mapa zobrazující lokality TM1, TM2 a TM3 a jejich okolí; zpracováno pomocí digitální mapové aplikace GEOČR25 (www.geology.cz) a dále upraveno.

4.1 Lokalita TM1

Jedná se o výchoz tvořený stromatitickým migmatitem. Čerstvé horniny mají tmavě šedou barvu se světlými pásy a navětrávají do rezavě hnědých barev. Textura hornin je páskovaná a leukosomatická složka je segregovaná spíše do méně souvislých poloh. Dominantní planární

uspořádání horniny je výsledkem výrazné transpozice původní migmatitické foliace S1 za vzniku kliváže S2. Litony jsou převážně tvořeny leukosomem, zatímco melanosom je soustředěn do klivážových domén. Na celém výchoze lze pozorovat ac-pukliny kolmé k vrásovým osám F2. Tyto pukliny mají orientaci 62/80. Planární stavba S2 na první lokalitě odpovídá třetí deformační události D3 definované v plášti Melechovského masivu (viz kapitola 3.7).

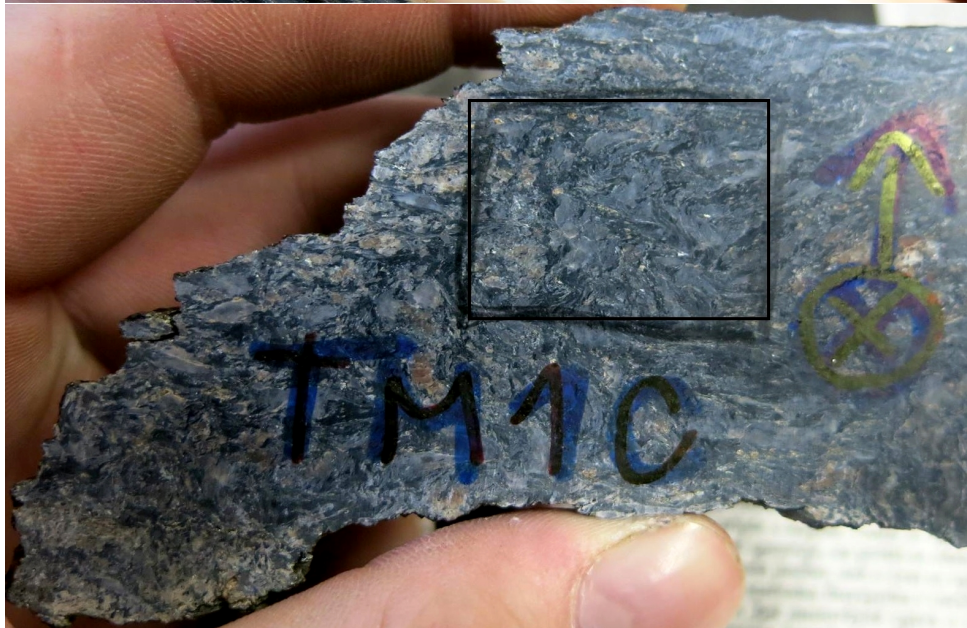
Vzorek TM1 - A (obr. 14) je odebrán z reaktivovaného vrásového ramena. Je zde vidět starší foliace a její přetisk mladší deformační. Orientace vrásových os je paralelní s lineací, která má dominantně intersekční původ. Typická orientace foliace S2 a lineace L2 na studovaném výchozu je S2: 340/18 a L2: 46/4. **Vzorek TM1 - B** (Obr. 15) obsahuje velký kus taveniny. V místě, kde byl odebrán vzorek **TM1 - C** (Obr. 16) byla naměřena intersekční lineace 43/13. Reaktivovaná foliace má orientaci 340/10. Pro osní roviny S2 byla změřena hodnota 128/20.



Obr. 14: Vzorek TM1 - A. Obdélníky značí oblasti, ze kterých byly vyhotoveny výbrusy. 1 – výbrus TM1-A1, 2 – výbrus TM1-A2, 3 - TM1 – A3.



Obr. 15: Vzorek TMI – B. Obdélník značí oblast, ze které byl vyhotoven výbrus.



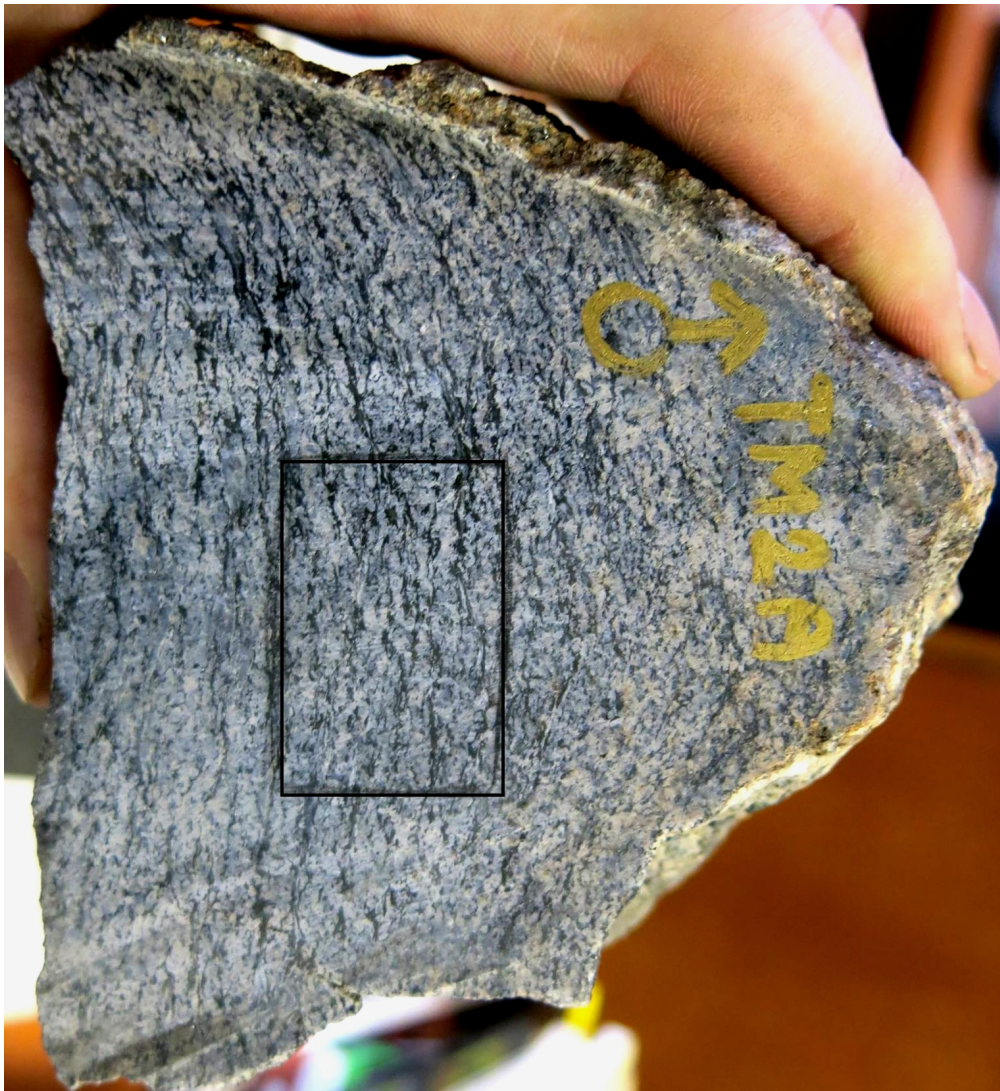
Obr. 16: Vzorek TMI – C. Obdélník značí oblast, ze které byl vyhotoven výbrus.

4.2 Lokalita TM2

Tato lokalita je tvořena stromatitickým migmatitem a obsahuje strukturní prvky odpovídající třetí deformační fázi D3 identifikované v plášti Melechovského masivu (viz kapitola 3.7). Na tomto výchoze lze pozorovat, že starší migmatitická foliace byla strmá a později vrásněná do subhorizontální foliace či kliváže S2.

Vzorek TM2 – A (Obr. 17) byl odebrán v zámkové doméně otevřené vrásky. V zámkové doméně je orientace S1 286/65 a osní rovina AP neboli S2 má orientaci 85/14. Měřená foliace má hodnoty

286/65. Pro vrásové osy byla změřena orientace 36/8. Ve vzorku značně převažuje křemenživcová hmota nad restitickými pásky. Vzorek **TM2 - B** (Obr. 18) byl odebrán v místě zámku vrásy. Změřená vrásová osa má hodnotu 28/2. Osní rovina byla orientována pod velkým úhlem k původní foliaci. Naměřená hodnota pro osní rovinu vrásy je 132/22. Vzorek **TM2 - C** (Obr. 19) byl odebrán v místě zámku vrásy.



Obr. 17: Vzorek TM2 – A. Obdélník vyznačuje oblast, ze které byl vyhotoven výbrus.



Obr. 18: Vzorek TM2 - B. Obdélník značí oblast, ze které byl vyhotoven výbrus.

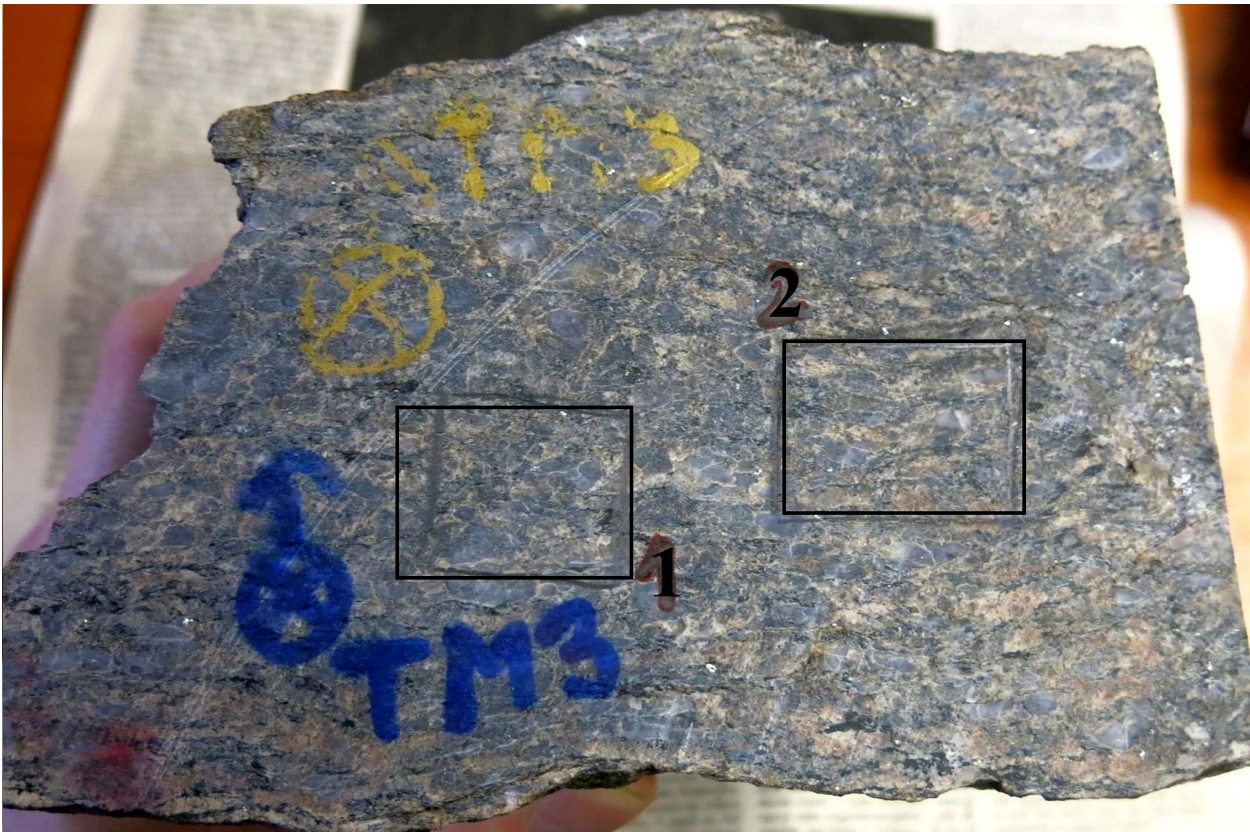


Obr. 19: Vzorek TM2 - C. Obdélník značí oblast, ze které byl vyhotoven výbrus.

4.3 Lokalita TM3

Lokalita je tvořena stromatitickým migmatitem a nachází se v oblasti s nízkou intenzitou deformace S2. Výchoz je charakterizován zachováním původní migmatitické foliace S1, která je pouze postižena otevřenými vrásami s malou (cm) vlnovou délkou. Na výchoze dominuje strmá stavba a jsou zde vrásy se subhorizontální osí rovinou. Hodnota pro migmatitickou foliaci S1 byla změřena 120/70. Foliace S1 odpovídá druhému definovanému deformačnímu stádiu identifikovanému v metamorfním plášti Melechovského masivu (viz kapitola 3.7).

Z tohoto výchozu byl odebrán jeden vzorek **TM3 – A** (Obr.20).



Obr. 20: Vzorek TM3 - A. Obdélníky značí oblasti, ze kterých byly vyhotoveny výbrusy. 1 – výbrus TM3 - A1, 2 – výbrus TM3 - A2.

4.4 Petrografické popisy výbrusů

4.4.1 Výbrusy lokality TM1

Ze vzorku TM1- A byly vytohoveny **výbrusy TM1 – A1** (Obr. 21; Obr. 22), **TM1- A2 a TM1 - A3**.

Leukosom je v těchto výbrusech středně zrnitý a je tvořen převážně K-živcem, plagioklasem, křemenem a cordieritovými porfyroblasty, ve kterých je hojně přítomen fibrolitický sillimanit. Melanosom má lepidogranoblastickou strukturu a je jemnozrnější než leukosom. Je tvořen tabulkovitými biotity, které tvoří usměrnění horniny, dále plagioklasem, křemenem a silně pinitizovanými zrny cordieritu.

Biotit je nejhojnější součástí melanosomových pásků a jeho rozměry se pohybují od zhruba 0,2 mm do 1,5 mm. Obsahuje četné inkluze apatitu a zirkonu a v menším množství i monazitu. Je přítomen i jako uzavřenina cordieritových porfyroblastů, kde dosahuje velikosti do 0,4 mm. Místy dochází k jeho muskovitizaci. Biotitová zrna se vyskytují i v leukosomu nejčastěji o velikosti přibližně do 0,3 mm, ale i jako velká izolovaná zrna o velikosti přibližně 1 mm.

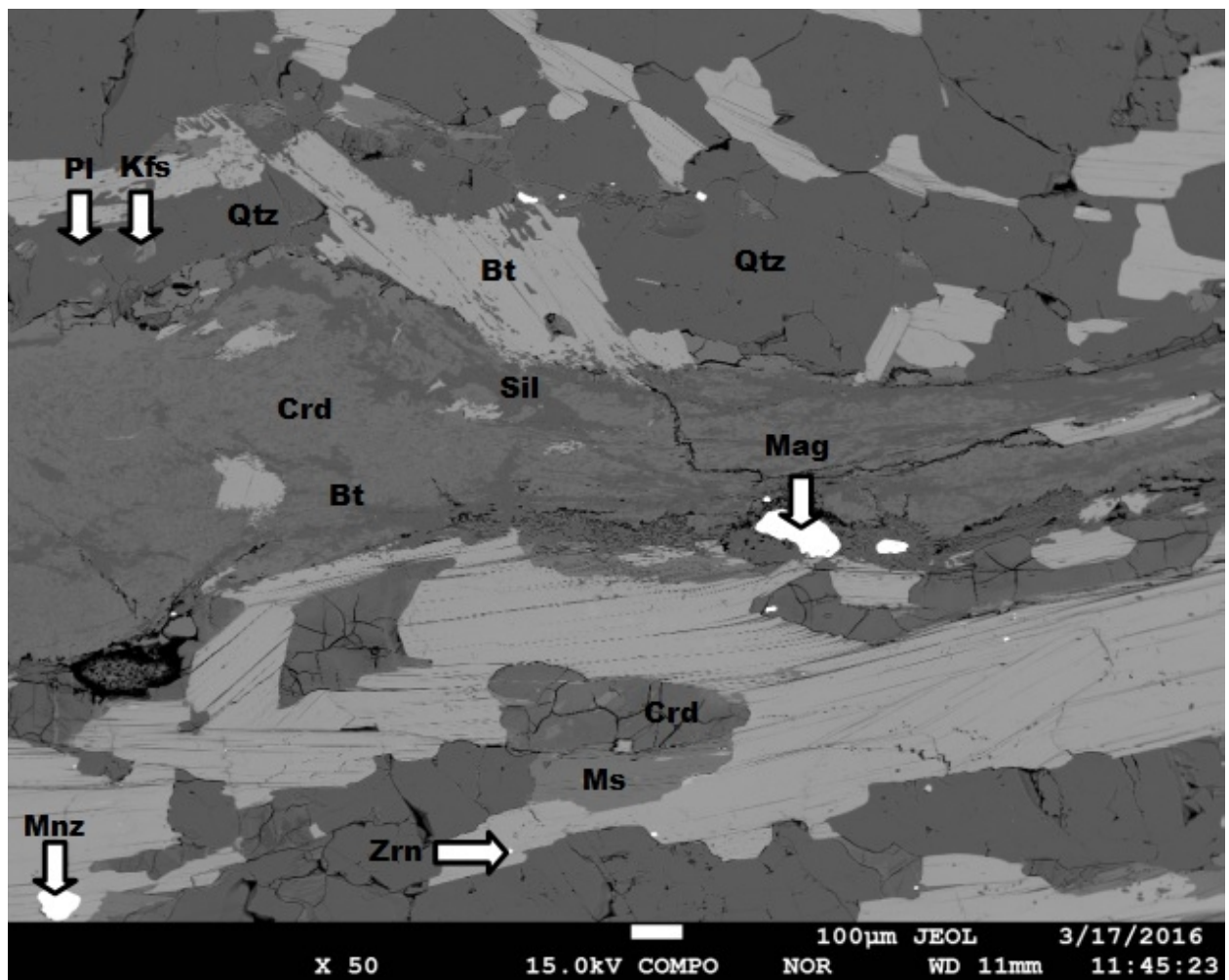
Cordierit vzniká na úkor biotitu a vytváří velké xenomorfně omezené šedomodré porfyroblasty až 7 mm velké a hojně obsahuje inkluze fibrolitického sillimanitu. Cordieritové porfyroblasty jsou protáhlé paralelně s melanosomovými pásky.

Plagioklas tvoří hypautomorfně omezená zrna v leukosomu o velikosti pohybující se přibližně

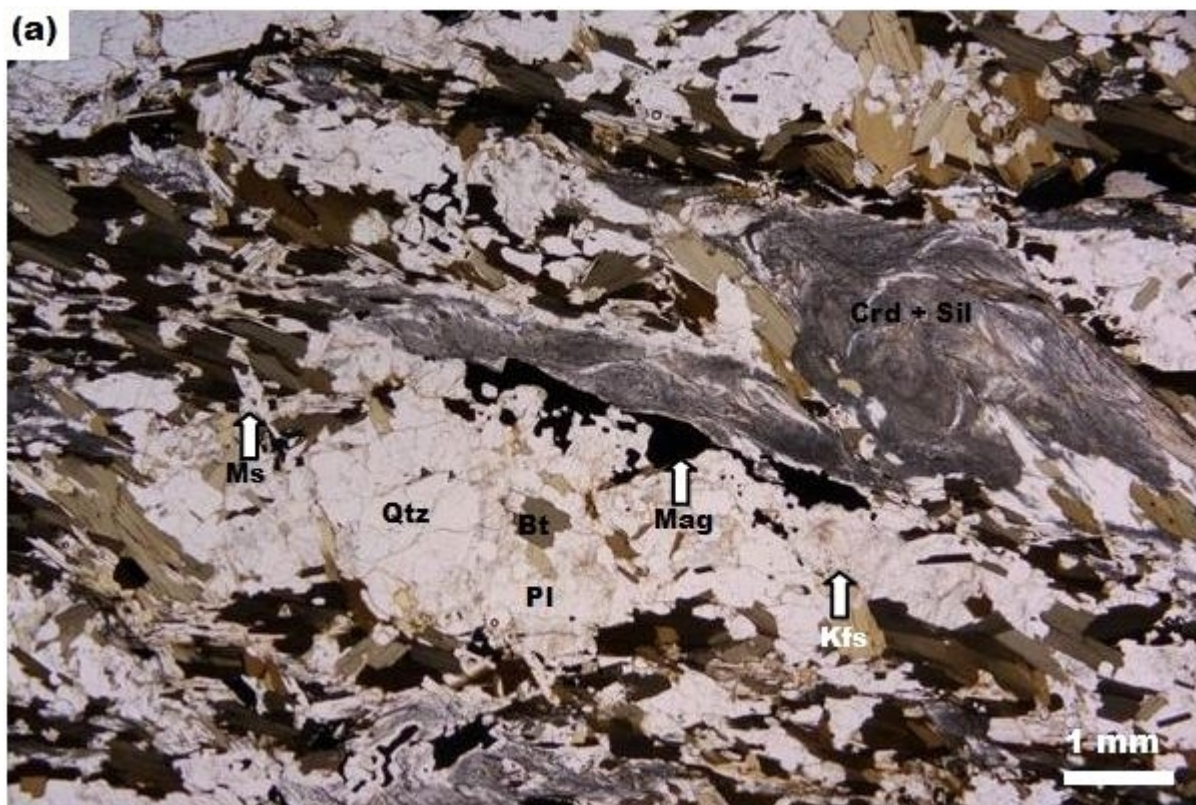
okolo 3 mm. Jsou v něm uzavírána malá zrnka křemene o velikosti přibližně do 0,5 mm.

K-živec prorůstá plagioklasová zrna a je xenomorfního omezení. Dosahuje rozměrů od přibližně 0,1 mm až 1 mm. Křemen tvoří xenomorfně omezené krystaly od přibližně 0,2 mm do 1 mm.

Magnetit tvoří černá xenomorfně omezená zrna o velikosti do 1 mm a je přítomen nejčastěji na rozhraní melanosomových pásků a leukosomu.



Obr. 21 - snímek výbrusu TMI - A1 z elektronové mikrosondy.



Obr. 22 - Fotky z výbrusu TM1 – A1. a) pozorování při jednom nikolu; b) pozorování s dvěma nikoly.

Výbrus TM1 – B (Obr. 23) je z velké části tvořen křehce deformovaným leukosomem plagioklasového složení s drobnými uzavřeninami křemene o velikosti přibližně od 0,2 mm do 0,6 mm. Plagioklas je nahrazován K-živcem. Leukosom je obklopen melanosomem, který je tvořen biotitem, cordieritem, sillimanitem a muskovitem a často lemován biotitem a muskovitem.

V leukosomu je přítomen protáhlý xenomorfně omezený porfyroblast cordieritu velikosti 2 mm s inkluzemi fibrolitického sillimanitu. Podél kontaktu s melanosomem plagioklas obsahuje drobné inkluze biotitu o velikosti do 0,3 mm.

Biotit je převládající složkou v melanosomu. Jeho jsou lištovitěho tvaru a omezení je xenomorfní až hypidiomorfní. Velikostní rozsah se pohybuje od 1,5 mm do zhruba 0,3 mm. Hojně obsahuje inkluze zirkonu a místy na jejich okrajích dochází k muskovitizaci.

Zrna cordieritu tvoří protáhlé porfyroblasty xenomorfního omezení do velikosti 3 mm a obsahují sillimanit ve fibrolitické formě. Protažení porfyroblastů je paralelní s melanosomovými pásky. V melanosomu jsou přítomna i lehce nažloutlá, silně pinitizovaná cordieritová zrna xenomorfního omezení o velikosti přibližně do 2 mm.

Křemen reprezentují zrna xenomorfního omezení do velikosti 1,5 mm. Ve výbruse se vyskytují černá xenomorfně omezená zrna magnetitu do velikosti přibližně 1,3 mm.

Výbrus TM1 – C (Obr. 24) obsahuje melanosomové partie nepravidelně obklopující leukosom, který ve výbruse tvoří izolovaná hnízda. Melanosom je tvořen biotitem, pinitizovaným cordieritem, sillimanitem, plagioklasem a křemenem. Leukosom je tvořen plagioklasem, křemen, K-živcem a porfyroblasty cordieritu.

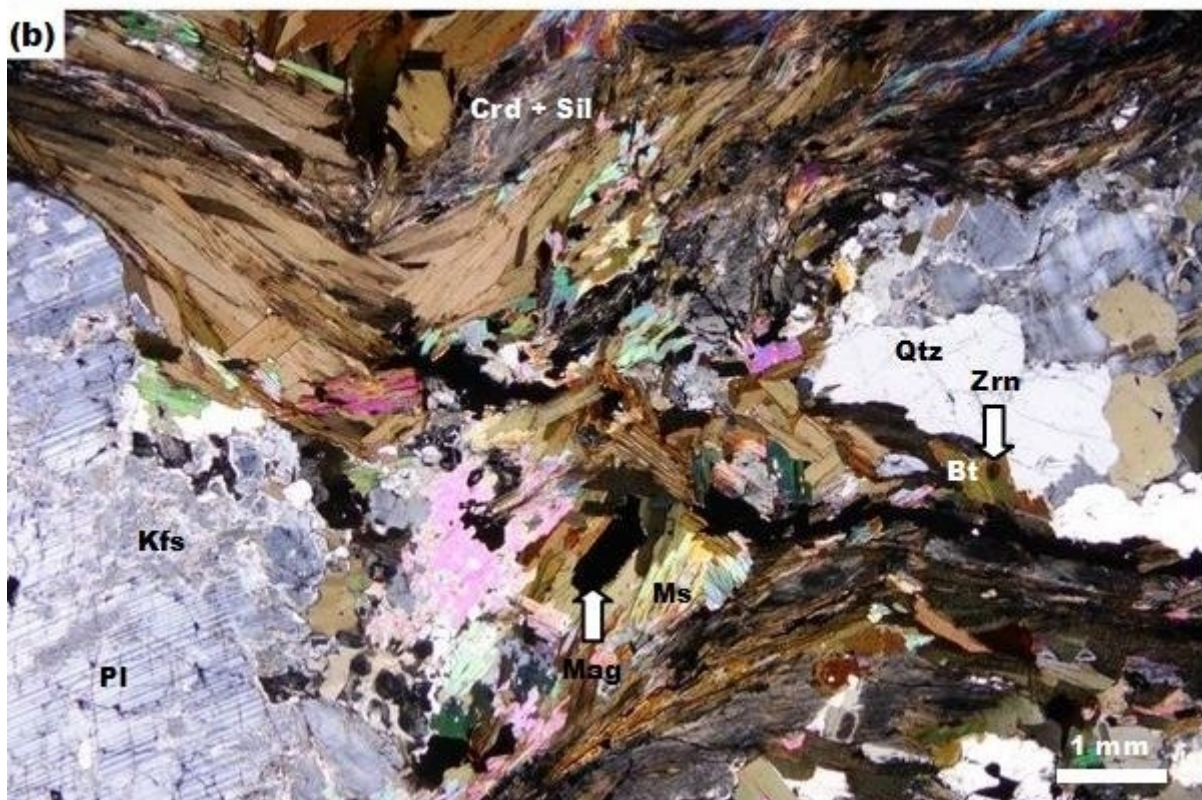
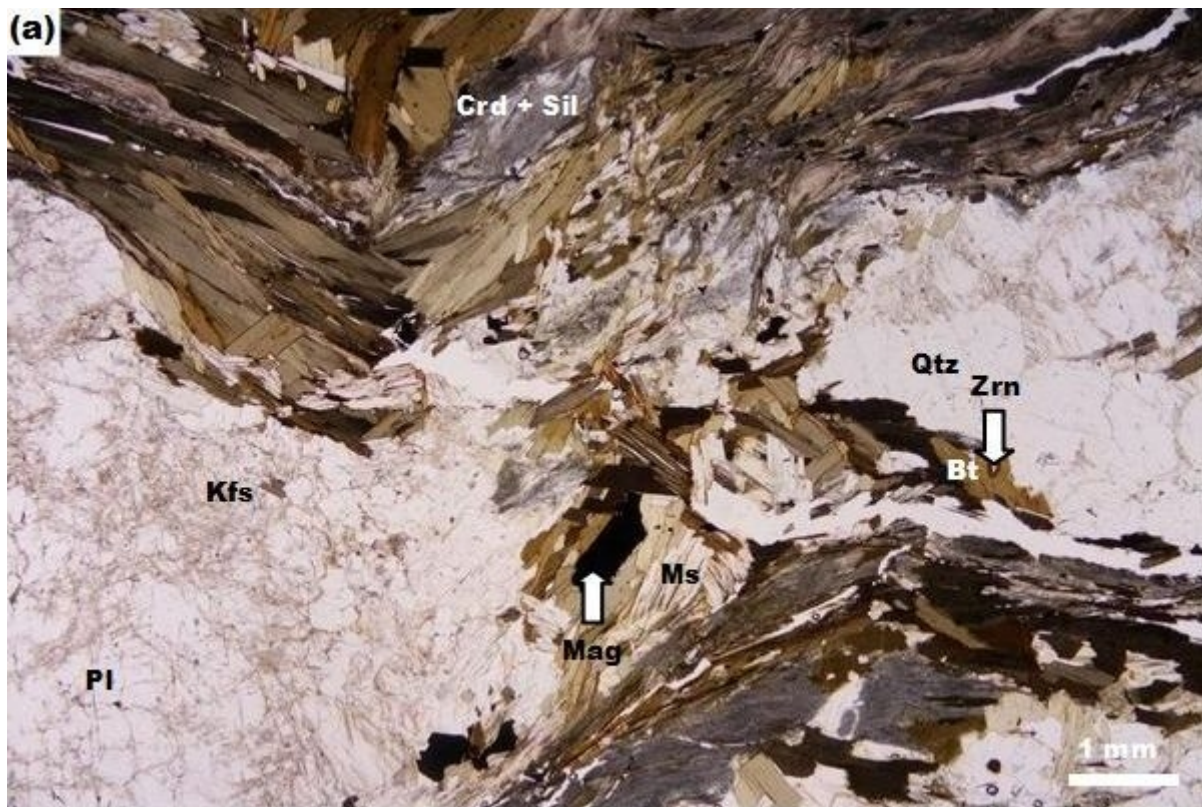
Biotit je převažující složkou melanosomu. Jeho krystaly jsou protáhlé a mají tabulkovitý tvar hypautomorfního až xenomorfního omezení ve velikostním rozmezí přibližně od 0,2 mm do 2 mm. Nejčtenější jsou zrna velikosti přibližně 1 mm. Biotit obsahuje inkluze zirkonu a apatitu a sám se vyskytuje jako uzavřenina cordieritových porfyroblastů, kde dosahuje velikosti přibližně od 0,1 mm do 2 mm. Místy dochází k jeho muskovitizaci.

Cordierit vytváří šedomodré xenomorfně omezené porfyroblasty o velikosti přibližně od 1 mm do 7 mm. Hojně obsahuje inkluze fibrolitického sillimanitu a také biotitu.

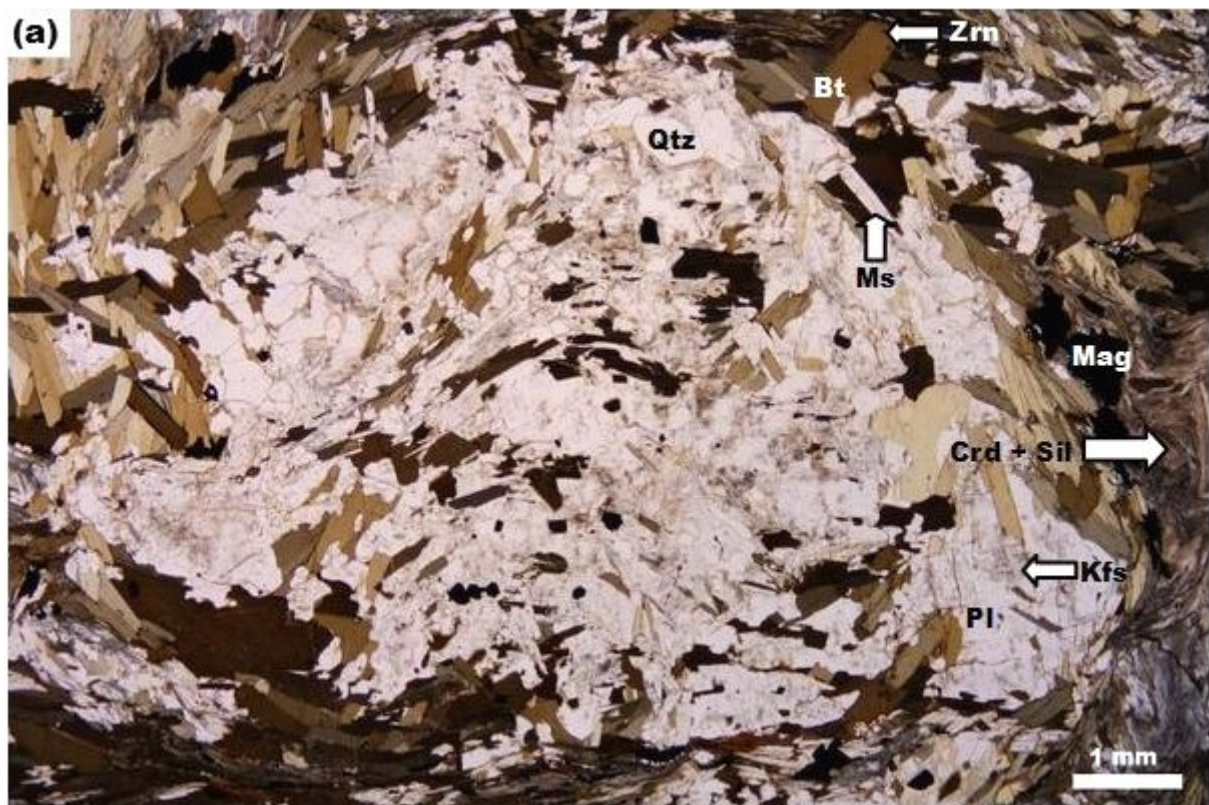
Plagioklas tvoří v melanosomu malá xenomorfně omezená zrníčka o velikosti přibližně do 0,4 mm. V leukosomu tvoří jeho převážnou část a je hypautomorfního omezení a vytváří krystaly o velikosti přibližně od 0,4 mm do 2,3 mm. Jsou v něm uzavřena malá zrníčka křemene o velikosti přibližně do 0,4 mm a protáhlá zrníčka biotitu o velikosti přibližně do 0,4 mm.

K-živce místy nahrazuje plagioklas a je xenomorfního omezení. Křemen tvoří xenomorfně omezená zrna do velikosti přibližně 0,6 mm.

Ve výbruse jsou přítomna i černá magnetitová zrna xenomorfního omezení o velikosti do 0,9 mm.



Obr. 23 - Fotky z výbrusu TMI -B. a) pozorování při jednom nikolu; b) pozorování s dvěma nikoly.



Obr. 24 - Fotky z výbrusu TMI -C. a) pozorování při jednom nikolu; b) pozorování s dvěma nikoly.

4.4.2 Výbrusy lokality TM2

Výbrus TM2 – A (Obr. 25; Obr. 26) je tvořen úzkými přibližně 2 mm tenkými melanosomovými pásky, které jsou tvořeny převážně tabulkovitými krystaly biotitu xenomorfního až hypautomorfního omezení.

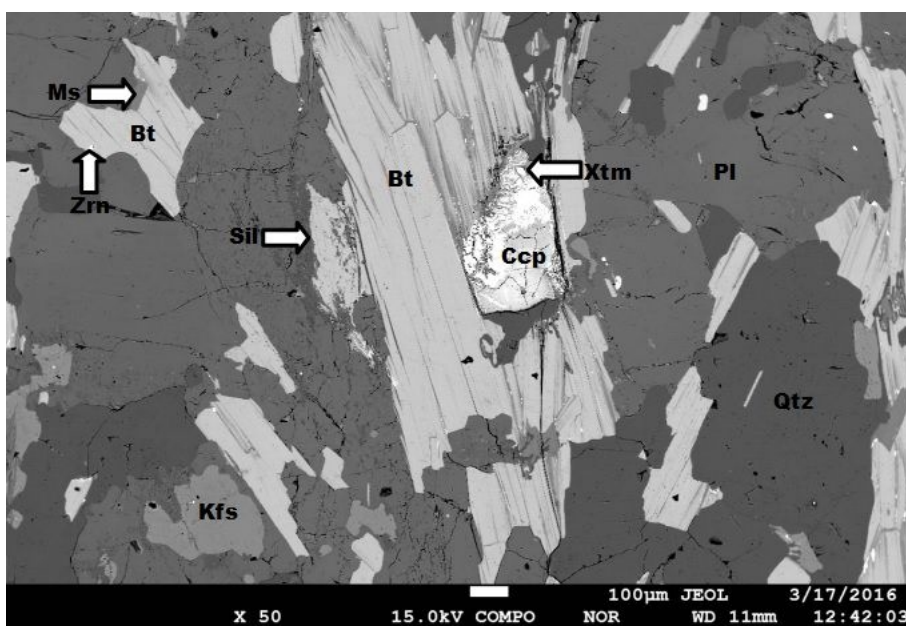
Biotity v melanosomových páscích tvoří usměrnění horniny. Leukosom má v tomto výbruse výrazně větší zastoupení než melanosom. Biotit v melanosomu dosahuje velikosti kolem 2 mm, ale je hojně rozšířen i v leukosomových páscích ve velikostním rozpětí od 0,2 mm do 2 mm. Obsahuje četné inkluze zirkonu, fibrolitického sillimanitu (v melanosomu) a v menším množství i apatitu. Místy dochází po okrajích k jeho muskovitizaci.

Cordierit se vyskytuje ve výbruse ve formě xenomorfně omezených a protáhlých porfyroblastů o velikosti přibližně 3 mm na okraji biotitů v melanosomových páscích na jejichž úkor vzniká. Protážení těchto porfyroblastů je paralelní s melanosomovými pásky. Porfyroblasty obsahují inkluze fibrolitického sillimanitu. Fibrolitický sillimanit se místy vyskytuje i v zrnech plagioklasu a křemene.

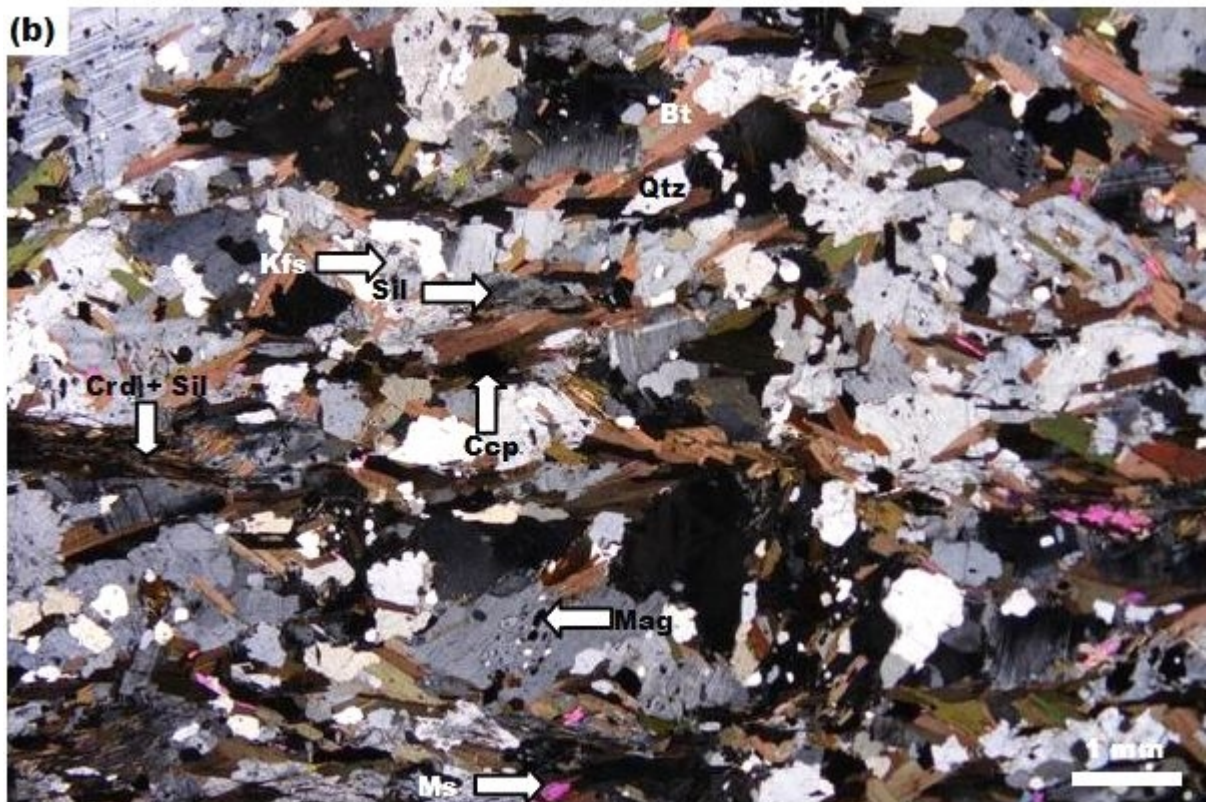
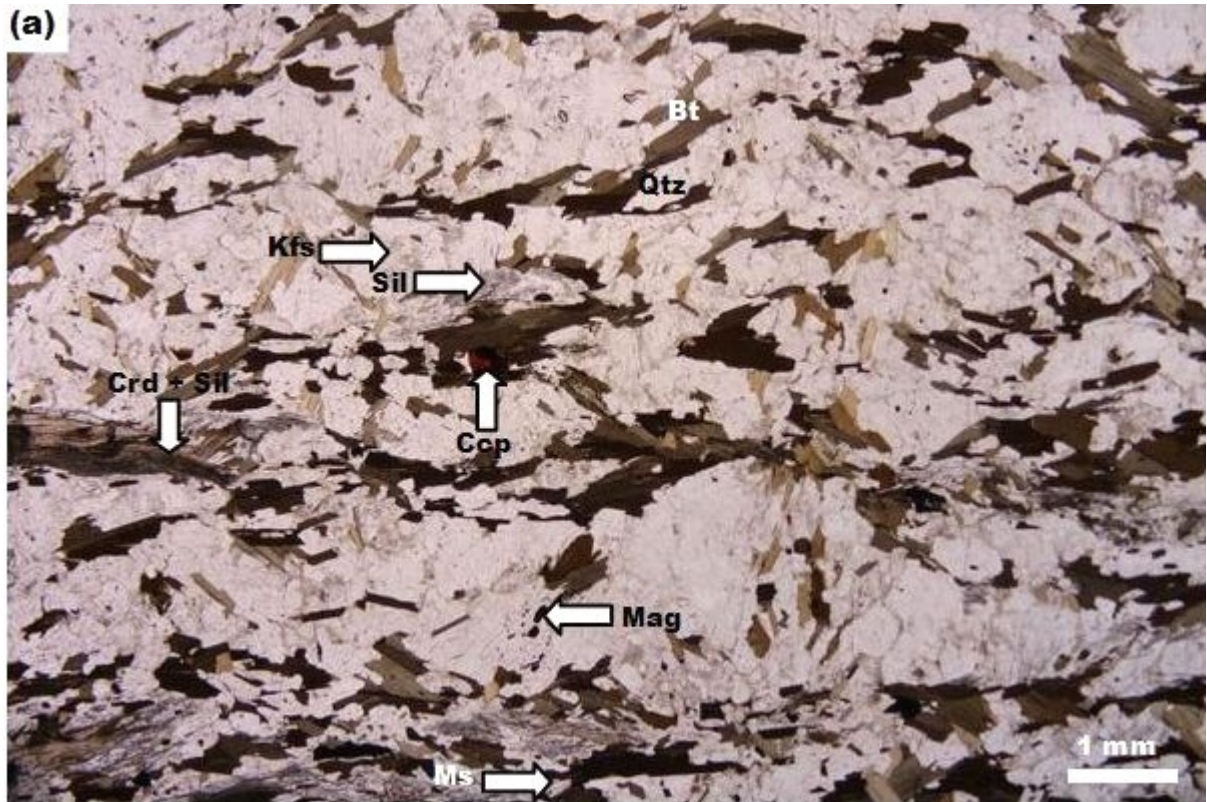
Plagioklas tvoří hypautomorfně omezená zrna o velikosti zhruba od 0,5 mm do 3 mm. Obsahuje uzavřeniny biotitových zrn, drobných xenomorfně omezených zrn křemene do velikosti přibližně 0,5 mm. Prorůstá jím K-živec, který je xenomorfního omezení a tvoří zrna ve velikostním rozmezí od přibližně 0,1 mm do 1 mm.

Křemen tvoří xenomorfně omezené krystaly v leukosomu ve velikostním rozmezí od přibližně 0,7 mm do 2 mm. Ve výbruse se vyskytuje v malém množství ilmenit ve formě drobných inkluzí v leukosomu.

Místy jsou ve výbruse přítomna rudá zrna rudních minerálů o velikosti do 1 mm – jedná se pravděpodobně o rozpadající se chalkopyrit. V tomto výbruse jsou přítomna i černá zrna magnetitu xenomorfního omezení do velikosti 0,6 mm a to v menším množství než u ostatních mikroskopovaných výbrusů.



Obr. 25: Snímek výbrusu TM2 – A z elektronové mikrosondy.



Obr. 26: Fotky z výbrusu TM2 – A. a) pozorování při jednom nikolu; b) pozorování s dvěma nikoly.

Výbrus TM2 – B (Obr. 27) obsahuje nepravidelné, úzké a přerušované melanosomové partie v dominujícím leukosomu. Melanosom je tvořen biotitem, cordieritem, sillimanitem a muskovitem. Leukosom tvoří zrna plagioklasu, K-živce a křemene. V leukosomu se vyskytují i malá biotitová zrníčka do velikosti 0,3 mm.

Biotit je dominující složkou melanosomu. Je přítomen ve formě lištovitých xenomorfně až hypautomorfně omezených zrn a dosahuje velikosti až 2 mm. Místy dochází k jeho muskovitizaci. Obsahuje inkluze zirkonu.

Cordierit tvoří protáhlé šedomodré xenomorfně omezené porfyroblasty do velikosti cca 3 mm s inkluzemi fibrolitického sillimanitu. Sillimanit také tvoří světle hnědá xenomorfně omezená vláskovitá zrna prorůstající biotity i cordieritové porfyroblasty. Ve výbruse se vyskytuje cordierit i ve formě menších pinitizovaných zrn ve velikostním rozmezí přibližně od 0,2 do 0,7 mm.

Plagioklas je dominující částí leukosomu. Dosahuje velikosti až 3 mm a je xenomorfního omezení. Prorůstá jím K-živce a uzavírá drobná zrníčka křemene o velikosti od 0,1 mm do 0,5 mm.

Křemen tvoří xenomorfně omezená zrna ve velikostním rozmezí od 0,5 do 1,5 mm.

Ve výbruse se nejčastěji při okraji melanosomových partií na kontaktu s leukosomem vyskytují černá xenomorfně omezená magnetitová zrna velikostně nepřesahující 1 mm.

Výbrus TM2 – C (Obr. 28) je tvořen nepravidelnými melanosomovými pásky, které jsou tvořeny biotitem, cordieritem, sillimanitem a muskovitem. Leukosom je tvořen plagioklasem, křemenem a K-živcem.

Biotit tvoří hlavní část melanosomu. Je reprezentován xenomorfně až hypautomorfně omezenými lištovitými zrny o velikosti přibližně 2 mm. Obsahuje inkluze zirkonů a místy je nahrazován muskovitem. Malá zrnka biotitu o velikosti od 0,2 mm do 0,6 mm se vyskytují v leukosomu jako uzavřeniny plagioklasových zrn.

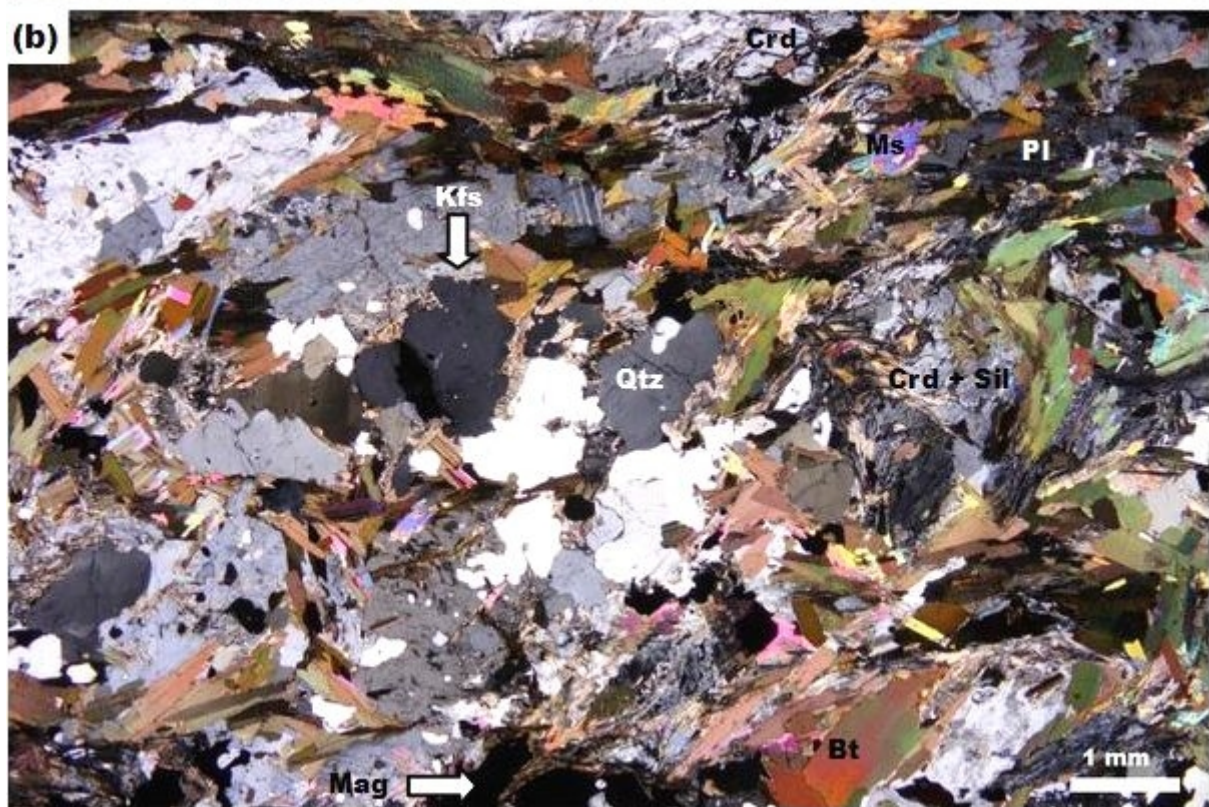
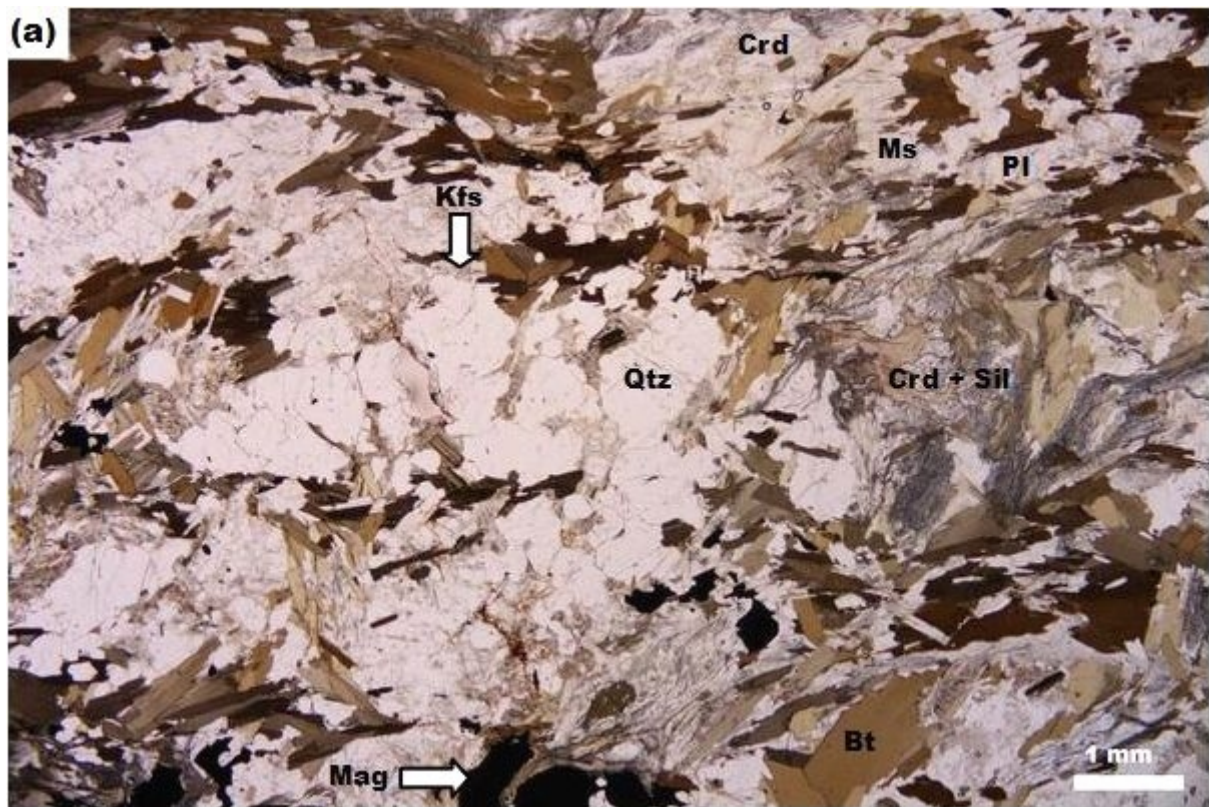
Cordierit tvoří šedomodré xenomorfně omezené porfyroblasty v leukosomu ve velikostním rozmezí od 1 mm do 5 mm a obsahuje inkluze fibrolitického sillimanitu. Je přítomen i ve formě pinitizovaných zrn ve velikostním rozmezí pohybujícím se od zhruba 0,3 mm do 1 mm, které také obsahují fibrolitický sillimanit.

Sillimanit je přítomen v melanosomu ve světle hnědné vláskovité formě a prorůstající biotity a šedomodré porfyroblasty cordieritu.

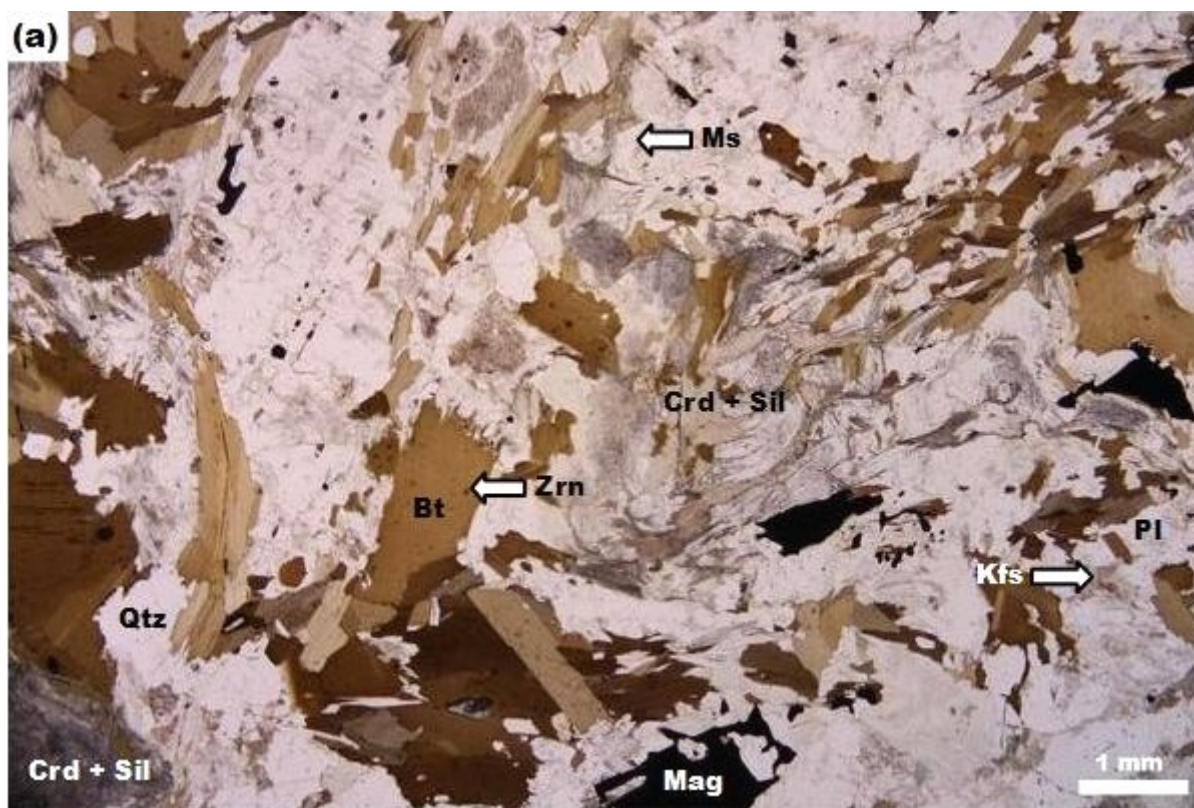
Plagioklas je dominující součástí leukosomu. Tvoří xenomorfně omezené krystaly ve velikostním rozmezí od 1 mm do 3 mm. Uzavírá malé krystalky křemene a biotitu. Prorůstá jím K-živce.

Křemen je xenomorfního omezení a jeho velikostní rozpětí se pohybuje od 0,5 mm do 2 mm.

Výbrus obsahuje velké množství magnetitových zrn do velikosti přibližně 1 mm.



Obr. 27: Fotky z výbrusu TM2 – B. a) pozorování při jednom nikolu; b) pozorování s dvěma nikoly.



Obr. 28: Fotky z výbrusu TM2 – C. a) pozorování při jednom nikolu; b) pozorování s dvěma nikoly.

4.4.3 Výbrusy lokality TM3

Výbrusy TM3 – A1 a TM3- A2 (Obr. 29; Obr. 30) obsahují tenké nesouvislé melanosomové pásy tvořené biotitem, cordieritem, sillimanitem a muskovitem. Tyto melanosomové pásy jsou nepravidelně obklopené leukosomem, který je tvořen plagioklasem, K-živcem, křemenem a porfyroblasty cordieritu.

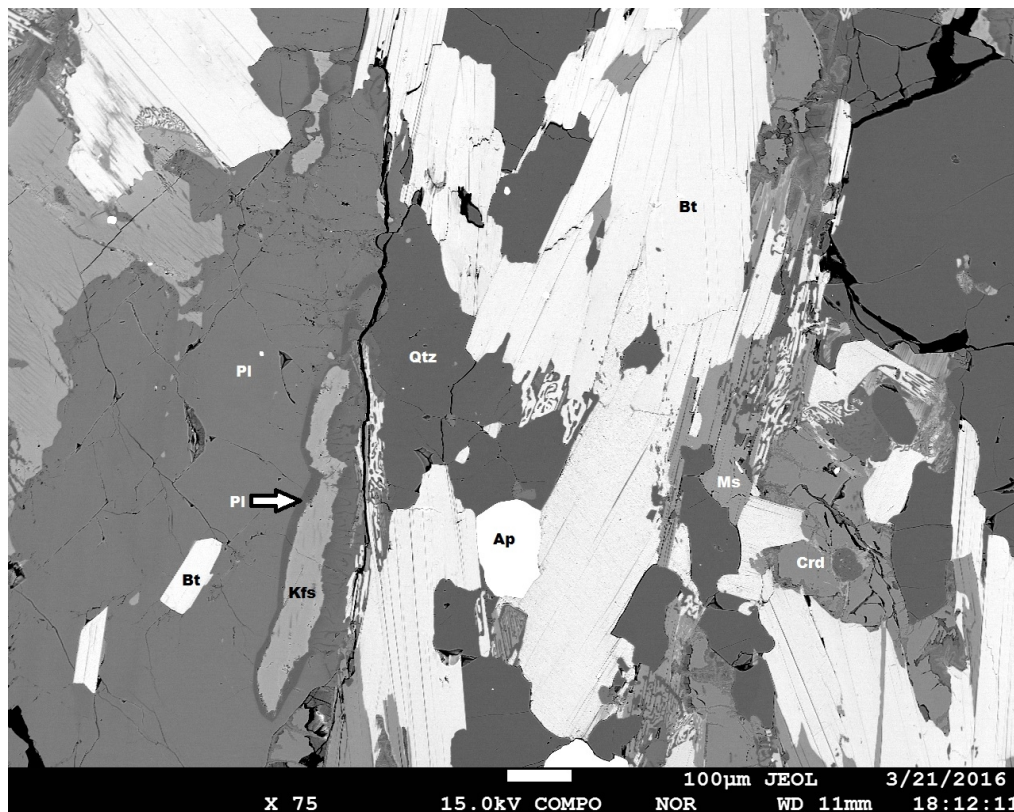
Biotit je hlavní složkou melanosomu a vytváří usměrnění v hornině. Je xenomorfního až hypautomorfního omezení a dosahuje velikosti do 2 mm. Obsahuje inkluze apatitu a hojně zirkonu. Místy dochází k muskovitizaci. Malá zrníčka biotitu se vyskytují v leukosomu jako uzavřeniny v plagioklasu a vyskytují se i jako uzavřeniny v cordieritech, kde dosahují rozměrů okolo 0,1 mm.

Cordieritová zrna tvoří velké xenomorfně omezené porfyroblasty dosahující velikosti až 5 mm a která mají oproti ostatním cordieritům z výbrusů lokalit TM1 a TM2 rovnoměrný neprotažený tvar. Hojně obsahují inkluze fibrolitického sillimanitu.

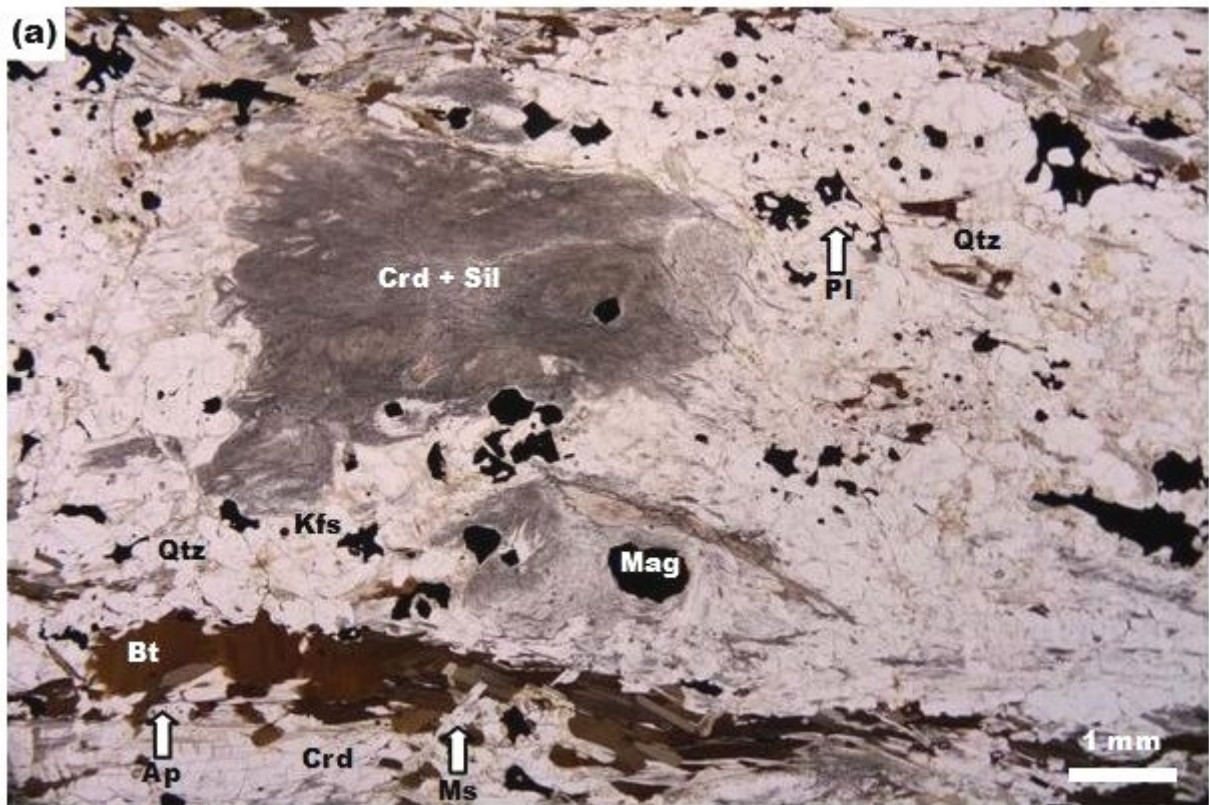
Plagioklas tvoří hypautomorfně omezená zrna s inkluzemi drobných zrníček křemene o velikosti kolem 0,3 mm až 1 mm. Rozměry plagioklasových zrn dosahují velikosti až 4 mm.

K- živec je hojnou součástí leukosomu a jeho xenomorfně omezená zrna prorůstají plagioklasy.

Součástí výbrusu je i velké množství černých xenomorfně omezených zrn magnetitového složení. Magnetitu je zde výrazně více než ve výbrusech z předchozích dvou lokalit. Jeho zrna dosahují velikosti až 1 mm a vyskytují se jak v leukosomu, tak melanosomu. Křemen tvoří xenomorfně omezená zrna, jejichž rozměry se pohybují od 0,1 mm do 1,5 mm.



Obr. 29: Snímek výbrusu TM3 – z elektronové mikrosondy.



Obr. 30: Fotky z výbrusu TM3 – A2. a) pozorování při jednom nikolu; b) pozorování s dvěma nikoly.

4.5 Chemické analýzy

Pro chemickou analýzu byl z první lokality vybrán výbrus TM1 - A1, z druhé lokality výbrus TM2 - A a ze třetí lokality byl vybrán výbrus TM3 - A2. Chemismy jednotlivých minerálů byly měřeny na skenovacím elektronovém mikroskopu Tescan Vega s EDS detektorem XMax 50 od výrobce Oxford Instruments a na mikrosondě Jeol 6310 na ÚPSG Univerzity Karlovy v Praze při urychlovacím napětí 15 kV a proudu svazku 800 pA. Rozdíly měřených chemismů těchto dvou přístrojů jsou zanedbatelné. Celkové chemismy vybraných výbrusů byly měřeny na skenovacím elektronovém mikroskopu metodou plošných analýz.

4.5.1 Výsledky plošných chemických analýz vybraných výbrusů

Zprůměrované hodnoty hm% oxidů a Mg# (celkové množství Mg) z měření plošných analýz jsou zobrazeny v tabulce 1 (Tab. 1) a v obrázku 31 (Obr. 31) je pomocí krabicových diagramů zobrazeno rozložení těchto hodnot.

Obsahy K₂O (Obr. 31a) a TiO₂ (Obr. 31d) jsou podobné ve výbrusech TM1 – A1 a TM2 – A, zatímco ve výbruse TM3 – A2 lze pozorovat jejich slabý pokles.

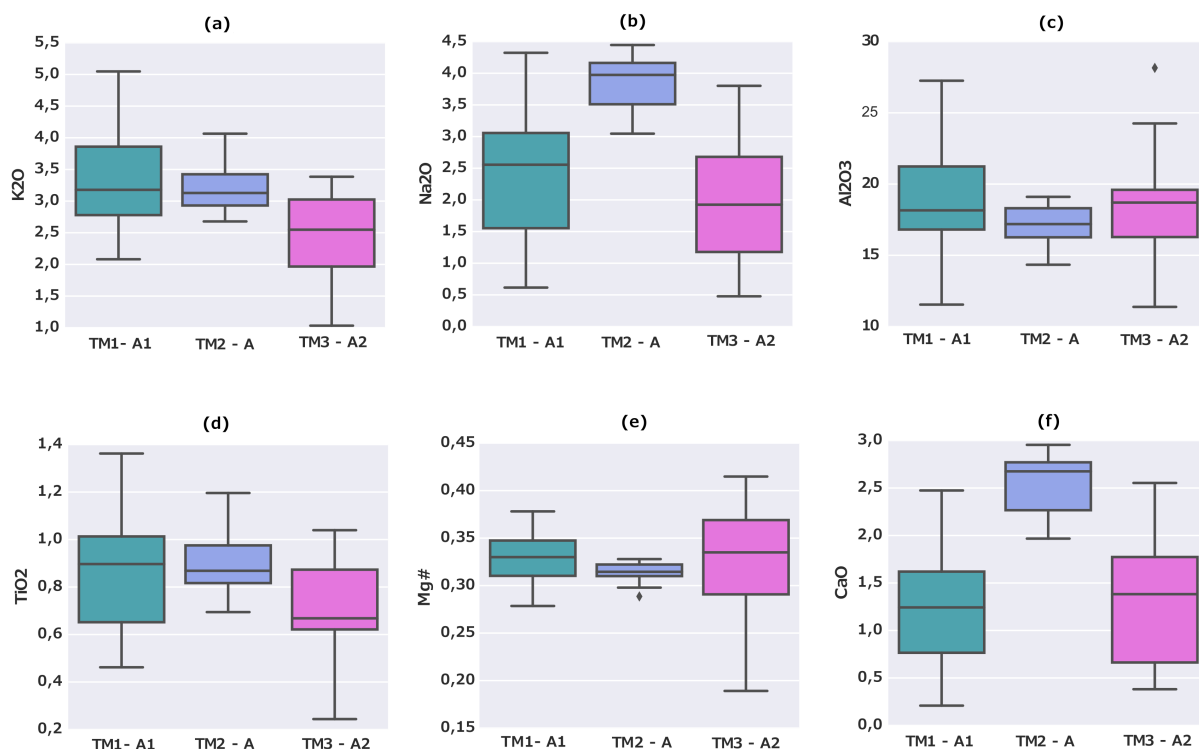
Výrazně vyšší hodnoty hm% Na₂O (Obr. 31b) a CaO (Obr. 31f) obsahuje výbrus TM2 – A. Naměřené hodnoty Na₂O a CaO se ve výbrusech TM1 – A1 a TM2 – A jsou velice podobné.

Hodnoty hm% Al₂O₃ (Obr. 31c) jsou ve všech měřených výbrusech téměř neměnné. U výbrusu TM2 – lze pozorovat nižší variabilitu naměřených hodnot hm% Al₂O₃ oproti ostatním výbrusům.

Průměrné obsahy Mg# (Obr. 31e) ve výbrusech vypočtené z naměřených hodnot MgO a FeO nevykazují mezi výbrusu výraznější rozdíl. Největší variabilitu hodnot Mg# má výbrus TM3 – A2 a nejnižší výbrus TM2 – A.

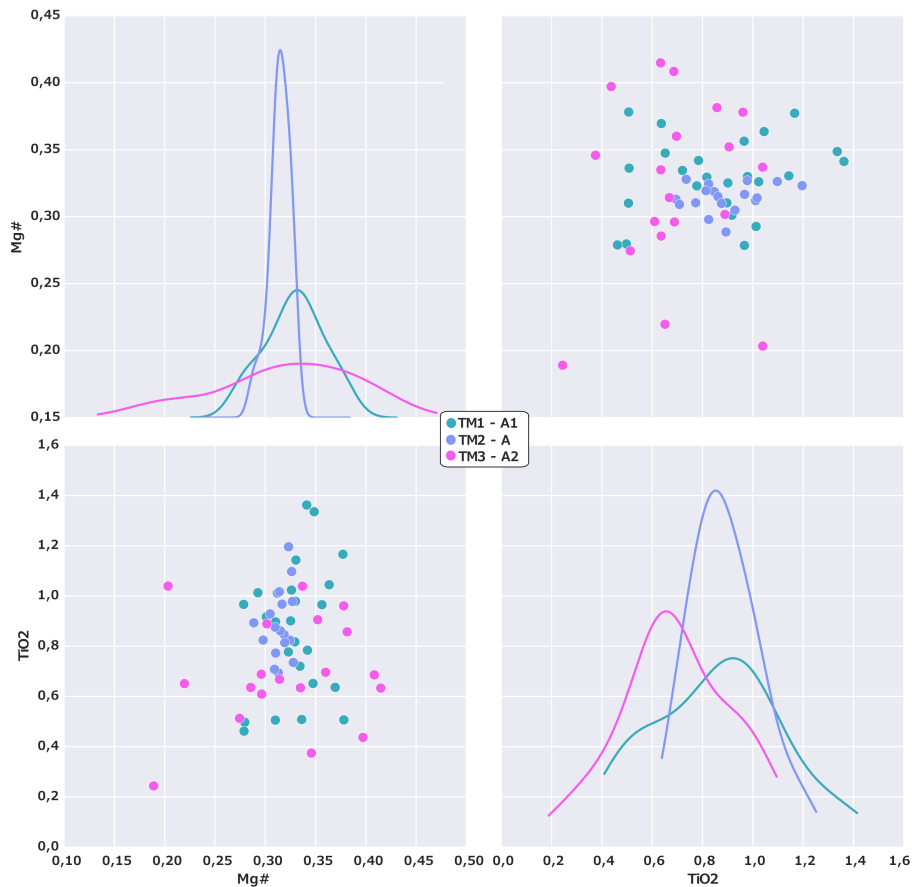
Tab. 1 – Tabulka průměrů hmotnostních procent oxidů z měření plošných analýz a Mg#

Výbrus	K ₂ O	Na ₂ O	Al ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	FeO	Mg#
TM1 – A1	3,261	2,396	19,019	0,858	1,205	3,281	6,602	0,332
TM2 – A	3,234	3,837	17,254	0,891	2,544	2,705	5,886	0,315
TM3 – A2	2,427	1,971	18,441	0,693	1,283	2,928	6,070	0,325



Obr. 31: Zobrazení naměřených hodnot hm% oxidů a Mg# v rámci celé plochy měřených výbrusů TM1 – A1, TM2 – A a TM3 – A2. a) krabicové diagramy hm% K₂O; b) krabicové diagramy hm% Na₂O; c) krabicové diagramy hm% Al₂O₃; d) krabicové diagramy hm% TiO₂; e) krabicové diagramy Mg#%; f) krabicové diagramy hm% CaO.

Vzájemné poměry Mg# a TiO₂ v měřených výbrusech jsou zobrazeny v obrázku 32 (Obr. 32).

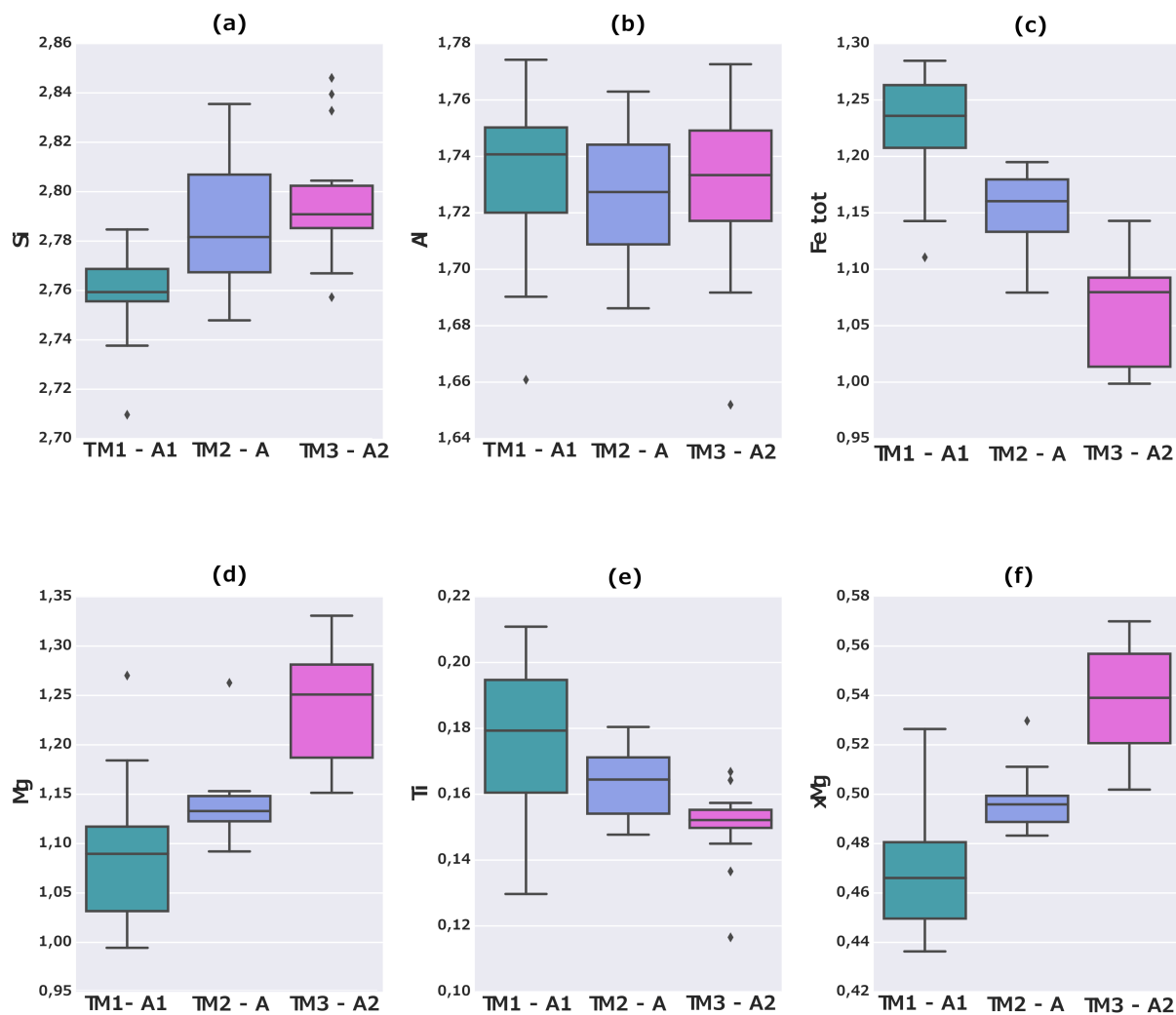


Obr. 32: Párový diagram zobrazující vzájemné poměry Mg# a TiO₂ výbrusů TM1 – A1, TM2 – A, TM3 – A2.

4.5.2 Chemismy biotitů

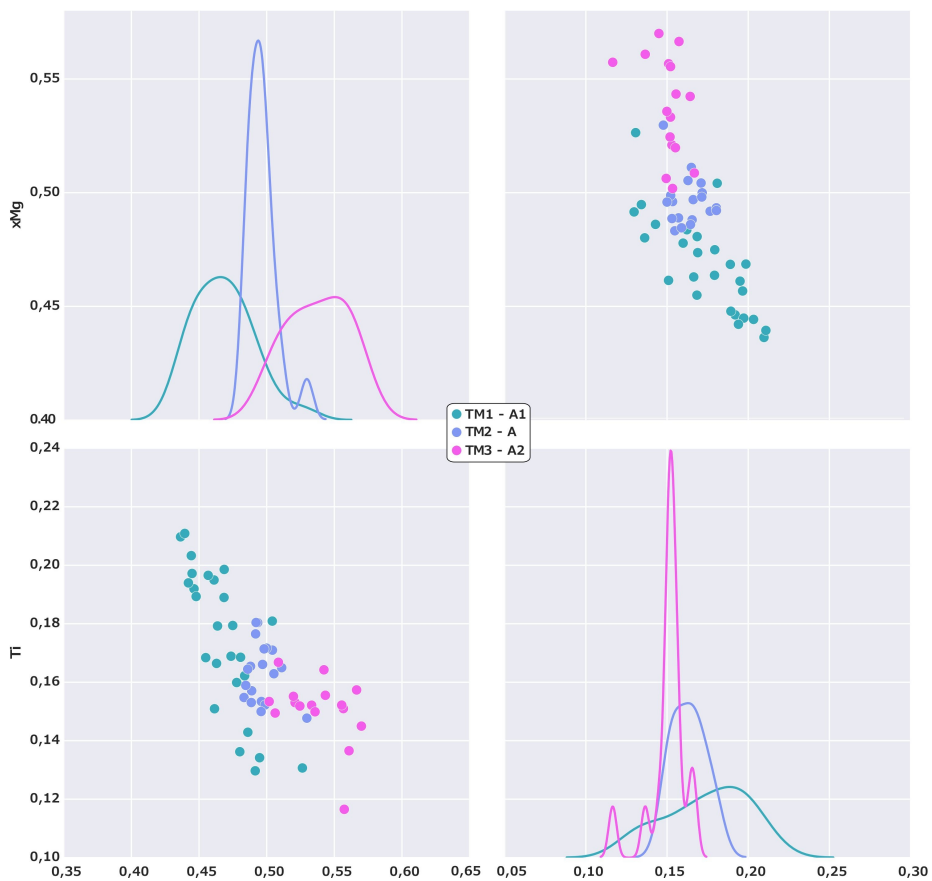
V obrázku 33 (Obr. 33) je pomocí krabicových diagramů zobrazeno rozložení naměřených hodnot jednotlivých chemických prvků v biotitech všech tří měřených výbrusů.

Nejvyšší hodnoty Si mají biotity výbrusu TM3 – A2 a nejnižší biotity výbrusu TM1 – A1 (Obr. 33a). Hodnoty Al v biotitech jsou mezi výbrusy téměř neměnné (Obr. 33b). Nejvýraznějšími změnami je pokles Fe (Fe tot) (Obr. 33c), nárůst Mg (Obr. 33d), pokles Ti (Obr. 33e) a nárůst xMg (Obr. 33f) od výbrusu TM1 – A1 přes výbrus TM2 – A do výbrusu TM3 – A2.



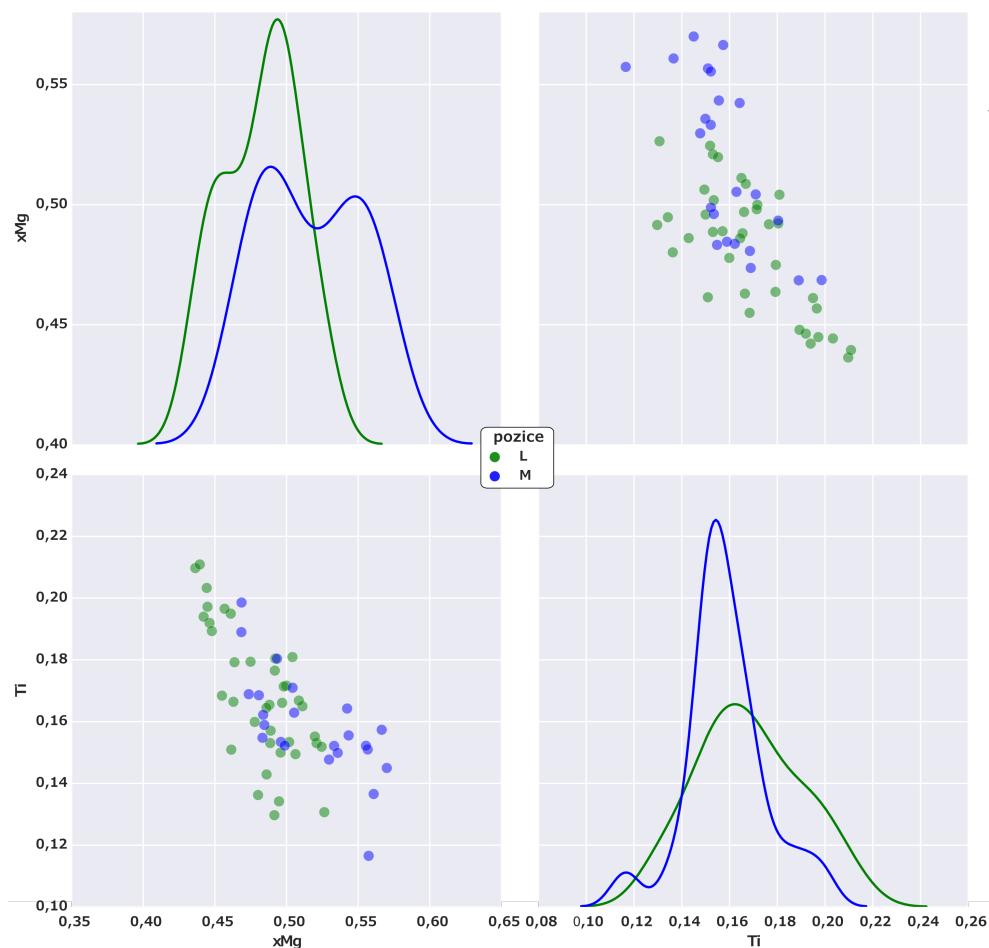
Obr. 33: Krabicové diagramy zobrazující naměřené hodnoty jednotlivých prvků v biotitech výbrusů TM1 – A1, TM2 – A a TM3 – A2. a) krabicové diagramy zobrazující hodnoty Si; b) krabicové diagramy zobrazující hodnoty Al; c) krabicové diagramy zobrazující hodnoty Fe tot; d) krabicové diagramy zobrazující hodnoty Mg; e) krabicové diagramy zobrazující hodnoty Ti; f) krabicové diagramy zobrazující hodnoty xMg.

Vzájemné poměry Ti a xMg v biotitech měřených výbrusů jsou zobrazeny v obrázku 34 (Obr. 34), který zobrazuje pokles Ti a nárůst xMg od výbrusu TM1 – A1 přes výbrus TM2 – A do výbrusu TM3 – A2.



Obr. 34: Párový diagram zobrazující vzájemné poměry Ti a xMg biotitů ve výbrusech TM1 – A1, TM2 – A a TM3 – A2.

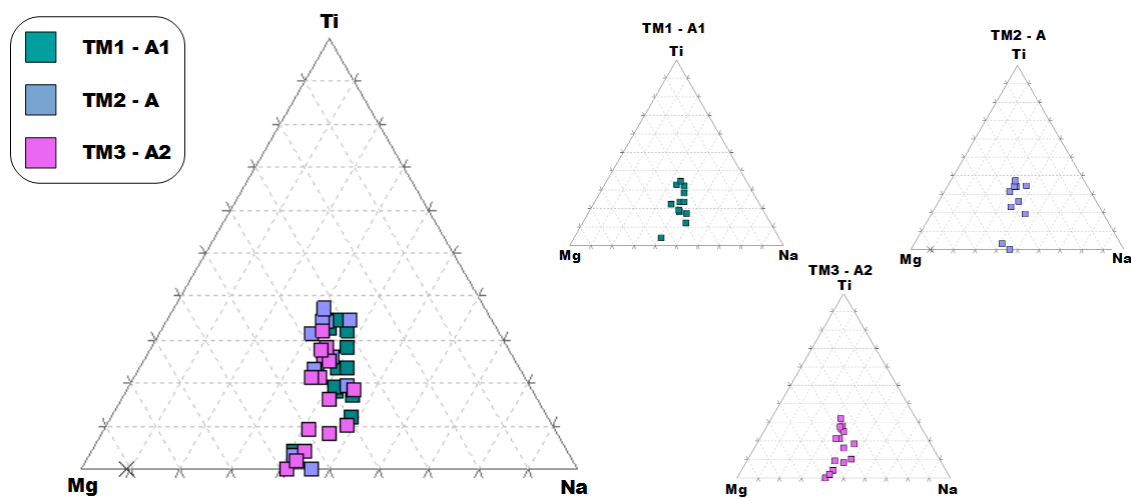
Obsahy xMg a Ti v biotitech leukosomů i melanosomů jsou velice podobné a jejich poměry jsou zobrazeny v obrázku 35 (Obr. 35).



Obr. 35: Párový diagram zobrazují poměry obsahů xMg a Ti v leukosomech a melanosomech biotitů výbrusů $TM1 - A1$, $TM2 - A$, $TM3 - A2$; L – leukosom, M – melanosom.

4.5.3 Chemismy muskovitů

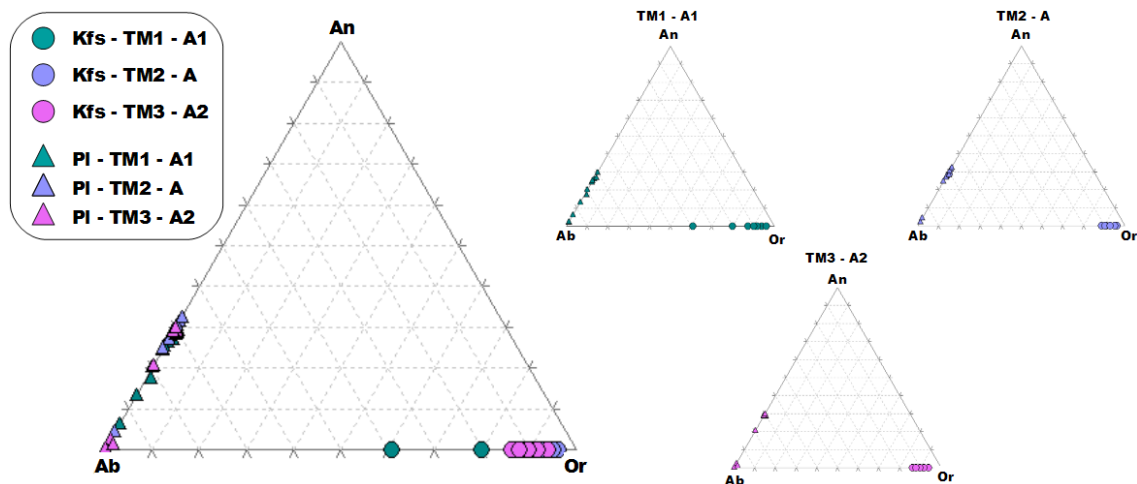
Analýzy měřených muskovitů napříč výbrusy $TM1 - A1$, $TM2 - A$ a $TM3 - A2$ mají shodné hodnoty a nevykazují variabilitu. Poměry Mg , Ti a Na měřených muskovitů jsou zobrazeny v obrázku 36 (Obr. 36).



Obr. 36: Ternární diagramy znázorňující obsahy Mg , Ti a Na měřených muskovitů výbrusů $TM1 - A1$, $TM2 - A$ a $TM3 - A2$.

4.5.4 Chemismy živců

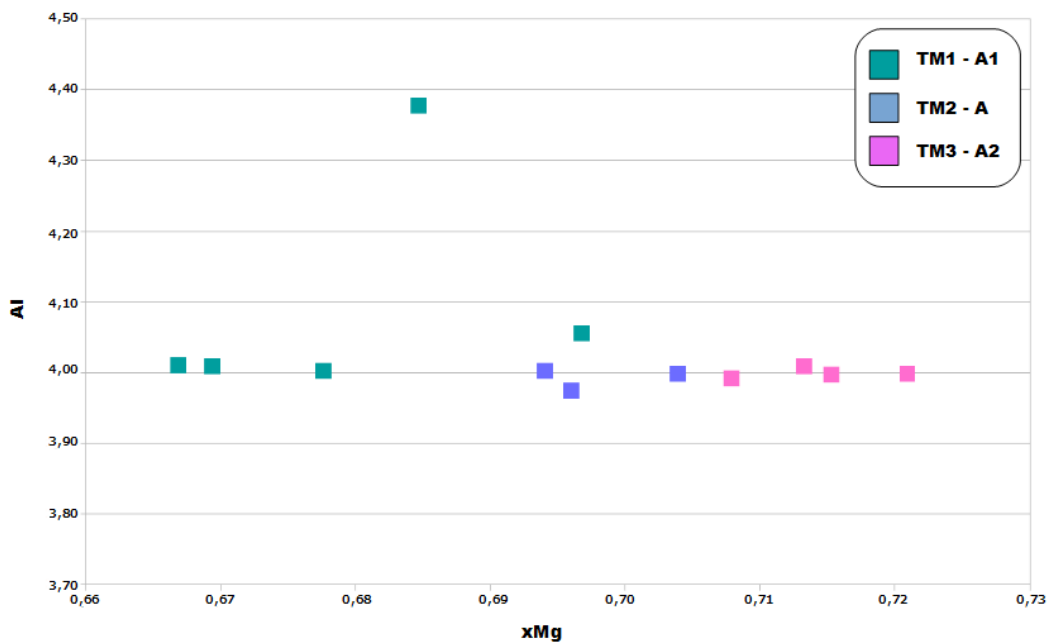
Porovnání chemických analýz živců neukazuje mezi výbrusy TM1 - A1, TM2 - A a TM3 - A2 žádnou výraznější variabilitu. Většina plagioklasů má oligoklasové složení a pouze plagioklas tvořící lem draselných živců mají složení albitu (Obr. 37).



Obr. 37: Ternární diagramy zobrazující chemické analýzy živců výbrusů TM1 - A1, TM2 - A a TM3 - A1.

4.5.5 Chemismy cordieritů

Analýzy měřených cordieritů jsou při vzájemném porovnání v rámci výbrusů TM1 - A1, TM2 - A a TM3 - A2 téměř totožné. Pouze hodnota xMg cordieritů stoupá od výbrusu TM1 - A1 přes výbrus TM2 - A až k výbrusu TM3 - A2, kde je hodnota xMg nejvyšší. Poměry Al a xMg v cordieritech měřených výbrusů jsou zobrazeny v obrázku 38 (Obr. 38).



Obr. 38: Graf zobrazující vzájemné poměry Al a xMg v cordieritech výbrusů TM1 - A1, TM2 - A a TM3 - A2.

5. DISKUSE A ZÁVĚR

Na lokalitě TM3 odpovídají struktury migmatitů druhé deformační události D2 spjaté se strmým převrácením vertikální foliace S1 pravděpodobně v kompresním režimu. Vrásky V2 vrásní migmatitovou foliaci, ale zároveň vznikají pravděpodobně během anatexe. Na lokalitách TM1 a TM2 odpovídají struktury migmatitů třetí deformační události D3, která má extenzní charakter. Strmé foliace S1 včetně vrás V2 jsou přetištěny soubory plochých poklesových zón nebo systémy gravitačních vrás.

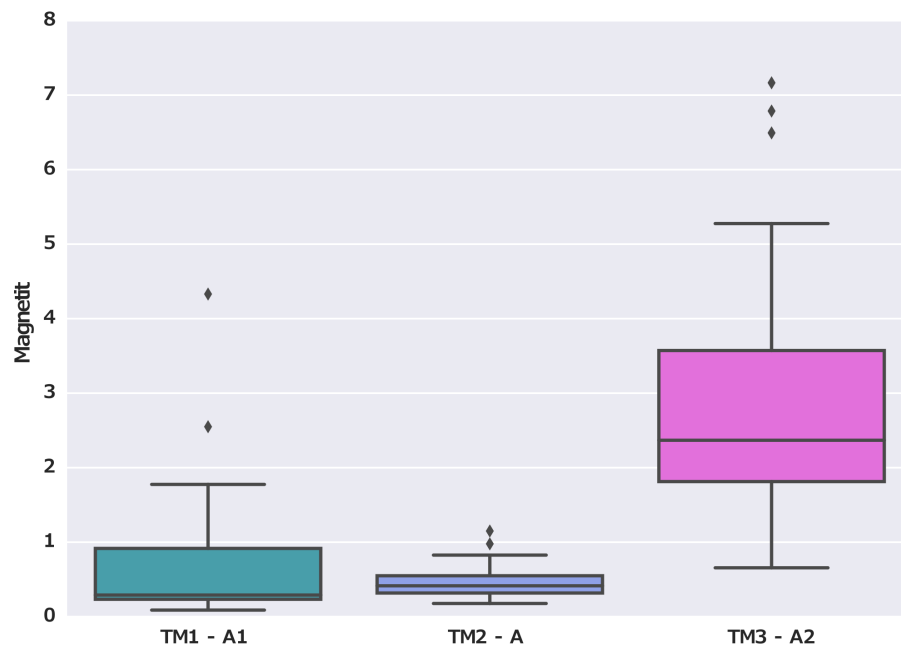
Ve výbrusech všech tří lokalit se vyskytují biotity tvořící melanosomové pásy a výrazně menší biotity obsažené v leukosomech. Všechny výbrusy obsahují jen malé množství muskovitu, který je sekundárního původu a vzniká na úkor biotitu. Leukosomy jsou tvořeny křemenem a plagioklasy oligoklasového složení, které jsou prorůstány draselným živcem. Plagioklasy albitového složení tvoří lem draselných živců. Všechny výbrusy obsahují porfyroblasty cordieritu a menší pinitizovaná zrna cordieritu. Cordierit vzniká na úkor biotitu. Cordieritové porfyroblasty obsahují četné inkluze fibrolitického sillimanitu a uzavřeniny biotitů. Ve všech výbrusech bylo pozorováno velké množství magnetitových zrn.

Petrografické rozdíly výbrusů z jednotlivých lokalit jsou dány především větším množstvím muskovitu a magnetitu ve výbrusech z lokality TM3. Výbrus TM2 – A z lokality TM2 obsahuje oproti ostatním zkoumaným výbrusům výrazně více křemen-živcové hmoty a také rozpadající se rudá zrnka chalkopyritu. Melanosomové pásy tohoto výbrusu jsou výrazně tenčí a biotity těchto pásků ztelně zasahují i do leukosomu. Rozdílný charakter tohoto výbrusu je pravděpodobně způsoben odlišným protolitem. Cordieritové porfyroblasty výbrusů lokalit TM1 a TM2 jsou protáhlé a paralelní s melanosomovými pásy na rozdíl od cordieritových porfyroblastů lokality TM3. Protážení těchto porfyroblastů je způsobeno deformační událostí D3.

Celkové chemické analýzy vybraných výbrusů z jednotlivých lokalit se výrazněji neliší. Chemismus biotitu a cordieritu vykazuje výrazný nárůst xMg a mírný pokles Ti od lokality TM1 do lokality TM3. Naměřené hodnoty xMg a Ti v biotitech leukosomů a melanosomů jednotlivých výbrusů nevykazují žádné výraznější rozdíly. Plagioklasy všech tří výbrusů jsou si velice podobné. Mají složení oligoklasu a pouze plagioklasy tvořící lem draselných živců mají složení albitu. Chemismus muskovitů je napříč měřenými výbrusy téměř totožný.

Rozdíly v obsahu xMg a Ti v rámci výbrusů dobře korelují s odlišným množstvím magnetitu, který dosahuje až 3% (Obr. 39) na lokalitě TM3 a jsou s největší pravděpodobností způsobeny právě jeho rozdílnými obsahy.

Na základě získaných dat lze konstatovat, že studované horniny tvoří homogenní doménu nízkotlakých migmatitů, ve kterých anatexe probíhala v podmínkách horizontálního zkrácení. Následná extenzní deformace D3, která exhumuje a heterogenně postihuje studované horniny, již nevykazuje známky anatexe.



Obr. 39: Obrázek znázorňující množství magnetitu ve výbrusech TM1 – A1, TM2 – A a TM3 – A2. Množství magnetitu bylo odhadnuto na základě obrazové analýzy BSE snímků.

6. SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY

- BERGER, A., T. BURRI, P. ALT-EPPING & M. ENGI, (2008): Tectonically controlled fluid flow and water-assisted melting in the middle crust: An example from the Central Alps. *Lithos*, **102**(3-4), 598-615.
- BREITER, K. & P. SULOVSÝ, (2005): *Stáří granitů melechovského masivu. Zprávy o geologických výzkumech v roce 2004*. Praha: Česká geologická služba, s.16-19.
- BREITER, K., I. GNOJEK & M. CHLUPÁČOVÁ., (1998a): Radioactivity patterns – constraints for the magmatic evolution of the two-mica granites in the Central Moldanubian Pluton. *Věstník*. Praha: Česká geologická služba, **73**, 301-311.
- BREITER, K., I. BARNET & V. MAJER, (1998b): Geochemický výzkum skalního podkladu, řečištních sedimentů a povrchových toků. In: PROCHÁZKA, J. et al. *Geologický výzkum testovací lokality „Melechovský masív“: souborná zpráva za období 1992 – 1997*. Praha: Česká geologická služba, s. 78-82.
- BROWN, M., (1994): The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens. *Earth-Science Reviews*, **36**(1-2), 83-130.
- BROWN, M., F. J. KORHONEN & C. S. SIDDOWNAY, (2011): Organizing Melt Flow through the Crust. *Elements*, **7**(4), 261-266.
- BROWN, M., Y. A. AVERKIN, E. L. MCLELLAN & E.W. SAWYER, (1995): Melt segregation in migmatites. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **100**(B8), 15655-15679.
- BROWN, M., J. D. CLEMENS, W. S. PITCHER & R. H. VERNON, (2005): Invited comments on Clemens's 'Granites and granitic magmas'. *Proceedings of the Geologists' Association*, **116**(1), 17-32.
- FINGER, F., M. P. ROBERTS, B. HAUNSCHMID, A. SCHERMAIER & H. P. STEYRER, (1997): Variscan granitoids of central Europe: their typology, potential sources and tectonothermal relations. *Mineralogy and Petrology*, **61**(1-4), 67-96.
- FINGER, F., P. DOBLMAYR, G. FRIEDL, A. GERDES, E. KRENN & A. VON QUADT, (2003): Petrology of the Weinsberg granite in the south Bohemian Batholith: New data from the mafic end members. *Journal of the Czech Geological Society*. Praha: Česká geologická služba, **48**, 46-47.
- FRANKE, W., (1989): Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of central Europe. *Special Paper of the Geological Society of America*. 230, s. 67-90.
- FRANKE, W., (2000): The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. *Geological Society, London, Special Publications*, **179**(1), 35-61.
- GERDES, A., G. FRIEDL, R.R. PARRISH & F. FINGER, (2003): High-resolution geochronology of Variscan granite emplacement – the South Bohemian Batholith. *Journal of the Czech Geological Society*, **48**(1), 53-54.
- GUPTA, L.N. & W. JOHANNES, (1986): Genetic model for the stromatic migmatites of the Rantasalmi-Sulkava area, Finland. *Journal of Petrology*, **27**, 521-539.
- GUY, A., J. EDEL, K. SCHULMANN, Č. TOMEK & O. LEXA, (2011): A geophysical model of the Variscan orogenic root (Bohemian Massif): Implications for modern collisional orogens. *Lithos*, **124**(1-2), 144-157.
- HOLUB, F. V., A. COCHERIE & P. ROSSI, (1997): Radiometric dating of granitic rocks from the Central Bohemian Plutonic Complex (Czech Republic): constraints on the chronology of thermal and tectonic events along the Moldanubian-Barrandian boundary. *Comptes Rendus de l'Académie des*

- CHÁB, J., (2008): *Stručná geologie základu Českého masivu a jeho karbonského a permského pokryvu*. Praha: Česká geologická služba.
- CHLUPÁČ, I., (2002): *Geologická minulost České republiky*. Praha: Academia.
- JASTRZEBSKI, M., (2009): A Variscan continental collision of the West Sudetes and the Brunovistulian terrane: a contribution from structural and metamorphic record of the Stronie Formation, the Orlica-Śnieżnik Dome, SW Poland. *International Journal of Earth Sciences*, **98**(8), 1901-1923.
- JOHANNES, W., F. HOLTZ & P. MÖLLER, (1995): REE distribution in some layered migmatites: constraints on their petrogenesis. *Lithos*, **35**(3-4), 139-152.
- JOHNSON, T.E., M. BROWN & G.S. SOLAR, (2003): Low-pressure subsolidus and suprasolidus phase equilibria in the MnNCKFMASH system: Constraints on conditions of regional metamorphism in western Maine, northern Appalachians. *American Mineralogist*, **88**(4), 624-638.
- KACHLÍK, V., (1999): Relationship between Moldanubicum, the Kutná Hora Crystalline Unit and Bohemium (Central Bohemia, Czech Republic): a result of the polyphase Variscan nappe Technics. *Journal of the Czech Geological Society*, **44**, 201-291.
- KACHLÍK, V., (2003): *Geologický vývoj území České republiky: Doplněk k publikaci „Příprava hlubinného uložště radioaktivního odpadu a vyhořelého jaderného paliva“*. Praha: SURAO.
- KALVODA, J., O. BABEK, O. FATKA, J. LEICHMANN, R. MELICHAR, S. NEHYBA & P. SPACEK, (2008): Brunovistulian terrane (Bohemian Massif, Central Europe) from late Proterozoic to late Paleozoic: a review. *International Journal of Earth Sciences*, **97**(3), 497-518.
- KRETZ, R., (1983): Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, **68**, 277-279.
- KRUPIČKA, J., (1968): The contact zone in the north of the Moldanubian pluton. *Krystalinikum*, **8**, 7-39.
- MATĚJKA, D., (1997): Chemismus hlavních typů granitů v severní části moldanubického plutonu. *Zprávy o geologických výzkumech v roce 1996*. Praha: Česká geologická služba, s.47-48.
- MATTE, P., (2001): The Variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra Nova*, **13**(2), 122-128.
- MCLELLAN, E.L., (1988): Migmatite structures in the Central Gneiss Complex, Boca de Quadra, Alaska. *Journal of Metamorphic Geology*, **6**(4), 517-542.
- MEDARIS, L.G., B.L. BEARD, C.M. JOHNSON, J.W. VALLEY, M.J. SPICUZZA, E. JELÍNEK & Z. MISAFI, (1994): Geochemistry of peridotites, pyroxenites, and eclogites in the Gföhl Nappe: constraints on Variscan evolution of lithosphere and asthenosphere in the Bohemian Massif. *Journal of the Czech Geological Society*, **39**, 69-70.
- MEHNERT, K.R., (1968): *Migmatites and the origin of granitic rocks*. 2. impress. with minor modifications and additions. Amsterdam: Elsevier Pub. Co, 393 s.
- MEHNERT, K.R., W. BÜSCH & G. SCHNEIDER, (1973): Initial melting at grain boundaries of quartz and feldspar in gneisses and granulites. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte*, **4**, 165-183.
- MÍSAŘ, Z., A. DUDEK, H. HAVLENA & J. WEISS, (1983): *Geologie ČSSR I: Český Masív*. Praha: Státní pedagogické nakladatelství.
- MITRENGA, P., L. REJL & J. WEISS, (1979): Geologie širšího okolí Humpolce - Sbor. příspěvků ke geol. výuk. jz. části Českomor. vrchoviny. *Jihočeské muzeum, České Budějovice*, 10-19.
- MLČOCH, B., P. NOVOTNÝ, B. SCHULMANNOVÁ & K. BREITER, (1995): *Stručná petrologická a petrochemická charakteristika základních typů granitů Melechovského masívu*. Praha: Český geologický ústav.
- MLČOCH, B., K. BREITER & B. SCHULMANNOVÁ, (2000): *Výzkum melechovského granitového masívu. Zprávy geologických výzkumů v roce 1999*. Česká geologická služba, 91-93.
- NOVOTNÝ, P., (1980): *Geologie a petrografie centrálního moldanubického plutonu mezi Melechovem a*

- Světlou n. Sázavou*. Praha: MS Archiv ÚÚG.
- NOVOTNÝ, P., (1986): *Výsledky polní gamaspektrometrie melechovského masívu*. Praha: Česká geologická služba.
- O'BRIEN, P. J. & S. VRÁNA, (1995): Eclogites with a short-lived granulite facies overprint in the Moldanubian Zone, Czech Republic: petrology, geochemistry and diffusion modelling of garnet zoning. *Geologische Rundschau*, **84**(3), 473-488.
- ONDRA, P. & J. ŠRÁMEK, (1995): *Petrofyzikální a detailní tíhový průzkum na lokalitě Dolní město v roce 1995*. Praha: MS Archiv ČGÚ.
- PARK, A.K., (1983): Lit-par-lit migmatite fabrics in a metagabbro-anorthosite complex, Sygnefjell, Jotunheim, south Norway. In: ATHERTON, M.P. & C.D. GRIBBLE, (eds). *Migmatites, Melting and Metamorphism*. Shiva, Nantwich, s. 296.
- PATTISON, D. R. M. & B. HARTE, (1988): Evolution of structurally contrasting anatectic migmatites in the 3-kbar Ballachulish aureole, Scotland. *Journal of Metamorphic Geology*, **6**(4), 475-494.
- PETFORD, N., (1996): Dykes or diapirs? *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, **87**(1-2), 105-114.
- PETFORD, N., R. C. KERR & J. R. LISTER, (1993): Dike transport of granitoid magmas. *Geology*. 1993, **21**, 845-848.
- RENÉ, M., (2000): Two mica granites of the southwestern part of the Bohemian batholith. *Mitteilungen Österreichische Mineralogische Gesellschaft*, **145**, 12-28.
- SANDIFORD, M. & S. MCLAREN, (2002): Tectonic feedback and the ordering of heat producing elements within the continental lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, **204**(1-2), 133-150.
- SAWYER, E. W., (1991): Disequilibrium Melting and the Rate of Melt-Residuum Separation During Migmatization of Mafic Rocks from the Grenville Front, Quebec. *Journal of Petrology*, **32**(4), 701-738.
- SAWYER, E.W., (2008a): Working with Migmatites: Nomenclature for the Constituent Parts. In: SAWYER, E.W. & M. BROWN (eds.). *Working with migmatites*. Québec: Mineralogical Association of Canada, 2008, 1-28.
- SAWYER, E.W., (2008b): *Atlas of migmatites*. Ottawa, Ont.: NRC Research Press.
- SEDERHOLM, J.J., (1907): Om granit och gneis, deras uppkomst, uppträädande och utbredning inom urberget i Fennoskandia. *Bull. Commission géologique de Finlande*, **23**, 110.
- SCHEUMANN, K.H., (1936): Zur Nomenklatur migmatitischer und verwandter Gesteine. *Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen*, 297-302.
- SCHULMANN, K., Z. VENERA, J. KONOPÁSEK & O. LEXA, (1998): Strukturní poměry Melechovského masívu a petrologie jeho pláště. In: PROCHÁZKA, J. *Geologický výzkum testovací lokality „Melechovský masív“ - souborná zpráva za období 1992 – 1997*. Praha: MS Archiv ČGU. s. 64-72.
- SCHULMANN, K., A. KRÖNER, E. HEGNER, I. WENDT, J. KONOPÁSEK, O. LEXA & P. ŠTÍPSKÁ., (2005): Chronological constraints on the pre-orogenic history, burial and exhumation of deep-seated rocks along the eastern margin of the Variscan Orogen, Bohemian Massif, Czech Republic. *American Journal of Science*, **305**(5), 407-448.
- SCHULMANN, K., O. LEXA, P. ŠTÍPSKÁ & et al., (2008): Vertical extrusion and horizontal channel flow of orogenic lower crust: key exhumation mechanisms in large hot orogens? *Journal of Metamorphic Geology*, **26**(2), 273-297.
- SCHULMANN, K., J. KONOPÁSEK, V. JANOUŠEK, O. LEXA, J. LARDEAUX, J. EDEL, P. ŠTÍPSKÁ & S. ULRICH, (2009): An Andean type Palaeozoic convergence in the Bohemian

- Massif. *Comptes Rendus Geoscience*, **341**(2-3), 266-286.
- SLAGSTAD, T., R.A. JAMIESON & N.G. CULSHAW, (2005): Formation, Crystallization, and Migration of Melt in the Mid-orogenic Crust: Muskoka Domain Migmatites, Grenville Province, Ontario. *Journal of Petrology*, **46**(5), 893-919.
- SOLAR, G. S. & M. BROWN, (2001): Petrogenesis of Migmatites in Maine, USA: Possible Source of Peraluminous Leucogranite in Plutons? *Journal of Petrology*, **42**(4), 789-823.
- STOSH, H.G. & G. LUGMAIR, (1987): Geochronology and geochemistry of eclogites from the Munchberg Gneiss Massif, F.R.G. *Terra Cognita*, **7**, 163.
- SUK, M., (1964): Material characteristics of the metamorphism and migmatization of Moldanubian paragneisses in Central Bohemia. *Krystalinikum*, **2**, 71-105.
- SUK, M., (1974): *Nové poznatky z geologie prekambria Českého masívu*. Praha: Ústřední ústav geologický.
- SYMMES, G. H. & J. M. FERRY, (1995): Metamorphism, Fluid Flow and Partial Melting in Pelitic Rocks from the Onawa Contact Aureole, Central Maine, USA. *Journal of Petrology*, **36**(2), 587-612.
- ŠTÍPSKÁ, P., K. SCHULMANN & A. KRÖNER, (2004): Vertical extrusion and middle crustal spreading of omphacite granulite: a model of syn-convergent exhumation (Bohemian Massif, Czech Republic). *Journal of Metamorphic Geology*, **22**(3), 179-198.
- TEYSSIER, C. & D.L. WHITNEY, (2002): Gneiss domes and orogeny. *Geology*, **30**, 1139-1142.
- TIMMERMANN, H., R.A. JAMIESON, R.R. PARRISH & N.G. CULSHAW, (2002): Coeval migmatites and granulites, Muskoka domain, southwestern Grenville Province, Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **39**(2), 239-258.
- TOLLMANN, A., (1982): Large-scale Variscan nappe structure in the Moldanubian with new ideas on Variscan Europe. *Geotektonische Forschungen*, **64**, 1-91.
- TRUBAČ, J., J. ŽÁK, M. CHLUPÁČOVÁ & V. JANOUŠEK, (2014): Magnetic fabric and modeled strain distribution in the head of a nested granite diapir, the Melechov pluton, Bohemian Massif. *Journal of Structural Geology*, **66**, 271-283.
- VERNER, K., J. ŽÁK, F. HROUDA & F.V. HOLUB, (2006): Magma emplacement during exhumation of the lower- to mid-crustal orogenic root: The Jihlava syenitoid pluton, Moldanubian Unit, Bohemian Massif. *Journal of Structural Geology*, **28**(8), 1553-1567.
- VERNER, K., J. ŽÁK, J. ŠRÁMEK, J. PAČÍKOVÁ, A. ZAVŘELOVÁ, M. MACHEK, F. FINGER & K. JOHNSON, (2014): Formation of elongated granite–migmatite domes as isostatic accommodation structures in collisional orogens. *Journal of Geodynamics*, **73**, 100-117.
- WAFF, H. S. & J. R. BULAU, (1979): Equilibrium fluid distribution in an ultramafic partial melt under hydrostatic stress conditions. *Journal of Geophysical Research*, **84**(B11), 6109-6114.
- WHITNEY, D. L., CH. TEYSSIER & O. VANDERHAEGHE, (2004): Gneiss domes and crustal flow. *Special Paper 380: Gneiss Domes in Orogeny*. Geological Society of America, s. 15-33.
- YARDLEY, B.W.D. & J.W. VALLEY, (1997): The petrologic case for a dry lower crust. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **102**(B6), 12173-12185.
- ŽÁK, J., K. VERNER, F. FINGER, S. W. FARYAD, M. CHLUPÁČOVÁ & F. VESELOVSKÝ, (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**(1-4), 25-40.

7. PŘÍLOHY

7.1 Použité zkratky minerálů

podle Kretze (1983)

Ab	albit
Als	aluminosilikát
An	anortit
Ap	apatit
Bt	biotit
Ccp	chalkopyrit
Cpx	klinopyroxen
Crd	cordierit
Grt	granát
Hbl	hornblend
Ilm	ilmenit
Kfs	draselný živec
Mag	magnetit
Mnz	monazit
Ms	muskovit
Opx	ortopyroxen
Or	ortoklas
Pl	plagioklas
Qtz	křemen
Sil	sillimanit
Xtm	xenotim
Zrn	zirkon

7.2 Ostatní použité zkratky

AMS	anizotropie magnetické susceptibility
BSE	zpětně odražené elektrony
HP	vysoko-tlaké
HP-HT	vysoko-tlaké a vysoko-teplotní
HT	vysoko-teplotní
L	tavenina
LP	nízko-tlaké
NUP	„nonuniform-particles“ - neuniformní částice
P-T	teplotně-tlakové
U-Pb	Uran/Olovo
URS	„uniform-rigid-spheres“ - uniformní, pevné a kulovité částice
D	deformace
S	foliace
L	lineace
V	vrása

7.3 Chemické analýzy vybraných biotitů v leukosomech a melanosomech

Výbrus	TM1 – A1	TM1 – A1	TM2 – A	TM2 – A	TM3 – A2	TM3 – A2
Minerál	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt
Pozice	L	M	L	M	L	M
SiO ₂	34,604	34,893	35,275	35,718	35,895	34,175
TiO ₂	3,013	2,840	2,649	2,752	2,579	2,411
Cr ₂ O ₃	0,049	0,035	0,015	0,000	0,000	0,023
Al ₂ O ₃	17,810	18,642	18,584	18,746	18,559	17,687
FeO	19,392	18,386	17,957	17,024	16,576	14,341
MnO	0,177	0,139	0,146	0,141	0,196	0,108
NiO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
MgO	9,406	9,282	9,638	9,757	10,114	10,104
CaO	0,020	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na ₂ O	0,219	0,192	0,170	0,220	0,194	0,153
K ₂ O	9,712	9,742	9,747	9,732	9,551	9,226
Add ox	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
H ₂ O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
F	0,343	0,000	0,535	0,000	0,397	0,300
Cl	0,060	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006
Total	94,402	94,151	94,181	94,090	93,664	88,228
Si	2,738	2,760	2,782	2,812	2,833	2,846
Ti	0,179	0,169	0,157	0,163	0,153	0,151
Cr	0,003	0,002	0,001	0,000	0,000	0,002
Al	1,661	1,738	1,727	1,740	1,726	1,736
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	1,283	1,216	1,184	1,121	1,094	0,999
Mn	0,012	0,009	0,010	0,009	0,013	0,008
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	1,109	1,094	1,133	1,145	1,190	1,254
Ca	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,034	0,029	0,026	0,034	0,030	0,025
K	0,980	0,983	0,980	0,977	0,961	0,980
Add El	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
H	1,906	2,000	1,867	2,000	1,901	1,920
F	0,086	0,000	0,133	0,000	0,099	0,079
Cl	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Total	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000

L -leukosom, M – melanosom. Přepočteno na 11 kyslíků