Univerzita Karlova v Praze
Přírodovědecká fakulta



Polyfázový strukturní vývoj rozhraní suprastruktury a infrastruktury v orogenních zónách

Diplomová práce

Vedoucí práce:
Mgr. Ondrej Lexa Ph.D.

Bc. Vít Peřestý

Praha 2012

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

V Praze, 30. 7. 2012 .....

Abstract

Polyphase structural evolution of superstructure and infrastructure in orogenic zones

Proterozoic basement rocks of the Teplá-Barrandian Unit (TBU) are affected by two main tectono-metamorphic events. The central and SW part of the TBU is a well-preserved relict of Cadomian episode. On the other hand, the western margin of the TBU shows superposition of polyphase early-varicsan deformation and metamorphism onto the pre-variscan fabric.

The Střela river profile in the northern part of Teplá Crystalline Complex (TCC) exposes a continuous crustal section through western margin of the TBU from the low-grade phyllites (near biotite izograd) in the east to the high-grade rocks of kyanite zone at the contact with high-pressure Mariánské-Lázně Complex (MLC). Three main deformation events were distinguished in the studied area and the cross-section is interpreted as a fossil (devonian) suprastructure-infrastructure transition zone preserved in the carboniferous TBU superstructure.

The oldest pre-variscan D_1 phase produced flat-lying metamorphic foliation showing normal metamorphic zonation from the very low-grade in the upper part to at least garnet zone in the structurally lower part. Large scale upright folding of prevariscan foliation S_1 occurred during early-variscan D_2 event. Tight F_2 folds were accompanied by subvertical N-S trending axial-plane slaty cleavage S_2. Low-grade steep S_2 cleavage is preserved only in the eastern sector and froms the suprastructure. The structural style and prograde character of metamorphic assemblage in the S_2 fabrics throughout the area shows that major thickening of the TBU occurred during D_2 deformation event.

In the central part in the vicinity of the garnet izograd in the S_2 fabric, vertical shortening D_3 of the S_2 cleavage begins. In the structuraly highest parts of the transient zone, the transposition has a heterogeneous character, but the intensity of D_3 shortening rapidly increases down-section. The base of the transient zone,

near the staurolite izograd is dominated by isoclinal F_3 folds followed by gently SE-dipping axial-plane cleavage S_3.

Western sector is largely affected by intense D_3 transposition, which produced a normal metamorphic zonation in the area. Flat-lying S_3 cleavage retrogresses mineral assemblage of the S_2 fabric in the sillimanite stability field. Westward rotation of L_3 lineation from the N-S trend in the transient zone to the SE-NW in the westernmost part is interpreted as a consequence of increasing simple shear component and rotation of F_3 fold axes towards principal stretch direction due to early-variscan exhumation of MLC. The tectonic model suggests that exhumation of MLC was driven by buoyancy of felsic crust subducted below mafic layer in the early stages of convergence.

Due to continuous increase in the intensity of the D_3 shear in the whole western sector and its tectonic implications, the originally descriptive term suprastructure-infrastructure transition zone is extended. The transition zone in this study represents a subhorizontal high strain zone, which accommodates displacement between two rheologically distinct units with contrasting tectonic evolution.

Klíčová slova

superstructure, infrastructure, orogenic zone, polyphase deformation

Abstrakt

Polyfázový strukturní vývoj rozhraní suprastruktury a infrastruktury v orogenních zónách

Proterozoické horniny tepelsko-barrandienské oblasti (TBU) jsou heterogenně ovlivněny dvěma hlavními tektonometamorfními cykly. V centrální a JZ části dominují projevy kadomského orogenního cyklu, zatímco na západním okraji v oblasti tepelského krystalinika (TCC) je na prevariské stavby naložena polyfázová svrchně devonská deformace a metamorfóza.

Profil podél řeky Střely v severní části TCC odkrývá kontinuální řez kůrou od velmi slabě metamorfovaných fylitů (v blízkosti biotitové izogrády) ve východní části území, po vysoce metamorfované pararuly kyanitové zóny na kontaktu s vysokotlakým metabazitovým mariánsko-lázeňským komplexem (MLC). V oblasti byly vyčleněny 3 hlavní deformační události, které vykazují systematický prostorový gradient v metamorfních podmínkách a strukturním stylu a jsou interpretovány ve smyslu konceptu suprastruktury a infrastruktury.

Během prevariské události D_1 se utvořila plochá foliace S_1 s normální metamorfní zonalitou dosahující podmínek minimálně granátové zóny. Stavba S_1 byla při variské události D_2 přetištěna subvertikální S-J penetrativní kliváží S_2, která se vyvinula jako osní kliváž sevřených vrás F_2 mapového měřítka. Strmý průběh stavby S_2 odráží maximální ztluštění TBU a je zachován pouze ve východní části území, které tvoří suprastrukturu. Metamorfní podmínky stavby S_2 a jsou v suprastruktuře nízké, ale směrem na Z dále narůstají z chloritové, a biotitové zóny ve východním sektoru až po kyanitovou zónu na kontaktu s MLC.

Okolí granátové izogrády ve stavbě S_2 představuje přechodnou zónu, kde dochází k počínajícímu vertikálnímu zkrácení D_3 strmé kliváže S_2. Transpozice D_3 je ve strukturně vyšších patrech heterogenní, ale vykazuje strmý gradient směrem do strukturního podloží, kde postupně dochází k tvorbě až izoklinálních vrás F_3 a vzniku

ploché, k JV zapadající kliváže S_3.

V západním sektoru zcela dominuje kliváž S_3, která vytvořila v oblasti normální metamorfní zonalitu. Kliváž S_3 retrogresuje minerální asociaci matamorfního píku S_2 kliváže v poli stability sillimanitu. Intenzita D_3 transpozice v Z sektoru dále narůstá, což se projevuje kontinuální rotací původní S-J lineace L_3 v centrálním sektoru směrem k JV spádnicím v západním sektoru. Tento jev je interpretován jako nárůst nekoaxiálního střihu během raně variské exhumace MLC, která byla řízena vztlakovými sílami působícími na subdukovaný felzický materiál v podloží mafické vrstvy a MLC.

Vzhledem k pokračujícímu nárůstu intenzity deformace D_3 v celém západním sektoru a kvůli tektonickému významu poklesové zóny je původní deskriptivní pojetí pojmu rozhraní suprastruktury a infrastruktury, jako oblasti přechodu ze strmých staveb do plochých, rozšířeno. Rozhraní suprastruktury a infrastruktury zde představuje mírně ukloněnou zónu lokalizované deformace, která akomoduje přemístění mezi korovými jednotkami s odlišnými reologickými vlastnostmi a tektonickým vývojem.

Klíčová slova

suprastruktura, infrastruktura, orogenní zóna, polyfázová deformace

Obsah

1 Úvod **13**

2 Tepelsko-barrandienská oblast a studované území **15**

2.1 Úvod 15

2.2 Kadomská a variská deformace a metamorfóza v proterozoických sedimentech TBU 16

2.2.1 Charakter kadomské deformace 16

2.2.2 Kadomská metamorfóza v proterozoických sedimentech 20

2.2.3 Variská deformace a metamorfóza v proterozoických sedimentech 21

2.3 Metamorfóza a deformace tepelského a domažlického krystalinika . . 22

2.3.1 Granátová zóna 24

2.3.2 Staurolitová zóna 25

2.3.3 Kyanitová zóna 27

2.3.4 Granitoidní intruze, kontaktní metamorfóza a vztah k regionální metamorfóze 28

2.3.5 Pegmatity a alumosilikátové sekrece 31

2.3.6 Sled metamorfních událostí 33

2.3.7 Geochronologie, variský a kadomský cyklus v tepelském krystaliniku 34

2.3.8 Kadomská a variská deformace v domažlickém krystaliniku . . 36

2.3.9 Koncept suprastruktury a infrastruktury v tepelském krystaliniku 38

2.3.10 Zlomové struktury – bezdružická střižná zóna 40

2.4 Mariánsko-lázeňský komplex a vztah k tepelskému krystaliniku 41

3 Strukturní a metamorfní vývoj na profilu řeky Střely **46**

3.1 Úvod do studovaného území a metodika práce 46

3.2 Suprastruktura 49

3.2.1 Makroskopická charakteristika 49

3.2.2 Mikroskopická charakteristika 52
3.2.3 Petrologie a PT vývoj 57
3.3 Přechodná zóna 61
3.3.1 Svchní přechodná zóna – makroskopická charakteristika 61
3.3.2 Svrchní přechodná zóna – mikroskopická charakteristika . . . 65
3.3.3 Centrální přechodná zóna – makroskopická charakteristika . . 67
3.3.4 Centrální přechodná zóna – mikroskopická charakteristika . . 69
3.3.5 Spodní přechodná zóna – makroskopická charakteristika . . . 72
3.3.6 Spodní přechodná zóna – mikroskopická a petrologická charakteristika 76
3.4 Infrastruktura 79
3.4.1 Východní infrastruktura – granátová zóna a deformační událost D_4 79
3.4.2 Centrální infrastruktura – strukturní záznam staurolitové zóny 82
3.4.3 Centrální infrastruktura – kyanitová izográda, petrologická charakteristika a PT vývoj 86
3.4.4 Západní infrastruktura – strukturní a metamorfní záznam metasedimentů kyanitové zóny 91
3.4.5 Západní infrastruktura – strukturní a metamorfní záznam pestrých litologií poblíž kontaktu s MLC 94
3.5 Polomský masiv a jeho kontaktní a strukturní aureola 97
3.5.1 Východní sektor – strukturní záznam v granitu a přilehlých metasedimentech 97
3.5.2 Centrální sektor – strukturní charakteristika 100
3.5.3 Centrální sektor – mikrostrukturní a petrologická charakteristika kontaktních rohovců 103
3.5.4 Západní sektor 108

4 Diskuze a interpretace **111**

4.1 Stáří deformační události D_2 111

4.2 Deformační událost D_1 a její tektonické prostředí 112

4.3 Přechodná zóna – diskuze 116

4.3.1 Chloritizace a pozice variské granátové izogrády 116

4.3.2 Přednostní zatlačování jader granátu v přechodné zóně 118

4.3.3 První výskyt staurolitu 119

4.3.4 Vliv kompetentních poloh na vrásový styl v přechodné zóně . 121

4.3.5 Idealizovaný vertikální profil přechodnou zónou 122

4.3.6 Pojem přechodné zóny 126

4.4 Tektonický model pro variskou deformační událost 128

4.4.1 Vstupní podmínky modelu a použité koncepty 128

4.4.2 Iniciální stav modelu 128

4.4.3 Stádium 1- horizontální komprese, událost D_2 130

4.4.4 Stádium 2 – termální inkubace, metamorfní pík (minerální asociace S_2) a delaminace felzické kůry 130

4.4.5 Stádium 3 – exhumace MLC, událost D_3 131

4.4.6 Širší geologický kontext a význam studovaného území pro karbonský vývoj Českého Masivu 131

5 Závěr **133**

Seznam literatury **136**

6 Přílohy **146**

1 Úvod

Ústředním motivem předkládané práce je historický koncept suprastruktury a infrastruktury (Wegmann, 1935; de Sitter and Zwart, 1960; Murphy, 1987) a jeho vztah k polyfázovému strukturnímu a metamorfnímu vývoji na profilu řeky Střely v severní části tepelského krystalinika.

Koncept suprastruktury a infrastruktury ve svém soudobém pohledu (Culshaw et al., 2006) vysvětluje změnu ve strukturním stylu s rostoucím metamorfním postižením jako odraz polyfázového vývoje orogenu v čase. V raných stádiích konvergence dochází ke ztluštění korového bloku a vzniku subvertikálních staveb v důsledku převažující horizontální komprese. Radioaktivní produkce ztluštělé kůry způsobuje prohřátí orogenu a umožňuje spuštění duktilního toku v hlubších částech kůry. Výsledkem je vznik mladších plochých staveb ve vysoce metamorfovaných horninách, které tvoří tzv. infrastrukturu. Naproti tomu starší strmé stavby se mohou zachovat pouze v níže metamorfovaných horninách, které nebyly během orogeneze hluboce zanořeny a na povrchu vystupují jako tzv. suprastruktura.

Protože suprastruktura zachovává starší fáze vývoje orogenu, může její studium přinést velmi užitečné informace o raných stádiích orogeneze, které jsou v infrastrukturních doménách zcela přetištěny. Klíčovou roli v tomto případě plní rozhraní suprastruktury a infrastruktury, jehož strukturní rysy v korelaci se suprastrukturním a infrastrukturním záznamem umožňují tyto raně orogenní procesy postihnout.

Cílem této práce je rozklíčovat komplexní polyfázový strukturní a metamorfní záznam na profilu řeky Střely a interpretovat jej s využitím historického konceptu suprastruktury a infrastruktury. Specifikem studované oblasti přitom je, že odráží superpozici dvou oddělených tektonometamorfních událostí – variské orogeneze a tzv. kadomského cyklu.

První část práce je rešeršní a věnuje charakteristice kadomské orogeneze a dlouhodobě kontroverznímu vztahu variské a kadomské metamorfózy v krystalinických jednotkách v tepelsko-barrandienské oblasti. V studované literatuře jsou poměrně podrobně popsány hlavní metamorfní rysy zájmového území. Velmi kusé jsou však informace o strukturním záznamu, bez něhož jsou další interpretace obtížné. Doplnění především chybějících strukturních dat je hlavním cílem vlastní výzkumné části. V

závěrečných kapitolách jsou pak výsledná data interpretována, je diskutován vznik a podstata přechodné zóny a představen model tektonického vývoje studované oblasti.

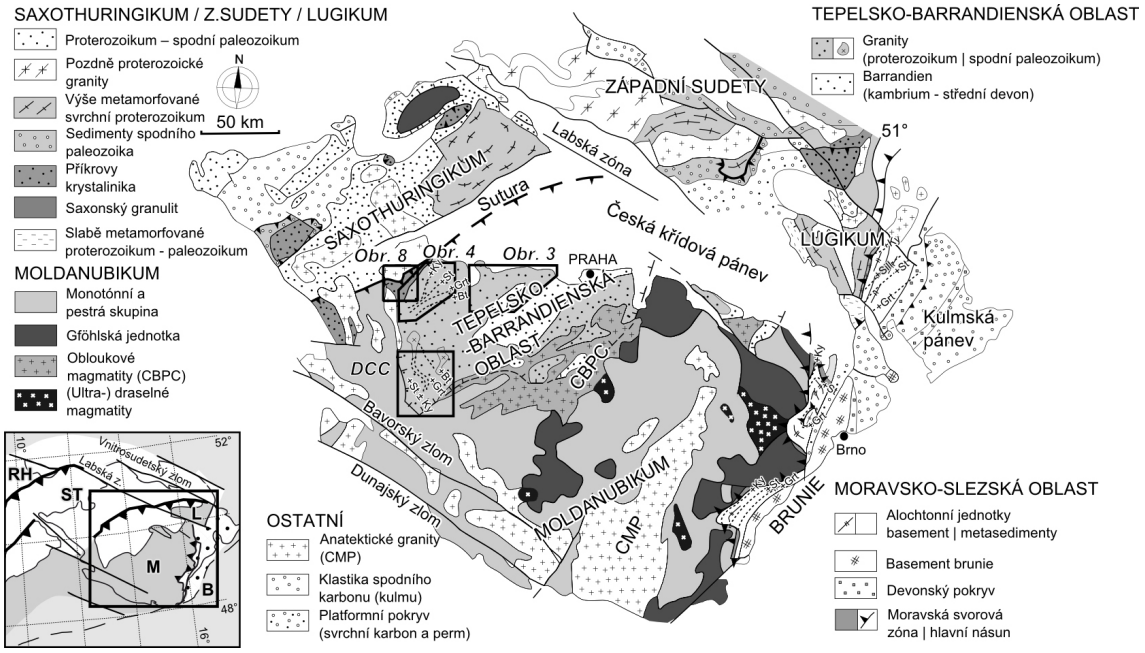
2 Tepelsko-barrandienská oblast a studované území

2.1 Úvod

Tepelsko-barrandienská oblast (TBU) vystupuje mezi vysoce metamorfovanými horninami orogenního kořene moldanubické zóny evropských variscid jako rigidní blok převážně slabě metamorfovaných hornin, které po celou dobu variské orogeneze setrvaly ve svrchní kůře. Z pohledu historického konceptu suprastruktury a infrastruktury (de Sitter and Zwart, 1960), který byl v současnosti oživen (Culshaw et al., 2006), lze říci, že TBU tvoří suprastrukturu zanořenou do infrastrukturních jednotek moldanubické oblasti lemující TBU od JZ přes J k JV. Na SZ je TBU vymezena suturou se saxodurynskou zónou a SV pokračování TBU zakrývají sedimenty české křídové pánve (obr. 1).

Podle stáří a intenzity deformace, stupně metamorfózy a původu protolitu můžeme v TBU vyčlenit několik předplatformních celků. Jsou to i) paleozoická sedimentární sekvence pražského synklinoria, postižená pouze variskou deformací, ii) sled slabě metamorfovaných proterozoických sedimentů, kterým je současnými autory přisuzována dominantně kadomská deformace (např. Hajná et al. 2010, 2011), iii) krystalinické jednotky, v nichž dosud není polyfázový vývoj kadomské a variské deformace uspokojivě vysvětlen a jsou hlavním cílem této práce a iv) mariánsko-lázeňský komplex, tradičně interpretovaný jako relikt oceánské kůry, na jehož původ se názory ovšem značně liší.

Pro tuto práci je v prvé řadě důležité porozumět charakteru a vztahu kadomské a variské orogeneze v TBU za účelem popsání přechodu ze suprastruktury do infrastruktury na profilu Rabštejn nad Střelou – Toužim. V následujících oddílech budou nejdříve stručně shrnuty dosud publikované poznatky charakterizující kadomskou orogenezi v slabě metamorfovaných proterozoických sedimentech západně od pražské pánve (kapitola 1.2), a poté bude následovat podrobná rešerše deformace a metamorfózy v oblastech, které jsou pro studovaný profil zásadní – tepelského a domažlického krystalinika (kapitola 1.3). Závěrečná část (kapitola 1.4) se stručně věnuje mariánsko-lázeňskému komplexu a jeho vztahu k tepelskému krystaliniku.



Obr. 1: Český masiv. CMP – centrální moldanubický pluton; CBPC – středočeský plutonický komplex; DCC – domažlické krystalinikum. Území ohraničené polygony vyznačují oblasti blíže popsané v kapitolách 2.2, 2.3. Převzato a upraveno podle Franke (2000).

2.2 Kadomská a variská deformace a metamorfóza v proterozoických sedimentech TBU

Téměř nemetamorfovaný sled paleozoických (kambrických až středně devonských) sedimentů barrandienu spočívá diskordantně na slabě metamorfovaných a vrásněných svrchně proterozoických horninách (Kettner, 1917), jejichž proterozoický původ potvrdili pomocí mikrofosilií na svrchní rifej až vend Konzalová (1981) či Fatka a Gabriel (1991). Výrazný kontrast v charakteru deformace na úhlové diskordanci přitom indikuje, že podložní proterozoické horniny byly ovlivněny prekambrickou deformací, řazenou ke kadomské orogenezi (Dudek a Fediuk, 1955; Chlupáč, 1992; Suchý et al., 2007).

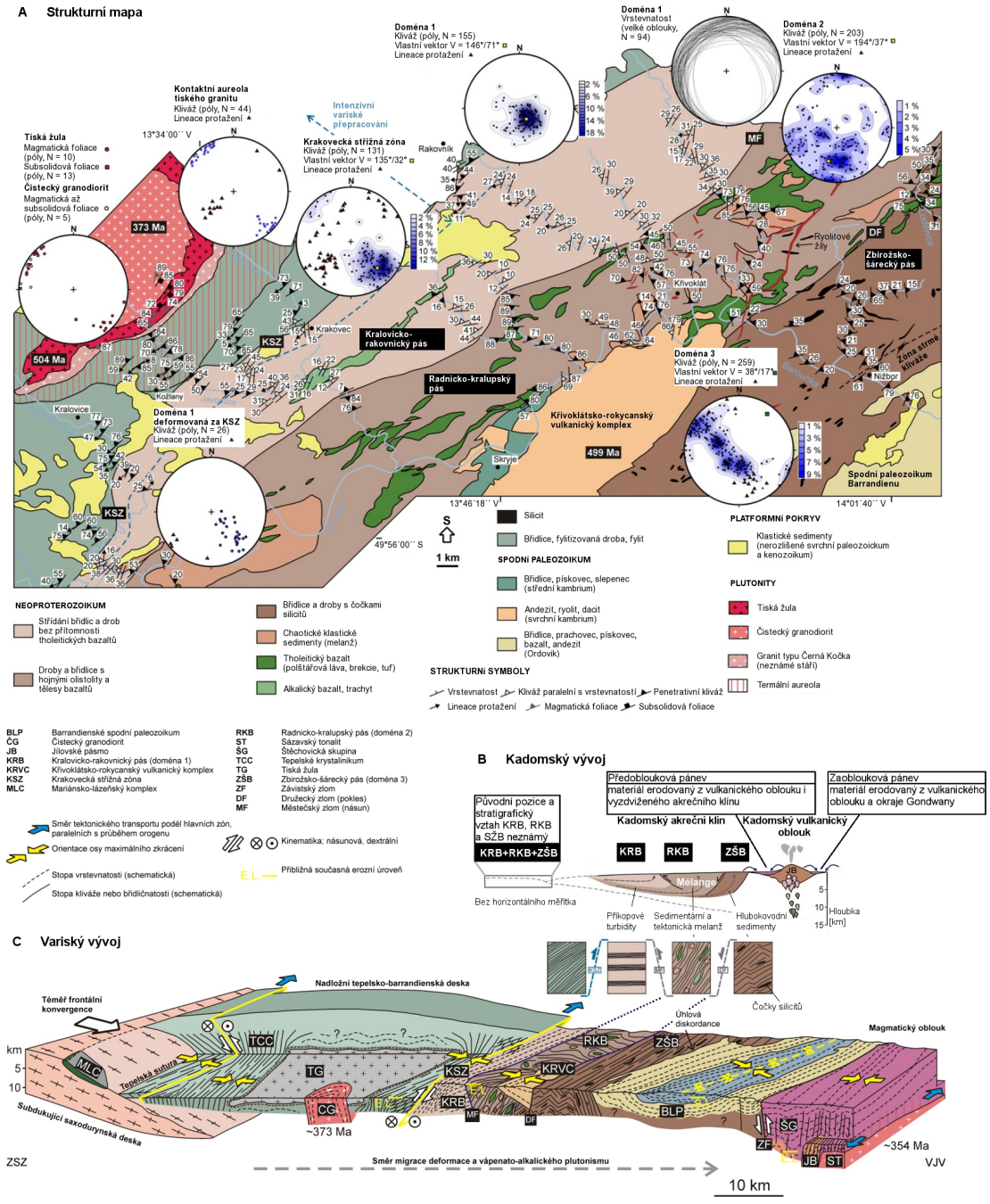
2.2.1 Charakter kadomské deformace

Pro popis charakteru kadomské orogenní fáze je důležitá pozice tzv. variské fronty (obr. 2a) – linie, za níž jsou již projevy variské deformace kontinuální a znesnadňují interpretaci starších orogenních událostí. Podle nejnovější studie Hajné et al. (2011)

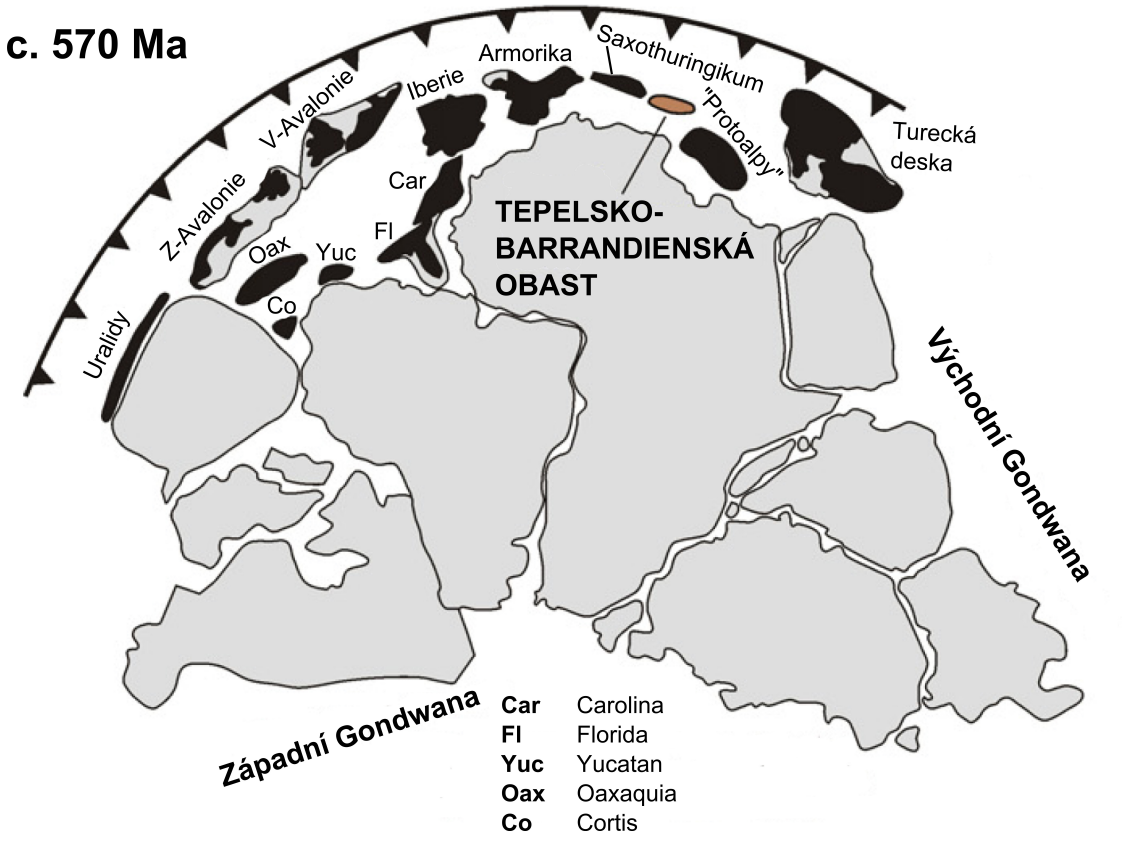
leží v rámci jejich studované oblasti západní variská fronta na linii Rakovník – Krakovec (krakovecká střižná zóna) a východní variská fronta sleduje ve vzdálenosti asi 2 km západní okraj Jílovského pásma. Autoři dále tvrdí, že mezi těmito liniemi je variský přetisk pouze slabý a lze jej jasně odlišit. Pro dominantní kadomský původ deformace přikládají následující argumenty (Hajná et al., 2010): i) existence úhlové diskordance mezi strmou kliváží neoproterozoických břidlic vyvinuté za prehnit-pumpeyllyitové facie až spodní facie zelených břidlic (Cháb a Bernardová, 1974; Cháb et al., 1995) a pouze mírně ukloněnými vnitřně nedeformovanými sedimenty stř. kambria, ii) kambro-ordovické felzické žíly mají ostré diskordantní kontakty a obsahují xenolity okolních hornin s kliváží iii) úhlová odchylka 40° mezi středním azimutem osních rovin vrás barrandienského paleozoika a průměrným azimutem konjugovaných pásů zalomení naložených na proterozickou ploše uloženou kliváž (Hajná et al., 2010), iv) stř. kambrické a sp. ordovické sedimenty spolu s kambro-ordovickými extruzivními horninami křivoklátsko-rokycanského pásma překrývají hlavní SV-JZ zlomové struktury proterozoického podloží, a jsou tudíž starší než stř. kambrium (s tím, že tyto zlomy mohly být později reaktivovány během raně paleozoické tvorby pražské pánve a pozdější variské deformace (Chlupáč et al. (1998) in Hajná et al. (2010)). Podle Hajné et al. (2010) vedlo variské vrásnění pouze k pasivnímu zvýšení sklonu kadomské kliváže a naložených pásů zalomení.

Vznik a deformace proterozoické vulkano-sedimentární sekvence TBU byl interpretován jako projev aktivity akrečního klínu a vulkanického oblouku během kadomské orogeneze (Dörr et al., 2002; Sláma et al., 2008; Hajná et al., 2010, 2011). Počátky kadomského orogenního cyklu se datují do období mezi ∼660 – 560 Ma, kdy se vytvořila subdukční zóna a vulkanický oblouk na severním okraji Gondwany (obr. 3; Zulauf, 1997b; Zulauf et al., 1997, 1999; Cháb, 1993; Kříbek et al., 2000; Dörr et al., 2002; Drost et al., 2004, 2007; Sláma et al., 2008; Hajná et al., 2010). V období ∼560 – 530 Ma následovala kolize oblouku s kontinentem Gondwany doprovázená flyšovou sedimentací (Sláma et al., 2008; Hajná et al., 2010). Během středního kambria až středního ordoviku (∼524 – 474 Ma) se pak konvergence změnila na dextrální transtenzi, která vedla k oddělení od Gondwany (Zulauf et al., 1997; Dörr et al., 2002; Linnemann et al., 2007, 2008; Hajná et al., 2010) a zvýšené magmatické aktivitě (Dörr et al., 1998, 2002; Sláma et al., 2008).

Barrandienské neoproterozoikum se tradičně dělí na kralupsko-zbraslavskou a nadložní štěchovickou skupinu (Mašek a Zoubek, 1980). Kralupsko-zbraslavská



Obr. 2: Barrandienské proterozoikum, a) strukturní mapa, b) kadomský vývoj, c) variský vývoj. Upraveno podle Hajné et al. (2011) a Hajné et al. (2012).



Obr. 3: Pozice TBU na severním okraji Gondwany při počátku kadomské orogeneze. Zjednodušeno a upraveno podle Linnemanna et al. (2004).

skupina obsahuje mezi klastickými sedimenty hojné vulkanické a vulkanoklastické horniny a je podle charakteru vulkanismu dále členěna na starší blovické a mladší davelské souvrství (Mašek, 2000). Konkordantě uložená štěchovická skupina se naproti tomu vyznačuje flyšovým charakterem sedimentace a absencí vulkanických hornin (např. Cháb a Pelc,1973).

Hajná et al. (2010) a Hajná et al. (2011) na základě litologie, struktur, textur, magnetické stavby, mikrostrukturních pozorování, minerálních asociací a geochemických a geochronologických dat nově definovali v proterozoických horninách TBU několik samostatných litostratigrafických jednotek, jejichž vnitřní stavba dokládá deformaci v prostředí akrečního klínu (obr. 2a,b). Směrem na JV k vulkanickému oblouku, jsou to: i) kralovicko-rakovnický pás (doména 1), ii) radnicko-kralupský pás (doména 2), iii) zbirožsko-šárecký pás (doména 3) a iv) pičínský pás, který se však nachází na JV od pražské pánve, kde má již kadomská deformace odlišný ráz.

Vulkanický oblouk potom podle Hajné et al. (2011) tvoří horniny jílovského pásma (davelská skupina, štěchovická skupina a svrchnické souvrství).

Výsledná tektonická interpretace litologických, geochemických, geochronologických a strukturních dat je na obr. 2a,b. Kadomská orogeneze podle Hajné et al. (2011) představovala v TBU mělkou subdukci k JV s vyvinutým akrečním klínem a jen slabě deformovaným vulkanickým obloukem (jílovské pásmo). Každý vyčleněný pás přitom tvoří samostatnou alochtonní šupinu s vlastní deformační a exhumační historií a litologickou charakteristikou. SZ nasouvání domény 2 na doménu 1 interpretují Hajná et al. (2010) jako akreci na čele klínu, zatímco JV zapadající kliváž v doméně 3 představuje kontinuální kompresi v hlubší části klínu, kterou následuje horizontální extenze v zadní části klínu. Časové vztahy vzájemných pohybů mezi doménami však nejsou známy a je pravděpodobné, že i deformační historie akrečního klínu je mnohem více komplexní. Jílovské pásmo patrně plnilo roli rigidního bloku, k němuž se akretovaly jednotlivé domény, a vznikala tak imbrikovaná stavba klínu.

2.2.2 Kadomská metamorfóza v proterozoických sedimentech

Obecně přijímaným rysem metamorfního záznamu TBU (bez bližšího časového určení) je, že metamorfóza má v krystalinických jednotkách barrovienský charakter a její intenzita narůstá k J a Z a vrcholí dosažením amfibolitové facie (Cháb a Suk, 1977; Žáček a Cháb, 1993; Zulauf, 1997b; Žáček a Cháb, 1998; Dörr et al., 1998); viz kapitola 2.3). Teplotní podmínky metamorfně slabě postižené centrální části sedimentů barrandienského proterozoika (Z od pražské pánve) jsou však pouze málo známy, a to zejména kvůli omezenému prostorovému rozmístění spolehlivých a dostatečně citlivých metamorfních indikátorů.

První náznaky, že metamorfní gradient v sedimentárních horninách západně od pražské pánve narůstá směrem na západ, vychází z minerálních asociací v přidružených bazických vulkanitech a vulkanoklastických drobách. Přítomnost ojedinělého prehnitu, pumpellyitu a stilpnomelanu umožnila vymapování prehnitové a pumpellyitové izogrády (Cháb a Pelc, 1973; Cháb a Bernardová, 1974). To podporují také pozorování Suchého et al. (2007), kteří při svých interpretacích vycházejí ze stupně krystalinity illitu (IC) a chloritu (zejména jejich korelace s deformačními mikrostrukturami) a Ramanovy spektrální analýzy organické hmoty.

Suchý et al. (2007) určili vrcholné metamorfní podmínky kadomské metamorfózy užitím Ramanova R2 spektrálního parametru (Beyssac et al., 2002) a IC hodnot na spodní anchizónu až nejspodnější epizónu (300 – 350°C).

Nejnověji Hajná et al. (2010) naproti tomu uvádí, že nárůst metamorfózy v kadomském akrečním klínu byl směrem k oblouku, tj. k JV, a to na základě i) SZ-JV gradientu ve strukturním záznamu (intenzity a mikroskopického charakteru kliváže, orientace struktur, vrásového stylu, a odhadovaného celkového přetvoření), ii) kontinuálního přechodu magnetických elipsoidů z prolátního na oblátní tvar a iii) JV posunu k relativně výše teplotním minerálním asociacím, vrcholících spodní facií zelených břidlic v drobách nejvýchodnějšího zbirožsko-šáreckého pásu (stabilní chlorit, novotvořený albit a epidot, a ojedinělý aktinolit rostoucí na úkor klastického hornblendu).

2.2.3 Variská deformace a metamorfóza v proterozoických sedimentech

Každá z domén vyčleněných Hajnou et al. (2010; 2011) se během následné variské orogeneze chovala jako samostatný blok kompetentních vrstev, ve kterých se variské zkrácení uplatňovalo pouze reaktivací rozhraní domén a jejich dílčími vzájemnými pohyby ve vertikálním nebo horizontálním směru, a to aniž by byly vnitřně deformovány (J. Žák, úst. sděl., obr. 2a, c). Nástup intenzivního variského přepracování západně od variské fronty tedy odráží zejména ostrou změnu v litologickém charakteru protolitu za střižnou zónou – masivní polohy drob kralovicko-rakovnického pásu neumožnily propagaci variského zkrácení dále na východ (J. Žák, úst. sděl.).

Západní okraj kralovicko-rakovnického pásu představuje západní variská fronta – krakovecká střižná zóna (Hajná et al., 2011, 2012). Tato SV-JZ dextrální transpresní střižná zóna nasouvá šikmo na SV fylity chloritové zóny přes kralovicko-rakovnický pás (Hajná et al., 2011). V šíři cca 2 km postupně dochází ke snížení sklonu okolní subvertíkální kliváže fylitů směrem ke středním až malým úhlům a přechodu do ploché kliváže paralelní s vrstevnatostí v sousedním kralovicko-rakovnickém pásu (Hajná et al., 2012). Strmá kliváž je ve střižné zóně přetištěna krenulační klivážÍ a diskrétními střižnými pásy, které zapadají pod mírnými až středními úhly k SZ a doprovází je JZ až ZSZ minerální lineace (Hajná et al., 2012). Hajná et al. (2012) pokládají zónu za aktivní kolem cca 380 Ma a opírají se přitom o datování slíd

Ar-Ar metodou Dallmeyerem a Urbanem (1994) na lokalitě, která leží právě v nově definované střižné zóně.

Horniny západně od variské fronty představují převážně fylity chloritové zóny, které vykazují pozdně devonské věky chladnutí (Dallmeyer a Urban, 1998). Původní subhorizontální vrstevnatost kralovicko-rakovnického pásu je ovlivněna otevřenými vrásami SV-JZ směru se strmými osními rovinami. Zatímco psamitické polohy zachovávají vrstevnatost, nekompetentní pelitické vrstvy jsou přetištěny strmou osní kliváží definovanou usměrněním chloritu, muskovitu a křemenných agregátů (Venera et al., 2000; Hajná et al., 2012). Směrem na západ s nárůstem intenzity metamorfózy se vrásy chloritové zóny postupně svírají až na izoklinální a vrstevnatost mizí (Venera et al., 2000).

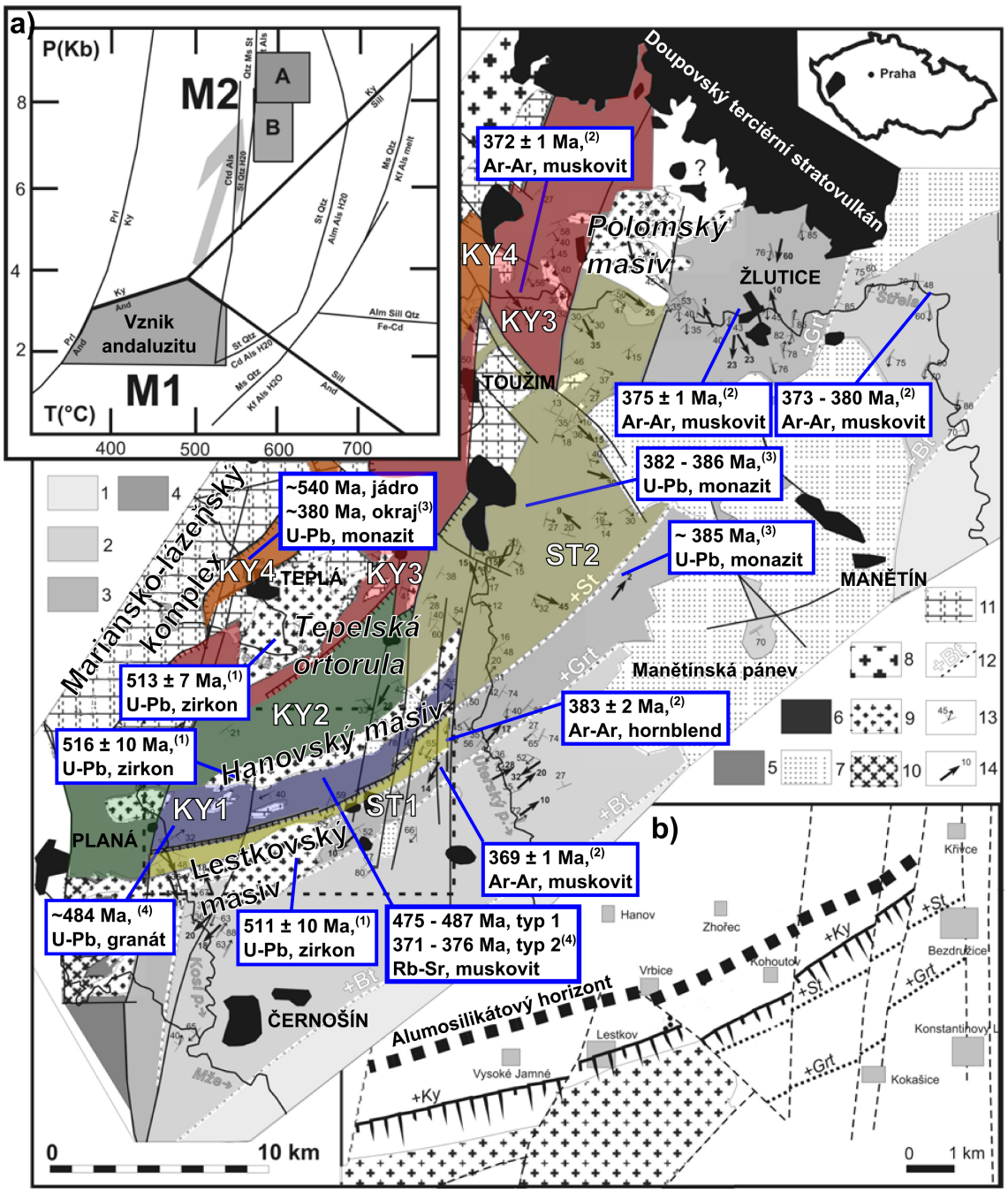
Do fylitů intrudoval v podobě tenkého lakolitu (Dobeš a Polanský, 1967) paralelně s neoproterozoickou vrstevnatostí tiský biotitický granit. (Venera et al., 2000) určili Pb-Pb metodou na zirkonu stáří intruze na 504 Ma. Ar-Ar datováním muskovitu získali Dallmeyer aUrban (1998) pro tiský granit stáří $\sim$ 370 Ma, které interpretují jako stáří variského zmlazení systému při vzniku okolní strmé kliváže.

2.3 Metamorfóza a deformace tepelského a domažlického krystalinika

Protože intenzita metamorfózy narůstá k okrajům TBU kontinuálně, má vymezení krystalinických jednotek vůči sedimentárním proterozoickým sekvencím konvenční charakter a je podle Mísaře et al. (1983) definováno biotitovou izográdou. Barrovienská metamorfóza postupně narůstá směrem k Z a vrcholí dosažením kyanitové zóny v blízkosti kontaktu s mariánsko-lázeňským komplexem (obr. 4).

Za protolit fylitů, svorů, pararul a metadrob tepelského krystalinika (TCC) jsou považovány proterozoické sedimenty TBU. Staří protolitu není podloženo geochronologicky, ale vychází z kontinuálního přechodu do slabě metamorfovaných spolehlivě proterozoických sedimentů Barrandienu (Kettner, 1913, 1917; Fatka a Gabriel, 1991) a statistické chemické podobnosti hornin TCC s proterozoickými sedimenty (Mrázek P., nepublikovaná přednáška, 1992 in Žáček a Cháb, 1993).

O metamorfóze, ale zejména pak strukturním záznamu a superpozici kadomské a variské deformace, bylo v TCC dosud publikováno poměrně málo spolehlivých dat. Ze starší literatury uveďme například práce Kratochvíla et al. (1951), Holubce (1968),



Obr. 4: Tepelské krystalinikum. Sled metamorfních izograd, geochronologická data podle (1) Dörr et al. (1998), (2) Dallmeyer a Urban (1998), (3) Timmermann et al. (2006), (4) Glodny et al. (1998); typ 1 je magmatický muskovit pegmatitů, typ 2 představuje jeho rekrystalovaný jemnozrnný ekvivalent; a) metamorfní událost M_1 spojená se vznikem alumosilikátových sekrecí a následný výšetlaký přetisk M_2 podle Žáčka (1999); b) pozice alumosilikátového horizontu v blízkosti lestkovského masivu (Žáček, 1999). Legenda: 1 chloritová zóna, 2 biotitová zóna, 3 granátová zóna, 4 staurolitová zóna, 5 kyanitová zóna, 6 terciérní vulkanity, 7 karbonské sedimenty, 8 variské granity, 9 metagranitoidy, 10 diorit a gabro v lestkovském masivu, 11 metabazity, 12 metamorfní izográda, 13 orientace foliace a lineace protažení, 14 vrásová osa. Upraveno podle Žáčka (1999).

Gottsteina (1970) nebo Suka et al. (1974). Přestože Holubec (1968) zdůrazňoval polyfázovou komplexní deformaci, metamorfóza byla tehdy interpretována jako jeden kontinuální proces (Cháb a Suk, 1977). Pro kadomský původ barrovienské zonality se vyslovují např. Vejnar (1972, 1977, 1982); Suk (1984) nebo Chaloupský et al. (1995), zatímco pro variský původ argumentují např. Fischer et al. (1968); Franke (1989); Matte et al. (1990); Kreuzer et al. (1992) nebo Weber (1992).

Nejnovější informace přinášejí zejména práce Chába a Žáčka z 90. let, kteří charakterizují hlavní metamorfní aspekty TCC, avšak úplné rozřešení problematiky naložení kadomské a variské deformace nepřinášejí (Cháb a Žáček, 1992; 1993; Žáček a Cháb, 1993; Cháb a Žáček, 1994; Žáček a Cháb, 1998; citealpz99). Bližší pohled na stáří metamorfózy se opírá zejména o nově publikovaná geochronologická data v krystaliniku TBU (Zulauf et al., 1997; Dörr et al., 1998; Dallmeyer a Urban, 1998; Zulauf, 2001; Timmermann et al., 2006; shrnutí na obr. 4).

Nejvýznamnější rysy oblasti lze shrnout do následujících bodů, které budou popsány v následujících oddílech. Jsou to i) sled metamorfních izográd v metasedimentech, ii) granitoidní intruze, jejich kontaktní aureoly, deformace a metamorfóza, iii) pegmatitová tělesa a křemen alumosilikátové sekrece, iv) geochronologie a vztah kadomské a variské orogeneze západního okraje TBU (srovnání domažlického a tepelského krystalinika), v) koncept S-I v tepelském krystaliniku podle Zulaufa (2001) a vi) zlomové struktury.

2.3.1 Granátová zóna

Protože o horninách biotitové zóny nejsou dostupné v podstatě žádné informace a strukturní pozorování jsou obdobná jako v západní části variské fronty (Venera et al., 2000; Hajná et al., 2012), následující popis začne překročením granátové izogrády.

Hlavní foliace ve fylitech, svorech a metadrobách granátové zóny zapadá většinou pod středními úhly (30 – 50°) k JV, subvertikální mladá kliváž je vázána pouze na východní okolí Žlutic (Žáček and Cháb, 1998; obr. 1.3). Typickou minerální asociaci představuje křemen, plagioklas (oligoklas, lokálně albit), chlorit, muskovit, biotit a granát. Granát (grt I) se vyznačuje prográdní metamorfní zonálností – poklesem Mn a Ca při nárůstu Mg a Fe směrem k okrajům zrn (Žáček a Cháb, 1993). V okolí Žlutic se projevuje jeho výrazná chloritizace a biotitizace, která je spjata s pozdními

retrográdními procesy (Žáček a Cháb, 1993). Cháb a Žáček (1994), předpokládají na základě termometru granát-biotit metamorfní podmínky v rozmezí od 450 °C pro vnější část granátové zóny po 520°C v jejím centru za poměrně nízkých tlaků (3-4 kbar), které vyvozují z poklesu Ca k okrajům grt I a přítomnosti nízkofengitického muskovitu. Zulauf (1997b) uvádí pro granátovou zónu teploty až 570 °C za tlaků 6-7 kbar.

2.3.2 Staurolitová zóna

Žáček a Cháb (1998) rozdělují staurolitovou zónu na dvě části – zóna ST1 zahrnuje velmi úzký pruh mezi lestkovským a hanovským masivem, který je od zbývající výrazně širší zóny ST2 oddělen S-J zlomovým pásmem bezdružické střižné zóny (viz kapitola 2.3.10).

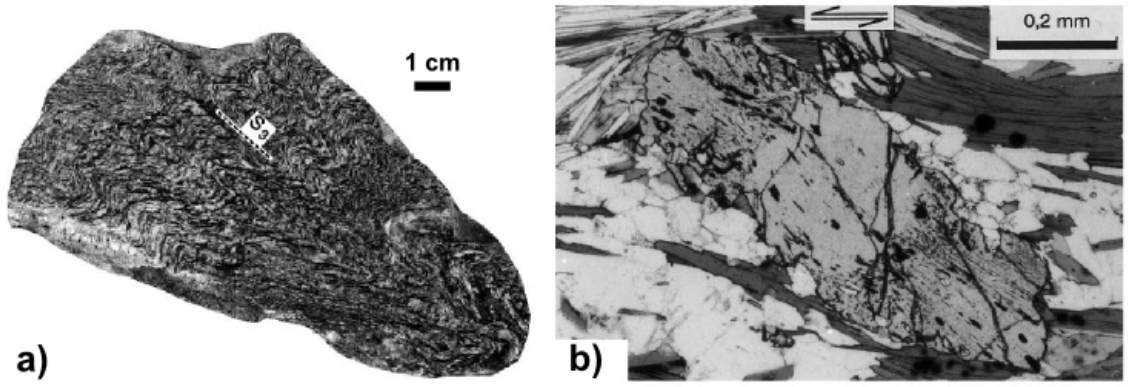
Ve staurolitové zóně ST2 převládá plochá foliace proměnlivého směru s lineací SSZ-JJV až Z-V. Živce vykazují statickou rekrystalizaci, čímž hornina dostává charakter pokročilých metamorfitů. Důležitou charakteristikou TCC je výskyt granátu dvou generací (Žáček a Cháb, 1993; obr. 5b), který je vázán především na staurolitovou zónu ST2, ale částečně také na kyanitovou zónu (Žáček a Cháb, 1998).

Druhá generace granátu (grt II) vytváří nerovnoměrný helicitický lem grt I. Kostrovitý grt II obsahuje oproti relativně čistému grt I velké množství inkluzí především křemene, biotitu, chloritu, ilmenitu, plagioklasu nebo muskovitu (Žáček a Cháb, 1993), pozorovány byly vzácně také inkluze staurolitu (Cháb a Žáček, 1994). Chemicky se přechod do grt II vyznačuje strmým nárůstem Ca. Okraj grt II má silný retrográdní charakter (nárůst Mn, pokles Mg, Mg#). Grt I odpovídá grt I granátové zóny, ale jeví slabší prográdní zonálnost.

Metamorfní teploty se podle termometru páru granát-biotit pohybují v rozmezí 500 – 595 °C a jsou konzistentní s termometrem staurolit-granát. Oproti granátové zóně však Cháb a Žáček (1994) předpokládají kvůli zvýšenému podílu Ca v grt II vyšší tlak. Podle Žáčka a Chába (1998) lze za předpokladu primárního původu drobných inkluzí chloritu v granátu za současně zvýšené aktivity fluid stanovit teploty vzniku granátu na 577 – 582 °C. Pro uvažovaný tlak 6 kbar odpovídají vypočtené teploty ve vnější staurolitové zóně 530 °C, pro centrální zónu pak 560 – 600 °C (Žáček a Cháb, 1998). V zóně ST2 se u Komárova nachází těleso granátického amfibolitu, pro které

Štědrá (1994) vypočetla tlak 8,5 – 9 kbar při 570 °C. Zulauf (1997b) předpokládá pro grt II obdobné podmínky (540 – 600 °C, 6-8 kbar).

Pro zónu ST1 (stejně jako pro granátovou zónu) je naproti tomu typická přítomnost pouze jedné generace granátu, který se podobá grt I granátové zóny (Žáček a Cháb, 1998). Metamorfní podmínky pro zónu ST1 jsou odhadovány na 530°C a 4 kbar (Žáček a Cháb, 1998). Zulauf (1997b) předpokládá pro grt I staurolitové izogrády výrazně vyšší tlak v rozmezí 5,0 – 7,2 kbar (za teplot 480 – 530 °C), který se prudce snižuje k okraji grt I až na cca 2 kbar. Žáček a Cháb (1998) ale považují vysoké tlaky spojené s růstem grt I za nedostatečně prokázané z důvodu použití numerického modelování pouze silně zjednodušeného systému.



Obr. 5: a) SZ vergentní F_3 ležatá vrása transponující S_2 foliaci nedaleko staurolitové izogrády, severně od Úterý (podle Zulaufa, 2001); b) granát dvou generací staurolitové zóny – opticky zakalenější grt II roste v tlakových stínech kadomského grt I, Zulauf (2001) interpretuje průběh tlakových stínů jako S plochu D_3 SC mylonitu při násunové kinematice k SZ. Převzato z Zulaufa (2001).

Cháb a Žáček (1994) vyčleňují v TCC 3 generace staurolitu. První generace je vázána na matrix staurolitové a vnější okraj kyanitové zóny (ve staurolitové zóně rostl staurolit spolu s grt II, ke kterému často těsně přiléhá), druhou generaci představuje retrográdní staurolit vzácně nahrazující kyanit. Třetí generace staurolitu vzniká v kontaktních aureolách granitoidních intruzí (viz kapitola 2.3.4), kde vytváří jemnozrnné prizmatické pseudomorfózy po cordieritu. První a druhá generace staurolitu má stejné složení a je chudá Mg (Mg# = 0,16 – 0,22). Staurolit kontaktních rohovců je ještě bohatší Fe (Mg# = 0,09 – 0,18) a výrazně chudší ZnO (0,16 – 0,20 hm. % ZnO vůči 0,9 – 1,4 hm. % ZnO).

2.3.3 Kyanitová zóna

Granát kyanitové zóny se ve většině případů podobá grt II staurolitové zóny, jádra grt I a dvouetapové granáty jsou zachovány spíše vzácně (Žáček a Cháb, 1998). Porfyroblasty jsou poikilitické, s hojnými uzavřeninami. Granát s výrazně homogenizovaným profilem (jádra podobná grt I nebo grt II) má okraje výrazně obohacené Mn indikující následné retrográdní procesy, které se projevují také deformací zrn a jejich korozí (pozdní chloritizací a biotitizací, Žáček a Cháb, 1993). Retrográdní procesy se dále vyznačují nahrazením okrajů kyanitu sillimanitem a sericitizací obou alumosilikátů. Výskyt sillimanitu, je vázán především na SZ okraj TCC a soustředí se zejména do okolí hanovského masivu a tepelské ortoruly. Sillimanit je vzhledem k hlavní foliaci syn- až post-tektonický (Žáček a Cháb, 1993). Výjimečně je sillimanit starší než hlavní foliace (patrně v důsledku reaktivace kliváže během pozdní retrogrese), nebo vzácně tvoří inkluze v muskovitu, plagioklasu či křemeni, a vystupuje tak jako relikt 1. metamorfní události (Žáček a Cháb, 1993).

Žáček a Cháb (1998) rozdělují kyanitovou zónu na 4 tektonické šupiny. Šupinu KY1 představují dvojslídné granátické pararuly s kyanitem rozprostírající se mezi hanovským masivem a tektonickou poruchou na JV, která ji odděluje od zóny ST1. Charakteristickým rysem je absence sillimanitu, četná jsou tělesa metagaber a amfibolitů bez granátu. Vypočtený tlak je v rozmezí 6,5 – 8,2 kbar při teplotách 570 – 615 °C. Z důvodu krystalizace novotvořeného staurolitu autoři argumentují pro následný pokles teploty a tlaku pod 550 °C při min. 5 kbar.

Šupina KY2 leží mezi hanovským pásmem a tělesem tepelské ortoruly. Vyznačuje se přítomností jak kaynitu, tak sillimanitu v dvojslídných granátických pararulách a absencí granátických amfibolitů a eklogitů. Horniny vykazují výraznou statickou rekrystalizaci, staurolit je již většinou rozpuštěn, patrné je také rozpouštění granátu. Granát je homogenizován a vykazuje silné retrográdní okraje (obohacené Mn). Hlavní foliace a lineace zapadají pod úhly 20 – 40° k JV. Metamorfní podmínky byly stanoveny na 620 – 645 °C za tlaku 6,5 – 8,7 kbar.

Šupinu KY3 tvoří těsné okolí tepelské ortoruly. Obsahuje dvojslídné pararuly s kyanitem a sillimanitem, tělesa metagaber s granátem a granátických amfibolitů, které mohou reprezentovat retrográdní eklogity. Vysokotlaký přetisk je patrný v bazičtějších litologiích růstem granátu na úkor amfibolu a granátovými lemy kolem

epidotu a biotitu. Teplotně-tlakové podmínky v granátických amfibolitech byly určeny Štědrou (1994) na 670 – 690°C a 8,5 – 9,5 kbar.

Dvojslídné pararuly šupiny KY4 se nacházejí mezi šupinou KY3 a mariánsko-lázeňským komplexem. Představují střižnou zónu s výraznou sillimanitovou lineací (zapadající pod 30 – 50° k JV), která podle Žáčka a Chába (1998) odráží nasouvání TCC na mariánsko-lázeňský komplex. V této zóně zcela chybí kyanit, minerální asociace vznikala vzhledem k ostatním šupinám při poklesu tlaku i teploty. P-T podmínky ekvilibrace byly stanoveny na 560 – 585 °C, 4,5 – 5,6 kbar. Střižná zóna se směrem k SV odlepuje od hranice s mariánsko-lázeňským komplexem a směřuje přes Toužim a dále podél údolí řeky Střely. V okolí Útviny a Chylic západně od střižné zóny převažují horniny pouze s kyanitem, které vznikly za teplot 580 – 640 °C a tlaku 4,9 – 6,9 kbar.

Podle Žáčka a Chába (1998) je sekvence metamorfních izográd jen z části kontinuální metamorfní zonálností, větší část rozhraní je spíše tektonických (jednotlivé šupiny kyanitové zóny, staurolitová „izográda“ v případě šupiny ST1 apod.).

2.3.4 Granitoidní intruze, kontaktní metamorfóza a vztah k regionální metamorfóze

V oblasti TCC došlo ke zvýšené magmatické aktivitě a intruzi několika granitoidních těles (lestkovský, hanovský a polomský masiv, tepelská ortorula, obr. 4), která jsou podle dostupných dat vázána na středně kambrickou transtenzi a rifting (Dörr et al., 1998). Pro studovanou oblast jsou důležité zejména kvůli naložení kontaktní a regionální metamorfózy, a kvůli vnitřní deformaci intruzí samotných.

Lestkovský masiv (U-Pb stáří protolitu 511 ± 10 Ma, Dörr et al., 1998) se nachází v granátové a staurolitové zóně. Vyskytují se zejména granodiority, granity, zastoupené jsou také křemenné diority, diority nebo tonality (Žáček a Cháb, 1993). Podle Dörra et al. (1998) je lestkovský masiv téměř nedeformované těleso, deformace se uplatňuje pouze v podobě strmých diskrétních střižných zón (pozorován byl severojižní duktilní horizontální posun, pravděpodobně sinistrální).

Křemen vykazuje plastickou deformaci s projevy dynamické rekrystalizace - tvorby subzrn a deformačně řízenou migrací hranic zrn. Plagioklas si zachovává magmatickou zonálnost a reaguje na deformaci spíše křehce – frakturací, deformačním dvojčatěním, případně ohybem zrn. Frakturace postihuje také draselný živec, ovšem

v doménách vyšší deformace dochází k jeho myrmekitizaci, čímž dokládá difúzí řízený proces, který přispěl k utváření jeho přednostní orientace (Dörr et al., 1998). Magmatický biotit je kinkován a dochází k jeho lokální chloritizaci. Ve střižné zóně se objevuje sekundární muskovit (Dörr et al., 1998).

Kontaktní aureola leskovského plutonu je na severu dobře patrná, jižní okraj je však alespoň částečně tektonický (Žáček a Cháb, 1993). Dörr et al. (1998) pozorovali východní kontaktní aureolu až do vzdálenosti asi 3 km od intruze (až do biotitové izogrády). Tvoří ji skvrnité břidlice, jejichž skvrny byly původně složeny z biotitu, který je však ve většině případů nahrazen chloritem. Světlá slída rostla v pelitech staticky přes starší stavbu a byla poté sama ovlivněna kinkováním a mladším postplutonickým vrásněním s vyvinutou k JJZ zapadající osní klivážÍ (vrásové osy mají směr SV-JZ, který odpovídá směrům z biotitové, granátové a staurolitové zóny). Křemen se vyznačuje silnou statickou rekrystalizací, místy se v důsledku vrásnění vyskytuje slabý vznik subzrn nebo migrace hranic zrn. Všudypřítomná rekrystalizace křemene je vázána na domény výrazného přetvoření, zejména ramena vrás, kde novotvořené minerály (chlorit, muskovit) a deformační mechanismy indikují podmínky nejspodnější facie zelených břidlic (ve východní části kontaktní aureoly, Dörr et al., 1998).

Žáček a Cháb (1992) popsali v severní kontaktní aureole leskovského masivu pseudomorfózy staurolitu po cordieritu (3. generace staurolitu). Ačkoli je vzorkovaná lokalita nedaleko staurolitové izogrády, chybí rekrystalizace živce. (Dörr et al., 1998) se proto domnívají, že teploty při postplutonickém přetisku musely být ve spodní amfibolitové facii nižší než 500 °C.

Polomský masiv je granitoidní intruze v granátové až kyanitové zóně, která se považuje za analogii lestkovského masivu (Žáček a Cháb, 1993). Stáří vmístění není známo. V kontaktní aureole byly popsány obdobné pseudomorfózy staurolitu po cordieritu, jako u lestkovského masivu (Cháb a Žáček, 1992).

Hanovský masiv (U-Pb stáří protolitu 516 ± 10 Ma, Dörr et al., 1998) vystupuje jako lineárně protažené těleso křemenného dioritu, granodioritu až granitu v kyanitové zóně, které je doprovázeno hojnými metapegmatity, z nichž některé jsou považovány za součást tělesa (viz samostatná kapitola 2.3.5, Žáček a Cháb 1993; 1998; citealpz99). Těleso je výrazně deformováno všeprostupujícím střihem za vzniku metamorfní foliace. Projevem mylonitického nekoaxiálního střihu jsou také nízkoúhlové násuny a strmé duktilní šikmé poklesy. Lineace protažení zapadá

k JV, kinematické indikátory v metaaplitu (slídové ryby a střižné pásy) ukazují konzistentně SZ násunovou kinematiku (Dörr et al., 1998).

Křemen zaznamenává dynamickou rekrystalizaci, vznik subzrn a deformačně řízenou migraci hranic zrn. Plagioklasy odpovídají na napětí převážně křehce (frakturací, ohýbáním, deformačním dvojčatěním), ale místy se začíná objevovat i jeho rekrystalizace. K-živec je hojně myrmekitizován a to zejména v doménách velkého přetvoření spjatých s násunovou událostí, pro kterou tak indikuje podmínky spodní amfibolitové facie (> 500 °C, Dörr et al., 1998). Stejné podmínky odhaduje pro poklesové střižné zóny také Zulauf (1997b).

Tepelská ortorula (stáří U-Pb 513 +7/-6 Ma, Dörr et al., 1998) je silně deformované těleso kyanitové zóny, jehož jádro představuje hrubozrnnou porfyroklastickou granitickou horninu s krystaly K-živce až 7 cm velkými (Žáček a Cháb, 1993; Dörr et al., 1998). Směrem k okrajům narůstá intenzita metamorfní foliace, která vede až k jemnozrnnému charakteru horniny na samotných okrajích intruze (Dörr et al., 1998).

Subhorizontální metamorfní foliace je definována usměrněným biotitem, muskovitem a protažením křemene. Lineace protažení má SZ-JV směr. Kinematika mylonitické foliace byla podle střižných pásů a sigma klastů plagioklasu určena na násunovou k SZ (Dörr et al., 1998).

Křemen je polygonizovaný, dynamicky rekrystalovaný (průměr subzrn 0,1 – 0,2 mm). Přestože je přítomna také rekrystalizace plagioklasu, plagioklas reaguje zejména křehce, nejčastěji deformačním dvojčatěním. V doménách silné deformace je plagioklas nahrazen křemenem, biotitem a někdy také muskovitem. Frakturovaný či ohýbaný K-živec je mikroklín, který v zónách intenzivní deformace rekrystalizuje na myrmekit, zřídka přetrvává magmatický ortoklas. Rekrystalizace plagioklasu a K-živce umožňuje odhad podmínek deformace na amfibolitovou facii (540 – 640 °C) odpovídající podmínkám okolní kyanitové zóny. Pokud je přítomen hornblend, bývá často nahrazen biotitem (Dörr et al., 1998).

Granátické a amfibol nesoucí typy vázané na tepelskou ortorulu mohou podle Žáčka a Chába (1993) napovídat společný vývoj s mafickými tělesy jižního okraje mariánsko-lázeňského komplexu.

Kontaktní aureola je patrná SZ od tělesa ortoruly. Na hranicích plagioklas-plagioklas vzniká kontaktní sillimanit. V aureole převládají statické podmínky,

porfyroblasty biotitu a muskovitu přerůstají starší stavbu. Kyanit, granát (grt I) a staurolit (1. generace) jsou starší než kontaktní metamorfóza, protože jsou uzavřené ve staticky rostlých slídách, nebo jimi nahrazeny (Dörr et al., 1998).

Společným geochemickým rysem granitoidních těles je poměrně nízký obsah vzácných zemin, jejich plochý vzor a středně negativní europiová anomálie (kromě hanovského masivu). Tyto rysy napovídají spíše orogenní než anorogenní geotektonické prostředí (Dörr et al., 1998). Podle Dörra et al. (1998) padají všechny vzorky v diagramu Yb vs Ta do pole granitů vulkanických oblouků. Zulauf et al. (1999) ale interpretuje geochemická data jako přetavení již existující kůry obloukového typu v důsledku zvýšení termálního gradientu po oddělení desky po vyvrcholení kadomské subdukce.

2.3.5 Pegmatity a alumosilikátové sekrece

Plutonická aktivita na hranici kambria a ordoviku byla doprovázena intruzí četných pegmatitových těles. Pegmatity se soustředí do pruhu o délce cca 13 km, který je označován jako kříženecko-nezdické pásmo (Kratochvíl et al., 1951). Velikost žil kolísá v řádu decimetrů až desítek metrů. Vyčleněny byly dva typy pegmatitů, v severní části jsou to méně diferencované pegmatity chudé muskovitem, v nichž převládá draselný živec nad plagioklasem. Jižní část tvoří diferencovanější formy, které se skládají hlavně z hrubozrnného muskovitu a plagioklasu (Žáček a Cháb, 1998).

Pegmatity jsou protaženy ve směru hlavní foliace pararul kyanitové zóny nebo pronikají přímo hanovským masivem. Ačkoli se ve větších tělesech vyskytují i téměř nedeformované zóny, naprostá většina žil je výrazně deformována a metamorfována (Žáček a Cháb, 1998). V pegmatitech hanovského pásma datovali Glodny et al. (1995, 1998) velká nedeformovaná zrna muskovitu Rb-Sr metodou jako ordovická (475 – 487 Ma, obr. 4), která odrážejí věk vmístění pegmatitových těles (intruzi kolem 480 Ma podporují také U-Pb datování magmatického granátu a monazitu; Glodny et al., 1998). Rekrystalizovaný jemnozrnný muskovit a živec naproti tomu vykazuje stáří 372 – 375 Ma, jež je patrně spjato s metamorfózou pegmatitových žil (Glodny et al., 1995, 1998; obr. 4).

Dörr et al. (1998) se domnívají, že pegmatity mohou představovat reziduální haplogranitické taveniny hanovského masivu. Extrakce takových reziduálních tavenin

by totiž vysvětlovala pozitivní europiovou anomálii hanovského masivu jako důsledek pasivního nahromadění plagioklasu při krystalizaci plutonu.

Žáček a Cháb (1992) popsali poblíž Hanova nález až několik desítek kilogramů těžkých akumulací kyanitu, který byl původně interpretován jako hyperaluminický pegmatit a přiřazen ke kříženecko-nezdickému pásmu. Další průzkum však ukázal, že se jedná o nezávislou asi 11 km dlouhou a několik desítek metrů širokou zónu, která sleduje ve vzdálenosti 1 km hranici s hanovským masivem a odpovídá tektonické poruše oddělující staurolitovou a kyanitovou izográdu (Žáček and Cháb, 1998; obr. 4).

Hornina se skládá takřka výhradně z křemene a kyanitu. Kyanit tvoří krystaly velikosti až 15x4 cm, které jsou místy prorostlé do velkých agregátů. Vnitřní stavbu krystalů a agregátů ovšem představují drobné, všesměrně orientované lišty kyanitu (až 1 cm). Ve dvou krystalech bylo pozorováno jádro andaluzitu, a kyanit byl interpretován jako paramorfóza po andaluzitu (Žáček a Cháb, 1992; 1998). Dalšími minerály, které tvoří horninu, jsou nízko fengitický muskovit se zvýšeným množstvím sodíku (Si = 6,1; $Na_2O \sim 1{,}3 - 1{,}4$ hm. %), plagioklas (albit až oligoklas), akcesorický apatit a grafit (Žáček a Cháb, 1998).

Žáček a Cháb (1998) diskutují 3 možné geneze těchto hornin: i) Al_2O_3 přesycený pegmatit, ii) vznik metamorfózou z Al bohatého protolitu a iii) koncentrace látkových mobilizátorů do příhodných struktur. Autoři se přiklánějí k modelu iii), a vysvětlují vznik horniny jako metamorfní sekrece na střižné zóně, kde dochází ke zvýšené hydrotermální aktivitě a látkové mobilizaci. Vznik andaluzitu byl umožněn migrací roztoků bohatých Si, Al, C a P za teplot mezi 350 – 550 °C a tlaku nižším než 3,8 kbar (Žáček a Cháb, 1998).

Pozorování přitom ukazuje na posloupnost dvou metamorfních událostí (obr. 4a). Andaluzit krystalizoval před výšetlakou metamorfní událostí, která poté vedla k jeho nahrazení kyanitem a ke tvorbě grt II v pararulách kyanitové a staurolitové zóny (Žáček a Cháb, 1998). Žáček a Cháb (1998) považují vznik sekrecí za současný s formováním granitoidních těles při kambrické extenzi. Následná transformace andaluzitu na kyanit měla statický charakter, který naznačuje, že hydrotermální aktivita střižné zóny nebyla v době variských procesů obnovena. Podmínky vysokotlaké události lze přitom odhadnout z okolních pararul s kyanitem na 540 – 615 °C a 6,5 – 8,2 kbar.

2.3.6 Sled metamorfních událostí

Žáček a Cháb (Žáček a Cháb, 1993; Cháb a Žáček 1993; 1994; Žáček a Cháb, 1998) postupně vyčlenili v TCC podle výše uvedených dat 3 metamorfní události.

Podle Žáčka a Chába (1998) představuje první stádium nízkotlakou a středněteplotní metamorfózu, jejímiž produkty jsou horniny až do granátové a staurolitové zóny ST1. Prográdní dráha v této etapě se projevuje růstem grt I za konstantního tlaku 3-4 kbar (Žáček a Cháb, 1998). Zulauf (1997b) naproti tomu argumentuje pro růst teploty při poklesu tlaku. Žáček a Cháb (1998) považují tuto fázi za kadomskou (svrchní proterozoikum – kambrium?) a řadí k ní také vznik křemen-andaluzitových sekrecí. Žáček a Cháb (1993) vztahují k první metamorfní události také výskyt reliktního sillimanitu v muskovitu, plagioklasu či křemeni kaynitové zóny.

Druhá a hlavní tektonometamorfní událost je charakterizována ztluštěním kůry, které později vedlo k rozdělení kyanitové zóny na šupiny KY1-3 s různou rychlostí výzdvihu (Žáček a Cháb, 1998), k imbrikaci těles eklogitů a ojedinělých ultrabazik (ultrabazikum u Boněnova, Žáček a Cháb, 1998) šupiny KY3 podél styku s mariánsko-lázeňským komplexem. Produktem této metamorfní události je Ca bohatý grt II, minerální asociace staurolitové zóny ST2 a kyanitových zón KY1-3. Zajímavá je přítomnost identických dvougeneračních granátů v zóně Erbendorf Vohenstrauss (Schulte a Blümel, 1997), kde bylo možno přímo vypočíst podmínky ekvilibrace pro grt II na 9,5 kbar, 630 °C a pro grt I na 590 – 620 °C, 2 – 3,5 kbar. Dvojetapové granáty zcela chybí v jižní části TCC (zóna ST1) a celém DCC (Zulauf, 1997b; Zulauf et al., 1997, viz 2.3.8), a proto se Žáček a Cháb (1998) domnívají, že intenzita této události byla v těchto oblastech pouze slabá.

Třetí etapa je podle Žáčka a Chába (1998) spjata s nasouváním TCC na mariánsko-lázeňský komplex podle pásma vysokoteplotních mylonitů v podobě usměrněných sillimanitických rul šupiny KY4. Výzdvih a dekompresi TCC provázela reaktivace foliací a rekrystalizace slíd v celém krystaliniku. Níže uvedená geochronologická data K-Ar systému slíd ukazují, že tento proces byl variský (Žáček a Cháb, 1998). Žáček a Cháb (1993) usuzují, že dominantní foliace vznikla právě v důsledku retrográdních procesů, grt I a grt II je vůči ní tedy pretektonický. V třetí fázi dochází k přeměně kyanitu na sillimanit a dále na sericit, ke vzniku Mn obohacených retrográdních okrajů granátu a jeho zatlačování chloritem a biotitem.

Podle Žáčka a Chába (1998) zůstává nadále nevyjasněný vztah ortorul TCC a

jejich kontaktních aureol k dominantní druhé metamorfní události, o který se opírají zásadní interpretace. Důvodem je, že kontaktní aureola je patrná jen u lestkovského a polomského masivu, které leží v relativně méně metamorfovaných částech TCC. Pokud je kontaktní aureola přetištěna 2. tektonometamorfní událostí, je tato variská (Žáček a Cháb, 1998). Vysokotlaký přetisk kontaktních rohovců je dokumentován pouze pseudomorfózami staurolitu po cordieritu na nejzápadnějším okraji lestkovského masivu na stejné lokalitě, kde Kachlík (1997 in Žáček a Cháb 1998) popisuje křemen-antofylit-alumosilikátový symplektit nahrazující cordierit. Alumosilikát však nebyl jednoznačně rentgenograficky určen za kyanit a (Kachlík, 1997) vzhledem k velmi vysoké teplotě ekvilibrace rohovců (kolem 800 °C) vztahuje kontaktní horniny spíše ke gabrům než k leskovskému plutonu. Celkově shledávají Žáček a Cháb (1998) vztah hlavní metamorfní události a kontaktní aureoly lestkovského masivu jako problematický a navrhují kontaktní horniny podrobit dalšímu výzkumu.

Dörr et al. (1998) považuje podmínky preintruzivní metamorfózy v mezích facie zelených břidlic až amfibolitové facie (ta vyprodukovala grt I, první generaci staurolitu a kyanit), následující postintruzivní metamorfóza se vyznačuje velmi strmým gradientem k západu a je dobře zaznamenána v deformaci kambrických granitoidních těles.

2.3.7 Geochronologie, variský a kadomský cyklus v tepelském krystaliniku

Časové zařazení metamorfních fází 1-3 (vyčleněných Žáčkem a Chábem, 1998) kadomskému nebo variskému cyklu vychází kromě datování vmístění granitoidních intruzí a pegmatitů také z geochronologických dat z metasedimentárních hornin (obr. 4). Většina dat se opírá o analýzu slíd K-Ar nebo Ar-Ar metodou, avšak v současnosti bylo publikováno také U-Pb datování monazitů.

Dallmeyer a Urban (1998) datovali Ar-Ar metodou muskovitové koncentráty metasedimentárních hornin TCC (obr. 4), která vykazují široká plató, jimž odpovídají stáří v rozmezí cca 362 – 376 Ma. Autoři tato data vztahují k rychlému zchlazení raně variské regionální metamorfózy. Obdobná stáří vyšla také dříve Kreuzerovi et al. (nepublikovaná data in Dörr et al., 1998), který datoval K-Ar metodou biotit metasedimentů (380 – 360 Ma) a hornblend amfibolitů kyanitové zóny (375 Ma). Dallmeyer a Urban (1994) došli Ar-Ar datováním světlé slídy ke stáří 372 ± 1 Ma a pro hornblend staurolitové zóny JV od hanovského masivu k stáří 383 Ma.

Datovány byly také 2 fylitické horniny s penetrativní kliváží (Dallmeyer a Urban, 1998). Fylit u Chyše má středně a výšeteplotní Ar-Ar stáří mezi 380 – 373 Ma, zatímco Ar-Ar spektrum fylitu u Borku (v blízkosti variské fronty Hajné et al.,2011) je diskordantní, se systematicky se zvyšujícími věky až do cca 500 Ma. Dallmeyer a Urban (1998) vysvětlují tento jev neúplnou variskou rejuvenací systému (a převahou kadomských muskovitů nad variskými).

Závěrné teploty Ar-Ar systému v hornblendu se pohybují kolem 500 °C (Harrison et al., 1985), pro muskovit se odhadují na 350 – 400 °C (Robbins, 1972). Podle Dörra et al. (1998) představují uvedená data (kolem 370 Ma pro muskovit a kolem 380 Ma pro hornblend) stáří zchlazení systému pod dané závěrné teploty při exhumaci vysokotlakých hornin mariánsko-lázeňského komplexu a hornin TCC podél exhumačních poklesových zlomů.

Timmermann et al. (2006) studovali U-Pb systém monazitu v horninách TCC metodou TIMS a EMPA. Metoda EMPA umožňuje datovat jednotlivé zóny zrn in-situ, avšak s výrazně větší chybou (až 30 Ma) než konveční analýza TIMS. Kombinací těchto metod však lze získat užitečný pohled na superpozici kadomské a variské metamorfózy. Závěrné teploty U-Pb systému olova v monazitu jsou velmi vysoké a pohybují kolem 700 – 750 °C (např. Smith a Giletti, 1997), někteří dokonce předpokládají závěrné teploty až 750 – 850 °C (např. Cherniak et al., 2004). Je třeba mít ovšem na paměti, že v polymetamorfních terénech je sitauce komplikovanější, monazit může být ovlivněn komplexními procesy (inheritance, ztráta olova, deformace a rekrystalizace, rozpouštění a opětovné srážení monazitu vlivem horkých fluid), které vedou k diskordantním stářím nebo i úplnému obnovení U-Pb systému (např. Foster et al., 2002; Finger et al., 2002 in Timmermann et al., 2006).

Průměr všech analýz metodou TIMS pro celou kyanitovou zónu je 385 ± 2 Ma. Stáří monazitů v pararule kyanitové zóny poblíž kontaktu s MLC metodou TIMS je 494 – 498 Ma. Měření in-situ metodou EMPA ukazuje na stáří od cca 540 Ma v jádře po cca 380 Ma na okraji zrn. Stáří jemnější frakce monazitových zrn se pohybuje v rozmezí 420 – 450 Ma.

Ve staurolitové zóně jsou rovněž přítomny monazity se zděděným jádrem krystalů kolem 490 Ma, zatímco okraje ukazují na věky kolem 400 Ma. Přítomny jsou také azonální krystaly se stářím 376 ± 39 Ma. Vážený průměr EMPA datování 382 ± 17 Ma je v souladu s TIMS daty (∼382 Ma).

Granátová zóna se vyznačuje nezonálními krystaly monazitu, EMPA a TIMS data se překrývají (EMPA 373 ± 29 Ma, ∼ 384 Ma konkordantní frakce metodou TIMS).

Růst monazitu v období kolem 380 Ma vztahují Timmermann et al. (2006) k variské regionální metamorfóze způsobené kolizí se saxothuringikem. Následnou exhumaci a zchlazení pak podle Timmermann et al. (2006) datují Rb-Sr stáří kolem 375 Ma (Glodny et al., 1998) a Ar-Ar data od cca 380 do cca 350 Ma (Dalmmeyer a Urban, 1998).

Podle Timmermann et al. (2006) je kadomský cyklus reprezentovaný intruzí kambrických granitoidů do deformovaných a metamorfovaných proterozoických hornin, a také diskordantními TIMS daty poblíž kontaktu s mariánsko-lázeňským komplexem.

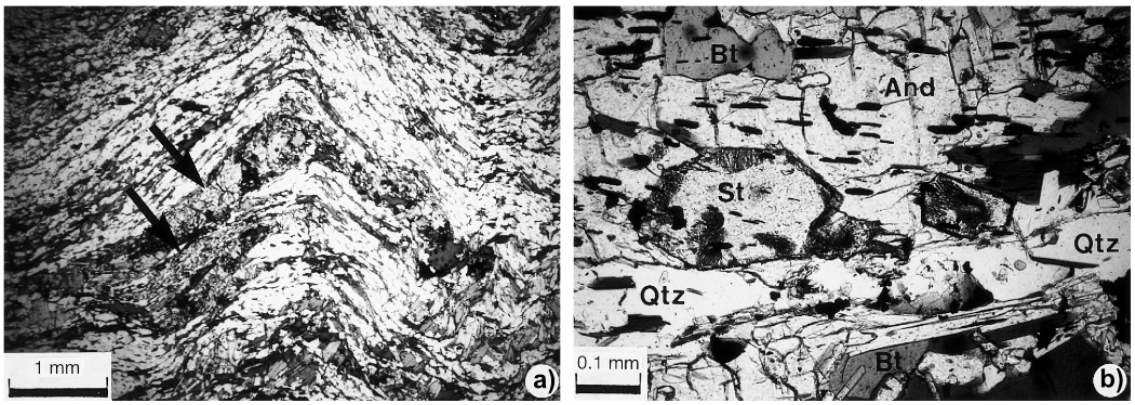
Z uvedených dat vyplývá, že variská metamorfóza dosahovala v TCC podmínek až amfibolitové facie (novotvořený staurolit v kontaktních aureolách, andaluzit nahrazený kyanitem v sekrecích) a měla poměrně strmý gradient, který je nejlépe patrný na deformaci kambrických intruzivních těles. Nedostatečně vyjasněný však zůstává vztah nárůstu metamorfózy v metasedimentech, zejména jeho odraz ve strukturním záznamu a vztah ke kadomské deformaci.

2.3.8 Kadomská a variská deformace v domažlickém krystaliniku

Charakter kadomské deformace je nejlépe popsán v DCC, kde je podobně jako v TCC pozorována barrovienská metamorfní zonálnost, která narůstá směrem k Z až JZ od spodní facie zelených břidlic po facii amfibolitovou (staurolitová a kyanitová zóna). Sled metamorfních izográd je však považován za kadomský, bez významného variského přetisku (např. Zulauf et al., 1997, 1999).

Zulauf et al. (1997) přiřadili regionální metamorfózu kadomské orogenezi na základě studia kontaktních aureol nedeformovaných kambrických granitoidních intruzí (v rozmezí cca 521- 523 Ma, Zulauf et al., 1997; Kreuzer et al., 1990). Intruze mračnického plutonu způsobila v přilehlých horninách růst kontaktního biotitu, muskovitu, sillimanitu a andaluzitu. Až 1 cm velké agregáty andaluzitu obsahují uzavřeniny granátu, biotitu, křemene a staurolitu (obr. 6a,b), v jednom případě byla v andaluzitu nalezena dokonce inkluze kyanitu. Destičky ilmenitu jsou v hlavní foliaci paralelní s orientací ilmenitových inkluzí v andaluzitu, zatímco ve staurolitu jsou mírně kosé. Tato pozorování považují Zulauf et al. (1997) za důkaz dvouetapové

preintruzivní barrovienské zonálnosti v oblasti. Granát a staurolit představují první výšetlakou metamorfní událost (450 – 570 °C, $\leq$ 7,5 kbar), kterou následuje nízkotlaký vysokoteplotní (550 – 650°C, $\leq$ 5 kbar) mylonitický střih k severu (Zulauf, 1997b).



Obr. 6: Vztah kontaktní a regionální metamorfózy v DCC. a) Zámek F_3 vrásy v kontaktně metamorfované metadrobě poblíž Husiny. Šipky ukazují agregát kontaktního andaluzitu, který je usměrněn paralelně s hlavní foliací S_2, která je definována usměrněním biotitu, muskovitu, křemene a plagioklasu. Rovnoběžné nikoly. b) Inkluze biotitu (Bt) a staurolitu (St) v kontaktním andaluzitu (And). Ilmenitové inkluze (černě) v andaluzitu jsou paralelní s hlavní foliací S_2. Stejná lokalita jako a). Převzato z Zulaufa (1997).

V DCC byly tedy vyčleněny dvě kadomské deformační události. Foliace S_1 je zachována zejména jako inkluzní stopy ve staurolitu a granátu. Hlavní foliace S_2 zapadá pod středními až strmými úhly k V až SV a je definována usměrněním protaženého křemene, plagioklasu, biotitu a v menší míře muskovitu. Subhorizontální lineace protažení L_2 má severojižní průběh. Vrchol kadomské metamorfózy (fáze D_2) byl datováním monazitu určen Zulaufem et al. (1999) na 551 - 540 Ma.

Variská deformační událost F_3 podle Zulaufa et al. (1997) dosahovala podmínek maximálně spodní facie zelených břidlic. Představují ji vrásy F_3 s osou k S až SV a vyvinutou oddálenou až krenulační kliváží S_3, která zapadá k SZ. Dále na západ, směrem k západočeské střižné zóně, se objevuje intenzivní osní kliváž, na níž roste chlorit a sericit, a tak indikuje podmínky spodní facie zelených břidlic. Tyto vrásy a násuny k V až JV jsou patrné v celém DCC a jejich charakter a vergence dobře koreluje s vrásami v Barrandienu. Variská metamorfóza sice nedosahovala amfibolitové facie jako v TCC, ale byla dost intenzivní na to, aby obnovila Ar-Ar systém muskovitu, který dává variská stáří metamorfózy (lokalita 10; Dallmeyer a Urban, 1998).

Přítomnost kadomské metamorfózy dosahující podmínek až amfibolitové facie v krystalinických jednotkách TBU dokládají také nálezy deformovaných valounů se staurolitem a kyanitem v kambrických slepencích Barrandienu (Máška a Zoubek, 1960; Vejnar, 1971). Přestože přesná zdrojová oblast těchto hornin není známa a mohla být zanořena v době následné variské orogeneze, je zřejmé, že tektonický vývoj TBU ovlivnily kadomská a variská deformace s podobnou intenzitou. Lze tedy očekávat, že výsledný strukturní i metamorfní záznam je superpozicí obou událostí a jednoznačné přiřazení minerálních asociací variským či kadomským strukturám zejména v zónách nižšího variského přepracování vyžaduje obezřetnost a podrobnou analýzu v terénu.

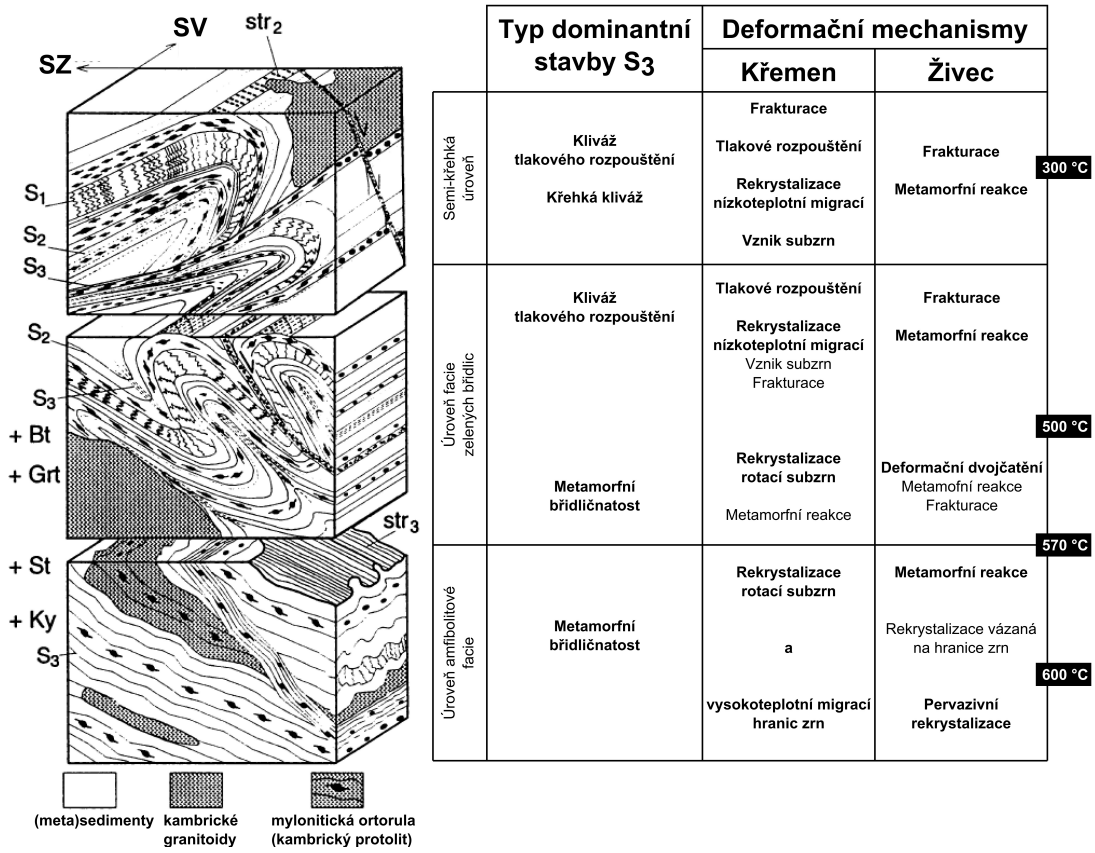
2.3.9 Koncept suprastruktury a infrastruktury v tepelském krystaliniku

Zulauf (2001) shrnuje poznatky z krystalinických jednotek TBU následovně. Druhá kadomská fáze D_2 vyprodukovala hlavní foliaci v celém DCC a jen části TCC (do facie zelených břidlic). Variské D_3 zkrácení dosahovalo v DCC podmínek maximálně spodní facie zelených břidlic (variské a kadomské struktury lze jednoznačně odlišit), zatímco v převážné části TCC dominuje. Na pozorovaný sled metamorfních izograd a strukturní záznam v TCC (obr. 7) nahlíží jako na kontinuální řez kůrou, který představuje variský přechod ze suprastruktury do infrastruktury.

Variské zkrácení je akomodováno D_3 násuny a vrásněním starší kadomské foliace S_2. Podle Zulaufa (2001)bude charakter D_3 popsán postupně, směrem k výše metamorfovaným horninám.

Nejslaběji metamorfované horniny (tzv. semi-křehká úroveň, Zulauf, 2001) jsou vázány na těsné okolí tzv. holýšovského násunu, který odděluje dvě oblasti s opačnou vergencí vrás – v západní části mají téměř všechny vrásy vergenci k JV, zatímco ve východní k SZ. Tuto změnu zdůvodňují vlivem rigidního stodského plutonu. Datování novotvořených slíd holýšovského násunu ukazuje na variské stáří jeho aktivity. V drobových polohách se vyvíjí S_3 oddálená osní kliváž otevřených až sevřených vrás F_3.

Horniny spodní facie zelených břidlic jsou vrásněny otevřenými až izoklinálními F_3 vrásami s osou zapadající k SV. Vrásy jsou v JV části TCC a v DCC vzpřímené, či slabě JV vergentní. Vyvíjí se diskrétní osní kliváž S_3, postupně krenulačního charakteru. V polohách hrubých drob S_3 často chybí, nebo má podobu pouze



Obr. 7: Koncept SI v tepelském krystaliniku jako závislost variských struktur D_3 a deformačních mechanismů na hloubce. str2 = lineace protažení vztažená ke kadomské D_2, str3 = lineace protažení vztažená k variskému zkrácení D_3. V suprastrukturních jednotkách jsou podle Zulaufa (2001) stále patrné 2 kadomské foliace. Přeloženo podle Zulaufa (2001).

diskrétní kliváže. Vznik kliváže v nejsvrchnějších částech není doprovázen růstem nových fází. První výskyt syn-D_3 chloritu a sericitu se objevuje až ve vzdálenosti cca 5 km JV od biotitové izogrády. Deformační mikrostruktury jsou řízeny nízkoteplotní migrací hranic zrn (bulging), kterou s narůstající teplotou nahrazuje rotace subzrn.

Svrchní facie zelených břidlic je charakterizována variským růstem biotitu, muskovitu a granátu. Vyskytují se ležaté, sevřené až izoklinální vrásy se SZ vergencí (obr. 5a). Krenulační kliváž S_3 se začíná k SZ postupně vytrácet, stupeň tlakového rozpouštění křemene slábne, začíná narůstat velikost slíd. Výsledkem je vznik metamorfní břidličnatosti, která ukazuje na intenzivní růst téměř všech fází. Dominantním deformačním mechanismem je dislokační kríp řízený subzrnovou rotací.

Nástup amfibolitové facie je definován staurolitovou izográdou. Vrásy se SZ

vergencí mizí, pokud jsou přítomny, mají zcela odlišný charakter. Osy vrás jsou subparalelní se SZ směrem lineace protažení L_3 a jsou interpretovány jako starší F_2 vrásy, jejichž osy progresivně rotovaly do směru transportu při variské deformaci. V důsledku ztráty viskózního kontrastu mezi slídou a křemenem dominuje namísto vrásnění mylonitický střih, a to jak v metasedimentech, tak granitoidních horninách. Plochy mylonitické foliace byly poté často reaktivovány nebo protnuty extenzními střižnými zónami (v podobě poklesů k JV až J). Lineaci L_3 tvoří protažená zrna křemene a novotvořený biotit a muskovit, který roste v tlakových stínech porfyroblastů (plagioklasu, staurolitu, grt I). Kinematika mylonitického střihu byla určena z asymetrie tlakových stínů za porfyroblasty a slídových ryb, které konzistentně ukazují násun k SZ.

Suprastrukturu podle Zulaufa (2001) představují horniny až po staurolitovou izográdu, zatímco mylonitické horniny amfibolitové facie reprezentují infrastrukturu. Výsledná interpretace korového řezu spolu s gradientem v typu kliváže a mikrostrukturním záznamu je na obr. 7.

2.3.10 Zlomové struktury – bezdružická střižná zóna

Nejvýraznějším prvkem křehké tektoniky TCC je bezdružická střižná zóna, kterou lze sledovat v šíři 4-6 km na vzdálenost asi 60 km od Doupovských hor až do DCC (Žáček a Cháb, 1993; obr. 4). Tato série zlomů SSV-JJZ směru je sinistrální horizontální posun a představuje starou střižnou zónu (pravděpodobně kadomskou až ordovickou, Žáček a Cháb, 1998), která byla několikrát reaktivována. Nejvýznamnějšími projevy bezdružické zóny je levostranný posun granátové a staurolitové izogrády, lokální výskyt křemenných žil (např. u Krásného Hradu u Toužimi), variské zrudnění v okolí Stříbra, zakleslé kry karbonských sedimentů, nebo koncentrace terciérních vulkanitů podél této linie (Žáček a Cháb, 1993). Aktivita bezdružické střižné zóny je pravděpodobně zodpovědná také za zhuštění izográd (zejména staurolitové a granátové zóny) mezi lestkovským a hanovským masivem, změnu průběhu kyanitové izogrády ze směru SV-JZ v jižní části na S-J v centrální části krystalinika, a lokální rotaci dominantní foliace až o 50° proti směru hodinových ručiček do průběhu zlomového pásma. Žáček a Cháb (1993) považují směr bezdružické střižné zóny za významný architektonický prvek Českého masivu, který je paralelní např. s centrální depresí plzeňské pánve, či blanickou brázdou.

Další sérií zlomů jsou zlomy S-J a SSV-JJZ směru v západní části TCC, které dělí lestkovský masiv na 3 odlišné segmenty a mění charakter kontaktní metamorfózy plutonu. Západní okraj TCC vlivem těchto zlomů představuje podstatně hlubší erozní řez.

Nejmladším tektonickým prvkem jsou SZ-JV zlomy, které se vyskytují zejména S od Toužimi, v prodloužení zlomů ohraničujících Manětínskou pánev.

2.4 Mariánsko-lázeňský komplex a vztah k tepelskému krystaliniku

Obecně přijímaný názor většiny autorů na mariánsko-lázeňský komplex (MLC, obr. 8) je, že představuje relikt rozčleněného kambro-ordovického ofiolitového komplexu, který zaznamenává relikty variské vysokotlaké metamorfózy v eklogitové facii (Kastl a Tonika, 1984; Bowes a Aftalion, 1991; Beard et al., 1995; Jelínek et al., 1997). Novodobé studie však upozorňují na problematičnost datování vysokotlaké metamorfózy v MLC a naznačují, že protolitem může být pozdně kadomská (cca 540 Ma) oceánská kůra, která se dostala do kontaktu s horninami spodní kůry, a společně vystupovaly ve strukturním podloží TCC ještě před započetím variské orogeneze (Timmermann et al., 2004, 2006).

MLC skládá poměrně pestrá skupina násuny oddělených litologií s proměnlivým stupněm metamorfózy i deformace (Zulauf, 1997a; Jelínek et al., 1997). Vyskytují se serpentinizované peridotity, amfibolity, granátické amfibolity s eklogitovými čočkami, vysokotlaké granulity, koronitická metagabra a vložky pararul nebo felzických ortorul (Jelínek et al., 1997).

Vysokotlaká metamorfóza mariánsko lázeňského komplexu byla přetištěna metamorfózou vysokotlaké granulitové facie a následnou intenzivní retrogresí v amfibolitové facii, spojenou s exhumací MLC. Eklogity tvoří jen malou část MLC ve srovnání s amfibolity, a proto mnozí autoři považují amfibolity za retrográdní eklogity (Kastl a Tonika, 1984, Jelínek et al., 1997; Štědrá, 2001). Geochemické rysy protolitu eklogitů byly klasifikovány jako bazalty středooceánských hřbetů (N-MORB až E-MORB typy, Beard et al., 1995; Crowley et al., 2002). V nové geochemické studii však Timmermann et al. (2004) ukazují, že eklogitový protolit mohou kromě bazaltů oceánského dna představovat také mafická magmata, která intrudovala na bázi nebo přímo do kontinentální kůry, a to přestože takové horniny bývají vlivem korové

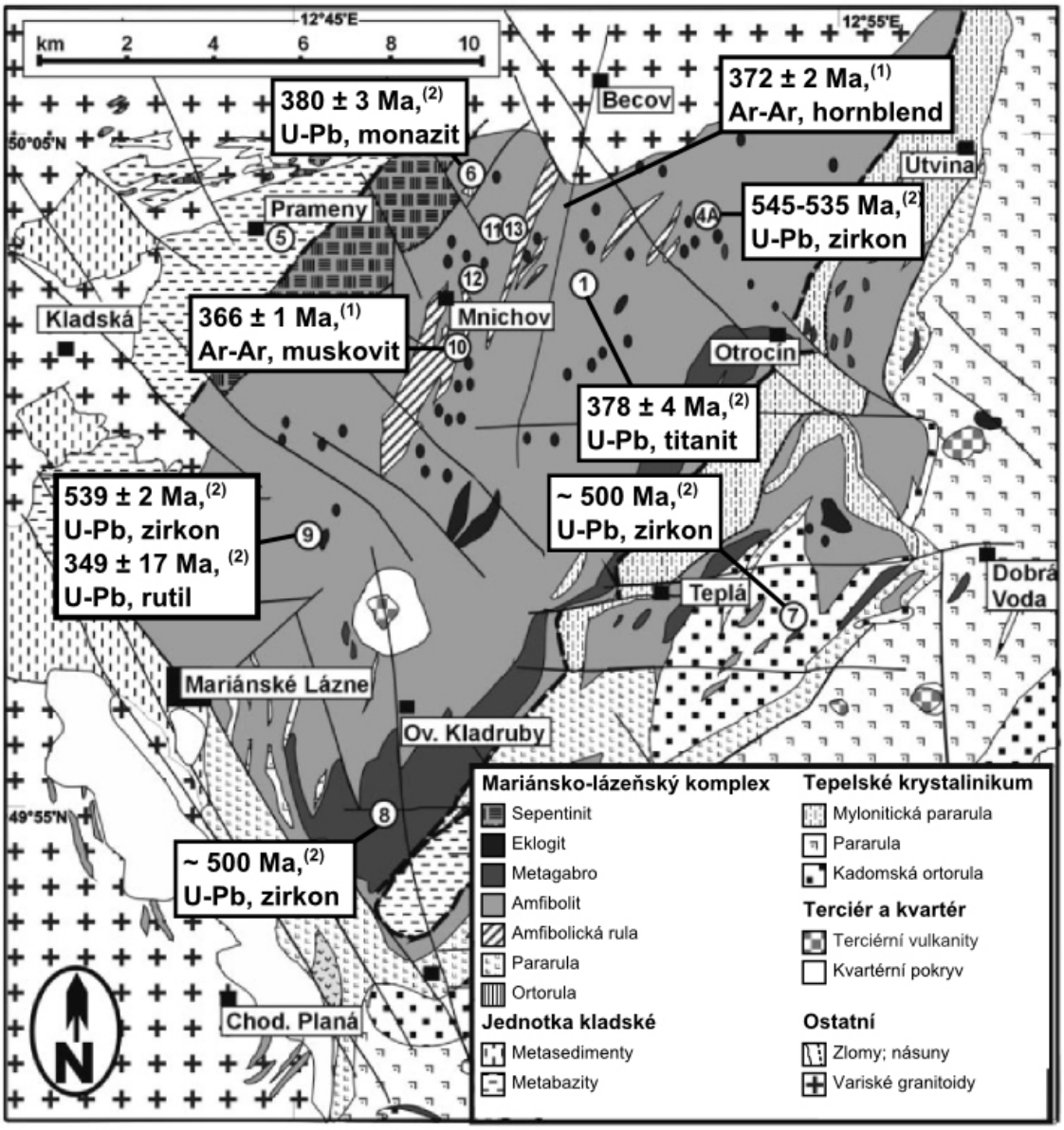
kontaminace častěji charakterizovány obohacenějším izotopovým složením, než jsou eklogity MLC (obr. 9).

Vrcholné metamorfní podmínky určili O'Brien (1997) na 17,0 – 19,5 kbar při 640 – 715 °C. Pro křemen-kyanitový eklogit byl Medarisem et al. (2011) vypočten dokonce tlak 21,7 kbar při 670°C. Následná retrogrese v amfibolitové facii dosahovala podmínek 9 – 12 kbar, 600 – 780 °C (Jelínek et al., 1997). Detailní petrologická studie Štědré (2001) přitom ukazuje, že eklogity, vysokotlaké granulity, metagabra a amfibolity prošly kontrastními P-T drahami, což může ukazovat na poměrně komplexní vývoj MLC.

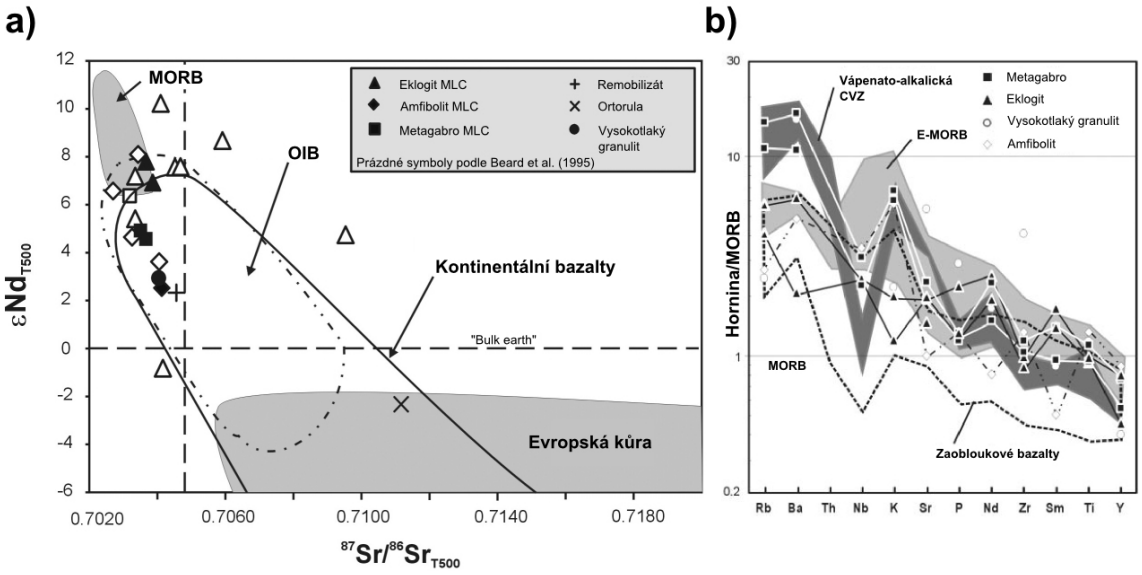
Z MLC bylo publikováno také množství geochronologických dat. U-Pb stáří zirkonu 496 ± 1 Ma v gabropegmatitu (Bowes a Aftalion, 1991) bylo považováno za důkaz krystalizace gaber a dalších mafických hornin MLC při tvorbě oceánské kůry během raně ordovického riftingu (např. Jelínek et al., 1997). Beard et al. (1995) při snaze datovat stáří eklogitové metamorfózy vychází ze Sm-Nd izochron, které odpovídají stáří 367 ± 4 Ma pro granát a omfacit v eklogitu. Interpretace starších jader minerálů (409 ± 8, 420 ± 9 Ma, Sm-Nd) podle nich odráží buď prográdní dráhu nebo skrytou metamorfózu v amfibolitové facii během silurské konvergence (Beard et al., 1995).

Datování hornblendu K-Ar a Ar-Ar metodou, které ukazuje na zchlazení pod cca 500 °C (Harrison et al., 1985), ovšem produkuje stáří v rozmezí 370 – 380 Ma (Dallmeyer a Urban, 1994; Dallmeyer a Urban, 1998, obr. 8), v JV části MLC dokonce 397 ± 5 Ma (Zulauf, 1997a). Zchlazení MLC je tedy podle těchto dat starší než eklogitová metamorfóza. Tento rozpor lze vysvětlit závěrnými teplotami Sm-Nd systému, které se pohybují kolem 600 – 700°C (Burton et al., 1995) a byly pravděpodobně během exhumace hornin překročeny (Timmermann et al., 2004). Navíc při překročení závěrných teplot může být izotopický systém vzácných zemin spíše homogenizován než obnoven, nebo může také docházet ke frakcionaci vzácných zemin do určitých zón v granátu apod. (např. Luais et al., 2001; Schmitz et al., 2002 in Timmermann et al., 2004). Sm-Nd datování eklogitové metamorfózy je tedy velmi problematické.

Terénní pozorování ukazují, že metagabra obsahují xenolity okolních amfibolitů, což naznačuje, že jsou mladší než okolní amfibolity MLC. Minimální stáří metagaber bylo přitom určeno datováním gabropegmatitu, který je protíná, na ∼ 496 Ma (Bowes and Aftalion, 1991). U-Pb datováním pravděpodobně magmatického zirkonu



Obr. 8: Mariánsko-lázeňský komplex a geochronologická data podle (1) Dallmeyer a Urban, (1998) a (2) Timmermann et al. (2004). Upraveno podle Timmermann et al. (2004).



Obr. 9: Geochemické rysy hornin MLC. a) $\varepsilon\mathrm{Nd}_{T500}$ vůči $^{87}\mathrm{Sr}/^{86}\mathrm{Sr}_{T500}$ vzorků MLC. Prázdné symboly jsou podle Bearda et al. (1995). Schematicky jsou vyobrazena pole bazaltů oceánských ostrovů (OIB) a kontinentálních bazaltů (White, 1999). Současné pole MORB podle Taylora et al. (1997) a Kemptona et al. (2002). Pole MORB bylo před 500 Ma pravděpodobně posunuto o 1 εNd níže. Pole evropské kůry podle Gerdese et al. (2000). b) diagram variace stopových prvků normalizovaný MORB (Hofmann, 1988). Zaobloukové bazalty podle Saunderse a Tarneyho, (1979), E-MORB podle Humphrise et al. (1985) a Le Roexe et al. (1985) a vápenato-alkalická série andské Centrální vulkanické zóny (CVZ) podle Hickeyho et al. (1986). Převzato z Timmermann et al. (2004).

v eklogitu určili Timmermann et al. (2004) stáří protolitu dokonce na 539 ± 2 Ma. Obdobná protolitová U-Pb stáří vycházejí také v dalších litologií, jako např. vysokotlakých granulitů a amfibolitů (obr 8, Timmermann et al., 2004). Tato raně kambrická datování jsou v současnoti uznávána za protolitové věky MLC.

Gabra jsou tedy o 40 – 50 Ma mladší než protolity eklogitů nebo amfibolitů. To podporují také intruzivní vztahy gaber k tepelské ortorule (513 +7/-6 Ma, Dörr et al., 1998) nebo cca 500 Ma stáří monazitu v pararulách kyanitové zóny, které podle Timmermann et al. (2006) odráží kontaktní růst monazitu během vmístění gabra na hranici TCC a MLC (obr 8, lokality 7 a 8) Z těchto argumentů lze usuzovat, že v době vmístění gaber musely být obě jednotky již u sebe. Vzhledem k tomu, že metamorfní podmínky gaber (protolit cca. 500 Ma) jsou poměrně nízké (12 – 13 kbar a 585 – 615 °C a odpovídají retrográdním podmínkám v amfibolitech; Medaris et al., 2011) a mají s amfibolity intruzivní vztah, pak může být metamorfóza v eklogitové

facii dokonce starší než 500 Ma (Timmermann et al., 2004).

Exhumační dráhu dokumentuje růst konkordantních zirkonů v eklogitu a přilehlém amfibolitu o stáří 382 ± 3 Ma a 384 ± 2 Ma. Ty nejspíše vznikaly při variské exhumaci MLC a dekompresním tavení ve svrchní amfibolitové facii (Timmermann et al., 2004). Tyto retrográdní procesy jsou podpořeny také stářím titanitu (365 ± 7 Ma), které odráží metamorfózu za cca 650 – 600 °C (Timmermann et al., 2004). Tavení amfibolitů při variské exhumaci dokládá Timmermann et al. (2004) také přítomností felzického leukosomu v krčku mafické budiny (obr 8, lokalita 1), který byl datován titanitem v diferenciátu na 378 ± 4 Ma.

Samotný kontakt MLC a TCC je velmi problematický. Mnozí autoři tradičně předpokládají hranici obou jednotek za regionálně významnou násunovou zónu, která odráží variskou subdukční událost (např. Cháb a Žáček, 1994; Žáček a Cháb, 1998; Dörr et al., 1998; Franke, 2000). Nekonzistence panují v popisovaných indikátorech smyslu pohybu v horninách TCC, kdy jsou často popisovány jak násunové, tak poklesové kinematiky a to bez bližšího časového určení. V metagranitoidech např. Dörr et al. (1998), zdůrazňují především násunové kinematiky, zatímco Zulauf (1997b) popisuje poklesové střižné zóny. V metasedimentech infrastruktury Zulauf (2001) popisuje násunovou kinematiku posléze modifikovanou poklesy. Otázky budí také přítomnost těles amfibolitů a eklogitů vázaných na tepelskou ortorulu, ale i jinde v západní části TCC, a nové poznatky o podstatě MLC (např. Timmermann et al., 2004).

3 Strukturní a metamorfní vývoj na profilu řeky Střely

3.1 Úvod do studovaného území a metodika práce

Studovaný profil se nachází na severním okraji tepelského krystalinika v povodí řeky Střely mezi tělesem tiského granitu a mariánsko-lázeňským komplexem západně od Toužimi. Přirozený severní okraj území představují produkty terciérního vulkanismu Doupovských hor, z jihu je pak území vymezeno karbonskou Manětínskou pánví.

Na ploše cca 25x15 km bylo zdokumentováno 450 výchozů, změřeno 1941 strukturních prvků a odebráno přes 100 strukturních a petrologických vzorků k mikroskopickému studiu. Použita byla také data z dalších 321 výchozů (395 měření) z mapovacího kurzu ÚPSG 2009 z listů Davida Dolejše a Ondreje Lexy (obr. 10).

Postup práce byl založen na systematickém studiu makroskopických strukturních prvků na výchozech, kterým byly na základě mikroskopických pozorování přiřazeny konkrétní minerální asociace.

V metasedimentech bylo postupně vyčleněno celkem 5 deformačních událostí, které transponují původní vrstevnatost S_0. Nejstarší D_1 způsobila vznik primární anizotropie S_1. Celkový ráz strukturního a metamorfního záznamu je odrazem superpozice dvou hlavních deformačních fází D_2 a D_3 a bude jim věnována největší pozornost. Pozdní události D_4 a D_5 ukazují pouze na minimální zkrácení, jsou vyvinuty spíše heterogenně a pouze doplňují celkový deformační obraz.

Následující pasáže popisují a interpretují strukturní a metamorfní rysy studované oblasti postupně s narůstajícím stupněm metamorfózy a podle pozorovaného gradientu ve strukturním záznamu (obr. 10). Na základě nashromážděných dat můžeme vyčlenit 3 hlavní strukturní domény, které jsou v souladu s konceptem suprastruktury a infrastruktury (kapitola 3.1). Východní sektor je označován jako suprastruktura (kapitola 3.2), centrální sektor v okolí Žlutic představuje přechodnou zónu (kapitola 3.3) a západní sektor až po kontakt s MLC tvoří infrastrukturu (kapitola 3.4).

V textu se kromě strukturních dat objevují také data petrologická, která jsou pro zachování kontinuity deformačního a metamorfního záznamu řazena přímo za jednotlivé podkapitoly. Pro všechny studované výbrusy byla data získána a zpracována stejnými laboratorními postupy. 13 výbrusů bylo podrobeno studiu na mikrosondě (skenovací elektronový mikroskop Tescan Vega s detektorem EDS X-Max

Tab. 1: Seznam použitých termodynamických mísivostních modelů.

Minerál	Označení v Perplexu	Citace
Chlorit	Chl(HP)	Holland et al. (1998)
Staurolit	St(HP)	Holland et al. (1998)
Chloritoid	Ctd(HP)	White et al. (2000)
Cordierit	hCrd	Holland et al. (1998)
Světlá slída (muskovit; paragonit)	Mu; Pa	Coggon a Holland (2002)
Granát	Gt(WPPH)	White et al. (2007)
Alkalický živec	OrFsp(C1)	Holland a Powell (2003)
Plagioklas	AbFsp(C1)	Holland a Powell (2003)
Biotit	TiBio(HP)	Powell a Holland (1999), Holland et al. (1998)
Tavenina	melt(HP)	Holland a Powell (2001), White et al. (2001)

50 firmy Oxford Instruments). Uhlíkem pokovené leštěné výbrusy byly studovány při urychlovacím napětí 15 kV a proudu svazku 1,5 nA a analyzovány při detekčním čase 100 s. Kalibračním prvkem byl kobalt.

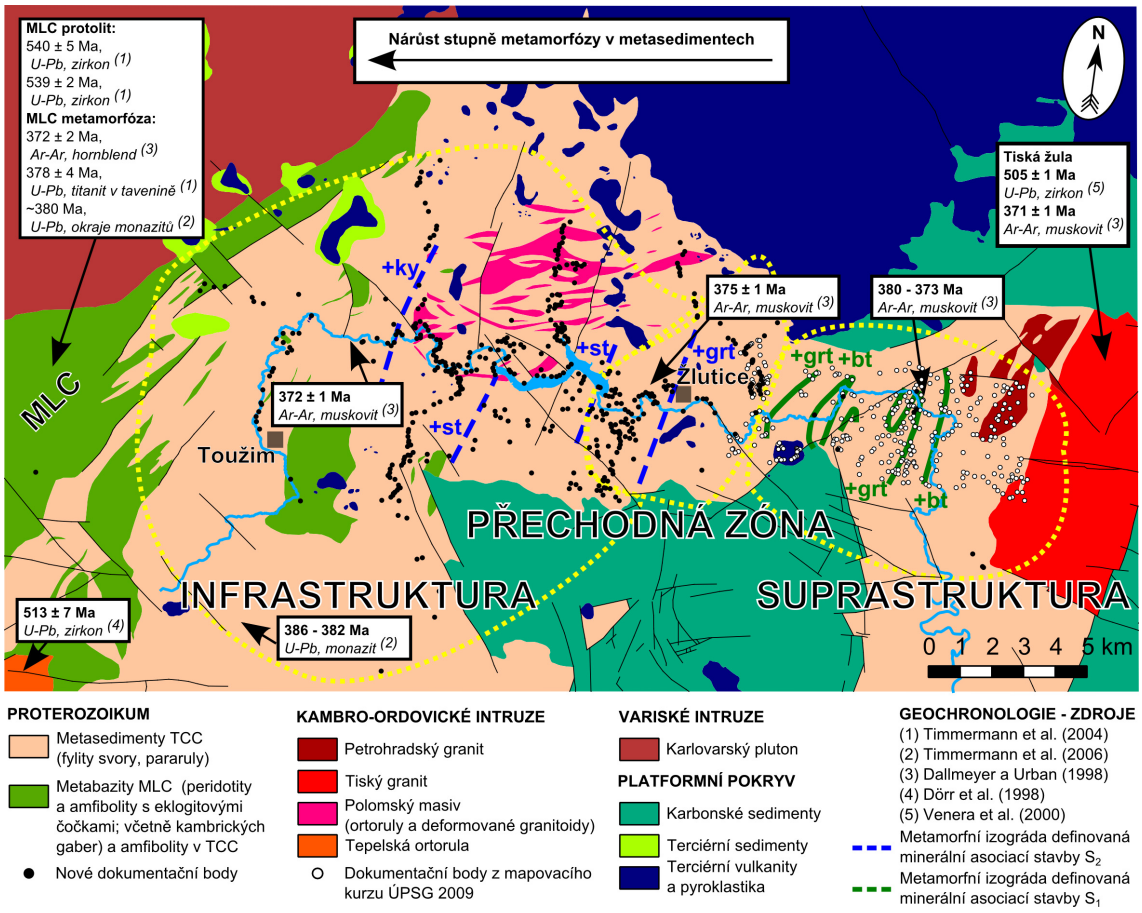
Analytická chemická data pro jednotlivé minerály byla vyjádřena jako strukturní vzorce příslušných minerálů. Biotit byl přepočítán na 8 kationtů a 11 atomů O, muskovit na 7 kationtů a 11 atomů O, staurolit na 15 kationtů a 23 atomů O a chlorit na 10 kationtů a 14 atomů O. U muskovitu je často zmiňován poměr Na/K, který představuje poměr atomů Na a K ve strukturním vzorci podle výše uvedeného přepočtu.

Důležitým a sledovaným minerálem studované oblasti je granát, který dobře napomáhá určit metamorfní podmínky minerálních asociací pro jednotlivé zóny a může také poskytovat informace o starších fázích vývoje horniny. Složení granátu je jednotně vyjadřováno jako pevný roztok pouze 4 koncových členů (almandin, pyrop, grosulár a spessartin), tedy za předpokladu nepřítomnosti trojmocného železa a dalších koncových členů.

Pro určení PT podmínek vzniku horniny bylo použito chemické složení horniny z plošných analýz reprezentativní oblasti výbrusu. Výpočet byl proveden programem

Perple_X v. 6.6.6. (Connolly, 2009) s využitím modifikované termodynamické databáze Hollanda a Powella (1998) z roku 2004 (hp04ver). Použité termodynamické modely pro jednotlivé fáze jsou shrnuty v tab. 1.

Zkratky minerálů používané v textu a v obrázcích jsou podle Whitneyho a Evanse (2010). GPS souřadnice konkrétních výchozů, na které je odkazováno v textu, jsou uvedeny v příloze.



Obr. 10: Studované území a pokrytí dokumentačními body včetně geochronologických dat. Čárkovaná žlutá čára vymezuje oblasti popsané v kapitolách 3.2, 3.3 a 3.4. Geologická mapa upravena podle Schovánka (1997) a Kodyma (1995).

3.2 Suprastruktura

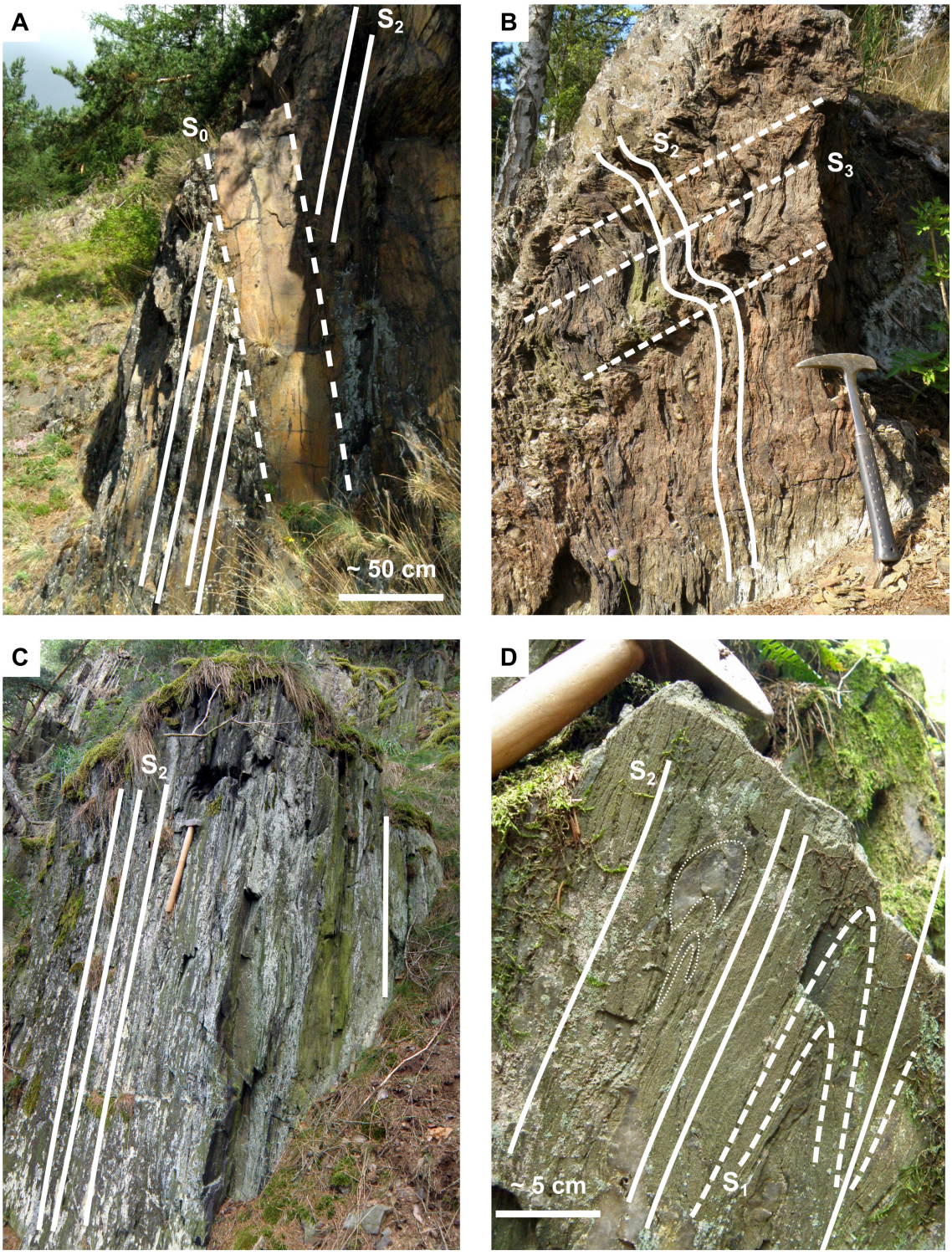
3.2.1 Makroskopická charakteristika

Ve východním sektoru vystupují horniny nízkého metamorfního stupně, především fylity a metadroby, se silnou subvertikální stavbou S_2. Penetrativní kliváž S_2 má S-J až mírně SSV-JJZ průběh (obr. 12b) a vyvinula se jako kliváž osních rovin sevřených až izoklinálních vrás F_2 stametrového až kilometrového měřítka.

Deformace D_2 v metasedimentech východní části suprastruktury je ovlivněna intruzí tiské žuly, která způsobuje heterogenní vystupování deformační události D_2. Vrásnění F_2 se v jejím okolí projevuje spíše tvorbou pásů zalomení ve starší foliaci S_1 než vznikem typické penetrativní kliváže S_2. Důvodem je prokřemenění preintruzivní foliace S_1 v důsledku termálního efektu intrudujícího granitu spojený s výrazným nárůstem kompetentnosti metasedimentů pro následující deformační fáze. Osní roviny těchto metrových pásů zalomení svou orientací a sklonem odpovídají stavbě S_2, a jsou k ní tudíž řazeny. Samotný tiský granit je deformován pouze na svém západním okraji, kde se vytváří několik set metrů široký pás nízkoteplotních mylonitů (obr. 14a). Foliace je v deformovaném granitu rovněž paralelní s regionálním průběhem kliváže S_2.

V centrální části suprastruktury zcela dominuje strmá penetrativní kliváž S_2 (obr. 11c), která vykazuje mezi výchozy pouze minimální variace ve sklonu a směru. S_2 je na velké části výchozů paralelní s původní vrstevnatostí, což indikuje silnou transpozici při kompresi D_2, kde převládají ramena vrás nad zámkovými liniemi (obr. 11a).

Charakter vrásnění F_2 nejlépe vyniká v mapovém měřítku. Detailní terénní práce během mapovacího kurzu ÚPSG v roce 2009 umožnily přesné vymapování hranic střídajících se mocných sledů drob a pelitů (v nejvýchodnějším sektoru), ale zejména také poměrně přesnou lokalizaci metamorfních izograd. Několikanásobné opakování biotitové a granátové izogrády je zde interpretováno jako odraz vrásnění starší metamorfní zonality (náležející foliaci S_1) s vlnovou délkou ∼5 km a se SSV-JJZ osou (obr. 12a). Osy těchto kilometrových vrás odpovídají měřené intersekční lineaci L_2 na výchozech, která má stabilní subhorizontální úklony a S-J až mírně SSV-JJZ průběh (obr. 12a,c).



Obr. 11: Makroskopické rysy suprastruktury. A - vztah kliváže S_2 a původní vrstevnatosti S_0 (VP408) v blízkosti granátové izogrády. Průběh masivní polohy droby je jen mírně

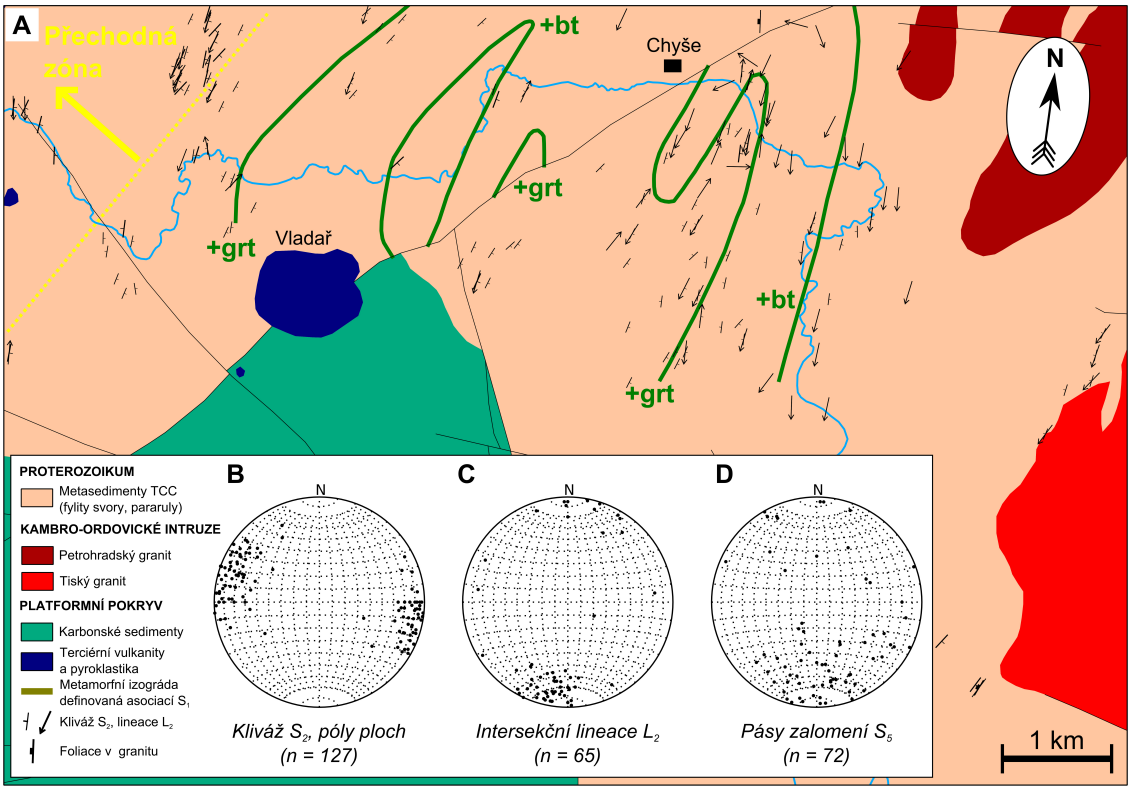
kosý ke strmé kliváži S_2 a ukazuje na silnou transpozici při D_2 v rameni vrásy. B - strmá kliváž S_2 na hranici s přechodnou zónou (VP11) a první projevy vertikálního zkrácení D_3 v podobě pásů zalomení. C - subvertikální kliváž S_2 východní suprastruktury (VP408). D - relikty vrásnění foliace S_1 granátové zóny sevřenými vrásami F_2 (VP410). Délka kladiva $\sim$ 40 cm.

Dále na západ, tak jak narůstají metamorfní podmínky stavby S_1, ale také intenzita deformace D_2, začínají být vrásy F_2 dobře patrné i na výchozech (obr. 11d). To je umožněno metamorfní diferenciací (vznikem monominerálních křemenných pásků) a tvorbou žil sekrečního křemene při vzniku metamorfní foliace S_1. Ty při následném F_2 vrásnění vystupují jako kompetentní vrstvy, do nichž kliváž S_2 nepropaguje. Vrásy F_2 mají izoklinální charakter a většinou jsou zachovány pouze jako relikty zámkových linií křemenných izoklin nebo vzácně jako celé vrásy tenkých drobových poloh. Celkově se výchozy vyznačují téměř úplnou transpozicí vedoucí k budináži kompetentních křemenných žil v ramenech vrás a všeobecné paralelitě vrstevnatosti S_0, starší foliace S_1 a dominantní stavby S_2 (obr. 13).

Strukturní záznam v suprastruktuře kromě hlavní události D_2 doplňují ještě deformační události D_3 a D_5, jimž však odpovídá pouze minimální zkrácení. První známky vertikálního zkrácení D_3 se objevují v strukturně hlubších částech suprastruktury, a to v podobě heterogenně vyvinutých pásů zalomení s osní rovinou zapadající pod mírnými až středními úhly k východu nebo západu (obr. 11b). Dalším typickým projevem je vznik jemné subhorizontální hřbítkové lineace L_3 (obr. 18b), která se v mm měřítku vytváří při počínajícím krenulování strmé stavby S_2. Bližší charakteristice nástupu vertikálního zkrácení D_3 bude věnována kapitola 3.3.

Nejmladší deformací v celé studované oblasti je pozdní událost D_5. Vyskytuje se především v podobě pásů zalomení se subvertikálními osními rovinami, které ukazují na minoritní S-J zkrácení (obr. 12d). Pásy zalomení s osní rovinou S_5 jsou nejlépe definovány právě v suprastruktuře, kde mají velmi stabilní orientaci, protože hlavní horizontální napětí D_5 pravděpodobně působilo kolmo na strmou a laterálně stálou hlavní anizotropii S_2.

Důležitým strukturním prvkem křehké tektoniky je až 100 m široká VSV-ZJZ drcená zóna, která ohraničuje karbonskou manětínskou pánev, posouvá metamorfní izogrády směrem k Z o cca 1500 m, a podél níž došlo k terciérnímu výlevu vrcholu Vladař. Tento tzv. vladařský zlom lze přímo pozorovat na výchoze VP409. Deformovaný granit je přetištěn intenzivně vyvinutými diskrétními plochami zapadajícími pod úhly okolo 35° k SSZ a plochou (okolo 15°) sinistrální striací k ZJZ.

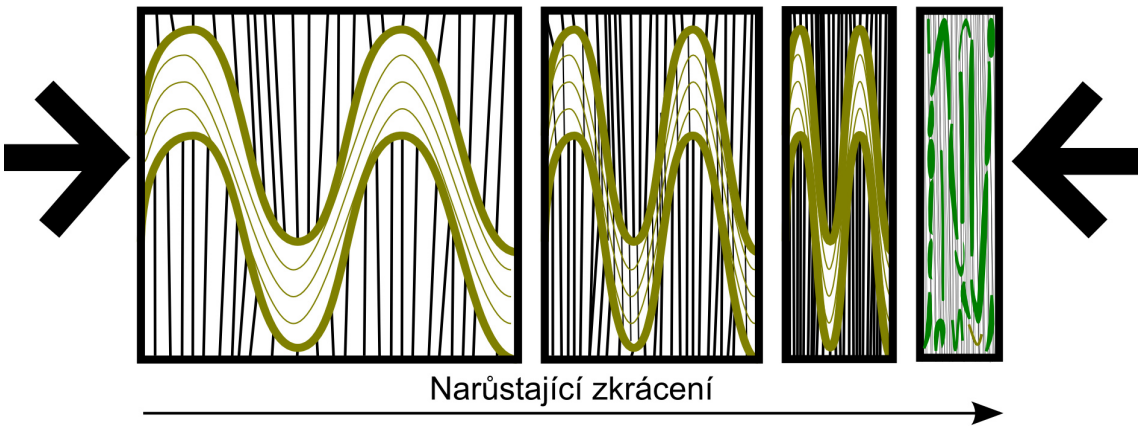


Obr. 12: Suprastruktura. A - strukturní mapa znázorňující vrásnění metamorfních izográd mapového měřítka. Izogrády definuje minerální asociace stavby S_1. B - Póly ploch kliváže S_2 v suprastruktuře. C - Intersekční lineace L_2 v suprastruktuře. D - póly ploch pásů zalomení pozdní deformační události D_5 v celém studovaném území. Všechny projekce ve Schmidtově plochojevné síti.

3.2.2 Mikroskopická charakteristika

Bližší informace o foliaci S_1 a jejím vztahu ke kliváži S_2 dostaneme teprve při mikroskopickém studiu výbrusů. Na 10 lokalitách bylo vybráno 13 strukturních a petrologických vzorků. Všechny leží v granátové zóně, a dobře tak ilustrují vzájemné metamorfní podmínky staveb S_1 a S_2. Výbrusy lze podle mikrostrukturní charakteristiky rozdělit do dvou hlavních skupin podle toho, zda leží v rameni nebo zámku F_2 vrás.

V typickém výbrusu ze zámkové linie pozorujeme diskrétní kliváž S_2, která pod velkým úhlem protíná metamorfní foliaci S_1 (obr. 14b, 15f). Klivážové domény jsou vůči širokým litonům (typicky několik mm) velmi úzké zóny silně lokalizované deformace o šíři 200 – 500 μm. Dominantním mechanismem při vzniku kliváže S_2 bylo

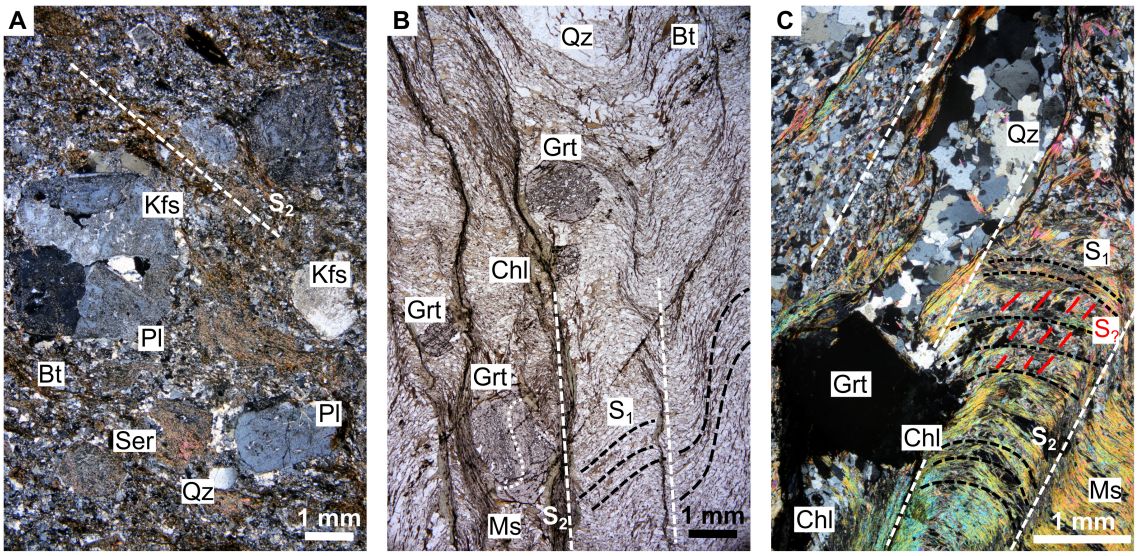


Obr. 13: S narůstajícím zkrácením dochází v ramenech vrás k přechodu z kompresního do extenzního režimu, budináži dlouhých ramen a téměř úplné přestavbě do nové stavby (úplně vpravo). Původní foliaci reprezentují pouze izolované relikty zámků izoklinálních vrás.

pravděpodobně tlakové rozpouštění, což naznačuje především náhlá ztráta kontinuity foliace S_1 a pasivní koncentrace nerozpustných fází do klivážových domén (opakních minerálů na úkor křemene a živců). Tlakové rozpouštění doprovází také růst nových fází. Nejhojnějším novotvořeným minerálem v plochách kliváže je muskovit a chlorit, které značně převažují nad blasty biotitu. Lokálně má kliváž S_2 krenulační charakter, kde klivážové domény představují dlouhá ramena drobných izoklinálních vrás foliace S_1 (obr. 14c, 15e).

Mikrostruktura litonů (o šíři až 5 mm) je řízena charakterem metamorfní foliace S_1. Střídají se téměř monominerální křemenné pásky a křemen-živcové polohy s proměnlivou proporcí drobných destiček slíd (zejména biotitu, a v podstatně menší míře muskovitu) a automorfních krystalů granátu. Stavba S_1 se vyznačuje poměrně velkou mírou usměrnění, které definují paralelně uspořádané slídy a protažení zrn křemene.

Granátové porfyroblasty často uzavírají zrna křemene a ilmenitu (obr. 14b, 15a,c). Průběh inkluzních stop je ve většině případů kosý k průběhu S_1 v matrix, ale zřídka se vyskytují i případy, kdy krystaly granátu přerůstají S_1 staticky (inkluzní stopy a průběh S_1 v matrix jsou paralelní, obr. 14b). Pokud přijdou porfyroblasty granátu do styku klivážovou doménou S_2, jsou retrogresovány velkými krystaly chloritu (obr. 14c, 15a-d). Hranice chloritizace je velice ostrá a vzácně lze dokonce pozorovat, že původní průběh inkluzních stop v granátu zůstává zachován i v novotvořeném chloritu (obr.



Obr. 14: Mikrostrukturní charakteristika suprastruktury. A - mylonitizovaná tiská žula (VP1). Porfyroklasty jsou tvořeny K-živcem nebo plagioklasem, které jsou místy až zcela sericitizovány. Minerální asociace jemnozrnné matrix je Qz + Bt + Ms ±Pl. Zkřížené nikoly, řez YZ. B - diskrétní klivážové domény S_2 (Ms + Chl + Bt) protínající metamorfní foliaci S_1 (Qz + Pl + Bt + Ms + Grt) vzorku VP9A. Povšimněte si rotace inkluzních stop křemene a ilmenitu v porfyroblastu Grt o 90°. Rovnoběžné nikoly, řez YZ. C - krenulační kliváž S_2 vrásnící stavbu S_1. Muskovitem bohaté polohy S_1 jsou vzácně diskrétní klivážĺ ještě starší stavby (označené $S_?$, VP9B). Zkřížené nikoly, řez YZ.

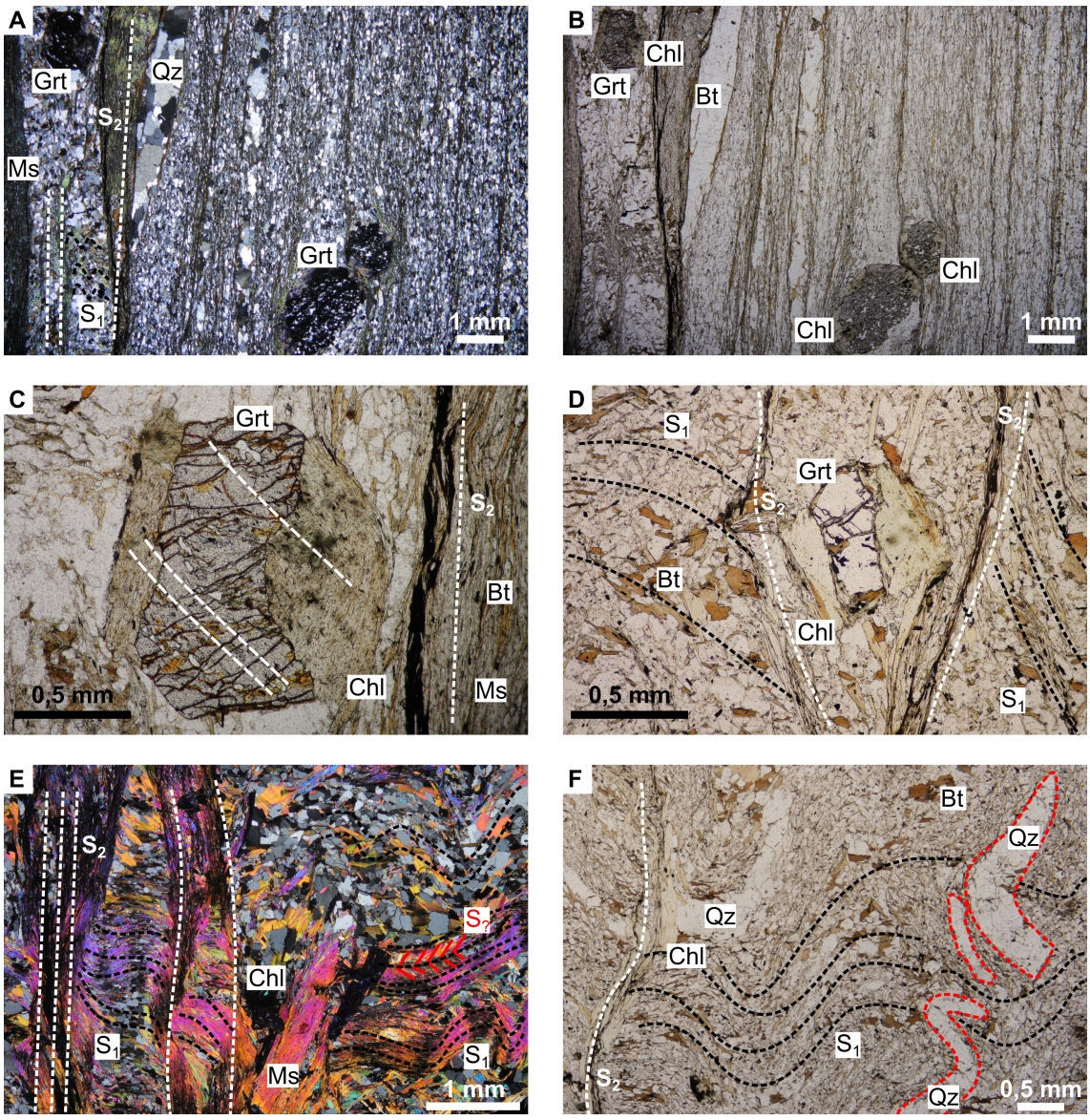
15c). Automorfní omezení granátu se chloritizací ztrácí a zrna tak získávají protažení ve směru stavby S_2.

Porfyroblasty chloritu (100 μm - 1 mm) jsou přítomny také mimo klivážové domény, kde vždy přerůstají stavbu S_1 a mají podobu hypautomorfních krystalů. Jejich přednostní orientace je pouze slabá (odpovídá kliváži S_2) nebo úplně chybí. Růst chloritu je tedy považován za pozdně syntektonický až posttektonický vzhledem ke kliváži S_2.

Velmi vzácně se ve výbrusech ze zámků F_2 vrás v granátové zóně vyskytují náznaky, že metamorfní stavba S_1 může být již sama o sobě kliváží k ještě starší anizotropii. Mezi takové indicie patří i) náhlá rotace inkluzních stop v rámci jednoho krystalu granátu až o 90° (obr. 14b), ii) relikty vrásněných křemenných pásků uzavřené v litonech a zároveň kosé k S_1 (obr. 15f) a iii) reliktní mikrostruktura krenulační kliváže (vzácně až diskrétní) v muskovitických polohách, která je dále vrásněna a protínána kliváží S_2 (obr. 14c, 15e). Celkově však autor pokládá tyto jevy za nedostatečně průkazné, a nepřisuzuje proto pre-S_1 foliaci samostatné označení. Ve

zmíněných jednotlivých případech totiž nelze vyloučit, že se jedná pouze o nepodstatné perturbace při lokální heterogenní deformaci systému (např. kvůli problematické pozici ve výbruse apod.).

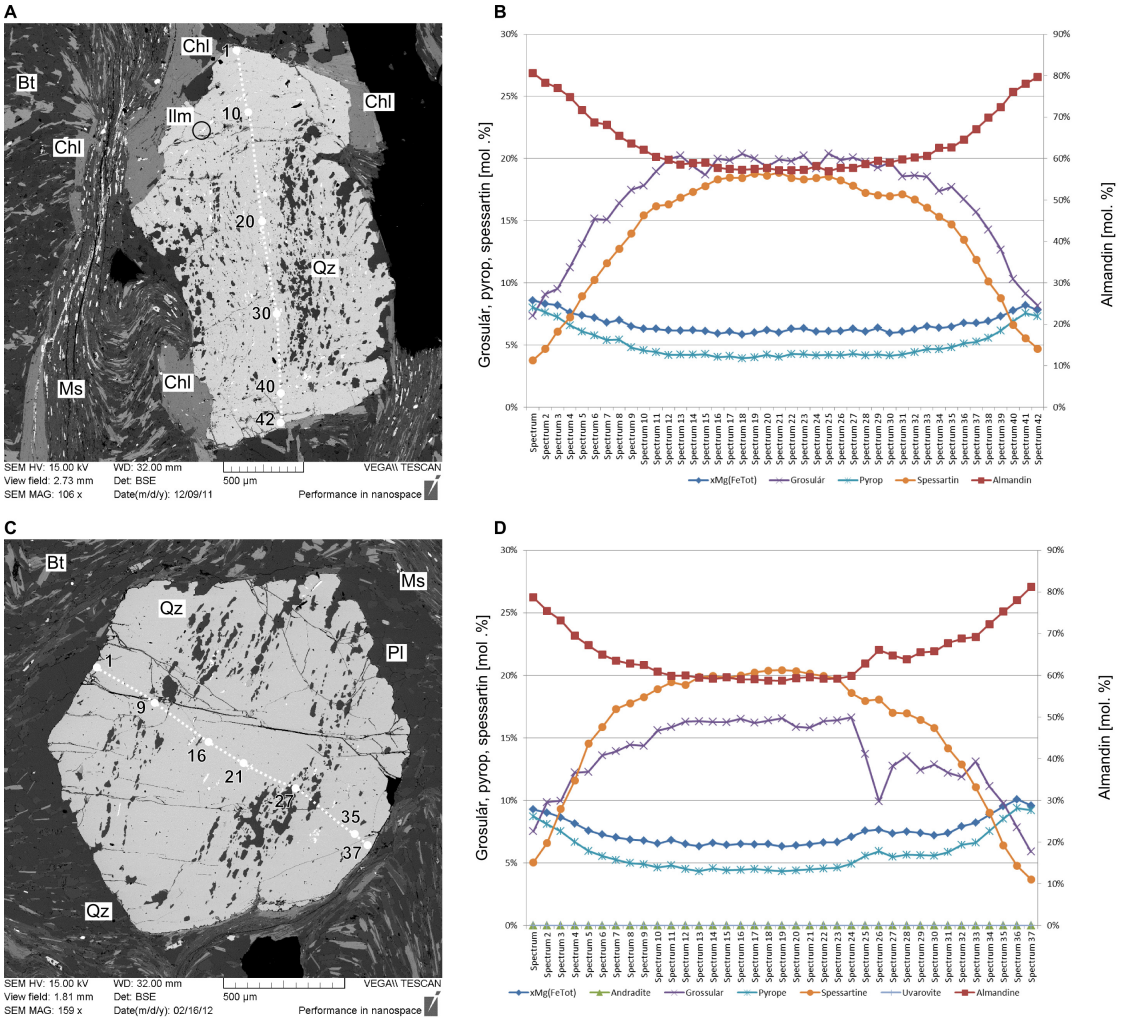
Výbrusy z ramen vrás F_2 (a obecně také ze strukturně hlubší suprastruktury) se vyznačují vysokou mírou transpozice a intenzivně vyvinutou stavbou S_2 (obr. 15a,b). Protože kliváž S_2 svírá s foliací S_1 malý úhel, jsou často plochy foliace S_1 reaktivovány a využity pro růst nových fází (biotitu, muskovitu a chloritu). Výsledná kliváž má pak anastomózní charakter. Vzdálenost klivážových domén je podstatně snížena (< 1 mm) a stejně tak i jejich šíře (do 200 μm). V litonech převládá silná krystalová přednostní orientace zrn křemene, živců a slíd ve směru stavby S_2. Zóny nízkého přetvoření s relikty průběhu původní foliace S_1 jsou vázány především na slídami chudé tlakové stíny krystalů granátu, kde je průběh S_1 navíc často paralelní s inkluzními stopami v granátu (obr. 15a). Granátové porfyroblasty jsou ve většině případů silně zatlačovány chloritem. Vrcholným stádiem chloritizace je úplné nahrazení granátu agregátem několika velkých krystalů chloritu, které tvoří i makroskopicky viditelná několik mm velká „chloritová slunce“ (obr. 20c,d).



Obr. 15: Mikrostrukturní charakteristika suprastruktury (pokračování). A, B - intenzivně transponovaná foliace S_1 do směru S_2 kliváže ve vzorku VP11. Kliváž S_2 se o rigidní porfyroblasty ohýbá a chloritizuje jejich okraje (B). V levé části a v tlakovém stínu porfyroblastů granátu zachován průběh foliace S_1. Zkřížené nikoly v A, rovnoběžné v B. C - zatlačování granátu chloritem z levé horní části téhož výbrusu (VP11). Novotvořený chlorit kopíruje původní automorfní tvar granátu a způsobuje protažení reliktního zrna ve směru S_2. Rovnoběžné nikoly. D - chloriová pseudomorfóza granátového zrna obklopeného doménami kliváže S_2 (VP9A). Rovnoběžné nikoly. E - silně muskovitizovaná partie výbrusu VP9A. S_2 má charakter krenulační kliváže. Muskovitem bohaté litony vrásněné S_1 ukazují relikty starší stavby. F - vrásněné křemenné žilky (červeně ohraničené). Jejich osní rovina odpovídá vrásněné stavbě S_1, zatímco kliváž S_2 tak intenzivní projevy vertikální komprese nezaznamenává. Všechny řezy kolmo k lineaci.

3.2.3 Petrologie a PT vývoj

Pro určení metamorfních podmínek a chemickou charakteristiku minerálů (muskovitu, biotitu, granátu) v různých mikrostrukturních pozicích byly analyzovány na elekotronovém mikroanalyzátoru 2 vzorky (VP9A a VP390A) z granátové zóny západní suprastruktury.



Obr. 16: Porfyroblasty granátu suprastruktury ve vzorku VP9A (A) a VP390A (C) a příslušné kompoziční profily (B a D). Tečkovaná bílá čára ukazuje průběh měřeného profilu.

Poměr Na/K v muskovitu vzorku VP9A se pohybuje v rozmezí 0,09 – 0,18. V klivážových doménách vykazuje podstatně menší rozptyl při vyšších průměrných hodnotách (0,15 - 0,18) než v litonech. Z omezeného počtu dat však nelze říci, že se poměr Na/K systematicky liší mezi litony a klivážovými doménánami. Obdobná

situace platí i pro vzorek VP390A, kde je rozptyl poměru Na/K rovněž značný (0,14 - 0,37) a neumožňuje chemicky odlišit muskovit podle mikrostrukturní pozice. Počet atomů Si variuje mezi 3,02 až 3,11 a je v podstatě shodný v obou výbrusech, stejně tak jako koncentrace TiO_2 (0,3 – 0,5 hm. %).

Stechiometrie měřených zrn biotitu je značně narušená, pravděpodobně v důsledku všeprostupující chloritizace. Biotit rovněž nevykazuje prokazatelné systematické změny mezi litony a klivážovými doménami. Obsah TiO_2 je poměrně nízký (1,6 – 1,8 hm. %) a Mg# se pohybuje u vzorku VP9A v intervalu 0,39 – 0,42 a je drobně vyšší u VP390A (0,43 - 0,48).

Studovány byly krom jednotlivých bodových analýz také kompoziční profily dvěma granátovými porfyroblasty ze dvou lokalit s téměř identickým průběhem kompozičního profilu (obr. 16). Granáty almandinového složení ukazují jednoduchou růstovou zonálnost. Jádra jsou bohatá spessartinovou a grosulárovou komponentou (obě až 20 mol%), jejichž koncentrace směrem k okrajům klesá (4 mol% spessartinové a 7% grosulárové komponenty). Pyropová složka se pohybuje v jádře okolo 4 mol% a směrem k okraji narůstá (až na 9 mol%). Od středu k okraji nárůstá také almandinová komponenta (z 60 mol% v jádře na 80% v okraji).

Pro výpočet P-T dráhy byl vybrán výbrus VP390A, přestože leží v oblasti s atypickým strukturním záznamem, ve fylitických horninách v blízkosti nejvýchodnějšího okraje polomského masivu (viz kapitola 3.5.1). Metamorfní rysy obou hornin jsou však totožné a růst granátu lze v obou případech vztáhnout k události D_1. Důvodem pro tuto volbu je velmi nízká modální proporce granátu ve vzorku VP9A ($< 0{,}5\%$) a silná chloritizace grt I ve většině ostatních vzorků suprastruktury.

Chemické složení horniny bylo získáno aritmetickým průměrováním 4 plošných analýz (o stejné velikosti rastrovaného území) z reprezentativní části výbrusu ($\sim$8x8 mm). Výpočet modálních izoplet jednotlivých granátových členů byl proveden po zavedení apatitové korekce (všechen P v hornině je uvažován v apatitu).

Modální izoplety vzájemně dobře korelují a ukazují na prográdní, téměř izobarický růst (6,5 kbar) za nárůstu teploty z přibližně 530°C na 580 °C (obr. 17). Důležité je zdůraznit, že tyto metamorfní podmínky náleží růstu granátu při deformační události D_1 (tento granát bude dále označován jako grt I) a budou dále diskutovány v kapitole 4.2 věnující se tektonometamorfní události D_1.

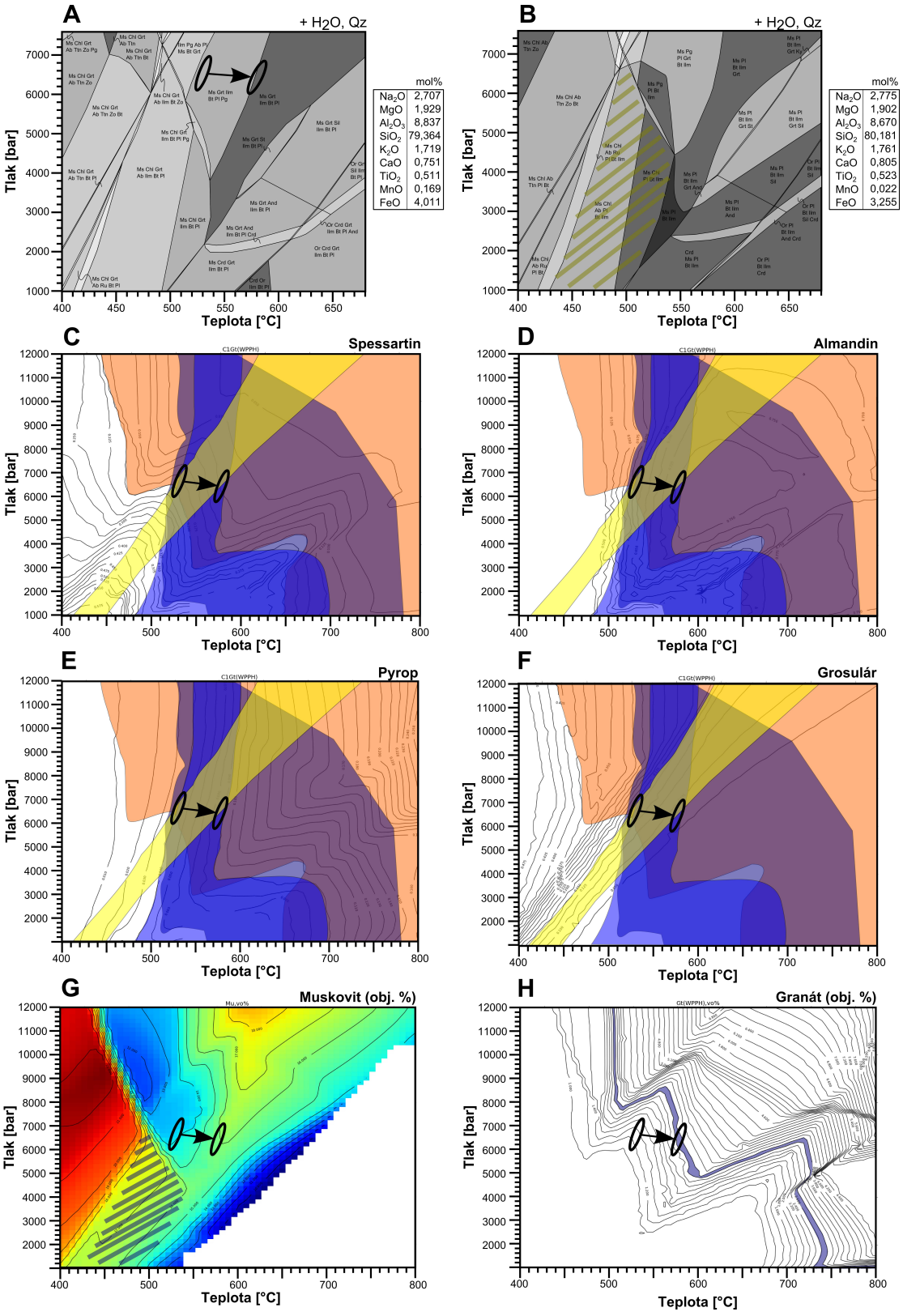
Podle vypočtené pseudosekce (obr. 17a) měla tehdejší metamorfní asociace

složení Qz + Pl + Bt + Grt + Ms + Pg + Ilm a při prográdním růstu došlo pouze k rozpadu paragonitu. Minerální asociace metamorfního píku je v souladu s pozorováními ve výbrusech.

Jak bylo uvedeno výše, chemicky nelze odlišit mezi složením slíd mezi litony a klivážovými doménami. Ve výbruse rovněž nebyl pozorován paragonit, a tak se můžeme domnívat, že systém byl chemicky téměř homogenizován. Jedinou reliktní fází události D_1 v hornině je grt.

Odhad teplotně tlakových podmínek vzniku kliváže S_2 je poměrně hrubý a opírá se především o ztrátu stability granátu. Pro vymezení jeho pole stability při retrográdní události D_2 bylo nutné co nejpřesněji odečíst od chemického složení horniny grt I. Velikost pole stability granátu totiž významně ovlivňuje množství Mn, které je v hornině přednostně vázáno právě do granátu.

Pro novou pseudosekci (obr. 17b) bylo modální zastoupení granátu v analyzovaném území vypočteno na 2,7% (v analyzované ploše známých rozměrů jsou pouze 2 granátové krystaly měřitelné velikosti) a odečítané průměrné složení granátu bylo určeno využitím kruhové aproximace jeho tvaru s využitím kompozičního profilu. Minerální asociace odpovídající vzniku kliváže S_2 je tvořena Qz + Pl + Ms + Bt + Chl + Ilm. Kromě ztráty stability granátu na úkor chloritu chybí ve výbrusech také zoisit, titanit a rutil, čímž lze vylučovací metodou teplotní interval vymezit pouze velmi hrubě na 450 – 520°C za tlaků nižších než 6 kbar. Bližší specifikaci bohužel neumožňují ani izoplety fengitické komponenty a poměru Na/K v muskovitu (rozptyl analýz a strmý úklon izoplet pokrývá celé pole vymezené minerální asociace kliváže S_2). Pravděpodobnější je však pozice v nižší části teplotního intervalu (do 500°C), protože se v kliváži vzorku VP9A vyskytuje poměrně čistý albit (3% An).


A
+ H2O, Qz
mol%
Na2O 2,707
MgO 1,929
Al2O3 8,837
SiO2 79,364
K2O 1,719
CaO 0,751
TiO2 0,511
MnO 0,169
FeO 4,011
B
+ H2O, Qz
mol%
Na2O 2,775
MgO 1,902
Al2O3 8,670
SiO2 80,181
K2O 1,761
CaO 0,805
TiO2 0,523
MnO 0,022
FeO 3,255
C
Spessartin
D
Almandin
E
Pyrop
F
Grosulár
G
Muskovit (obj. %)
H
Granát (obj. %)
Tlak [bar]
Teplota [°C]

Obr. 17: Petrologie vzorku VP390A. A - pseudosekce pro stavbu S_1 (PT podmínky jádra a okraje jsou vyznačeny černými elipsami). B - pseudosekce pro stavbu S_2 po odečtení granátu stavby S_1. Pozice v PT prostoru je vyznačena zelenými šrafami. C až F - molární izoplety spessartinového, almandinového, pyropového a grosulárového koncového členu v granátu. Barevné polygony vymezují zastoupení jednotlivých koncových členů v PT prostoru podle profilu na obr. 16d. Černé elipsy značí pozici jádra a okraje v PT prostoru. G - modální proporce Ms v PT prostoru. Přechod do nižších tlaků a teplot při D_2 je spjat se zřetelnou muskovitizací horniny. H - modální izoplety granátu. Modré pole je 2,6 - 2,7 obj. %.

3.3 Přechodná zóna

Přechodná zóna (rozhraní suprastruktury a infrastruktury) je poměrně komplikovaná a zároveň zásadní část území, která se rozprostírá v přilehlém okolí Žlutic (obr.10). Pojem přechodné zóny není doposud v literatuře ustáleně zaveden, jeho diskuze bude následovat v závěrečné části této práce. Prozatím budeme vycházet z tradičního deskriptivního pojetí pojmů suprastruktura a infrastruktura. Přechodná zóna tedy odpovídá oblasti, kde dochází k transpozici strmých suprastrukturních staveb do plochých, infrastrukturních. Protože transpozice nastupuje v terénu pozvolna a silně heterogenně, vymezení přechodné zóny vůči sousední suprastruktuře a infrastruktuře není ostré a z části se vzájemně překrývají.

Podle gradientu v intenzitě deformace D_3 byla přechodná zóna rozdělena na tři hlavní strukturní úrovně, které budou charakterizovány v následujících odstavcích. Směrem do strukturního podloží jsou to svrchní, centrální a spodní přechodná zóna. Z přechodné zóny bylo pořízeno značné množství výbrusů ($\sim$ 20 ks) za účelem rozklíčování vztahu jednotlivých deformačních událostí v makroskopickém měřítku a zhodnocení relativního stupně metamorfózy mezi stavbami S_1, S_2 a S_3.

3.3.1 Svchní přechodná zóna – makroskopická charakteristika

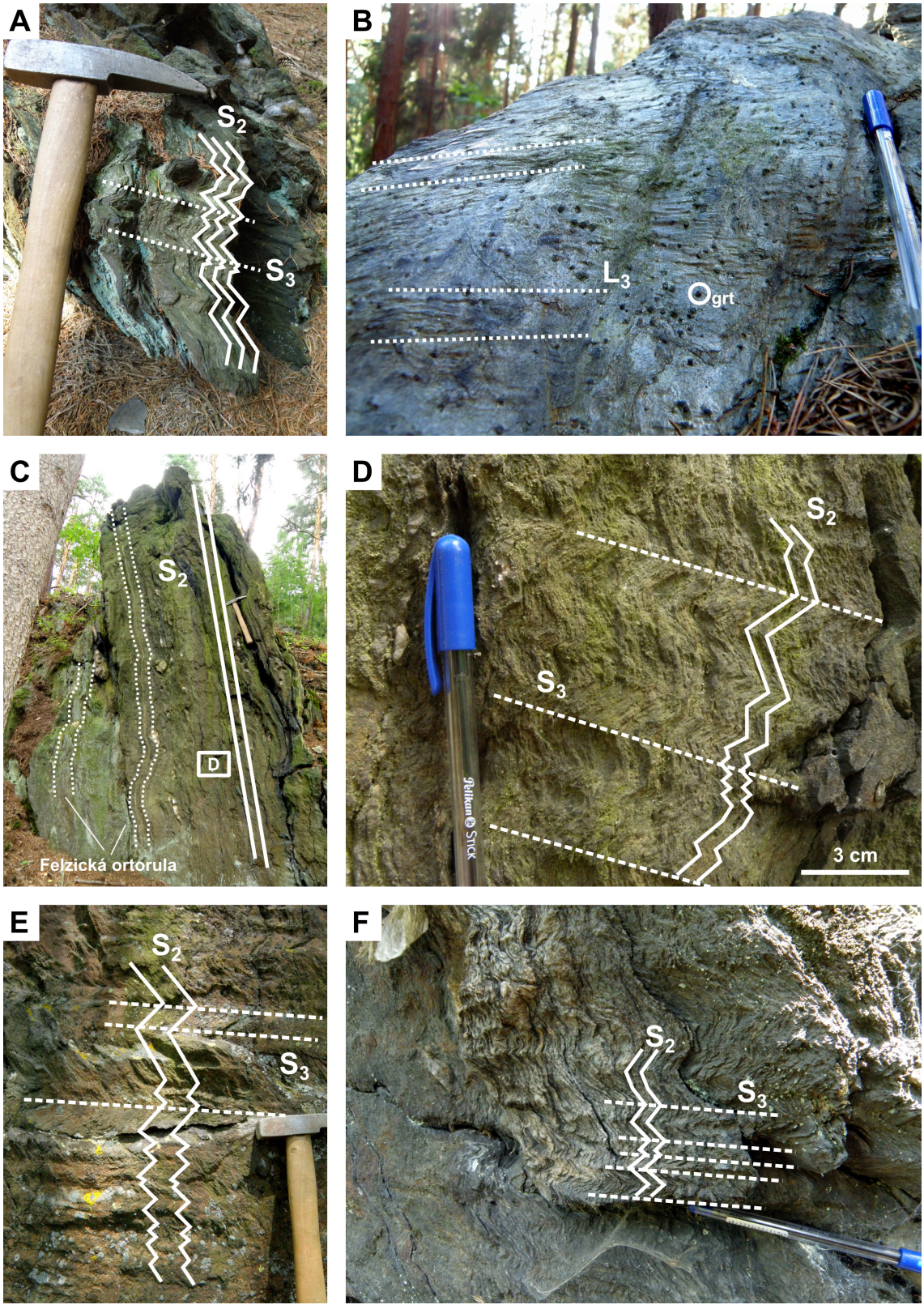
Deformace v přechodné zóně se vyznačuje naložením nové deformační události D_3, která vertikálně zkracuje horninový sled v hlubších částech kůry. První projevy této deformační události byly popsány již v strukturně hlubší (tedy západnější) části suprastruktury (kapitola 3.2.1). Jedná se o lokálně vyvinutou sérii párových pásů zalomení vertikálního zkrácení a symetrických jemných otevřených krenulací F_3 (mm až vzácněji cm měřítka) se subhorizontální osní rovinou (obr. 18a, 19b).

Dále na západ, v severní části svrchní přechodné zóny na profilu Velké Trasovky, můžeme dobře charakterizovat povahu prvotního verikálního zkrácení D_3. Obecně je D_3 transpozice značně hetorogenní a její intenzita mezi výchozy proměnlivá. V nekompetentních a silně anizotropních polohách subvertikální kliváže S_2 se hojně vyvíjejí symetrické krenulace až chevron vrásy F_3 s vlnovou délkou do 15 cm a plochou osní rovinou (obr. 19a), které ukazují na zkrácení D_3 většinou do 50% (obr. 18d,e,f). Vrásové osy L_3 jsou subhorizontální a většinou a SSV-JJZ a korelují s hřbítkovou lineací L_3 na plochách kliváže S_2 (obr. 18b, 19a).

Lokálně se deformace D_3 uplatňuje snížením sklonu kliváže S_2, která představuje krátká ramena pásů zalomení nebo asymetrických vrás F_3 měřítka typicky několika metrů. V krátkých ramenech se obvykle již další známky vertikálního zkrácení D_3 neobjevují. Ojediněle se dokonce vyskytují výchozy, zcela tvořené klivážÍ S_2 upadající pod středními úhly k V až mírně JV.

Kompetentní polohy naopak zachovávají téměř přímočarý vertikální průběh kliváže S_2 (obr. 18c). Jejich systematické studium je důležité pro pochopení strukturního záznamu v celé studované oblasti. Velmi užitečnou roli v tomto směru plní kompetentní felzická litologie. Je složena z drobnozrnného křemene, živce, granátu a omezeného množství destiček slíd (biotitu, méně často muskovitu). Hornina je silně deformovaná a její přednostní orientaci definuje usměrnění křemene a slíd. V terénu vystupuje jako několik cm až vzácně první m mocné polohy. Patrně se jedná o deformované původně magmatické žíly neznámého stáří, které budou v textu dále označovány jako felzická ortorula.

První výskyt felzické ortoruly je na soutoku Trasovek ve svrchní přechodné zóně. Obr. 18c ukazuje, jak přítomnost několik cm moných žilek felzické ortoruly řídí charakter deformace na výchozech v oblasti již značně vertikálně zkrácené. Kompetentní polohy tlumí projevy vertikální komprese ve svém těsném okolí a ukazují na silnou transpozici při D_2 do směru vertikální S-J kliváže S_2 (foliace v ortorule a metasedimentech je paralelní). Vrásnění F_3 se uplatňuje pouze jako velmi heterogenně vyvinuté chevron vrásy (obr. 18d). Na sousedních výchozech pak krenulace F_3 zcela dominují a místy můžeme dokonce pozorovat až první diskrétní osní kliváž S_3.

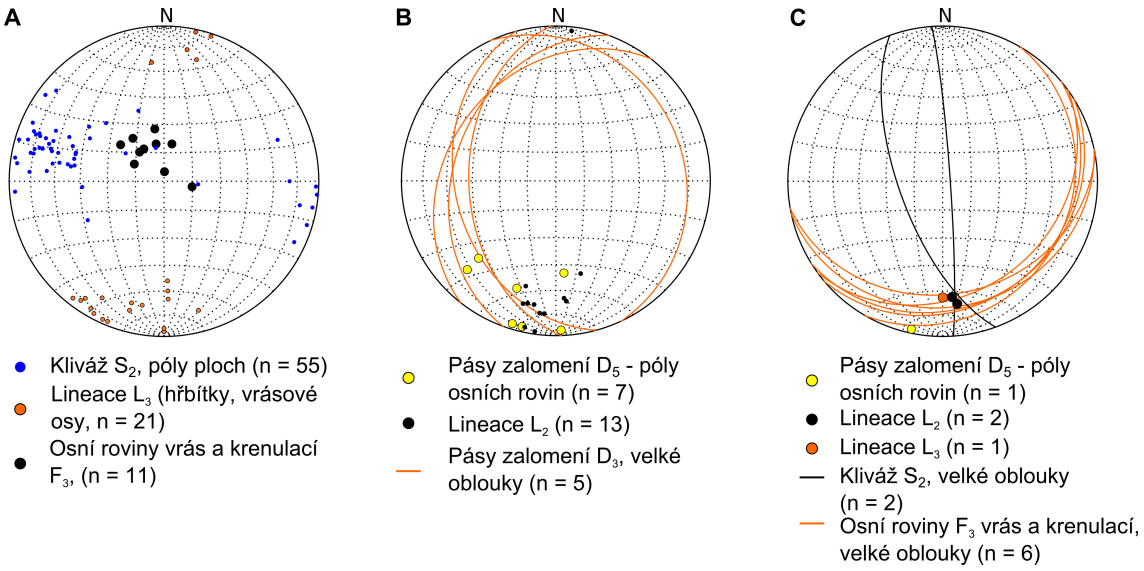

A
S2
S3
B
L3
grt
C
S2
D
Felzická ortorula
D
S2
S3
Pelikan STICK
3 cm
E
S2
S3
F
S2
S3

Obr. 18: Nástup vertikálního zkrácení D_3. A - Pásy zalomení přecházející do chevron vrás v doméně velkého D_3 přetvoření granátové zóny suprastruktury (VP413). B - Slabě chloritizované granátové porfyroblasty na ploše strmé kliváže S_2 a typická hřbítková lineace L_3 (VP414). C - Tenké žíly felzické ortoruly (VP433) ve svorovém fylitu ve směru strmé stavby S_2. D - zvětšená oblast v C, doména chevron vrás F_3 v silně D_2 transponovaném metasedimentu. E, F - Intenzivně D_3 krenulovaný výchoz VP435 s vzácnými prvními výskyty kliváže S_3. Délka kladiva ∼40 cm.

Obdobný vrásový styl a vztahy všech staveb S_0, S_1 a S_2 a S_3 v této části přechodné zóny lze nejlépe ilustrovat na typickém výchozu VP4 v zářezu silnice 700 m ZJZ od Kovářova (19c). Na Z části výchozu je dobře patrná strmá S-J kliváž S_2, která se stejně jako v suprastruktuře vyvinula jako osní kliváž k vrásněné foliaci S_1 (obr. 20a,b, viz 3.3.2). Patrná je také synforma kompetentní polohy foliované metadroby (foliace S_1 a vrstevnatost S_0 byla před D_2 pravděpodobně paralelní), jejíž osní rovina je paralelní s kliváží S_2. Kliváž S_2 však do drobové vrstvy nepropaguje.

Deformační událost D_3 představuje doména symetrických chevron vrás F_3 (s meziramenním úhlem kolem 90° a plochou osní rovinou) ve východní části výchozu. Lokálně se na výchozu vyskytují také ∼1 cm krenulace, které mají charakter až krenulační kliváže S_3 rovněž s generelně plochým průběhem (18 – 28° k JJV). Vrásové osy krenulací F_3, chevron vrás F_3 a drobové synformy F_2 mají identickou subhorizontální a S-J orientaci, neboli deformace D_3 kopíruje při vrásnění F_3 osy suprastrukturních F_2 vrás. Na výchozu můžeme pozorovat také vertikální V-Z pásy zalomení pozdního S-J zkrácení D_5.

Odlišný charakter strukturního záznamu má svrchní přechodná zóna v jižní části, ve vzdálenosti asi 1 km V od Žlutic (na profilu silnice č. 226). Sklon vertikální kliváže S_2 se začíná při zachování S-J průběhu postupně snižovat až na úklony kolem 50° na V okraji města. Na profilu silnice můžeme nadále pozorovat F_2 vrásy kompetentních poloh s dominantní penetrativní osní kliváží S_2 a celkový mikroskopický charakter hornin se v principu podobá suprastrukturnímu záznamu. Projevy vertikálního zkrácení D_3 jsou pouze malého rozsahu. Jedná se obdobně jako v suprastruktuře o lokálně vyvinuté pásy zalomení a otevřené mm až cm vrásy F_3 s plochou osní rovinou.



Obr. 19: Stereogramy svrchní přechodné zóny. A - vrásnění kliváže S_2 podél SSV-JJZ vrásových os L_3 a příslušné ploché osní roviny S_3 symetrických krenulací a asymetrických vrás F_3. B - strukturní data výchozu VP4. C - pásy zalomení událostí D_5 a D_3. Osní roviny S_3 párových pásů zalomení využívají lineaci L_3 a L_2 obdobné orientace (L_3 viz A). Schmidtova plochojevná projekce.

3.3.2 Svrchní přechodná zóna – mikroskopická charakteristika

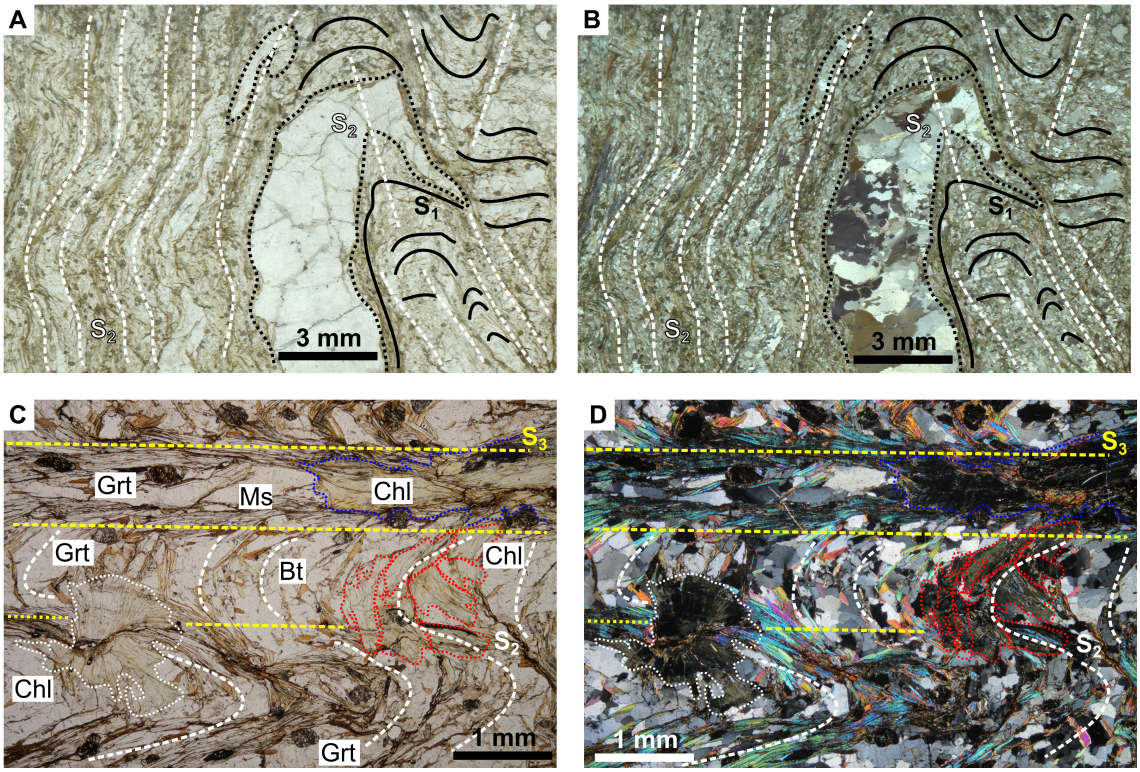
Z výše popsaného výchozu VP4 ze svrchní části přechodné zóny byly odebrány dva vzorky k mikroskopickému studiu, jeden ze strmé domény S_2 (VP4A, obr. 20a,b) a druhý ze silně D_3 krenulované části výchozu (VP4B, obr. 20c,d).

Ve výbrusu VP4A je hlavní stavbou strmá S_2, která má jen mírně zvlněný průběh (počínající D_3). Stavba S_2 se vyznačuje střídáním poloh bohatých křemenem a slídami. První uvedené představují domény kliváže S_2, a druhé litony, které místy zachovávají průběh staré foliace S_1.

K foliaci S_1 můžeme řadit také křemennou žilku, která reprezentuje velmi nedokonalý relikt izoklinální F_2 vrásy (obr. 20a,b). Celkově je výbrus velmi silně transponovaný do směru S_2, a klivář S_2 zároveň představuje ramena F_2 izoklinální F_2 vrásy Slídové polohy jsou tvořeny muskovitem, biotitem a chloritem, který zatlačuje drobné porfyroblasty granátu (grt I) protažené ve směru S_2. Protažení grt I je interpretováno jako odraz jeho orientovaného zatlačování chloritem na styku s klivážovou doménou S_2, které při postupném svírání vrás a zužování litonů může

budit dojem, že grt I zdánlivě rostl ve stavbě S_2. Chloritizace při D_2 je zde oproti suprastruktuře však méně intenzivní, pravděpodobně v důsledku relativně vyšších metamorfních podmínek při vzniku S_2. Nelze ani vyloučit, že metamorfní podmínky při D_2 jsou již natolik vysoké, že se mohou blížit poli stability přítomného granátu (nový granát ale neroste). Všeobecná chloritizace výbrusu pak může být spjatá až s událostí D_3. Těmto jevům se věnuje kapitola 4.3.1.

Výbrus VP4B ukazuje sérii několika krenulací F_3 (o vlnové délce cca 0,5 cm, obr. 20c,d). Vrásněnou stavbou je kliváž S_2 definovaná muskovitem, biotitem a protaženými krystaly granátu. Pozice granátu je obdobná jako u VP4A a jeho vznik je řazen k události D_1. F_3 vrásy většinou nejsou doprovázeny tvorbou nových minerálů, ale ramena vykazují intenzivní deformaci a silnou chloritizaci granátu. Jen místy se v ramenech vyvíjí až krenulační kliváž S_3 s novotvořeným muskovitem a chloritem paralaleními s osními rovinami F_3 krenulací).



Obr. 20: Mikrostrukturní stavby na výchoze VP4. A, B - strmá doména. Hlavní stavbou je strmá subvertikální kliváž S_2, která vzniká izoklinálním vrásněním foliace S_1 zachované v reliktech ve stínu zámku křemenné izoklíny. C, D - plochá krenulační kliváž S_3 vrásněné S_2 znázorňující 3 texturní pozice chloritu vyvinutá mimo kompetentní polohy (VP4B). Agregát chloritu ve vrásněné kliváži S_2 (syn-D_2 růst) ohraničen červeně. Syn-D_3 chlorit v

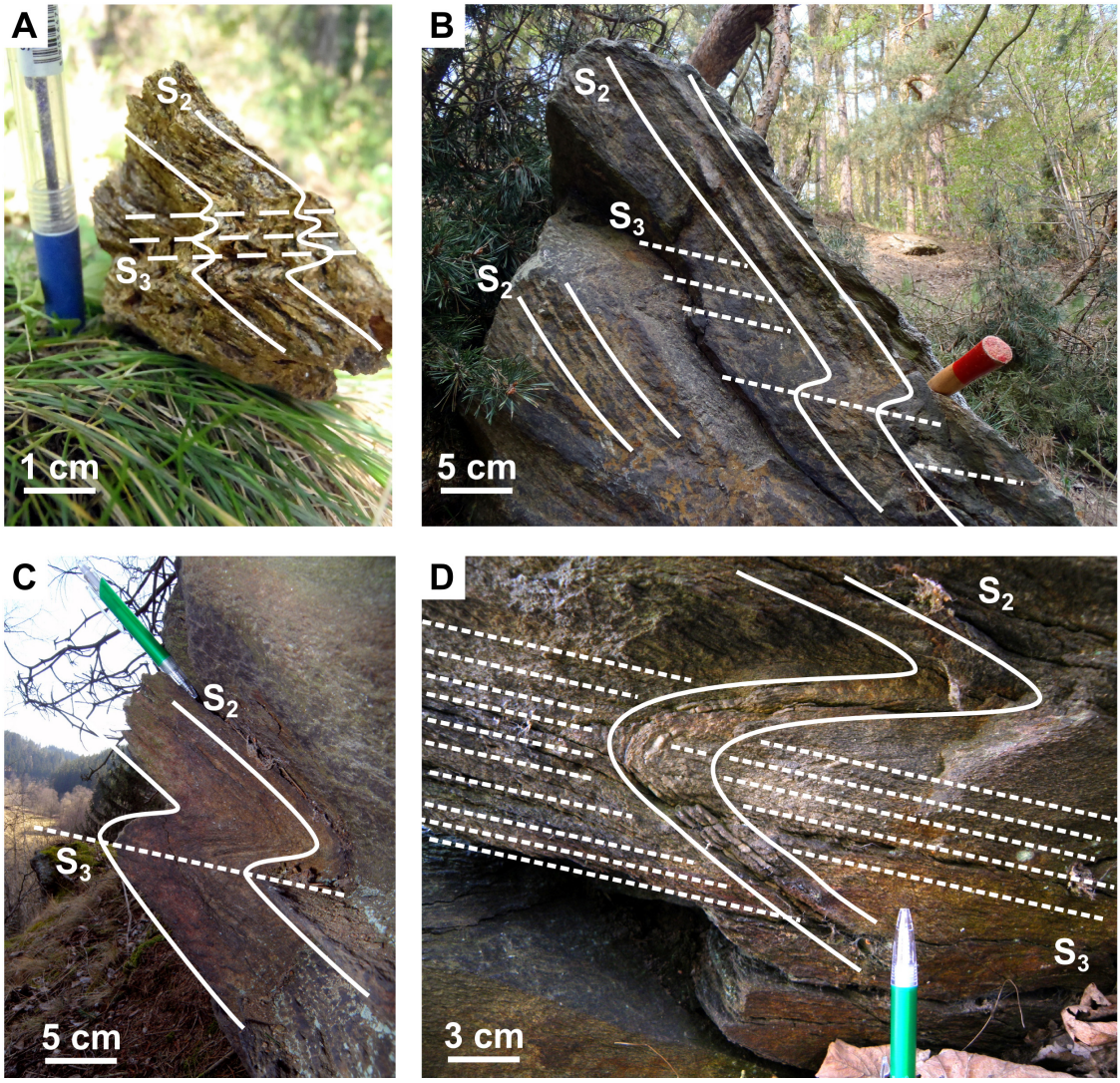
klivážové doméně S_3 ohraničen modře. Posttektonický agregát chloritu ("chloritové slunce") je ohraničeno tečkovanou bílou čarou. Reliktní grt I foliace S_1 je retrogresován stavbou S_2 i S_3. A, C - rovnoběžné nikoly. B, D - zkřížené nikoly. Řezy YZ.

3.3.3 Centrální přechodná zóna – makroskopická charakteristika

V centrální přechodné zóně, na SZ a Z okraji města Žlutice, dominuje stavba, která zapadá pod úhly 45 – 60° k VJV a je korelována s kliváží S_2 (obr. 26). Pokud je patrný její vztah ke stavbě S_1, jedná se o ostrou diskrétní kliváž, která s foliací S_1 svírá většinou pouze malý úhel. Na mnohých výchozech je však intenzita D_2 transpozice natolik velká, že S_1 není makroskopicky vůbec odlišitelná. V jednom případě byla pozorována silně asymetrická vrása F_3 kompetentní drobové polohy dm měřítka, jejíž vergence je poklesová k V. Dlouhé rameno vrásy přitom odpovídá okolnímu průběhu stavby S_2. V nekompetentních litologiích má D_3 deformace charakter lokálně vyvinutých symetrických cm krenulací s mírně ukloněnou osní rovinou, které představují krenulované (původně strmé) krátké rameno asymetrických parazitických vrás F_3 (obr. 21a).

První známky vzniku nové kliváže S_3 v centrální přechodné zóně se vyskytují až na Z okraji Žlutic (obr. 21b). V oblasti je stále hlavní stavbou kliváž S_2, která zapadá pod středními až vyššími středními úhly k VJV. Kliváž S_2 je v několika případech vrásněna silně asymetrickými vrásami F_3 s překoceným krátkým ramenem a identickou vergencí k V. Lokálně jsou tyto vrásy doprovázeny vznikem diskrétní osní kliváže S_3 orientované pod mírnými úhly do JV až JZ sektoru. Kliváž S_3 je vyvinutá spíše heterogenně a je nejlépe viditelná v místech, kde se v cm měřítku střídají vrstvy s proměnlivou kompetencí (obr. 21b).

Z četných pozorování se zdá, že variace ve sklonu kliváže S_2 mají značný vliv na charakter deformace D_3 v metapelitech. Zatímco v oblastech středního úklonu S_2 (okolo 50°) bývá v blízkosti kompetentních poloh zřejmý vztah S_2 a kliváže S_3, pro ostatní úklony to neplatí. Pokud je sklon S_2 malý (35 – 45°), kliváž S_3 není vůbec patrná. Důvody lze najít dva. Buď může při D_3 docházet k reaktivaci kliváže S_2 namísto tvorby nové S_3 anebo nová kliváž S_3 svírá s S_2 jen malý úhel, že je nelze makroskopicky vzájemně odlišit. Pokud je sklon S_2 naopak velký (až 65°), téměř vždy se objevují heterogenně vyvinuté až symetrické krenulace cm měřítka, a to bez osní kliváže (obdobně jako na obr. 21a).



Obr. 21: Makroskopická charakteristika centrální přechodné zóny, pohled na jižní stěny výchozů. A - dominantní kliváž S_2 zapadá pod středními úhly k V. Krenulace s osní rovinou S_3 se vyvíjejí v původně strmém krátkém rameni parazitické F_3 vrásy. Vzorek orientován přibližně do pozice na výchoze (VP355). B - asymetrická F_3 vrása doprovázená velmi slabou diskrétní osní kliváží S_3 (VP220). C - vrásněná poloha foliované droby s plochou osní rovinou S_3 (VP85). D - tenké křemenné žilky ukazující charakter D_3 transpozice v místech intenzivního vývoje ploché kliváže S_3 (VP85). Všechny vrásy mají poklesovou vergenci k V.

Tyto krenulace komplikují strukturní záznam, protože jejich osní rovina je nestálá a zapadá pod až středními úhly do JZ kvadrantu. V přechodné zóně jsou v naprosté většině řazeny k události D_3, ovšem zejména při strmějších průbězích osních rovin mohou splývat s pozdními krenulacemi D_5 (případně D_4, viz 3.4.1). Osní

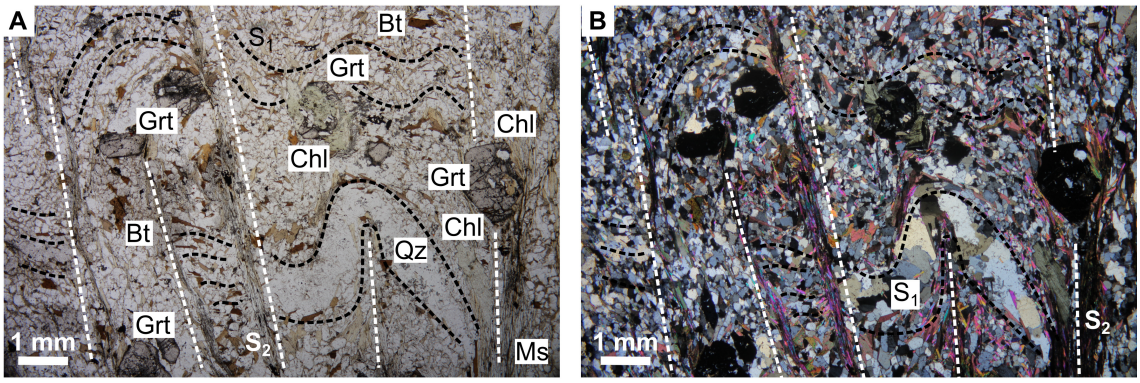
roviny pásů zalomení, chevron vrás a krenulací pozdního S-J horizontálního zkrácení D_5 totiž v přechodné zóně ztrácí svůj stálý subvertikální a V-Z průběh známý ze suprastruktury, protože v důsledku výrazné změny v orientaci kliváže S_2 bylo napětí D_5 v přechodné zóně kosé k hlavní anizotropii. Superpozice pásů zalomení a krenulací na plochou kliváž S_2 je potom značně ovlivněna její lokální orientací a odráží spíše lokální napěťový stav při jejich vzniku, než globální přetvoření při D_5.

3.3.4 Centrální přechodná zóna – mikroskopická charakteristika

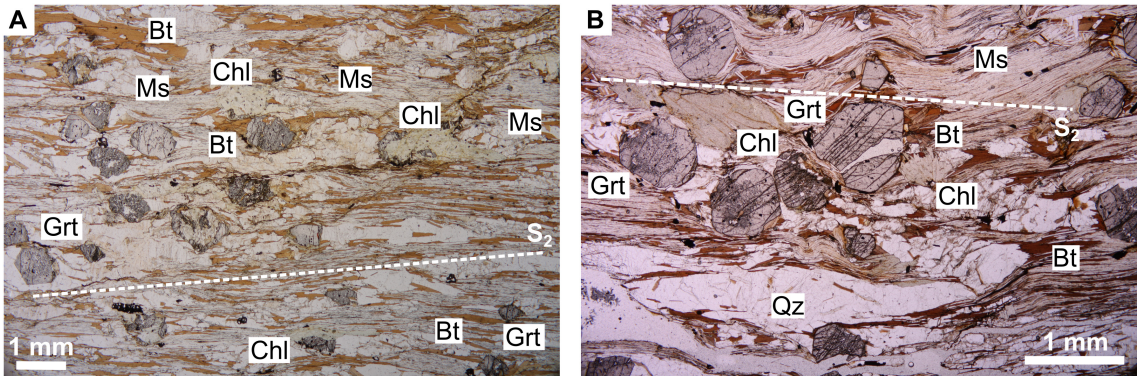
Jak bylo uvedeno v kapitole 3.3.1, v centrální přechodné zóně na západním okraji Žlutic je již původní vertikální úklon kliváže S_2 podstatně snížen a začínají se objevovat první asymetrické vrásy, místy doprovázené klivážÍ S_3. Tyto makroskopické znaky mají důsledky pro mikroskopický záznam a naopak, podle mikrostrukturního záznamu můžeme položit další argumenty pro postupně narůstající intenzitu vertikálního zkrácení D_3 a její oddělení od události D_2. Podrobné studium výbrusů umožnilo jejich rozdělení do tří skupin – i) výbrusy z domén nižší intenzity D_2 a bez kliváže S_3, ii) výbrusy z domén vysoké intenzity D_2 bez kliváže S_3 a iii) výbrusy s klivážÍ S_3.

Do první kategorie spadají výbrusy, v nichž zůstal nadále zřejmý vztah S_1 a S_2 (obr. 22) . Výbrusy mají v principu obdobný charakter jako vzorky ze suprastruktury, kliváž S_2 se utváří jako diskrétní kliváž osních rovin F_2 vrás, nebo vzniká z dlouhých ramen izoklinálních F_2 krenulací. Že se jedná o vztah S_1 a S_2 podporují také pozorování, že v klivážových doménách S_2 je granát opět zatlačován chloritem, zatímco v litonech jsou projevy jeho retrogrese podstatně menší. Nově je granát nahrazován také biotitem a celkově je retrogrese klivážÍ S_2 nižší než v suprastruktuře.

Ve výbrusech s vysokou intenzitou D_2 deformace v centrální přechodné zóně dominuje jedna hlavní stavba S_2. Náznaky, že je klivážÍ, jsou spíše sporadické. Minerální asociace staveb S_1 a S_2 se překrývají, horniny jsou bohaté slídami (muskovit, biotit) a také granátem (obr. 23). Automorfní granát má jádra hojná na inkluze a podstatně čistší okraje. Zajímavé je, že porfyroblasty granátu začínají být čím dál častěji uchráněny před chloritizací a biotitizací. Jeho retrográdní přeměny jsou sice přítomny, ale jsou vyvinuty nerovnoměrně a nejsou vázané pouze na kliváž S_2. Častým jevem je také přednostní zatlačování pouze jader granátu (většinou agregáty chloritu a biotitu, viz obr. 23a,b a kapitola 4.3.2).



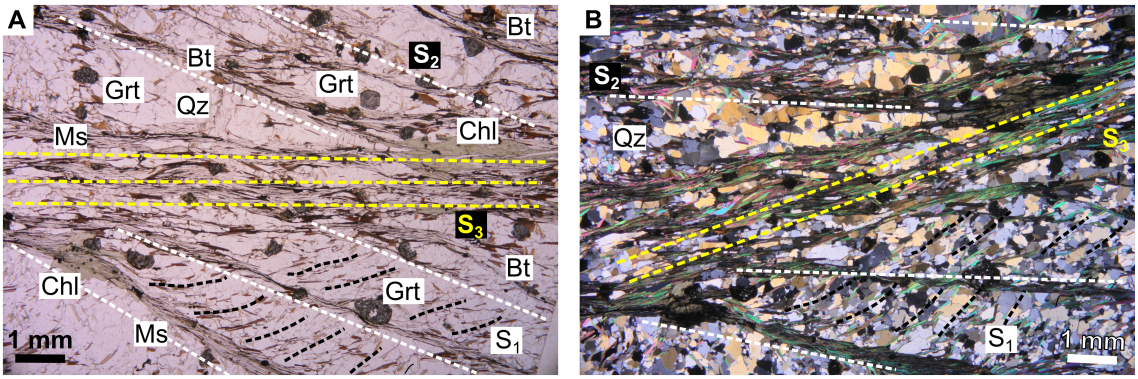
Obr. 22: Reliktní mikrostrukturní vztahy kliváže S_2 a foliace S_1 centrální přechodné zóny v blízkosti kompetentní křemenné žilky (VP5A). Kliváž S_2 má dikrétní povahu. Povšimněte si zatlačování jádra grt I v litonu chloriem. A - rovnoběžné nikoly, B - zkřížené nikoly. Řez kolmo k lineaci.



Obr. 23: Intenzivní D_2 transpozice ve výbrusech VP5D (A) a VP85B (B) centrální přechodné zóny. A - granátové porfyroblasty jsou chloritizovány slabě a heterogenně, místy dochází k chloritizaci pouze jader granátu. B - granátové porfyroblasty ležící v kliváži S_2 s pouze velmi slabou biotitizací a jádry bohatými na inkluze křemene. Porfyroblast chloritu je přítomen v kliváži S_2 bez prostorové vazby na granát. Řezy v obou případech kolmo k lineaci a s rovnoběžnými nikoly.

Do skupiny výbrusů z oblastí s vyvinutou kliváží S_3 patří zásadní vzorek ze Z okraje železničního defilé VP84, který znázorňuje vztah všech tří staveb S_1, S_2 a S_3 (obr. 24). Foliace S_1 má téměř přímočarý průběh a je definována usměrněním destiček slíd (biotitu a menší měrou muskovitu). Dále ji tvoří křemen, plagioklas a drobný granát (do 0,5 mm) s hojnými a extrémně jemnozrnnými inkluzemi chloritu (okolo 1 μm, popsané Žáčkem, 1998), které způsobují jeho zakalení v optickém mikroskopu. Foliace S_1 je diskrétně protínána kliváží S_2 o minerální asociaci mu + chl + bt. Obě

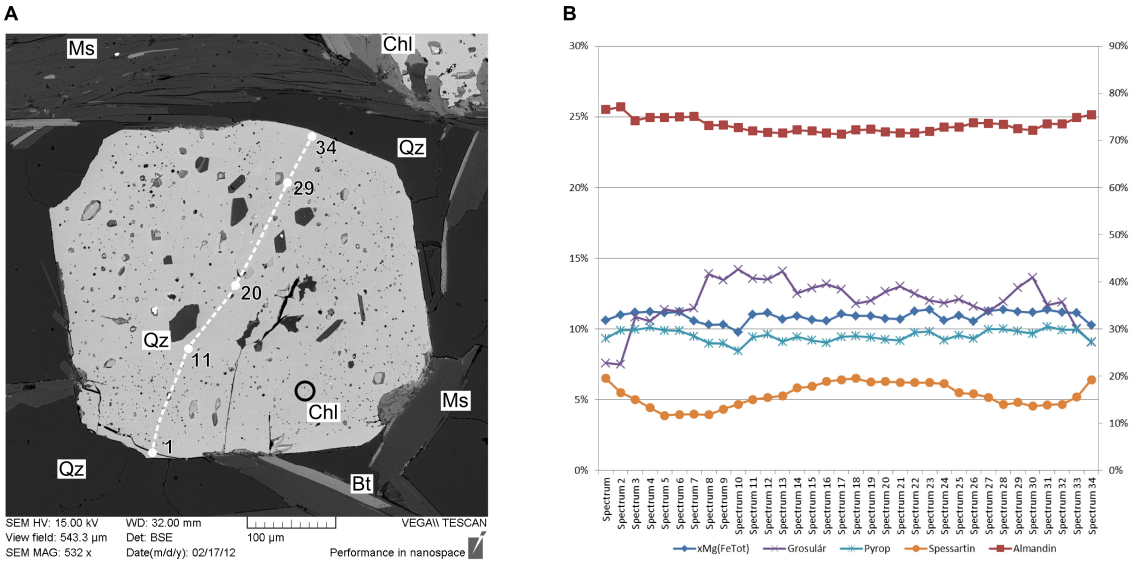
tyto kliváže jsou porušeny další diskrétní kliváží S_3 identického mineralogického složení jako S_2 (mu + chl + bt).Chlorit nukleuje kromě vlastních klivážových domén také na granátových porfyroblastech, kde opět utváří až 1 cm velká „chloritová slunce“ typická pro svory z okolí Žlutic.



Obr. 24: Vzorek VP84B centrální přechodné zóny ukazující vztahy staveb S_1, S_2 a S_3. Metamorfní foliace S_1 představuje vrcholné metamorfní podmínky. Diskrétní kliváže S_2 a S_3 jsou vůči ní retrográdní (mu + chl + bt). Řez kolmo k lineaci. A - rovnoběžné nikoly, B - zkřížené nikoly.

Mikrosondovým studiem slíd ani tentokrát nebyly prokázány podstatné systematické rozdíly v jejich složení mezi stavbami S_1, S_2 a S_3. Počet atomů Si v muskovitu (fengitická komponenta) variuje v rozmezí 3,02 – 3,10 a je prakticky srovnatelný se vzorky ze suprastruktury. Poměr Na/K je nejnižší v kliváži S_2 (0,23 – 0,27), střední v S_1 (0,31 – 0,40) a nejvyšší v S_3 (0,38 – 0,46) a můžou vzhledem k obecně strmému úklonu izoplet poměru Na/K ukazovat na nárůst teploty v pořadí $S_2 < S_1 < S_3$ (pseudosekce pro tento konkrétní případ nebyla počítána). Tato data však vycházejí z malého počtu 8 měření a jsou tedy neprůkazná. Biotit obsahuje 1,3 – 1,7 hm. % TiO_2 a má Mg# 0,43 – 0,48.

Vyhotoven byl také profil granátem, ze stavby S_1 (obr. 25). Granát je velmi malý (do 0,4 mm), a má velmi plochý vzor. Almandinová komponenta od jádra mírně narůstá (ze 71 mol% na 77 mol%), koncentrace vápníku je rozkolísaná, poměrně vysoká a mírně klesá k okrajům (ze 14 na 8 mol%). Pyropová komponenta je plochá v celém profilu a variuje mezi 8 – 10 mol% (patrná je záměnnost Mg za Mn). Manganatý koncový člen klesá ze $\sim$ 6 mol% v jádře krystalu na minimum okolo 4 mol% poblíž okraje. Samotný okraj krystalu se projevuje opětovným nárůstem spessartinové komponenty na $\sim$ 6 mol%.



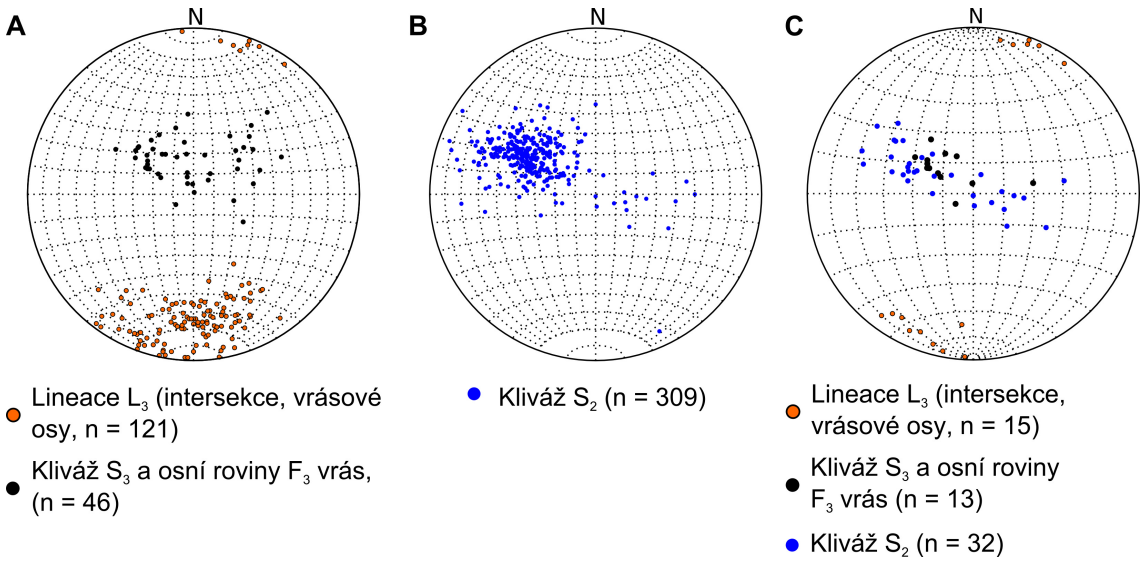
Obr. 25: Profil granátem náležejícím minerální asociaci S_1 vzorku VP84B. A - studované zrno. Bílá tečkovaná čára ukazuje průběh kompozičního profilu v B.

3.3.5 Spodní přechodná zóna – makroskopická charakteristika

Dále na západ, ve spodní přechodné zóně, je celý vrstevní sled již silně ovlivněn asymetrickým vrásněním F_3 dm až m měřítka s jasně patrnou diskrétní osní kliváží S_3 (obr. 21, 27). Velmi silným argumentem, že diskrétní kliváž a asymetrické vrásnění náleží události D_3 a nejedná se pouze o vztah foliace S_1 a kliváže S_2, je právě vzorek VP84B (viz 3.3.4), na němž jsou vyvinuty všechny 3 stavby a odlišitelné i makroskopicky. Taková pozorování jsou však v terénu velmi vzácná, neboť mohou vznikat pouze v místech velkého úhlu mezi všemi třemi stavbami (zámcích původních F_2 vrás a rovněž vhodných litologiích), což je v D_2 silně transponovaném terénu velmi málo pravděpodobné.

Vrásy F_3 jsou zvýrazněny nárůstem v zastoupení kompetentních poloh ve spodní přechodné zóně, především metadrob (v řádu dm), ale v lokálním měřítku také drobnými křemennými žilkami o proměnlivé mocnosti (od několika mm do cca 5 cm). Oblast je dále typická hojným výskytem žil felzické ortoruly, která byla popsána v kapitole 3.3.1. Hornina je i zde silně usměrněná a provázena intenzivní minerální lineací definovanou usměrněním biotitu, která souhlasí s lineacemi L_2 a L_3 v metasedimentech.

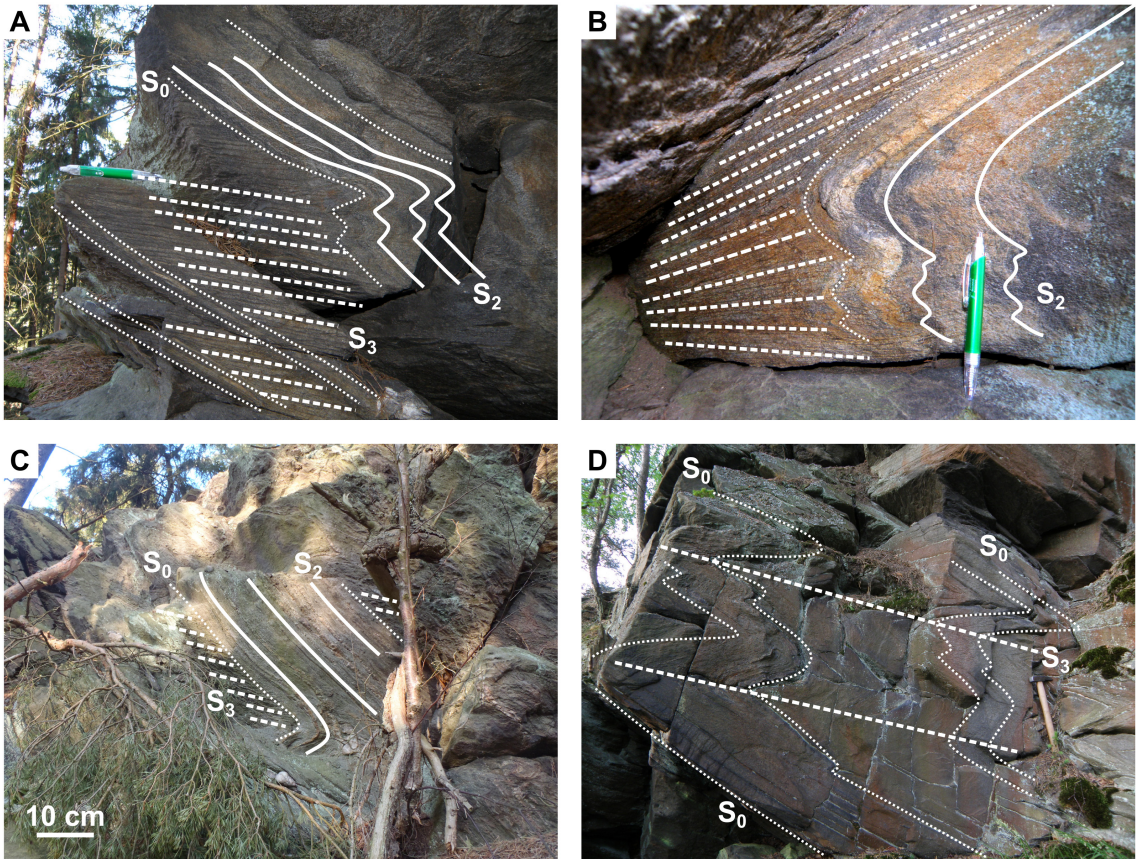
Ukázkovými výchozy asymetrického vrásnění jsou VP85 a VP87 (obr. 21c,d,



Obr. 26: Strukturní záznam centrální a spodní přechodné zóny. A - plochá osní kliváž S_3 (póly ploch) vrás F_3 a plochá SSV-JJZ lineace L_3. B - orientace stavby S_2 (póly ploch) tvoří slabě definovaný pás vlivem vrásnění F_3 podél ploché lineace L_3 (A). Zřetelné maximum u středních úklonů k V až JV je důsledkem asymetrického charakteru vrásnění F_3. C - shrnutí dat z výchozů s hojným výskytem kompetentních metadrob (VP85 - VP87) ukazující F_3 vrásnění kliváže S_2 (póly ploch) podél ploché L_3 s osní kliváží S_3 (póly ploch). Schmidtova plochojevná projekce.

27, 26c). Vrásy F_3 se směrem na západ postupně svírají (obr. 27d), ale ve všech pozorovaných případech nadále platí, že mají vergenci k V a poklesový charakter. Jejich dlouhé rameno je paralelní s převládajícím průběhem S_2 v oblasti (střední úklony k JJV), překocené krátké rameno je velmi ploché nebo zapadá pod mírnými úhly k Z až SZ, vrásová osa L_3 kopíruje vrásové osy F_2 vrás (subhorizontální ve směru SSV-JJZ) a diskrétní osní kliváž S_3 se uklání pod mírnými úhly k JV až J (obr. 26c).

Průběh foliace v kompetentních litologiích a jejich protolitové hranice jsou v přechodné zóně hojně označovány jako S_2, přestože se v pravé podstatě jedná o foliaci S_1 (respektive S_0) transponovanou do směru lokálního průběhu S_2 během intenzivní transpozice při izoklinálním F_2 vrásnění. Celý paralelizovaný sled je pak následně jako celek vystaven deformační události D_3. Téměř úplná makroskopická přestavba hornin do strmého průběhu S_2 při F_2 vrásnění je klíčem k pochopení deformačního záznamu v přechodné zóně, ale i dále v infrastruktuře.



Obr. 27: Vrásy kompetentních poloh výchozu VP87. A, C - kompetentní polohy reprezentují dlouhá ramena asymetrických F_3 vrás a a jejich metamorfní foliace odpovídá průběhu S_2 v oblasti. Diskrétní plochá kliváž S_3 převládá v přilehlých nekompetentních polohách. B - klivážový vějíř v metapelitech kolem F_3 vrásy kompetentní metadroby. D - sevřené vrásy F_3 v kompetentní metadrobové sekvenci se zcela chybějící osní kliváží S_3. Délka propisky 13 cm, kladiva 40 cm.

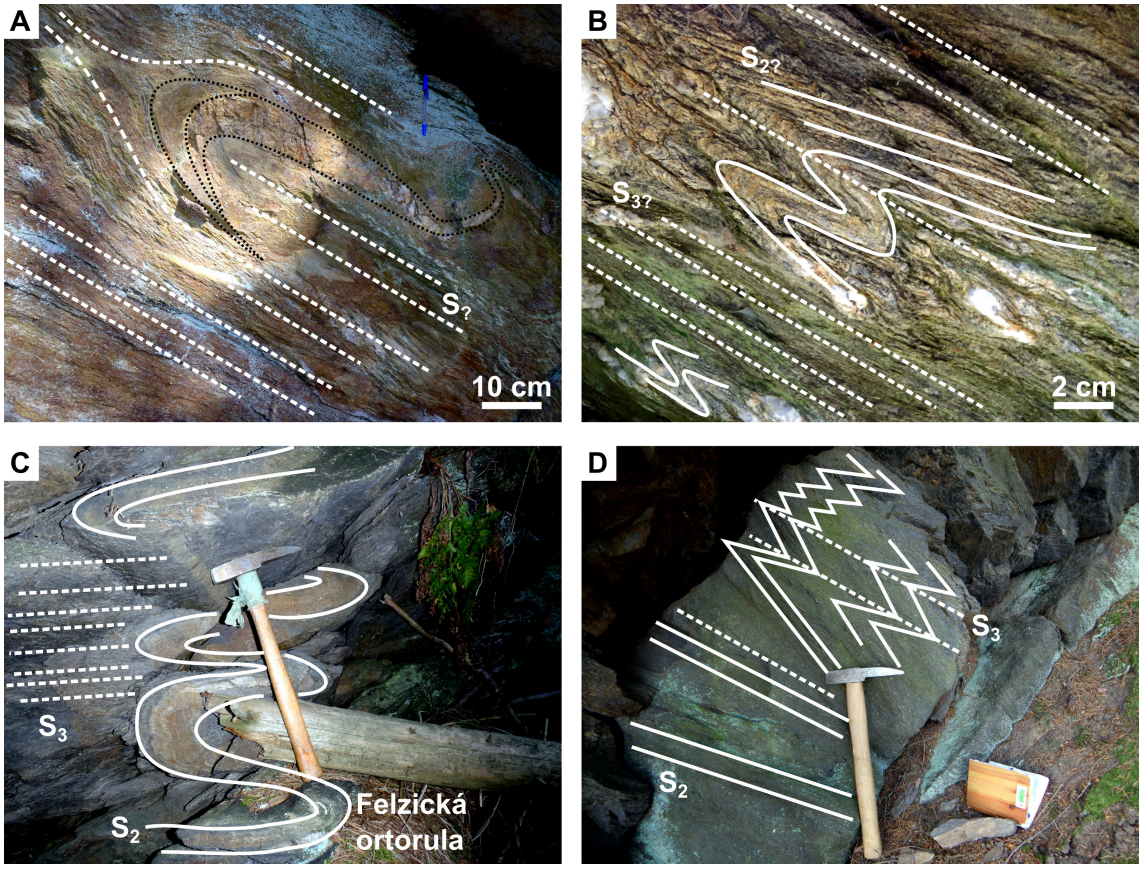
Poměrně náhlá změna ve strukturním stylu se odehrává po překročení Borečského potoka, kde mizí kompetentní polohy a převládají jemnozrnné svory. Téměř zcela mizí vrásy F_3 a nahrazuje je jemná až kontinuální kliváž se sklony většinou do 45° k JJV až JV, o které lze jen s obtížemi říci, zda se jedná o stavbu S_2 nebo S_3. To, že pozorovaná kliváž transponuje starší stavbu, ukazují pouze místní relikty zámků izoklinálních vrás křemenných žilek nebo vzácných kompetentních poloh. Na obr. 28a je vidět, jak tato kliváž obtéká zámek izoklinální vrásy tvořené křemennou žilou a přilehlou drobovou vrstvou. Obě tyto litologie směrem k ramenům snižují svou mocnost a vytrácejí se v okolní kliváži. Otázkou je, zda se jedná o reliktní F_2 vrásu, utopenou v kliváži S_3, nebo o osní kliváž S_3 k vráse F_3 nebo o rotovanou F_2 vrásu

s osní kliváží S_2 (v obou posledních případech kliváž do kompetentních litologií nepokračuje).

Ve svorových doménách se velmi vzácně vyskytují izoklinální vrásy cm měřítka, které rychle mizí v silně transponovaných dlouhých ramenech (obr. 28b). V těchto metapelitických horninách je ve většině případů makroskopicky obtížné rozhodnout, zda pozorované vrásy vznikly přímo při události D_3, nebo se jedná o rotované reliktní vrásy vyšších řádů z události D_2, které jsou zachované v ramenech izoklinálních F_3 vrás většího měřítka. Protože jsou ramena vrás a osní roviny téměř paralelní a není často zřejmé, zda je měřena kliváž S_3 nebo ramena S_2, je tato stavba ve strukturní databázi označována jako S_2 (aby zřejmá kliváž S_3 v přechodné zóně zůstala odlišena).

Velkou míru zkrácení D_3 až izoklinálního charakteru dokládají kompetentní drobové polohy, které se znovu vyskytují až v blízkosti hráze Žlutické přehrady. Pokud kompetentní litologie převládají nad nekompetentními, vytváří se symetrické sevřené až izoklinální vrásy chevronového typu, které postrádají osní kliváž S_3 a celé výchozy představují střídající se strmější a plošší ramena F_3 vrás (obr. 28d). V případě, že jsou izolované, dochází k jejich izoklinálnímu vrásnění a jejich osní rovina je paralelní s okolním průběhem kliváže označované jako S_3 (obr. 28c). Tyto vrásy lze na rozdíl od jemnozrnných metapelitů téměř s jistotou přiřadit k události D_3, a to vzhledem ke kontinuitě se strukturně vyššími úrovněmi. Kompetentní polohy totiž při F_2 vrásnění nevytvářely parazitické vrásy (žádné v terénu nebyly pozorovány) a ve strukturně vyšších úrovních měly souhlasný subvertikální průběh. V terénu lze navíc na několika výchozech dobře dokumentovat gradient v intenzitě jejich vertikálního zkrácení D_3 (srov. obr. 11a, 18c, 27a,c, 28c a 33b).

Osní kliváž lze tedy označovat jako S_3. Ta upadá pod mírnými až středními úhly, horniny mají rysy výše metamorfovaných svorů, a proto již můžeme mluvit o typických vlastnostech infrastruktury.



Obr. 28: Izoklinální vrásy na bázi přechodné zóny. A - relikt vrásy v ploše uložené silně transponované doméně (VP95). Zda vrása náleží vrásnění F_2, nebo F_3 nelze s jistotou určit. B - vzácné izoklinální vrásy cm měřítka v jemnozrnných svorech. Domény s relikty izoklinálního vrásnění se střídají doménami pouze jedné ploché stavby paralelní s osními rovinami izoklin (VP103). C - izolovaná poloha felzické ortoruly dokládající izoklinální F_3 vrásnění původně strmé stavby S_2 indukující přechod do infrastruktrury (VP314). D - série poloh metadrob ukazující na velkou intenzitu transpozice při F_3 vrásnění. Velikost kladiva 40 cm.

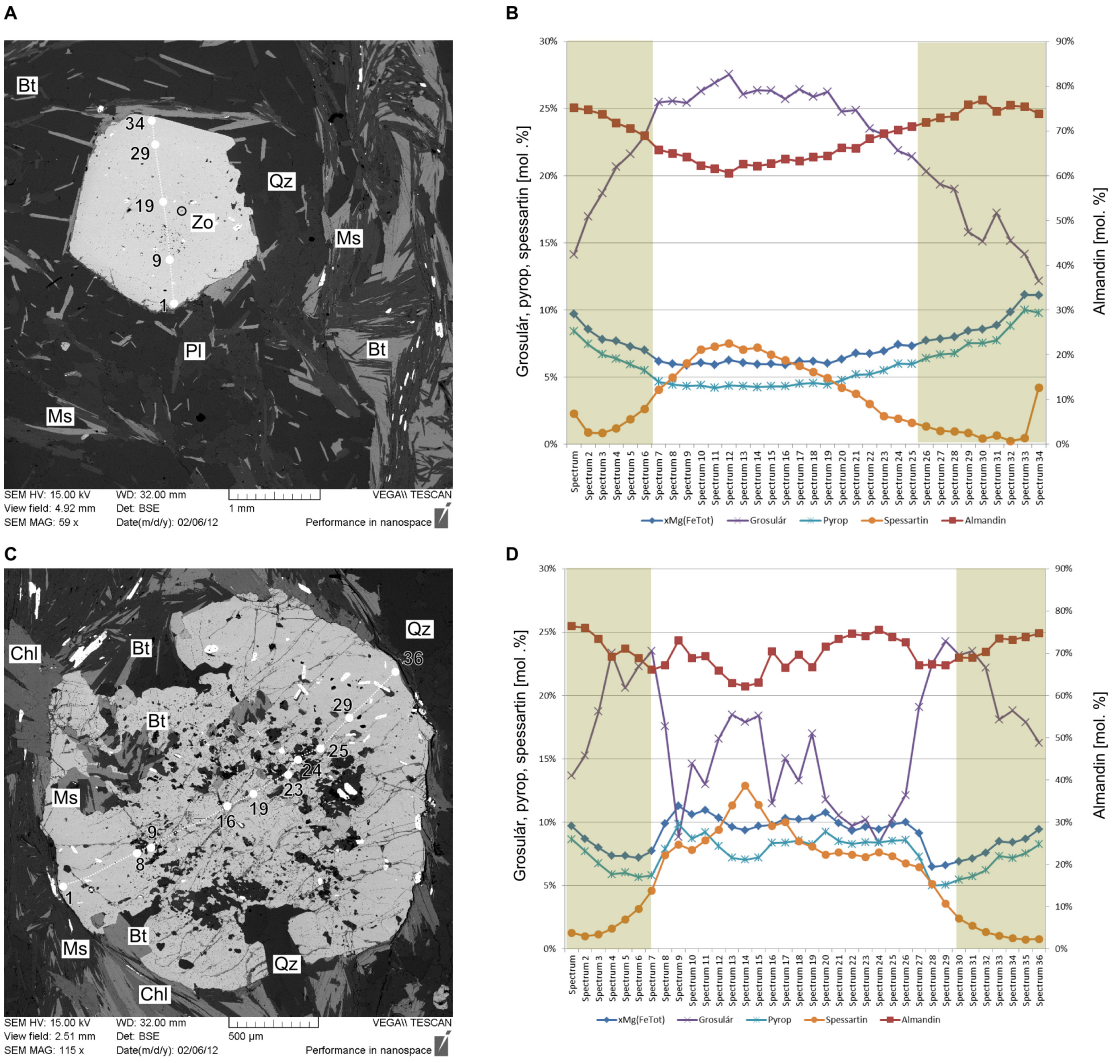
3.3.6 Spodní přechodná zóna – mikroskopická a petrologická charakteristika

Nejhlubší část přechodné zóny západně od Borečského potoka se vyznačuje kontroverzním nejen strukturním, ale i metamorfním záznamem, protože není zcela vyjasněné, ke které konkrétní stavbě daná minerální asociace v mikroskopu náleží a jaký je vztah k makroskopickým vrásám. Následující popis bude tedy pro zachování objektivity prozatím pouze relativní a bude diskutován spolu s dalšími rysy spodní přechodné zóny v kapitolách (4.3.2 a 4.3.3).

Hrubozrnné svorové horniny vykazují velkou míru transpozice, ve výbruse jsou výrazně rekrystalovány, narůstá velikost všech minerálních fází a mají charakter pokročilých metamorfitů. Místy jsou patrné izoklinální vrásy tenkých křemenných žilek, a spíše zřídka je zachován původní charakter střídajících se klivážových domén a litonů ukazujících průběh starší stavby. Horniny jsou složeny z hrubých slíd (muskovitu a bioitu), křemene, živce a porfyroblastů granátu až 1 cm velkých s přímočarými inkluzními stopami křemene (případně ilmenitu).

Pokud je granát retrogresován, dochází častěji k růstu biotitu na jeho okrajích než k jeho úplné chloritizaci. Podobně jako v centrální části přechodné zóny, i zde byly hojně pozorovány případy, kdy jsou agregátem všesměrného biotitu, muskovitu a chloritu nahrazovány pouze středy granátu bohaté křemennými inkluzemi. Automorfní granát se vyskytuje jak v křemen-živcových litonech, tak i v širokých klivážových doménách. Slídy z klivážových domén se o granátové porfyroblasty většinou neohýbají a budí s nimi dojem až syntektonického růstu (na rozdíl od suprastruktury, kde docházelo k deflekci kliváže o rigidní porfyroblasty). Posttektonický růst naopak nelze předpokládat, protože inkluzní stopy jsou orientované kose ke kliváži a nemají s ní zřetelnou kontinuitu. Velké agregáty chloritu jsou opět přítomny, ale jejich pozice není vázána na konkrétní stavbu nebo minerál a je spíše náhodná.

Z této domény byly na mikrosondě analyzovány granáty z výchozu VP21 ze hřbetu Z od Borečského potoka (obr. 29). První profil je veden čistým granátem z litonu (2,1 mm, 29a,b), který v blízkosti jádra obsahuje drobné inkluze zoisitu. Zonalita granátu se velmi podobá zonalitě grt I ze vzorků VP390A a VP9A řazeným do suprastruktury (srovnej s obr. 16). Almandin je bohatý vápníkem a ukazuje jednoduchou růstovou zonálnost. Koncentrace Ca a Mn klesají od jádra směrem k okrajům (grosulárová komponenta 27 – 14 mol%, spesartinová komponenta ze 7 mol% na <1 mol%), zatímco pyropová a almandinová komponenta od jádra k lemu rostou (pyrop 4 – 8 mol%, almandin 60 – 76 mol%). Srovnáním se suprastrukturními vzorky je granát ještě bohatší Ca a naopak značně ochuzený Mn, při téměř identických pyropových a almandinových zastoupeních. Navíc má tenký retrográdní okraj (nárůst Mn na až 4 mol% v posledních 60 μm). Velmi analogická pozice ve výbruse a podobný profil naznačují, že tento granát obdobně jako grt I suprastruktury vznikl spolu s foliací S_1.



Obr. 29: Granáty na bázi přechodné zóny. A - Granát z litonu a jeho kompoziční profil (B). C - Zatlačování jádra granátu v klivážové doméně a jeho kompoziční profil (D). Tečkovaná čára ukazuje směr profilů v B a D. Povšimněte si velmi obdobného lemu obou granátů.

Dalším měřeným granátem byl granát z klivážové domény (2,3 mm) na téže lokalitě (29c,d). Vyznačuje se hojností inkluzí, zejména v jádře krystalu, mezi něž patří především křemen, biotit, chlorit a muskovit, ale také rutil a monazit. Inkluze negativně ovlivňují hladkost profilu především v koncentracích Ca a Fe (které se vzájemně zastupují, obr. 29d). Při pohledu na poměrně složitý profil granátem si můžeme povšimnout, že jeho relativně čistý okraj o šíři asi 500 μm má chemicky téměř identickou růstovou zonalitu jako okrajové části profilu granátu z litonu (obr. 29). Chemický přechod do středu granátu koreluje s výrazným nárůstem počtu inkluzí a

odpovídá skokovému poklesu grosulárové komponenty, která má slabé náznaky vlastní prográdní zonality (kolísá mezi 18 – 8 mol%). Koncentrace pyropového koncového členu se při přechodu z okrajové do středové části zvyšuje z 5 na 8 – 10 mol% a dále do jádra krystalu mírně klesá zpět k 7%. Almandinové koncentrace jsou značně rozkolísané, se zřetelným minimem v jádře krystalu (62 mol%) a postupně narůstají k hodnotám okolo 75 mol%. Zajímavý je poměrně hladký profil Mn. Ten má zřetelný pík (13 mol%) v chemickém středu krystalu, který se v inkluzemi bohatém jádře poměrně rychle vyhlazuje na relativně stálou hodnotu okolo 7 mol%). Přechod do čistého lemu značí hladký exponenciální pokles spessartinové komponenty až pod 1 mol%.

Ve výbruse VP6B 500 m J od hráze přehrady byl v hrubozrnných granátických svorech pozorován dokonce první výskyt staurolitu. Automorfně omezený asi 2 mm dlouhý sloupek leží ve slídové doméně šikmo k jejímu průběhu a přerůstá křemennou žilku paralelní se slídovou kliváží (obr. 54). Bohužel ve výbrusech z této oblasti nebyla nalezena žádná další staurolitová zrna a tak je jeho význam diskutabilní a je mu věnována pozornost v kapitole 4.3.3.

3.4 Infrastruktura

Infrastruktura je definována jako oblast poměrně vysoce metamorfovaných hornin, která se vyznačuje vysokou mírou transpozice do plochých staveb. Tyto rysy začínají mít horniny zhruba od úrovně Borečského potoka směrem na západ, kde se překrývají s nejspodnějšími částmi přechodné zóny. Přestože mezi litologiemi převládají metasedimenty – svory, metadroby a pararuly, vyskytují se i pestřejší litologie, jako amfibolity, gabra, metapegmatity, nebo i migmatity. V infrastruktuře leží také většina polomského masivu, kterému je věnována speciální kapitola (3.5).

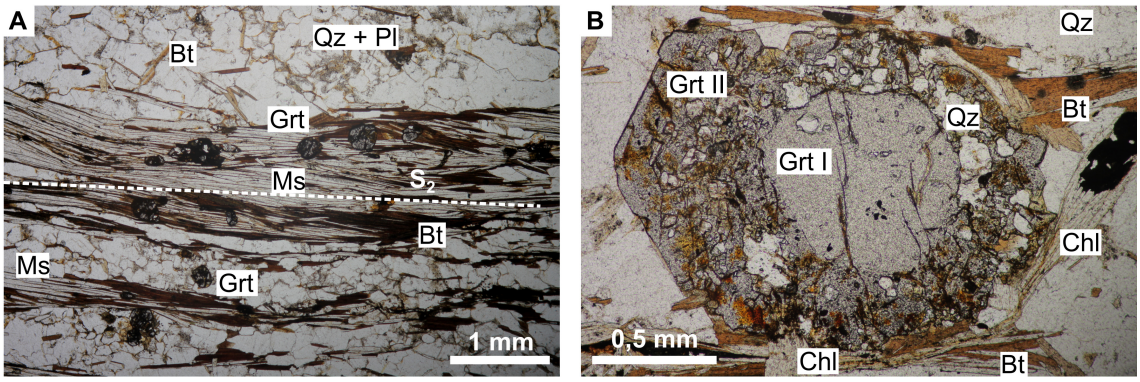
3.4.1 Východní infrastruktura – granátová zóna a deformační událost D_4

Východní infrastrukturu reprezentují horniny mezi prvním výskytem staurolitu ve spodní přechodné zóně až po linii, od níž je ve všech metasedimentárních výbrusech staurolit stabilní (kromě silně drobových protolitů). Tato oblast se nachází mezi Žlutickou přehradou a manětínskou pánví.

Ve východní infrastruktuře je stavba S_1 téměř zcela transponována. Kliváž S_2 dosahuje podmínek granátové zóny (grt II), což můžeme ilustrovat na vzorku VP266,

kde je v ploché stavbě S_2 dlouhého ramena F_3 vrásy bez kliváže S_3 zachován reliktní vztah S_1 a S_2. V tomto výbrusu je růst granátu prostorově spjat s klivážÍ S_2 (obr. 30a), která reprezentuje vrcholné metamorfní podmínky zaznamenané v hornině (v litonech S_1 dokonce granát téměř není přítomen). Toto pozorování je však ojedinělé a však ve všech ostatních vzorcích je nejstarší patrnou stavbou S_2 (mu + bt + grt), která je dále transponována deformační událostí D_3.

Přítomnost nové generace granátu grt II dokládají také vzorky z těsné blízkosti hráze Žlutické přehrady na hranici s přechodnou zónou, kde byly ve svorech dokumentovány první náznaky růstu nové generace zakaleného lemu grt II na relativně čistých jádrech grt I (obr. 30b). Tyto granáty jsou však malé, horniny silně retrogresované, a jejich výskyt ojedinělý, a tak je dvojgeneračním granátům věnována pozornost až ve staurolitové a především kyanitové zóně (kapitoly 3.4.2 a 3.4.3).



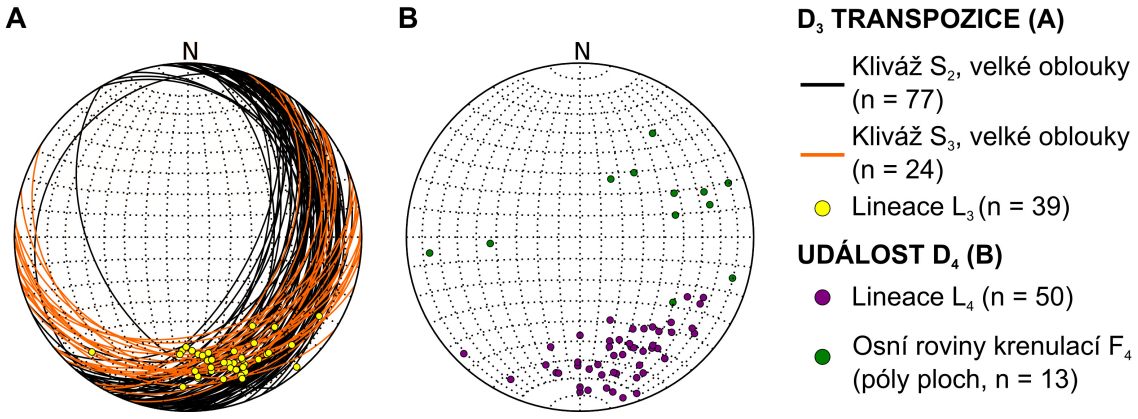
Obr. 30: Východní infrastruktura - mikroskopická charakteristika. A - drobné zakalené krystaly granátu nukleují především slídových doménách kliváže S_2 (VP266). B - první výskyt granátu dvou generací, který tvoří zakalený lem bohatý inkluzemi okolo relativně čistého zaobleného jádra (VP24B). Řezy YZ.

Metamorfní podmínky stavby S_3 jsou oproti S_2 ve východní infrastruktuře stále natolik nízké, že vznik kliváže S_3 doprovází všeprostupující retrogrese horniny. Na klivážových doménách S_3 roste především muskovit, biotit a v menší míře chlorit, který hojně zatlačuje porfyroblasty granátu stavby S_2. Protože jsou granáty v pořízených výbrusech zakalené a menší než 1 mm, horniny značně chloritizované a mineralogicky chudé, nebyly podrobeny detailnímu petrologickému studiu na mikrosondě.

V této zóně dominuje velmi ploše uložená kliváž S_3 (15 – 35° k J až JV, obr. 31a), která transponuje původně strmou S_2. V zámkových liniích má D_3 zkrácení podobu krenulační kliváže S_3 (o šíři litonů do 0,5 cm). Pokud se však nacházíme v

ramenou F_3 vrás, je D_3 transpozice v podstatě úplná a kliváž S_3 splývá s průběhem ramen F_3 vrás a tedy kliváží S_2.

Na plochách kliváže S_3 byla měřena lineace L_3 se značně proměnlivou intenzitou. Na většině výchozů je interpretována jako intersekční s kliváží S_2 a souhlasí se vzácně měřenými vrásovými osami krenulační kliváže S_3. Na několik cm velkých křemenných čočkách (vzniklých budináží křemenných žil) byly ojediněle měřeny striace ve stejném směru jako L_3, která odpovídá také protažení čoček. Lineace L_3 je blízká spádnici ploché kliváže S_3, tj. zapadá k JJV až JV, a oproti suprastruktuře se mírně stáčí (obr. 31a). Celkově jsou výchozy malé (chybí hluboká údolí), horniny poměrně jemnozrnné a s velkou mírou D_3 přetvoření, což bohužel limituje bližší popis superpozice deformačních fází v oblasti.



Obr. 31: Východní infrastruktura. A - F_3 vrásnění podél plochých JV os L_3. Kliváž S_3 svírá s S_2 pouze malý úhel. B - deformační událost D_4. Osní roviny krenulací S_4 pozdního V-Z zkrácení značně variují a využívají vrásové osy L_3 (srov. A). Schmidtova plochojevná projekce.

Plochost hlavní foliace na výchozech především v jižní části infrastruktury je však příhodná pro nástup doposud vynechávané deformační události D_4 (obr. 31b). Tu reprezentují otevřené vrásy, které stejně jako událost D_5 modifikují lokální úklon hlavní kliváže. Heterogenně se rovněž vyvíjejí pásy zalomení, které jsou lokálně zhuštěné až do podoby chevron vrás. Na ojedinělých výchozech infrastruktury (zejména D_3 silně transponovaných a se subhorizontální S_3) mohou krenulace D_4 a D_5 dokonce až dominovat a vzájemně se prolínat (VP197 a výchozy staurolitové zóny podél Luhovského potoka).

Deformační události D_4 náleží podobně jako události D_5 pouze minimální zkrácení. Událost D_4 se však v suprastruktuře vůbec neprojevuje. Z toho můžeme usuzovat, že orientace napětí D_4 byla kolmá na průběh tamní kliváže S_2, a tedy odráží V-Z horizontální kompresi. Osní roviny pásů zalomení a krenulací F_4 v infrastruktuře ale zapadají pod středními až vyššími úhly k JZ. To můžeme vysvětlit tím, že vzhledem k minimálnímu přetvoření při události D_4 nukleují pásy zalomení a krenulace F_4 na vrásových osách L_3 poměrně blízké orientace, a reagují tak na lokální napěťový stav při deformaci. To je také důvodem, proč osní roviny pásů zalomení F_4 laterálně značně variují ve sklonu i směru (stejně jako v případě události D_5).

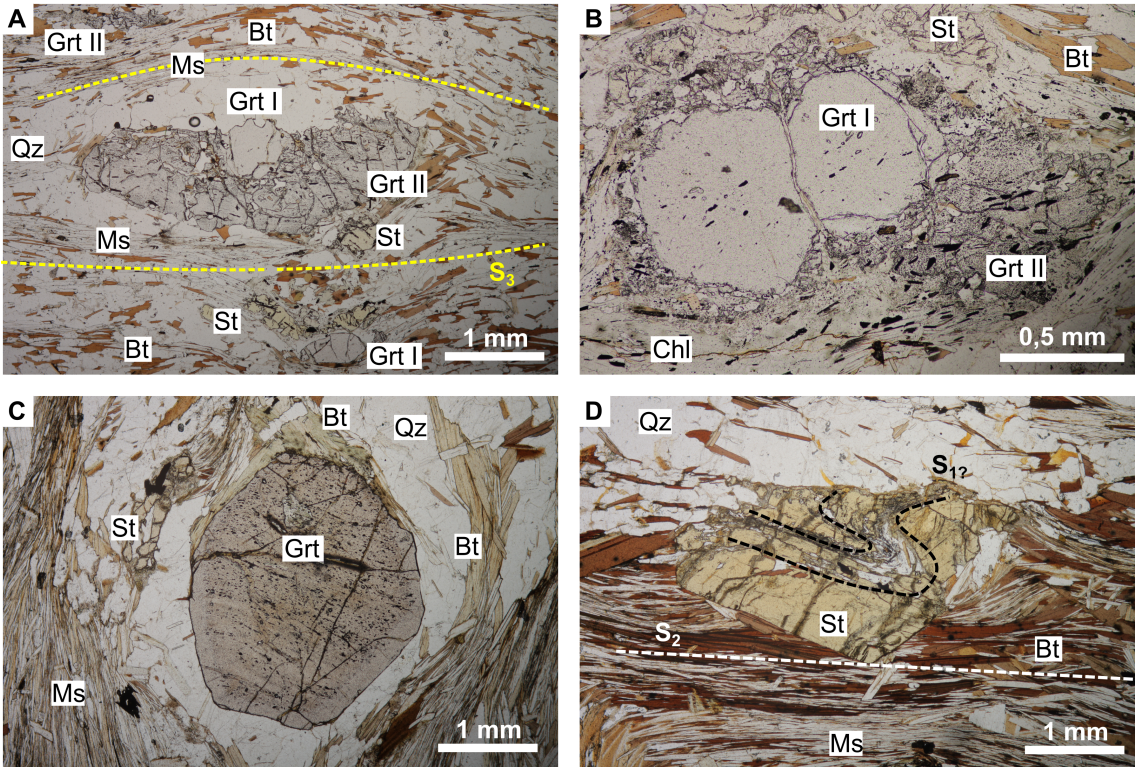
V přechodné zóně v oblasti snižujích se úklonů S_2 byly popisovány heterogenní krenulace, z nichž většina byla pro plochou osní rovinu řazena k události D_3 jako odraz počínajícího vertikálního zkrácení. Ve vzácných případech, kdy osní roviny krenulací zapadají pod vyššími středními úhly k Z, nelze vyloučit, že mohou být spjaty právě s prvními projevy události D_4.

3.4.2 Centrální infrastruktura – strukturní záznam staurolitové zóny

Lokalizace staurolitové izogrády je v terénu poměrně obtížná, neboť drobná zrna staurolitu (většinou < 1 mm) jsou v terénu špatně odlišitelná. Nejlepším vodítkem je srovnávání hornin s obdobným makroskopickým charakterem, ve kterých byl staurolit prokázán ve výbrusech. Horniny se staurolitem se od hornin bez staurolitu liší slídnatější povahou, vyšší modální proporcí granátu, často obsahují kromě nepatrného staurolitu také makroskopicky snadno odlišitelný automorfní turmalín a hlavně jsou oproti metasedimentům pouze s granátem výrazně hrubozrnnější v důsledku intenzivní rekrystalizace.

V infrastruktuře je třeba přijmout, že intenzita D_2 transpozice zcela setřela původní strukturní vztahy S_1 a S_2 ve prospěch kliváže S_2 (reliktní vztahy jsou zachovány jako inkluzní stopy v granátu nebo staurolitu, obr. 32d). Tento proces nejlépe ilustruje nástup nové generace granátu (grt II, obr.VP27) popsaný Žáčkem a Chábem (1993) a zmíněný již v granátové zóně infrastruktury (obr. 32a,b). Grt II tvoří nepravidelné, zakalené a inkluzemi bohaté lemy kolem kulovitých nebo až automorfních a inkluzemi chudých jader. Nová generace grt II způsobuje výrazné protažení granátových zrn, které jsou paralelní s průběhem okolní stavby. Pokud platí, že automorfní jádra náleží foliaci S_1, potom elipsovitý tvar zrn odráží růst grt II v tlakových stínech grt I při D_2 transpozici, a odpovídá tedy průběhu kliváže S_2.

Protože stavba S_2 je ve výbrusech s dvojgeneračním granátem vrásněná a protažení granátů ji kopíruje (stejně jako přednostní orientace staurolitu), výchozy představují téměř s jistotou vztah kliváže S_2 při transpozici D_3.



Obr. 32: Oblátní domény staurolitové zóny. A, B - dvougenerační granáty vzorku VP27. C - automorfní granát pouze jedné generace v D_3 oblátní doméně (rameno S_2 a osní rovina S_3 splývají, VP407A). D - porfyroblast staurolitu přerůstající vrásu starší stavby (patrně relikní S_1) v silně transponovaném rameni F_3 vrásy (VP407B). Rovnoběžné nikoly, řezy YZ.

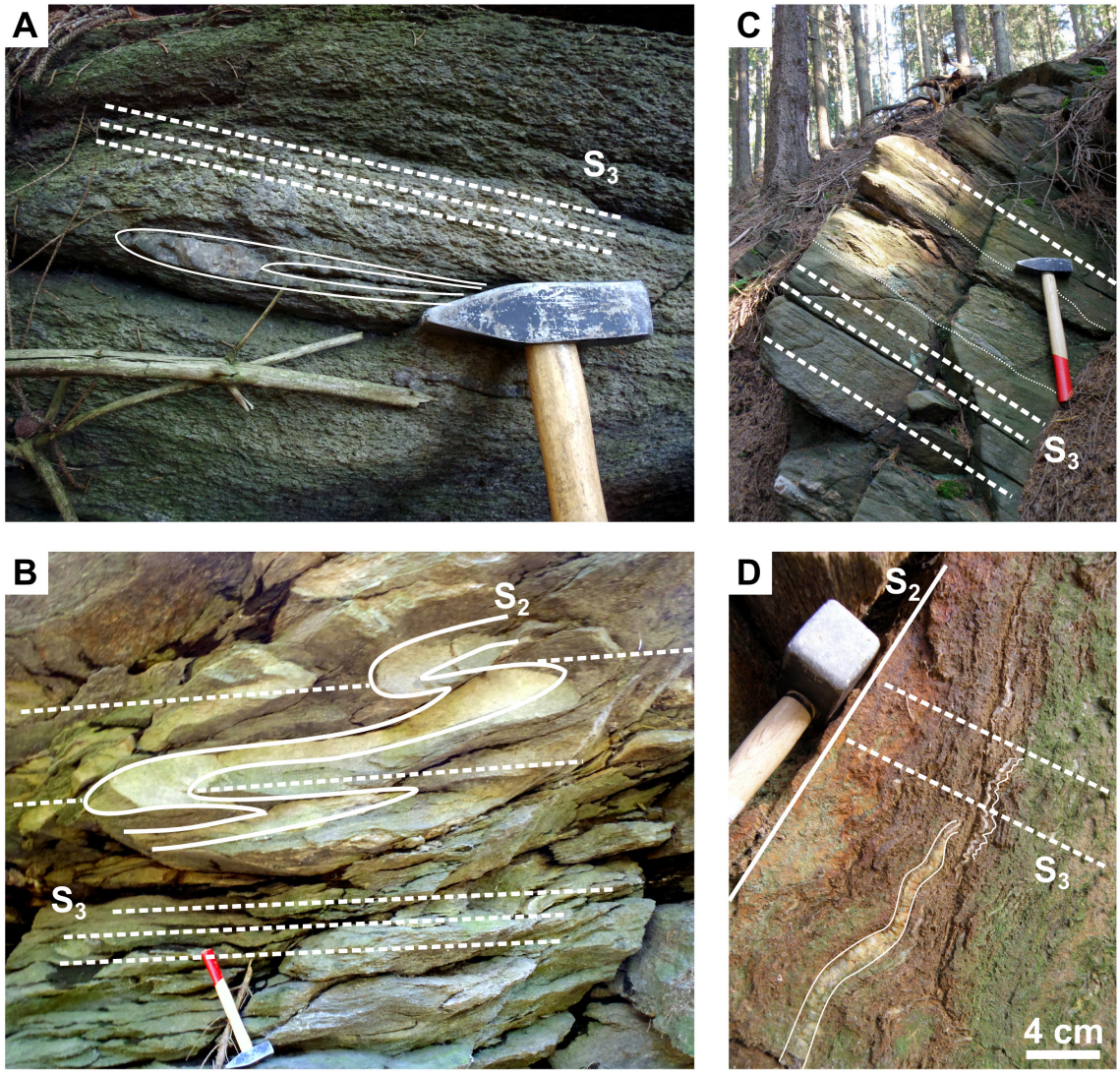
Hrubozrnné svory se nacházejí především v jižní části staurolitové zóny, která se vyznačuje intenzivní transpozicí do ploché kliváže S_3 uklánějící se pod úhly okolo 20 – 30° k JV až J (obr. 33a). Že je S_3 osní kliváží izoklinálních vrás původně strmé S_2 je patrné spíše vzácně. Vrásový styl je zobrazen opětovným objevením se kompetentních silně foliovaných žil felzické ortoruly (obr. 33b). Tvoří ji především světlé minerály – křemen a živec, ale na rozdíl od přechodné zóny převládá muskovit nad biotitem, přítomen je také granát. Vrásová osa je subhorizontální a zapadá stejně jako lineace L_3 v okolních svorech pod mírnými úhly k JV.

Lokálně se vyskytují také domény nízkého D_3 přetvoření. Jedná se především o několik m mocné polohy kompetentních jemnozrnných drob, jejichž dominantní

usměrnění odpovídá původnímu strmému průběhu S_2. Stavba S_2 je ve vertikálním směru jemně (mm až cm) krenulována a doprovázena diskrétní kliváží S_3, jejíž orientace je korelovatelná s hlavní kliváží S_3 v okolních svorech.

Domény nízkého přetvoření však nejsou vázány pouze na kompetentní litologie. Vyskytují se také v hrubozrnných svorech. V takových případech má výchoz extrémně prolátní charakter. Interpretace je založena na superpozici dvou deformačních událostí s velmi obdobnou intenzitou kolem jedné vrásové osy. Při D_2 byla izoklinálním vrásněním utvořena strmá S_2, kterou vertikální zkrácení D_3 opět přetiskuje do subhorizontální pozice. Událost D_3 se na těchto výchozech uplatňuje krenulováním strmé stavby a vznikem subhorizontální diskrétní kliváže S_3. Roubíkovitý rozpad horniny může ještě zvýrazňovat deformační událost D_4, která opět využívá L_3 osy. Protože S_2 a S_3 mezi sebou svírají velký úhel, můžeme se domnívat, že silně prolátní domény přestavují zámkové linie izoklinálních F_3 vrás velkého měřítka (vlnová délka desítky až stovky m). Naopak domény s intenzivní D_3 transpozicí a oblátním přetvořením mohou odpovídat ramenům vrás F_3 (obr. 32a).

Ve staurolitové zóně, na J od polomského masivu jsou horniny často jemnozrnné. Transpozice S_2 do S_3 má však obdobný ráz. Méně kompetentní protolit se vrásní s nižší vlnovou délkou než v případě hrubozrnných svorů a metadrob a vrásnění F_3 je často patrné i na výchozech. Namísto silně prolátních domén dochází ke vzniku krenulační kliváže o šíři litonů do 1 cm, které se střídají se silně transponovanými rameny s jednou hlavní stavbou ve směru kliváže S_3. V horninách zámkových linií s krenulační kliváží se pak nevyvíjí tak intenzivní prolátní stavba.

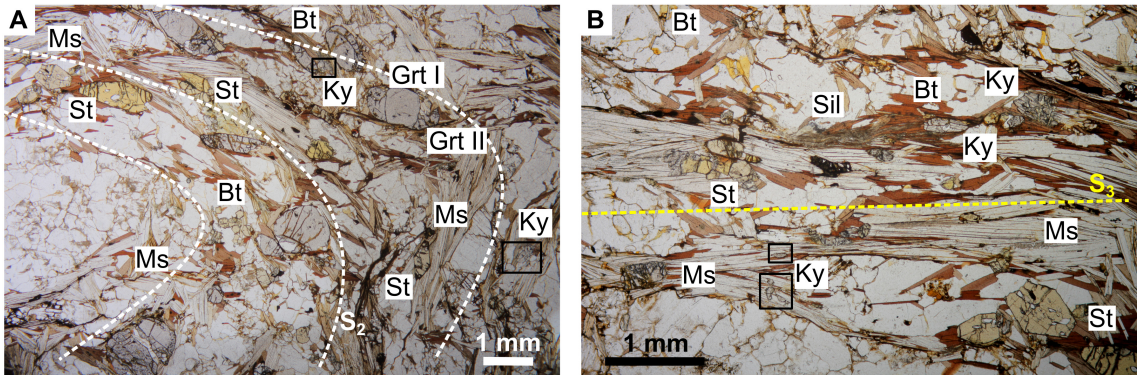


Obr. 33: Makroskopické rysy infrastruktury. A - reliktní izoklinální vrása křemenné žilky v hrubozrnných svorech zaznamenávající velmi vysokou deformaci. Osní rovina odpovídá plochému úklonu kliváže S_3 v oblasti (VP154). B - izoklinální vrásnění žíly felzické ortoruly dokládající, že plochá kliváž je S_3 a vznikla vertikálním zkrácením původně strmé stavby, která je v přilehlých svorech zcela transponovaná (VP155). C - počátky tavení v kyanitové zóně. Pelitický protolit je bohatý křemen živcovými sekrecemi, které zvyšují jeho zrnitost oproti okolním metadrobám. Metadroby známky tavení nevykazují. Všeobecná intenzivní transpozice do směru S_3 (VP43). D - svor 100m JZ od intruze gabra (VP45). V tlakovém stínu rigidní intruze je dominantní stavbou strmá S_2, která je jemně F_3 vrásněná s osními rovinami souhlasnými s průběhem stavby S_3 v okolí. Kladivo délky 35 cm.

3.4.3 Centrální infrastruktura – kyanitová izográda, petrologická charakteristika a PT vývoj

Kyanitová izográda je poměrně dobře vymezena, neboť v její blízkosti byly odebrány ze 4 lokalit vzorky ke zhotovení výbrusů. 2 z nich obsahují společně kyanit se staurolitem, a 2 jsou typické staurolitové svory.

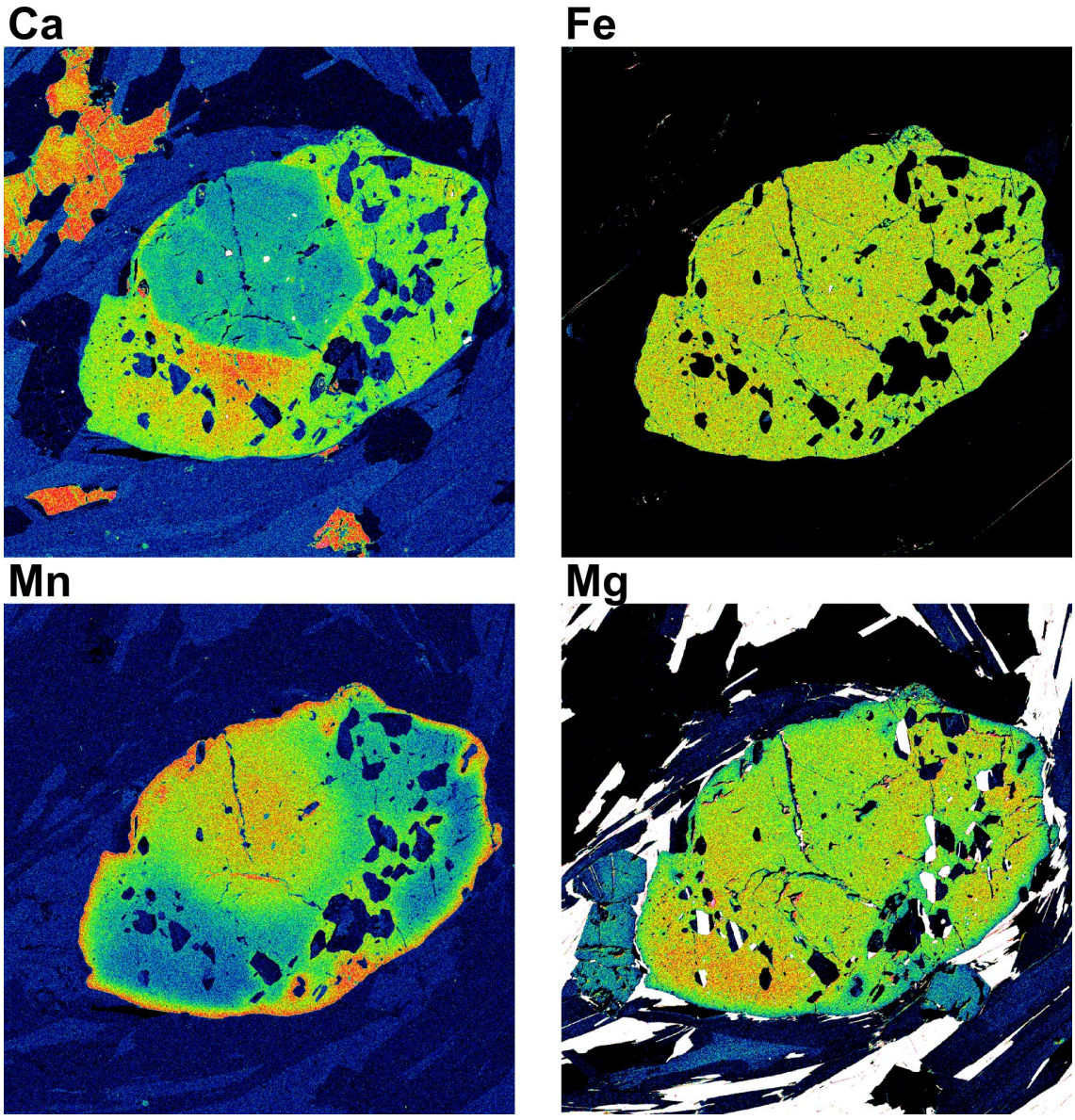
Strukturní styl v horninách těsně za kyanitovou izográdou je velmi obdobný jako ve staurolitové zóně. V převážně hrubozrnných svorech se střídají oblátní a prolátní domény, které odrážejí vrásový styl F_3 v oblasti (srov obr. 32a,d a obr. 34a). K typickým petrologickým vzorkům z prolátní domény kyanitové zóny patří výbrus VP52A, který byl podroben také detailní analýze na mikrosondě.



Obr. 34: Pestré minerální asociace svorů kyanitové zóny z prolátní domény (VP52B). A - přednostní orientace porfyroblastů grt a st sleduje vrásněnou stavbu S_2, ke které minerální asociace náleží. B - rameno S_2 rotované do směru osních rovin F_3 vrás. Plochou kliváž S_3 nedoprovází významný minerální růst. Pouze místy je patrný růst sillimanitu na úkor biotitu. Kyanit se vyskytuje také uzavřený v muskovitu (černé rámečky). Rovnoběžné nikoly, řezy YZ.

Mezi hlavní minerální fáze kromě křemene a plagioklasu patří muskovit a biotit. Slídy, křemen-živcové pásky, protažení dvojgeneračního granátu (do 2 mm) a orientace automorfního staurolitu (do 2 mm) definují dominantní směr zkrácení (ve směru S_2), který je poté vrásněn deformační událostí D_3 (obr. 34a). Osní kliváž S_3 těchto vrás je spíše diskrétní a není doprovázena výrazným minerálním růstem (ojediněle novotvorba muskovitu, v diskrétních klivážových doménách bylo také pozorováno zatlačování biotitu sillimanitem, obr. 34b). Kyanit tvoří hypautomorfní zrna až 1 mm velká volně rozptýlená v matrix, která v případě svého protažení rovněž sledují průběh stavby S_2. Podrobně studovány byly také akcesorické minerály. Vyskytuje se

zirkon a rutil (až 250 μm), který zatlačuje ilmenit (vzácně zachovaný ve středech zrn). Z fosfátů je běžný monazit (i >100 μm) a xenotim. Celá hornina je pozdně slabě chloritizována (1 mm velké všesměrné agregáty chloritu).



Obr. 35: Kompoziční mapa granátu z obr. 36. Mapa Ca ukazuje původní automorfní omezení jádra grt I. Mapy Mn a Mg naopak naznačují vyšší účinnost difuze - zhlazený vzor, tenký retrográdní lem a modifikaci složení v blízkosti inkluzí.

Muskovit v matrix je bohatý TiO_2 (0,8 – 0,9 hm. %), obsah fengitické komponenty je zvýšený (většinou v rozmezí 3,08 – 3,10 atomů Si) a poměr Na/K se pohybuje

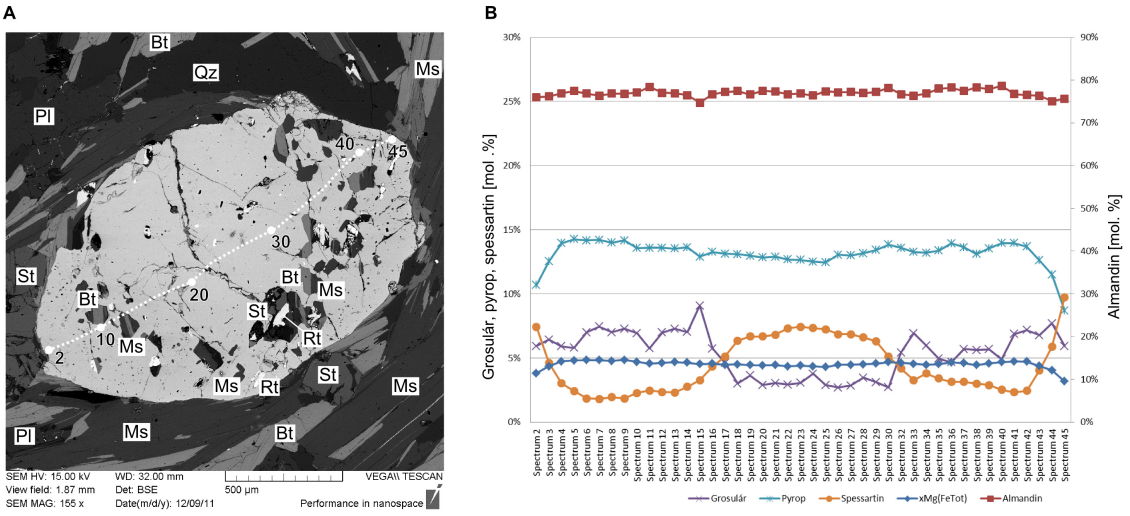
mezi 0,20 – 0,22. Biotit je má rovněž zvýšené koncentrace TiO_2 (1,9 – 2,0 hm. %) a Mg# 0,43 – 0,45. Staurolit je železnatý typ (Mg# 0,14 – 0,16) s 0,4 – 0,6 hm. % ZnO.

Almandinový granát je dvojgeneračního typu. Na čisté automorfní jádro grt I (viz kompoziční mapa Ca, obr. 35 a obr. 36a) narůstá nerovnoměrný lem grt II způsobující protažení zrna, který je i zde velmi bohatý inkluzemi. Inkluze jsou kromě uvedených akcesorií většinou křemen a slídy – muskovit a biotit. Složení inkluzí muskovitu se od muskovitu v matrix liší zejména nižší koncentrací TiO_2 (0,5 – 0,8 hm. %), zvýšeným Na/K poměrem (většinou okolo 0,27) a nižší fengitickou komponentou (3,01 – 3,08 atomů Si). Složení biotitu se pravděpodobně vzájemně ovlivňuje s okolním granátem (obr. 35), oproti matrix je mírně ochuzen TiO_2 (1,8 – 2,0 hm. %) a jeho Mg# je mírně zvýšená (0,53 – 0,54). Pozorovány byly také inkluze staurolitu, které mají obdobné složení jak staurolit v matrix.

Zhotoven byl také kompoziční profil dvojgeneračním granátem (1,7 mm, obr. 36b). Chemicky se přechod do grt II se vyznačuje ostrým nárůstem grusulárové komponenty ze 3 mol% v jádře na 6 – 8 mol% v okraji. Profil pyropovou složkou vykazuje pouze slabou zonálnost z 12 – 13 mol% v jádře po 14 mol% v grt II. Almandinová komponenta je velmi plochá a osciluje mezi 76 – 78 mol %. Obsah Mn je nabohacen v grt I (6 – 7 mol%), zatímco v grt II prudce klesá na 2 – 3 mol%. Granát kyanitové zóny má silný retrográdní lem (okolo 50 μm široký) zobrazený zpětným nárůstem spessartinové komponenty až k 10 mol% a poklesem Mg pod 10 mol% (obr. 35 a 36).

Pro výpočet PT řezu byla z reprezentativní části výbrusu (o ploše 13x10 mm) zhotovena plošná analýza. Na rozdíl od suprastrukturních vzorků nebyla zavedena apatitová korekce, protože podle studia akcesorií je většina P vázána ve fosfátech vzácných zemin a apatit téměř není přítomen (monazit, xenotim). Ve výbruse se vyskytují opět pouze 2 porfyroblasty granátu (celkem 0,8 mod%), které však podle bodových analýz představují grt II a tudíž nebylo nutné odečítat od plošné analýzy grt I.

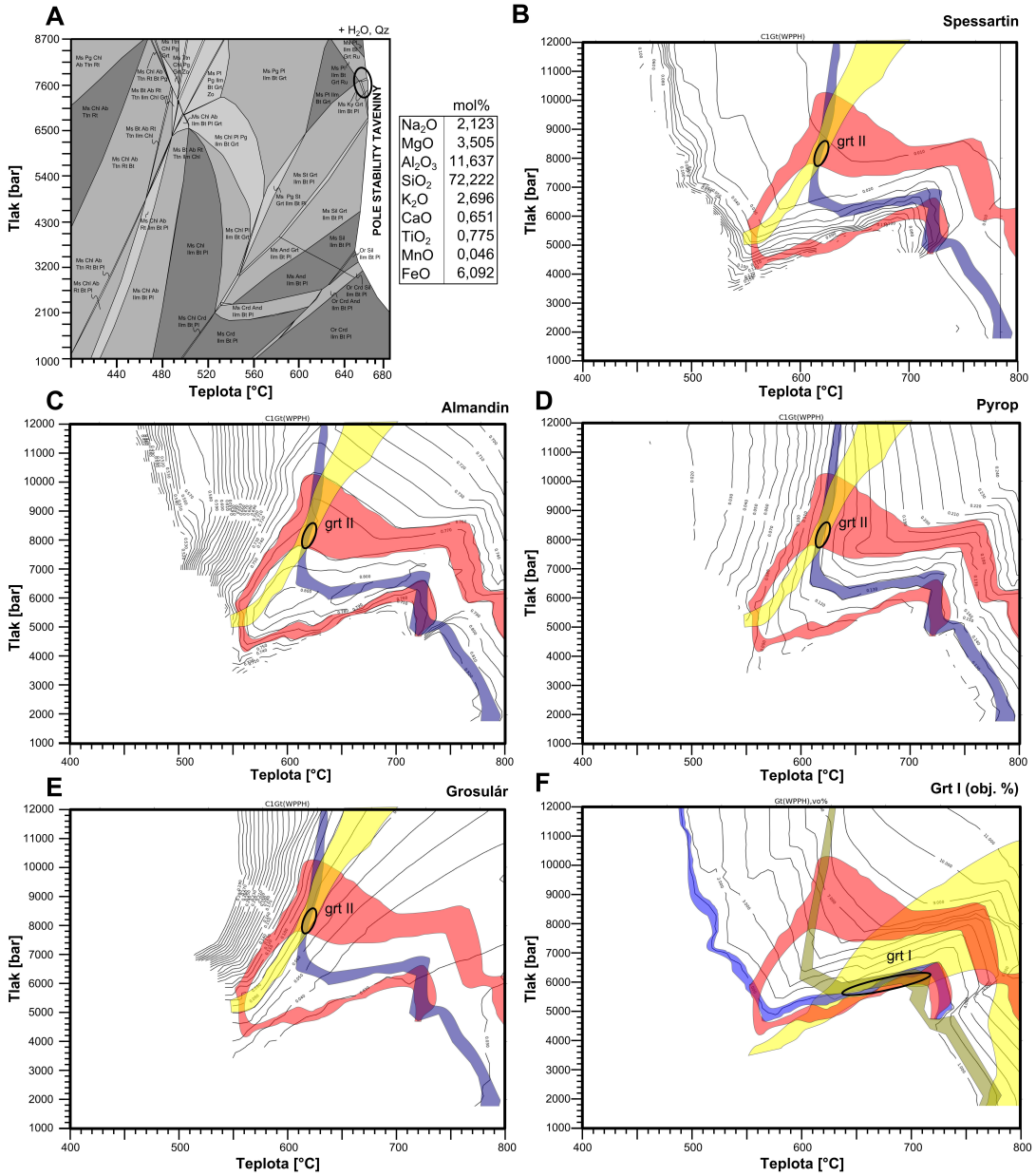
Minerální asociaci výbrusu VP54 (Ms + Bt + Pl + Qz + Grt + St + Ky + Ru + Ilm) odpovídá úzké pole představující koexistenci staurolitu s kyanitem. Zahrneme-li do úvahy také přechod ilmenitu na rutil, a uvážíme, že staurolit může být ve výbruse již metastabilní, dostáváme se k metamorfním podmínkám 650 °C a 7,8 kbar pro růst grt II a tedy stavbu S_2 (drobné multivariantní pole koexistujících Ru + Ilm a Ky +



Obr. 36: Profil granátem dvojgeneračním granátem vzorku VP52A v blízkosti kyanitové izogrády. A - průběh kompozičního profilu uvedený v B.

St, obr. 37a). Pseudosekce přeceňuje modální proporci granátu na úkor velikosti polí stability staurolitu a kyanitu, zejména v zóně stability rutilu. Vzhledem k negativnímu sklonu dP/dT kontinuální reakce rozpadu staurolitu na kyanit se můžeme domnívat, že hornina vznikla v mírně vyšších tlacích a zanedbatelně nižších teplotách v poli stability rutilu a kyanitu. To je v souladu s modálními izopletami granátu, které ukazují na tlak 8 kbar a teploty 630°C (obr. 37b-e). Nižší vypočtené teploty oproti předpovídaným teplotám kyanitové izogrády v pseudosekci lze vysvětlit zploštěním koncentrace Mg v profilu granátem difuzí na jeho okraji, která za zvýšených teplot byla poměrně intenzivní (viz retrográdní Mg chudý lem, obr. 36b). Vyšší teploty než 660°C nelze pro grt II předpokládat, neboť za těchto teplot se nachází mokrý solidus horniny, ale hornina nevykazuje známky tavení.

Kompoziční profil jádrem granátu umožňuje blíže specifikovat PT podmínky pro grt I. Modální izoplety poměrně dobře určují tlakové podmínky na cca 6 kbar. Teplotní odhad je však velmi problematický. Zahrnuje široké rozmezí velmi vysokých teplot 640 – 710°C. Velmi vysoké teploty za hranicí solidu však nelze očekávat. Vzhledem k přítomnosti inkluzí muskovitu a staurolitu uzavřených v grt II můžeme usuzovat, že reliktní minerální asociace ležela na spodním okraji uvedeného teplotního intervalu. Teploty okolo 640°C podporují také izoplety modálního poměru Na/K.

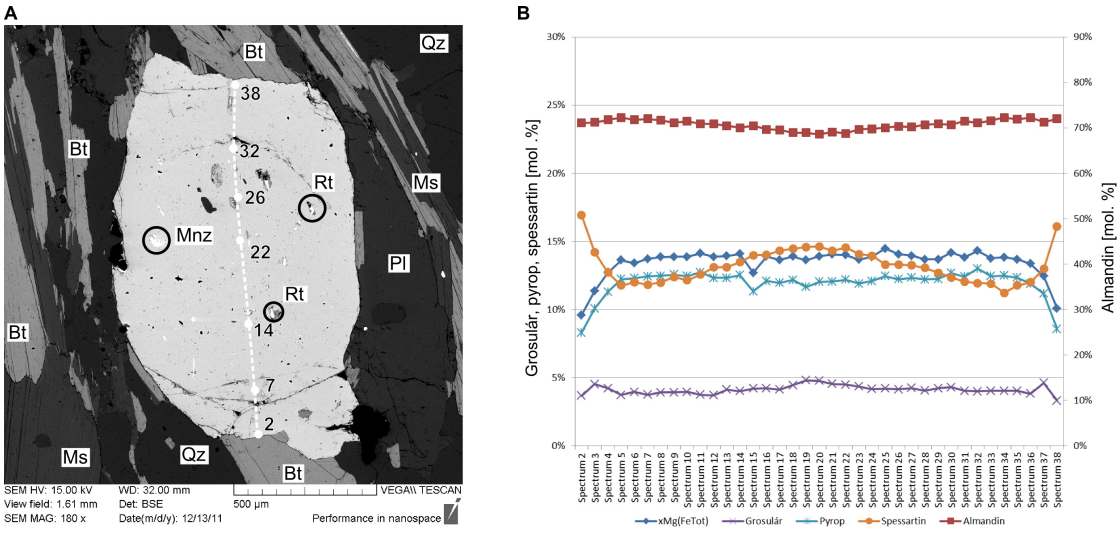


Obr. 37: Petrologie svorů kyanitové izogrády (VP52A). A - PT řez. Černé elipsy vyznačují pozici grt II podle minerální asociace. C-F molární izoplety jednotlivých koncových členů. Barevné polygony ohraničují rozmezí teploty a tlaku pro příslušné koncové členy podle profilu na obr. 36. G - modální izoplety grt II. Barevné polygony ohraničují PT prostor příslušných molárních izoplet pro růst grt I. Černé elipsy jsou PT pozice pro grt I (F) a grt II (B-E).

3.4.4 Západní infrastruktura – strukturní a metamorfní záznam metasedimentů kyanitové zóny

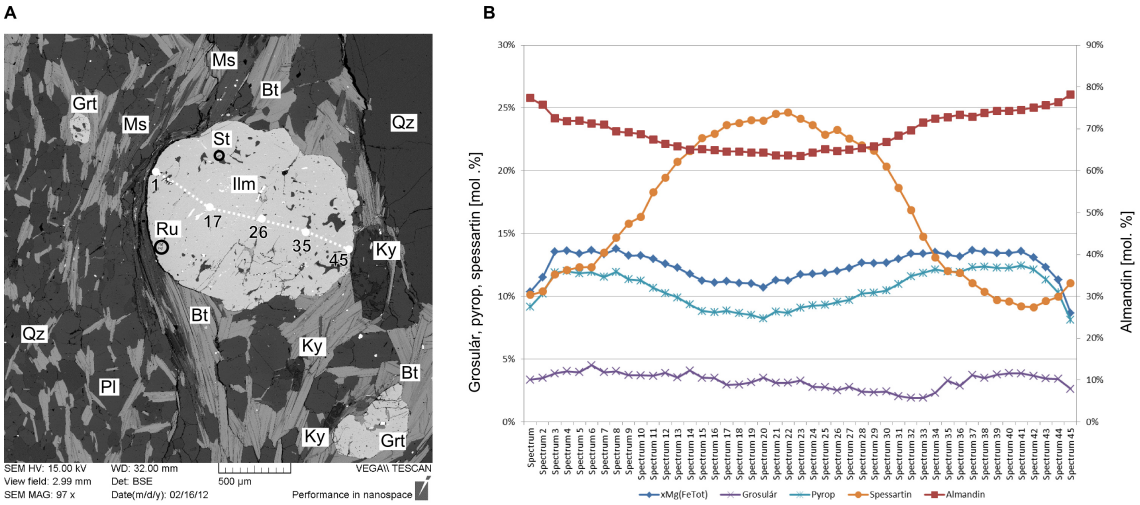
Ve hrubozrnných svorech (pelitický protolit) a jemnozrnných pararulách (drobový protolit) kyanitové zóny postupně dochází ke zvýšení sklonu k JV zapadající kliváže S_3 z ∼35° až na lokálních 50°. Intenzita D_3 transpozice je v podstatě úplná a původní průběh stavby S_2 není ve většině případů rekonstruovatelný. Intersekční lineace L_3 se uklání pod úhly 20 – 45° k JV a místy má minerální charakter (přednostní orientace slíd, sillimanitu a protažení křemene). Vysoké metamorfní podmínky lokálně způsobují až natavení pelitických protolitů a vznik křemen-živcových taveninových sekrecí (obr. 33c).

Ve výbrusech na úrovni Toužimi se v pelitech nadále objevují dvojgenerační granáty, ale pozorovat lze i ryze jednogenerační typy s plochým, velmi slabě prográdním profilem (nárůst Mg, pokles Ca, Mn) a širokým retrográdním lemem (∼ 150 μm, obr. 38b). Pro odhad PT podmínek centrální kyanitové zóny byla na mikrosondě analyzována jemnozrnná metadroba (VP38A) s granátem, kyanitem a relikty staurolitu, která vykazuje silnou transpozici do směru kliváže S_3).



Obr. 38: Profil jednogeneračním granátem kyanitové zóny (VP32A). A - vedení kompozičního profilu uvedeného v B.

Muskovit v matrix metadroby má poměr Na/K 0,21 – 0,23, koncentrace TiO_2 se pohybují mezi 0,8 – 0,9 hm. % a fengitická komponenta mezi 3,04 – 3,06 atomů Si.



Obr. 39: Profil granátem metadroby kyanitové zóny (VP38A). A - vedení kompozičního profilu uvedeného v B. Drobné inkluze v granátu jsou mj. staurolit. O jakou generaci granátu se jedná je diskutabilní.

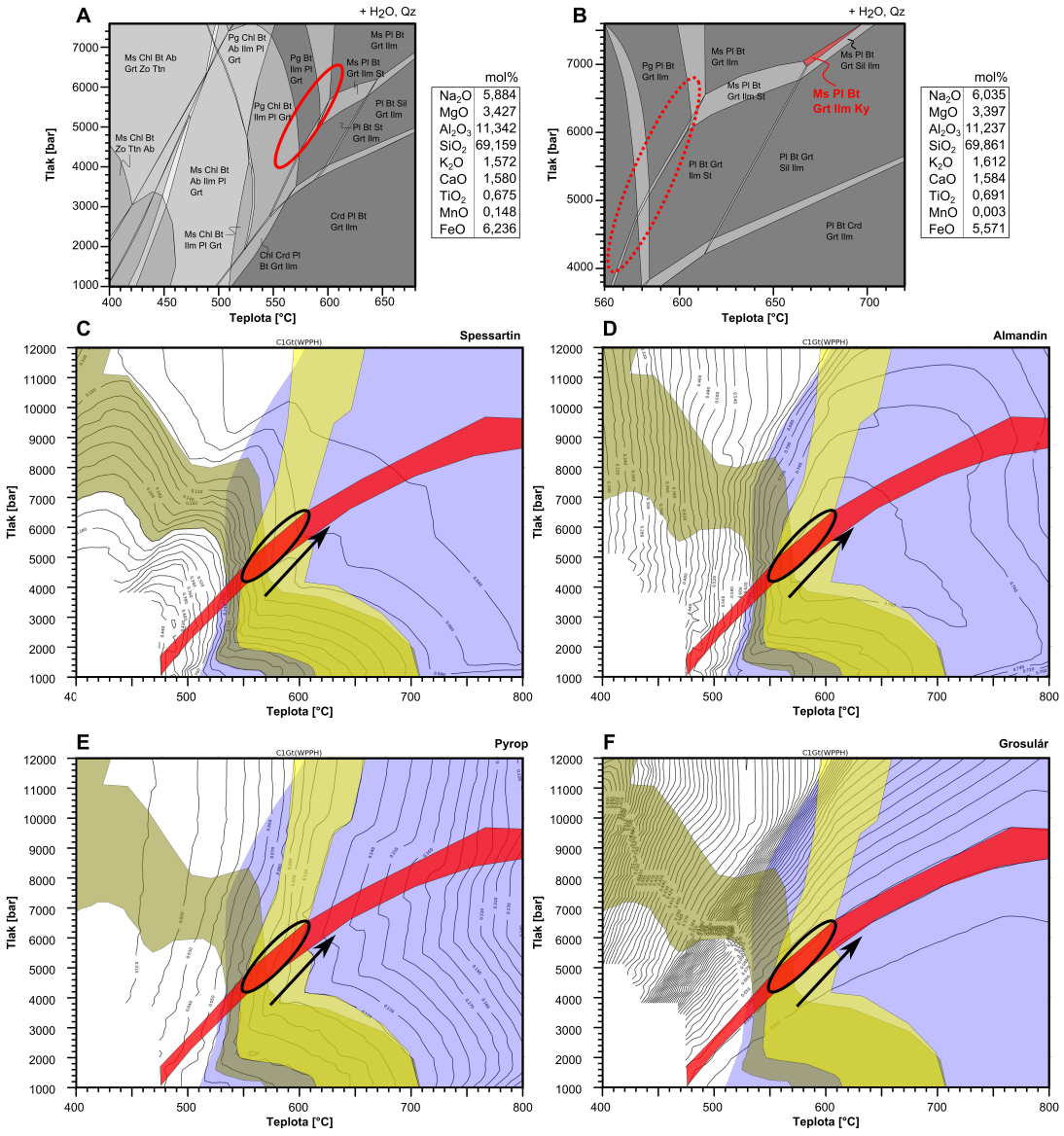
Mg# v biotitu je 0,41 – 0,43 a biotit je obohacen TiO_2 (2,0 – 2,6 hm. %). Staurolit v matrix je železnatý (Mg# 0,15) a velmi bohatý ZnO (1,7 hm. %).

Zaoblené granáty jsou čisté a jejich křemenné inkluzní stopy jsou přímočaré a kosé k průběhu hlavní kliváže S_3, která granátové porfyroblasty obtéká (obr. 39a). V granátu byly pozorovány také drobné xenomorfní inkluze staurolitu (1,4 hm. % Zn, Mg# 0,21). Profil granátem (1,5 mm) ukazuje dobře vyvunutou růstovou zonálnost (obr. 39b). Almandinová komponenta směrem k okrajům narůstá z 63 na 78 mol% a pyropová z 8 na 12 mol%. Koncentrace spessartinového členu jsou vysoké a směrem k okraji klesají z 25 mol% na 9 mol%. Problematické je zastoupení Ca, protože jeho minimum (2 mol%) leží mimo geometrický střed a střed ostatních chemických složek. Grosulárová komponenta vykazuje pouze drobné variace okolo 4 mol%. Granát má opět cca 150 μm mocný retrográdní okraj projevující se poklesem pyropové (na 8-9 mol%) a nárůstem spessartinové složky (na 11 mol%).

Termodynamické modelování se i v tomto případě opírá o plošnou analýzu reprezentativního území o velikosti cca 7x8 mm. Protože byl ve výbruse pozorován apatit, byla zavedena apatitová korekce (všechen P je v apatitu). Vzhledem k malé variaci Ca v granátu okolo 4 mol% sleduje PT dráha modální izopletu grosulárové komponenty a ukazuje na nárůst teploty z cca 550°C a 4,0 kbar na 610°C a 6,6 kbar (obr. 40). Nižší metamorfní podmínky než ze vzorku VP52A z kyanitové izogrády však

nelze předpokládat, protože metapelity v blízkosti místy vykazují i známky tavení. Metadroba kromě reliktního staurolitu obsahuje také kyanit a je tudíž pravděpodobné, že hornina ekvilibrovala za podstatně vyšších tlaků i teplot a vrcholné metamorfní podmínky zaznamenávané na okrajích granátu mohou být v granátu setřeny např. difuzí (obr. 40).

Nelze ani vyloučit, že pozorovaný granát je reliktní z události D_1. Odečtením granátu od složení horniny (započtením sférické geometrie granátu o modální proporci 2,5% obdobně jako v případě VP390A) se v pseudosekci objeví úzké pole kyanitu (srov. obr. 40a a b) a PT podmínky potom můžeme odhadnout na minimálně 660°C a 7,0 kbar.



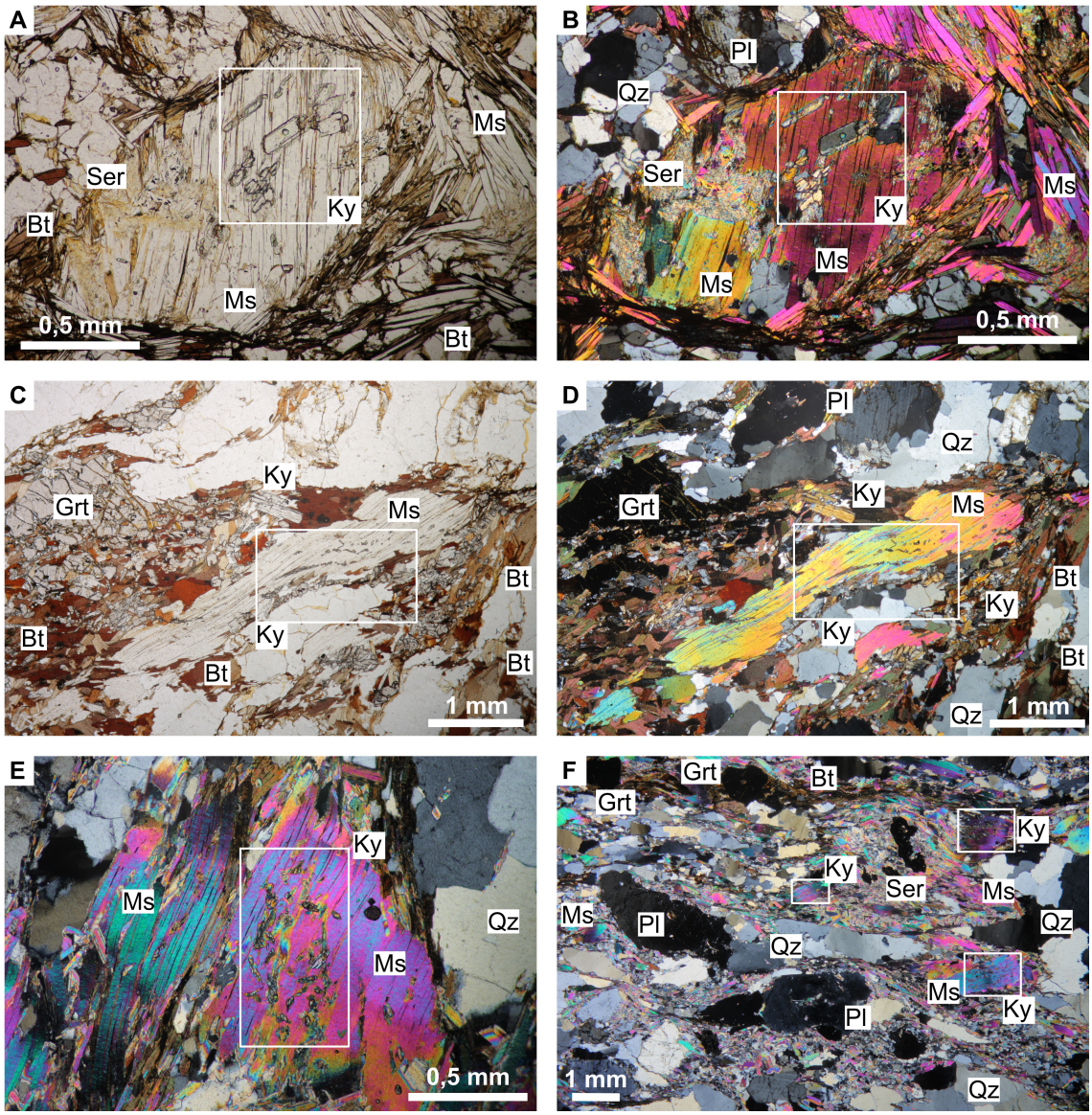
Obr. 40: Petrologie metadrob kyanitové zóny (VP38A). A - pseudosekce vypočtená pro reprezentativní území výbrusu. Červená elipsa vyznačuje PT vývoj podle molárních izoplet granátu (C-F). B - výřez pseudosekce po odečtení složení granátu od výchozího složení horniny. Od tlaků 7 kbar a 660°C se objevuje pole stability kyanitu (červeně). Červená tečkovaná elipsa vyznačuje prográdní růst odečítaného grt podle C - F. C - F - molární izoplety koncových členů granátu. Barevné polygony vymezují rozmezí mezi příslušnými izopletami podle profilu na obr. 39b. Model taveniny nebyl do výpočtu zahrnut.

3.4.5 Západní infrastruktura – strukturní a metamorfní záznam pestrých litologií poblíž kontaktu s MLC

Kromě svorů, metadrob a pararul se v západní infrastruktuře objevují rozličné pestré litologie. Hojně se v oblasti vyskytují pegmatitové žíly o mocnosti až několik desítek m ležící konkordantně s průběhem okolní kliváže S_3. Středové partie velkých žil jsou hrubozrnné (zrna velikosti několik cm) a téměř nedeformované. Skládá je plagioklas, draselný živec, muskovit, biotit, granát (až 2 cm v průměru) a turmalín. Okraje a menší žíly jsou velmi silně deformované do směru kliváže S_3. Při deformaci dochází ke snižování velikosti zrn křemene a živců, a na klivážových plochách roste novotvořený drobný muskovit, ale také granát pravděpodobně metamorfního původu.

V jednom případě bylo pozorováno drobné těleso gabra neznámého stáří. Tato intruze způsobila kontaktní metamorfózu v přilehlých svorech (VP45). Na výchozu dominuje strmá stavba označovaná jako S_2 (50 – 70° k VSV – V), která se zachovala ve stínu vnitřně nedeformované gabroidní intruze. S_2 je krenulována F_3 vrásněním četných křemenných žilek, jejichž vrásové osy jsou ploché ve směru JJV-SSZ a osní roviny zapadají pod středními úhly k JJZ (obr. 33d).

Ve výbrusu se vyskytují několik mm velké porfyroblasty muskovitu, který uzavírá kyanit a je ve stavbě S_2 rekrystalizován na drobnozrnné agregáty sericitu (obr. 41a,b). Zmenšení zrna se dobře odráží i v chemickém složení muskovitu, a to skokovým snížením Na/K poměru (z 0,18 na 0,06 – 0,07) a koncentrace TiO_2 (z 0,9 na 0,2 hm. %). Pro diskuzi těchto pozorování viz. kapitola 4.2.



Obr. 41: Výskyty kyanitu uzavřeného v muskovitu (vyznačeno bílými obdélníky) v pestrých litologiích infrastruktury. Hlavní stavba na obrázcích odpovídá S_3 v oblasti. A - porfyroblasty světlé slídy uzavírají drobná zrna kyanitu. Světlá slída se rozpadá na sericit odlišného složení (VP45). Paralelní nikoly, řez YZ. B - jako A, zkřížené nikoly. C - migmatit s kyanitem (VP301). Kyanit se nachází uzavřený v porfyroblastu muskovitu, ale také v Bt a Grt bohatém restitu v osní rovině vrásy leukosomu (na fotografii není patrno). Rovnoběžné nikoly, řez YZ. D - jako C, zkřížené nikoly. E - kyanit v porfyroblastu muskovitu silně deformované ortoruly (metapegmatitu?). Zkřížené nikoly, řez XZ. F - mikrostruktura stejného vzorku jako E (VP278). Porfyroklasty tvoří plagioklas a agregáty křemene. Matrix se tvořena drobnozrnným muskovitem a křemenem. V plochách kliváže roste také biotit a granát. Zkřížené nikoly, řez XZ. Diskuze těchto pozorování viz. 4.2

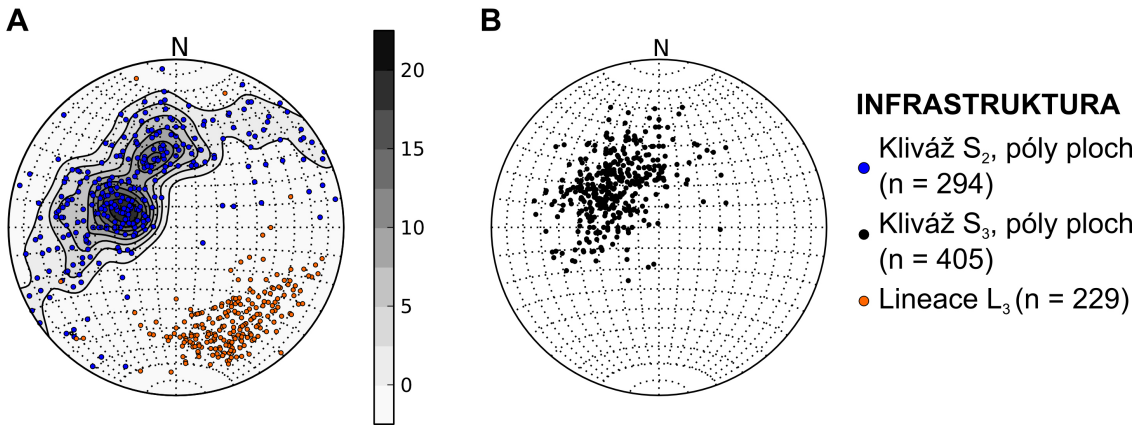
Další novou litologií jsou tělesa amfibolitů proměnlivé velikosti. Amfibolity byly J od Toužimi studovány ze strukturního hlediska na dvou malých a nekvalitních výchozech. Jejich metamorfní stavbu představuje kompoziční páskování, jehož průběh je analogický regionálnímu směru S_3, a je tak proto označován (25 – 45° k VJV).

V severní části infrastruktury na profilu Bochovského potoka v blízkosti MLC byly pozorovány kromě metasedimentů, deformovaných pegmatitů a ortorul (obr. 41e,f) také migmatity s kyanitem. Kompoziční páskování v migmatitu je vrásněné izoklinálními vrásami F_3 s téměř V-Z osou a vyvinutou osní kliváží S_3, která je souhlasná s kliváží S_3 v metasedimentech (střední úhly k JV). V-Z vrásové osy byly pozorovány také v metasedimentech a jsou na kontaktu s MLC poměrně časté.

Samotný kontakt s mariánsko-lázeňským komplexem je Z od Toužimi velmi špatně odkrytý a téměř zcela bez výchozů (zdokumentovány byly 4 malé a velmi zvětralé výchozy v amfibolitech MLC a 3 v horninách TCC na profilu Přílezského potoka). V úlomcích lze hojně nalézt silně deformované pegmatity, ortoruly ale také granitové porfyry (slídami chudý metapegmatit?). Metasedimenty jsou velmi jemnozrnné dvojslídné pararuly, místy s patrnou sillimanitovou lineací a lokálně zachovalými relikty zámků izoklinálních vrás, které ukazují na velmi vysokou míru zkrácení při D_3. Dominantní stavbou v metasedimentech je kliváž S_3 uklánějící se pod středními úhly k VJV až V.

V amfibolitech, již řazených k MLC, byly pozorovány 2 stavby. Starší stavbou je kompoziční páskování zapadající pod úhly 50 – 60° k V a může tedy být korelováno s původně strmou S_2. Měřena byla také kliváž označovaná jako S_3 (střední úhly k JV). Na jednom z výchozů měl amfibolit podobný roubíkovitý rozpad jako prolátní domény kyanitové a staurolitové zóny. Tato lineace L_3 leží blízko intersekci amfibolitového kompozičního páskování S_2 a kliváže S_3 a má téměř V-Z průběh.

Je tedy zřejmé, že orientace spádnice S_3 na kontaktu s MLC závisí na měřené litologii a pohybuje se od J v ortorule, přes JV v amfibolitech po VJV až V v pararulách. Tyto variace lze vysvětlit odlišnými reologickými vlastnostmi hornin anebo složitějším vývojem kontaktu s MLC. Vzhledem k velmi špatné kvalitě výchozů a jejich omezenému množství bychom měli tato data brát pouze jako orientační a bez dalšího studia za neprůkazná.



Obr. 42: Strukturní data infrastruktury. A - vrásnění stavby S_2 kolem JV upadajících lineací L_3. B - mírně ukloněná kliváž S_3. Maximum pólů ploch S_2 z A je blízké S_3 a dokládá vysokou míru tranpozice při D_3 vrásnění. Schmidtova plochojevná projekce.

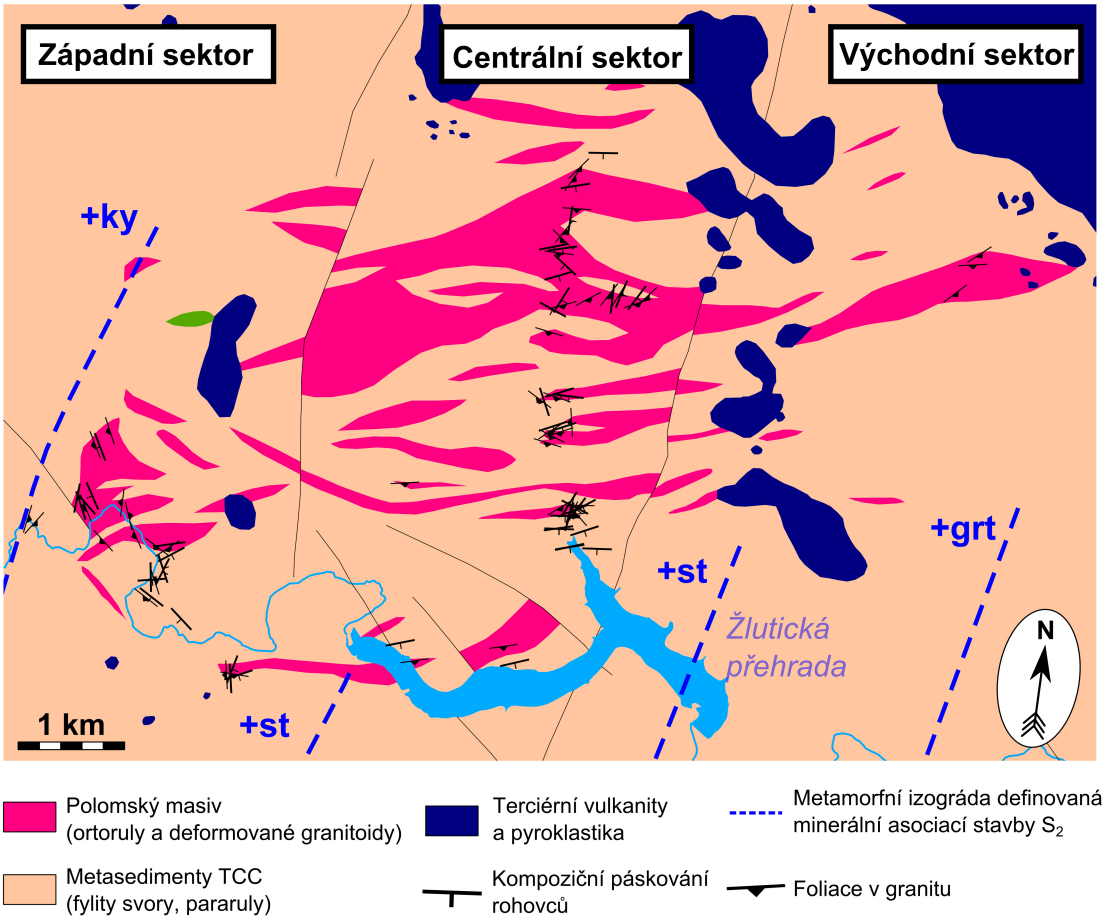
3.5 Polomský masiv a jeho kontaktní a strukturní aureola

Strukturní a metamorfní záznam v polomském masivu a v jeho kontaktní aureole je velmi komplexní (obr. 43) a dosud není zcela vyřešen. Některé základní rysy budou popsány v následujících odstavcích a to postupně z V na Z tak, jak narůstá stupeň metamorfózy v granitoidním protolitu i okolních metasedimentech.

3.5.1 Východní sektor – strukturní záznam v granitu a přilehlých metasedimentech

Mezi nejvýchodnější periferie polomského masivu patří až 500 m široké a 2,5 km dlouhé V-Z protažené čočkovité těleso deformovaného granitu (obr. 43).

Původní biotitický granit je značně deformován. Přednostní orientace je definována usměrněním biotitu (pravděpodobně magmatického), protažením křemene jemnozrnné matrix a přednostní orientací porfyroklastů (K-živce a plagioklasu). Porfyroklasty K-živce (ortoklasu) si lokálně zachovávají původní magmatickou zonálnost a na deformaci odpovídají převážně křehce (deformačním dvojčatěním a frakturací, případně vznikem subzrn - obr. 44a). Intenzita metamorfózy je poměrně slabá, projevuje se pouze lokální sericitizací živců. Nízké teplotní podmínky podporuje také přítomnost mikroklínu v matrix.



Obr. 43: Polomský masiv. Upraveno podle Kodyma (1995).

Na J okraji tělesa je foliace v granitu subvertikální s průběhem SV-JZ. Foliace se na S okraji tělesa pokládá k úhlům 40 – 60° a mírně mění orientaci spádnice z JV na JJV. Lineaci v granitu, která zapadá pod mírnými úhly k JZ, definuje přednostní orientace biotitu. Měřeny byly také tenzní žíly, jejichž pól je orientací blízký lineaci v granitu a má jen mírně vyšší sklon (obr. 44).

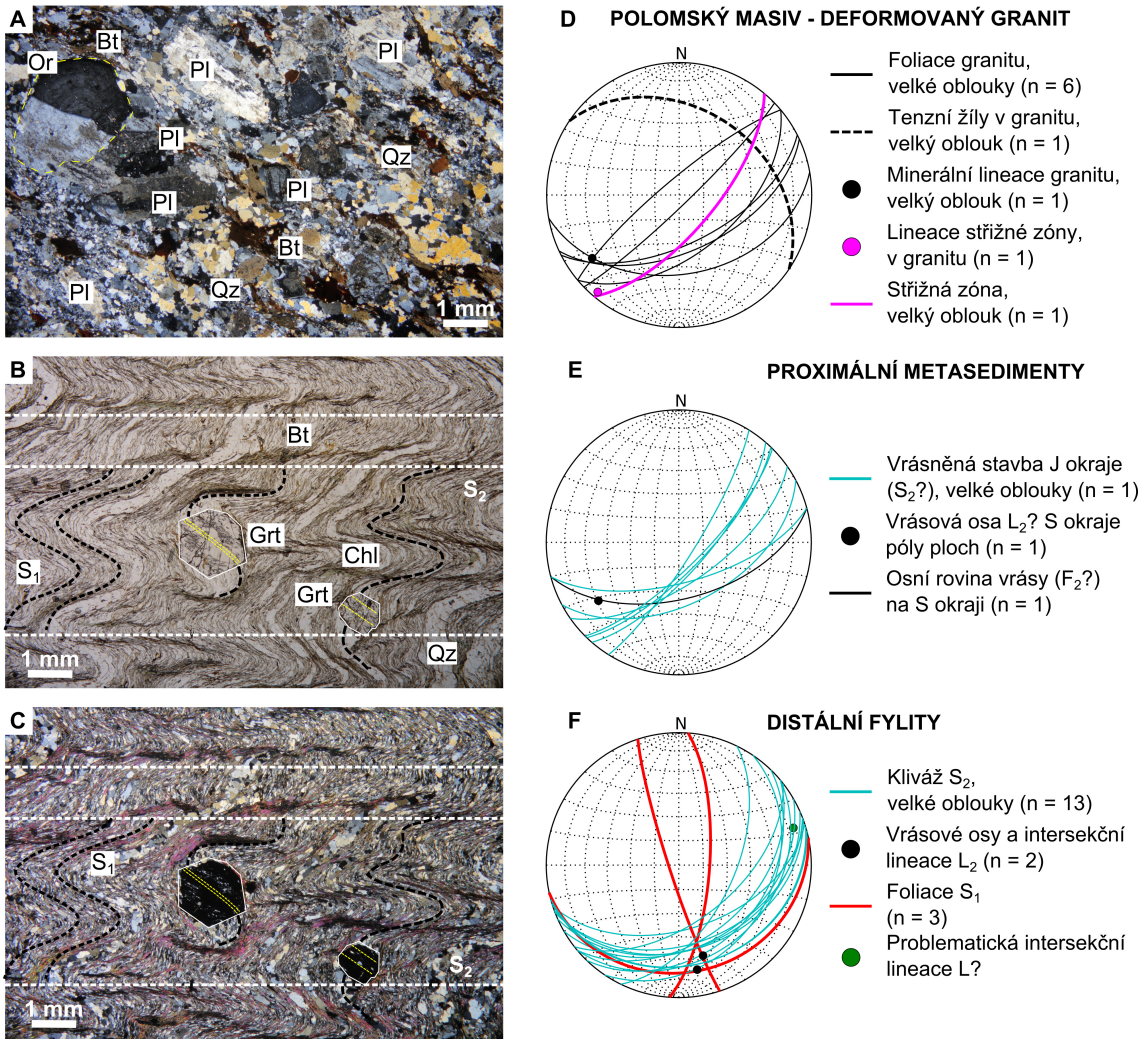
Severní ohraničení intruze představuje střižná zóna, která mylonitizuje okraj granitu. Střižnou zónu tvoří série klivážových domén, které diskordantně protínají granitovou foliaci a zapadají pod úhly okolo 70° k JV. Striace jsou ploché a ukazují na horizontální posun (pravděpodobně sinistrální, obr. 44d).

Metasedimenty v přilehlém okolí granitu jsou řazeny do suprastruktury (podrobně studovaný vzorek VP390A). Do této domény patří fylitické horniny s granátem až do vzdálenosti asi 1300 m J od okraje granitu, kde pravděpodobně zlomově

přecházejí do D_3 intenzivně transponovaných hornin s plochou osní kliváží S_3 (které jsou zahrnuty ve výchozech východní infrastruktury).

První výchoz na J od intruze (60 m) se vyznačuje střídáním drobových a pelitických vrstev cm až dm měřítka, které jsou vrásněny do strmé (70°) k JV ukloněné stavby označované jako S_2. Tento směr je identický jako foliace S_2g v granitu. Nelze vyloučit, že střídání kompetentních a nekompetentních poloh není primární vrstevnatostí, ale jedná se o fylitizované kompoziční páskování vzniklé termálním efektem intrudujícího granitu. Na prvním výchozu směrem na SZ od intruze (300 m) byl dokumentován typický svorový fylit, jehož hlavní stavba zapadá rovněž pod strmými úhly (65 – 70°) k JJV. Tato stavba je osní kliváží vrásy drobové polohy, jejíž osa je obdobná jako lineace L_2g v granitu, tj. plochá a se SV-JZ průběhem (obr. 44d,e).

Strukturní záznam ve fylitech dále od intruze je zcela odlišný od ostatních popisovaných domén. Na většině distálních výchozů dominuje plochá kliváž, která zapadá pod proměnlivými úhly k JV až J a je označována jako S_2. Kliváž S_2 vrásní původní foliaci S_1, která zde původně měla strmý průběh. Intersekční lineace L_2 je plochá SSZ-JJV (obr. 44f). Přestože hlavní kliváž v této oblasti plochá, jsou metamorfní rysy těchto fylitických hornin řazeny k suprastruktuře.



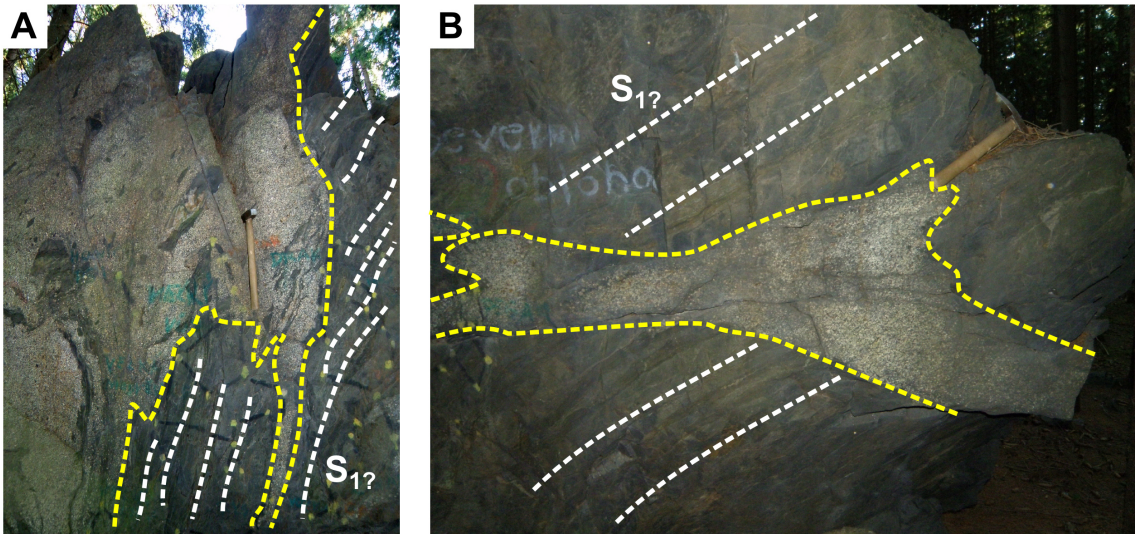
Obr. 44: Východní okraj polomského masivu. A - mikrostruktura deformovaného granitu (VP395). Povšimněte si vzniku subzrna porfyroklastu draselného živce (žlutá přerušovaná čára), které si v obou subzrnech zachovává původní magmatickou zonálnost. Zkřížené nikoly, řez XZ. B - krenulační kliváž S_2 vzorku VP390A. Vrásněnou foliaci S_1 tvoří Bt + Grt ± Ms, kliváž S_2 Ms + Chl + Bt. Inkluzní stopy v obou krystalech Grt jsou paralelní a jejich kontinuita se stavbou S_1 rozporuplná. Rovnoběžné nikoly, řez YZ. C - jako B, zkřížené nikoly. D - strukturní záznam v deformovaném granitu. E, F - strukturní záznam v proximálních a distálních metasedimentech.

3.5.2 Centrální sektor – strukturní charakteristika

Centrální část polomského masivu představuje hlavní granitoidní těleso o rozměrech cca 4,5x2,5 km a série několika V-Z protažených granitoidních žil (stametrové mocnosti) v těsné blízkosti hlavní intruze. Mezi horninovými typy se kromě

biotitických granitů a granodioritů vyskytují také velmi melanokrátní litologie (grabra a tonality), které tvoří několik desítek m mocné žíly často těsně přiléhající ke granitickým polohám.

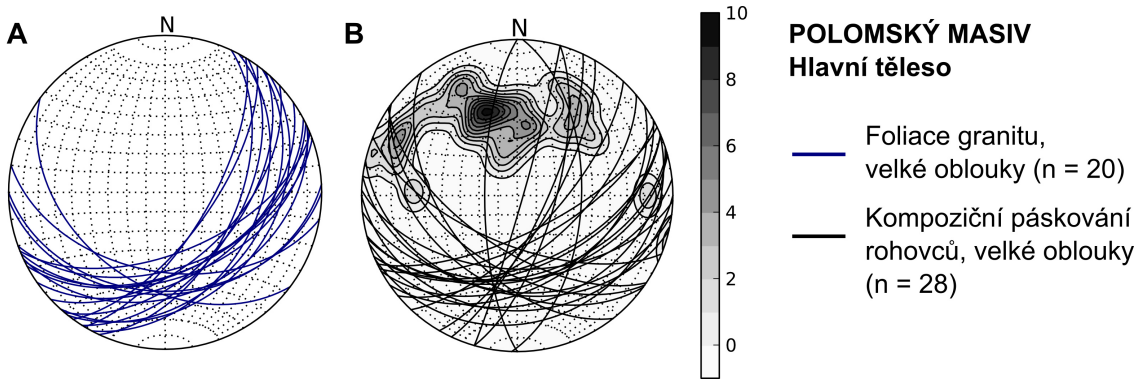
V centrální části hlavního tělesa polomského masivu je granit téměř nedeformovaný. Na výchozech vystupuje jako hojné žíly proměnlivé mocnosti, které mají pouze velmi slabé usměrnění, většinou paralelní s intruzivními kontakty. Granitové žíly pronikají většinou konkordantně s kompozičním páskováním rohovců, zejména pokud mají strmý a S-J průběh (obr. 45a). Vyskytují se ale i případy, kdy granit tvoří ploše uložené žíly, které mají k páskování rohovců vztahy diskordantní (obr. 45b).



Obr. 45: Centrální těleso polomského masivu - intruzivní vztahy (VP438). A - žíly granitu mají konkordantní vztahy se strmým S-J průběhem kompozičního páskování v rohovcích. B - stejný výchoz jako A. Granit vystupuje jako ploše uložená žíla diskordantní k průběhu foliace rohovců. Kladivo délky 40 cm.

Kompoziční páskování rohovců odpovídá osním rovinám reliktních izoklinálních vrás, anebo představuje jejich dlouhá ramena (obr. 48a). Relikty izoklinálních vrás se vyskytují vzácně také uzavřené v xenolitech. Celý tento sled rohovců a deformovaných granitů je převrásněn s velkou vlnovou délkou kolem středně ukloněné SSV-JJZ osy (obr. 46a,b). Pouze lokálně na okrajích hlavní tělesa zaznamenává granit intenzivnější deformaci doprovázenou růstem nových fází (biotitu a muskovitu na foliačních plochách).

Deformaci granitu můžeme ilustrovat na jižním okraji hlavního tělesa, který se vyznačuje již poměrně značnou mírou přetvoření. V mikroskopu je granit z

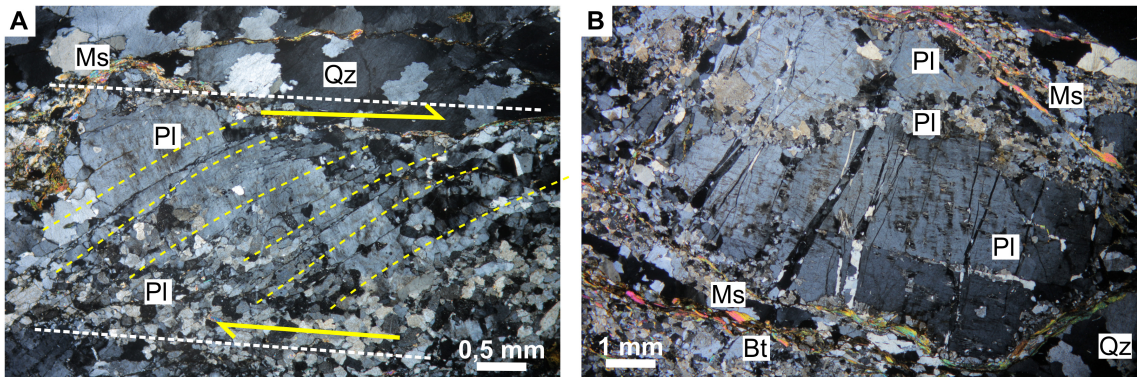


Obr. 46: Strukturní záznam v centrální části hlavního tělesa polomského masivu. A - Foliace v granitu je vrásněna podél středně ukloněné SSV-JJZ osy. B - Kompoziční páskování v rohovcích se vrásní analogicky jako foliace v granitu.

těchto výchozů již silně deformován a metamorfován. Dominantním deformačním mechanismem byla rotace subzrn, čímž se vytvořila typická mikrostruktura jádra a pláště. Porfyroklasty tvoří především živce, ale také agregáty větších zrn křemene, které reagují především křehce - frakturací a deformačním dvojčatěním. V jemnozrnné matrix vystupuje především rekrystalovaný křemen, drobný plagioklas, ale také novotvořené slídy a metamorfní granát. Metamorfóza se projevuje také pokročilou sericitizací živců a jejich orientovaným prorůstáním drobnými destičkami muskovitu. Výbrus vzorku VP19 ukazuje deformaci migrací hranic zrn křemene, a také počínající rekrystalizaci živců (od vzniku typické "bookshelf"mikrostruktury s poklesovou kinematikou k JJV, po počínající vznik subzrn v deformovaných zrnech plagioklasu, obr. 47a,b).

Kontaktní rohovce jsou velmi drobnozrnné horniny většinou s jednou hlavní stavbou a pouze vzácnými reliktními izoklinálními vrásami kompetentních křemen-živcových žilek (obr. 48a). Minerální asociaci skládá křemen, živec, biotit, muskovit a granát. Granát krystaluje v podobě čistých porfyroblastů, ale místy má podobu až několik cm velkých protažených agregátů rostoucích ve felzických páscích, anebo kolem sebe vytváří slídami ochuzená hnízda. Vyskytují se také protažené agregáty velmi jemného staurolitu (viz dále). Horniny vykazují velkou míru statické rekrystalizace a ve více deformovaných případech vysokoteplotní migraci hranic zrn.

Dále na jih, mimo hlavní těleso, se orientace foliace v granitu stáčí do přibližně J směrů a pokrývá celé spektrum úklonů (obr. 49a). Na skalním komplexu VP387 byla pozorována střižná zóna silně mylonitického granitu až fylonitu. Mylonitická



Obr. 47: Mikrostruktury na J okraji hlavního tělesa polomského masivu (VP19). A - "bookshelf"mikrostruktura v plagioklasu ukayuje na pokles k JJV. Plagioklas je frakturován a na okrajích rekrystalizován. Zkřížené nikoly, řez XZ.

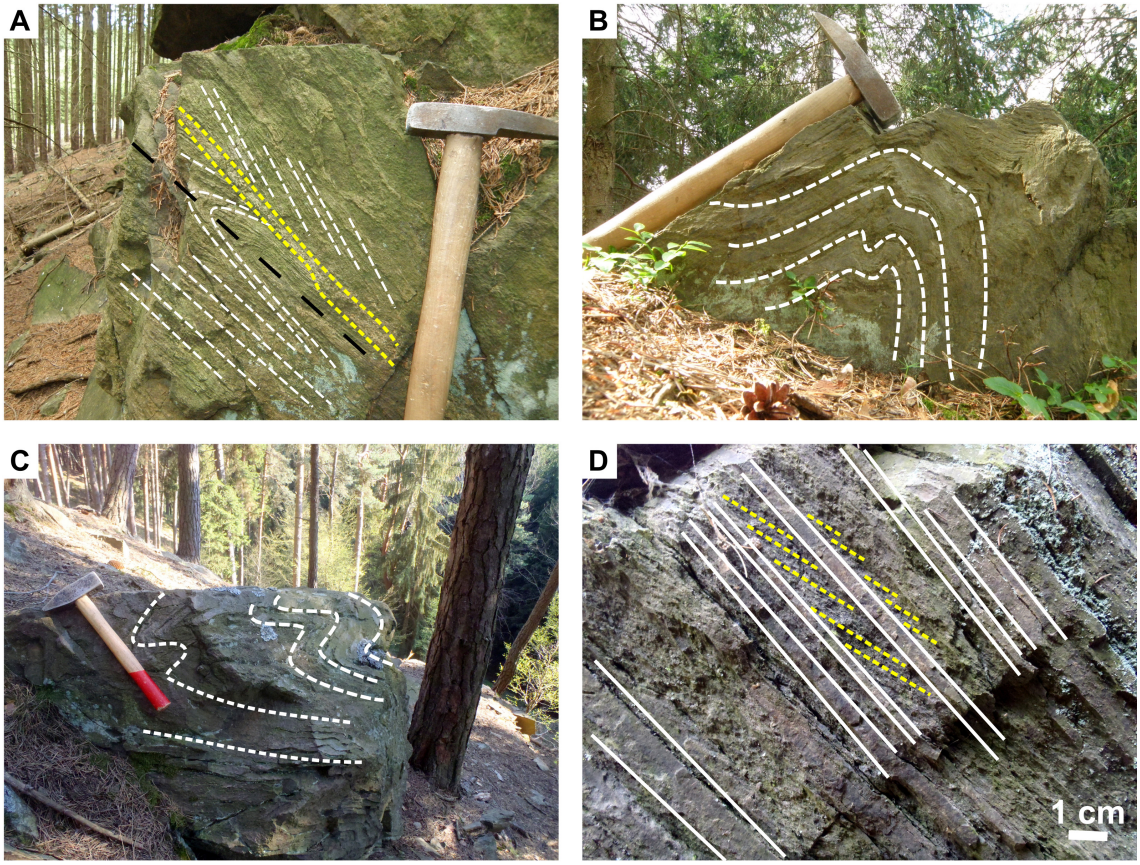
foliace zapadá pod středními úhly k JJZ a striace ukazuje na šikmý pokles k ZJZ se sinistrální kinematikou (49c). Na této lokalitě se také vyskytují až několik metrů velké budiny metagranitu plovoucí v okolní foliaci.

Kompoziční páskování v přilehlých rohovcích je blízké foliaci v metagranitu a zapadá pod mírnými úhly většinou do jižního sektoru. Na několika výchozech jsou patrné vrásy (obr. 48c), které modifikují průběh kompozičního páskování a v nekompetentních polohách mají vyvinutou osní kliváž (obr. 48d). Složitost vrásového stylu se odráží např. v měřených intersekčních a hřbítkových lineacích a vrásových osách. Ty nemají stálý průběh, vyskytují se známé S-J ploché směry, ale časté jsou také nezvyklé, místy až VJV a poměrně strmé (až okolo 45°) úklony vrásových os.

Dále od intruzivních kontaktů je kompoziční páskování přetištěno k J zapadající klivážÍ, která zvyšuje svou intenzitu a postupně způsobuje až svorový ráz horniny. Kliváž zapadá pod středními úhly k J a je ve svorech dále od kontaktu označována jako S_3, kde vznikala jako osní kliváž při transpozici původně strmé stavby S_2 kolem S-J vrásových os. Velmi častý je ve svorech v těsné blízkosti jižního okraje polomského masivu prolátní charakter této transpozice.

3.5.3 Centrální sektor – mikrostrukturní a petrologická charakteristika kontaktních rohovců

Důležitými dokumentačními body jsou výchozy z rohovců na samém jihu polomského masivu (strukturní data obr. (49b). Ty dobře znázorňují vrásnění kom-

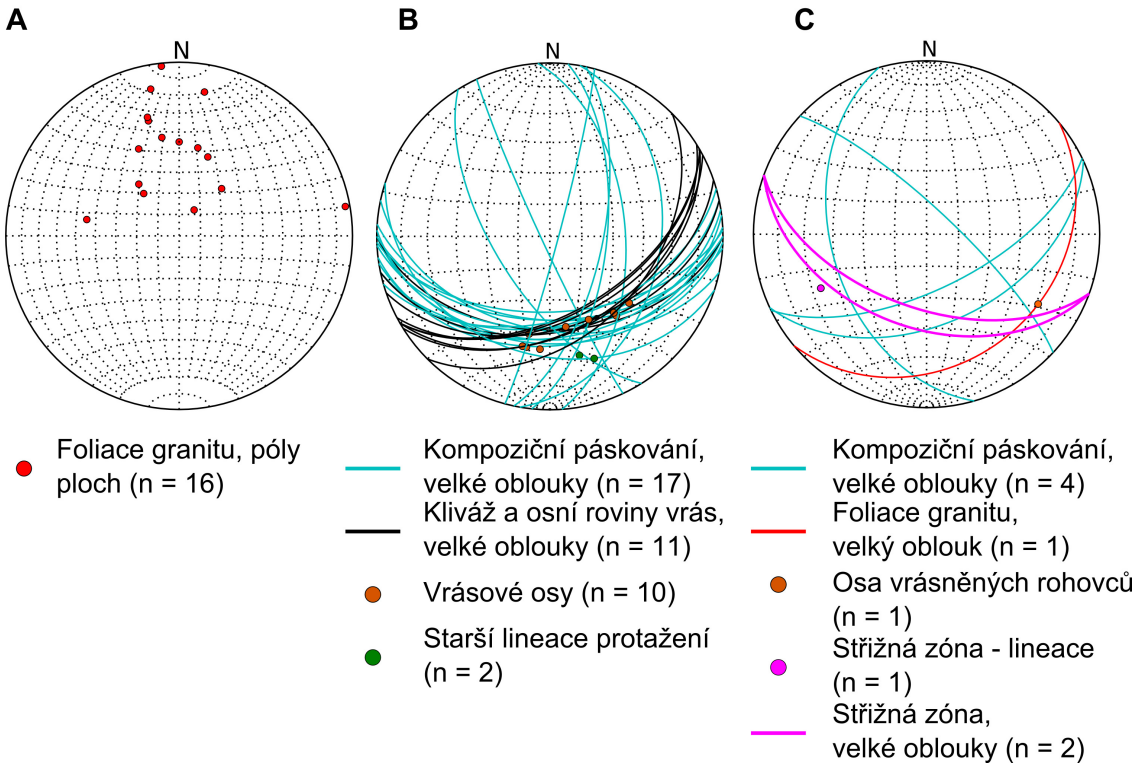


Obr. 48: Kontaktní rohovce v centrální části tělesa. A - kompoziční páskování představuje dlouhá ramena reliktně zachovaných izoklinálních vrás. Žlutě je ohraničena tenká křemenživcová taveninová sekrece intrudující v osní rovině těchto vrás (VP16). Kladivo 40 cm. B - vrásnění kompozičního páskování (patrně postintruzivní, VP18). C - postintruzivní vrásnění kompozičního páskování (VP249). Kladivo 35 cm. D - detail dlouhého ramene vrásy kompozičního páskování - v nekompetentních slídových polohách se vyvíjí diskrétní osní kliváž blízké orientace (VP249).

pozičního páskování proměnlivého směru a vznik osní kliváže, která zapadá pod mírnými až středními úhly k J až JV. Vrásové osy se uklánějí k J až JV a mezi výchozy mírně variují.

Tyto výchozy jsou důležité zejména proto, že z nich byly odebrány vzorky a podrobeny detailní petrologické analýze na mikrosondě, za účelem zhodnocení preintruzivního a postintruzivního metamorfního stupně. Výbrus VP249B je zhotoven ze zámkové linie vrásy kompozičního páskování s vyvinutou osní klivážÍ a ukazuje velmi zajímavé texturní vztahy mezi jednotlivými minerály.

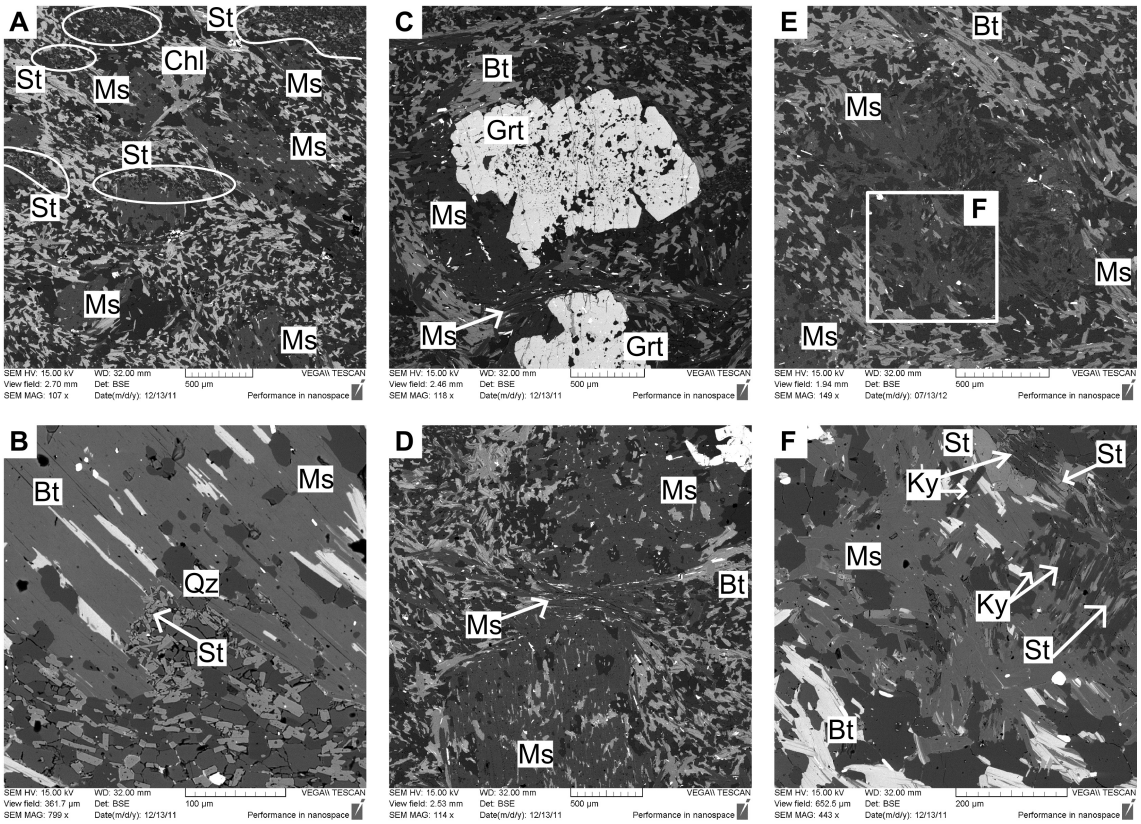
Kompoziční páskování je ve výbruse definováno dvěma litologiemi. Kompe-



Obr. 49: Strukturní záznam centrální části polomského masivu mimo hlavní těleso. A - foliace v granitu zapadá pod proměnlivými úhly k J. B - vrásnění kompozičního páskování podél J až JV zapadající osy s osní rovinou uklánějící se pod středními úhly k J z výchozů VP249, VP376, VP380 a VP381 na J okraji masivu. C - Strukturní data výchozu VP387, na kterém vystupuje poklesová sinistrální duktilní střižná zóna.

tentnější je felzická poloha velmi bohatá křemenem s jen omezeným množstvím slíd (drobné destičky muskovitu a biotitu o velikosti okolo 100 μm), do které osní kliváž nepokračuje. Ojediněle se vyskytují kostrovité čisté krystaly granátu, které okolo sebe vytvářejí lem ochuzený slídami.

Podstatně zajímavější je pelitičtější protolit, tvořící zbylou část výbrusu. Porfyroblasty tvoří především hypautomorfní kostrovité granáty (do 1,2 mm), které se pravděpodobně skládají z několika postupně srůstajících nukleí. Granát je poměrně bohatý xenomorfími inkluzemi, většinou křemene a ilmenitu, ale velmi často uzavírá také xenomorfní staurolit (do 20 μm, obr. 51, 50c). Největšími porfyroblasty ve výbrusu jsou však několik mm velká náhodně orientovaná zrna muskovitu, která obsahují inkluze náhodně orientovaných minerálů matrix a orientovaně se prorůstají s tenkými lamelami biotitu (do 50 μm, obr. 50a,b). Přítomny jsou také automorfní krystaly turmalínu (až 2 mm velké) bohaté inkluzemi minerálů matrix.



Obr. 50: Mikrosondové snímky kontaktního rohovce VP249B. A - velké porfyroblasty muskovitu jsou na okrajích zatlačovány drobnozrnným staurolitem. Hnízda staurolitu se vyskytují také v matrix a jsou protažena ve směru kliváže. B - detail porfyroblastu muskovitu, který je na okrajích zatlačován staurolitem. C - mezi rigidními porfyroblasty granátu je světlá slída silně deformována a protažena do směru kliváže. Rozhraní porfyroblastů Ms a Grt odpovídá krystalografickým plochám Grt. Větší inkluze v Grt jsou Qz, drobné staurolit. D - obdobná situace jako v C, silně deformovaná zóna mezi dvěma porfyroblasty muskovitu ve směru kliváže. E - celkový pohled na Ms + St + Ky symplektit zvětšený v F.

V jemnozrnné matrix se kromě křemene a plagioklasu vyskytuje převážně biotit o velikosti do 250 μm a v podstatně menší míře je zastoupen muskovit. Vznik kliváže není doprovázen významným minerálním růstem. Kliváž je většinou diskrétní a projevuje se slabou přednostní orientací slíd matrix v blízkosti klivážových domén, případně růstem novotvořeného muskovitu nebo biotitu (obr. 50c,d). Muskovit je na okrajích navíc zatlačován velmi drobnými sloupečky staurolitu (většinou do 30 μm, obr. 50b), které se navíc sdružují do pásů nebo „hnízd“ protažených ve směru kliváže. Porfyroblasty muskovitu a granátu vystupují jako rigidní minerály, na nichž nukleuje kliváž a vytvářejí se kolem nich zóny velmi lokalizované a intenzivní deformace (obr.

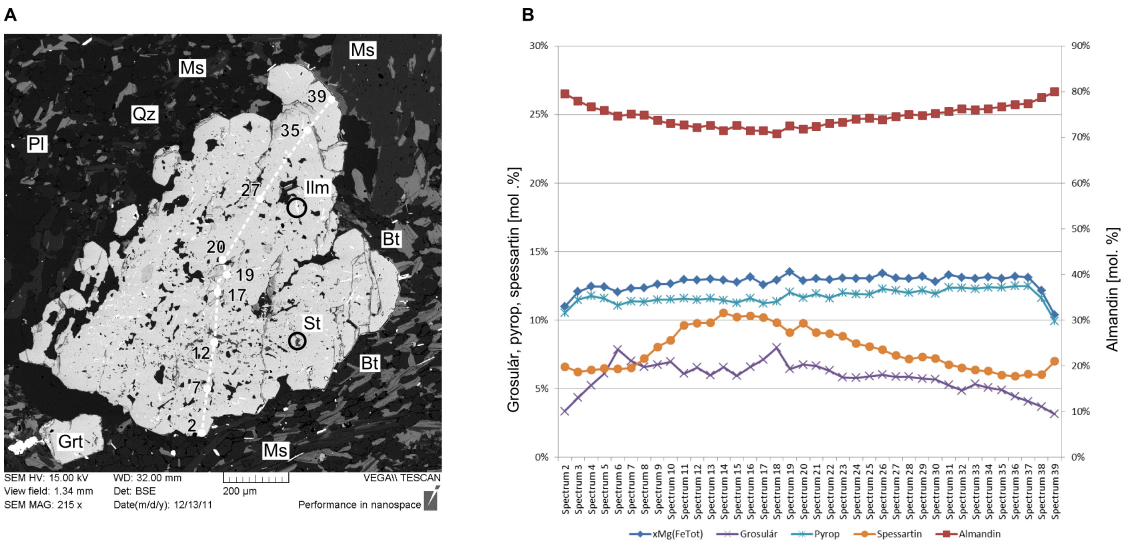
50c,d).

Velmi zajímavá textura je na obr. 50e,f, která ukazuje vzájemné zatlačování a růst několika fází v agregátu muskovitu. V pravé části obr. 50f dochází k orientovanému prorůstání muskovitu, staurolitu a alumosilikátu, který byl pomocí metody EBSD určen jako kyanit. Naopak v horní části obr. 50f si můžeme povšimnout v podstatě automorfních krystalů staurolitu a také kyanitu na kontaktu se staurolitovo-kyanitovým symplektitem.

Staurolit je železnatý (většinou 0,12 – 0,16) s obsahem ZnO mezi 0,3 – 0,5 hm. % a nevykazuje systematické změny ve složení v závislosti na texturní pozici (inkluze granátu, matrix, symplektit). Biotit má stabilní Mg# v rozmezí 0,46 – 0,47 a je poměrně chudý TiO_2 (okolo 1,5 hm. %). Fengitická komponenta ve velkých krystalech muskovitu se pohybuje mezi 3,00 – 3,04 atomů Si, poměr Na/K mezi 0,25 – 0,29 a velmi proměnlivá je koncentrace TiO_2 (0,5 – 1,2 hm. %).

Kompoziční profil granátem (obr. 51) má velmi slabě definovanou zonalitu, patrnou nárůstem koncentrací Fe od jádra (70 mol%) k okraji (76 mol%) a poklesem Mn (z 10 mol% na 6 mol%). Grusulárová komponenta je poměrně plochá a kolísá okolo 7% v jádře a směrem na okraji mírně klesá k 3 mol%. Rozložení pyropové složky je rovnoměrné a pohybuje se mezi 11 – 12 mol% a ukazuje na vzájemné zastupování s Mn-koncovým členem. Granát má asi 60 μm široký retrográdní okraj vyznačující se nárůstem spessartinové (na 7 mol%) a poklesem pyropové komponenty (na 10 mol%).

Interpretaci těchto pozorování se dále věnuje kapitola 4.2.



Obr. 51: Porfyroblast granátu vzorku VP249B a jeho kompoziční profil. A - vedení profilu (tečkovaná bílá čára). Hnízdo xenomorfních staurolitových inkluzí se nachází mezi spektry 7 - 17. B - kompoziční profil.

3.5.4 Západní sektor

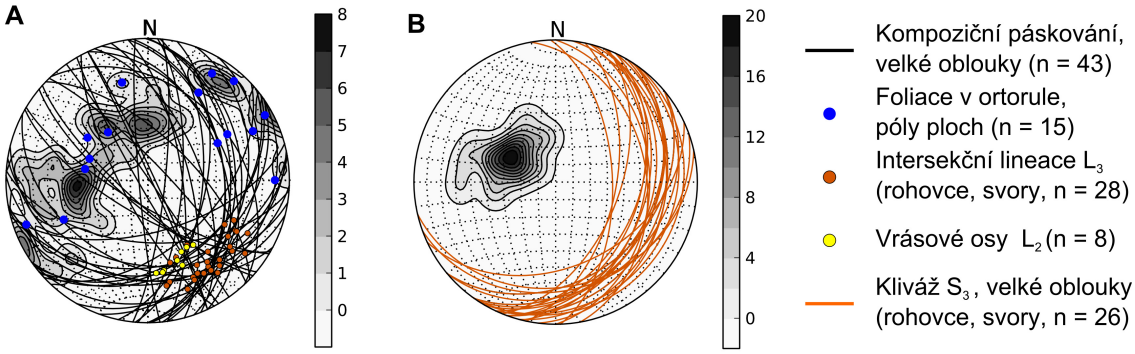
Západní okraj polomského masivu se nachází v blízkosti kyanitové izogrády. Původní granit je zcela přeměněn na ortorulu (obr. 53b). Kromě typických ortorul se vyskytují také deformované mafické litologie, patrně metagabra. Zatímco středy mafických těles jsou deformovány velmi málo, jejich okraje jsou silně usměrněny. Přednostní orientaci definují usměrněné porfyroklastické živce v jemnozrnné mafické matrix.

Strukturní plán v metagranitu a rohovcích je v této oblasti poměrně čitelný. Na západním kontaktu pronikaly granitové žíly diskordantně nebo i paralelně s foliací S_1, kterou dnes představuje kompoziční páskování rohovců (střídání silně prokřemenělých a slídami bohatých poloh). Foliace S_1 je vrásněna sevřenými vrásami F_2 se strmou osní rovinou zapadající k V a plochou SSZ-JJV vrásovou osou o vlnové délce až prvních metrů (obr. 53b).

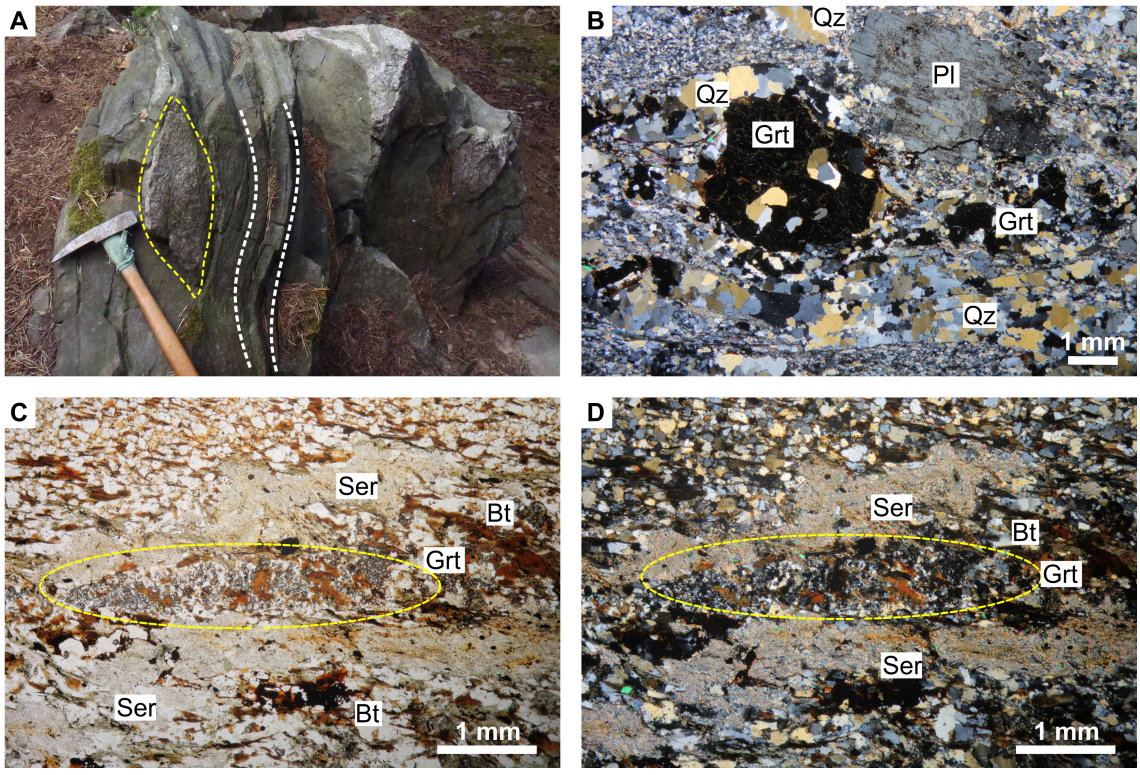
Při pohledu na stereogramy ze všech lokalit západního sektoru (obr. 52) je zřejmé, že se kompoziční páskování i foliace v granitu statisticky vrásní kolem ploše uložené k JV zapadající osy. Osa tohoto vrásnění je souhlasná s intersekčními lineacemi měřenými na výchozech. Úklon foliace v rohovcích má přitom maximum ve středních úhlech k VJV až JV. Pokud byly pozorovány vrásy kompozičního páskování mimo granitoidní žíly, jejich osní rovina je plochá a odpovídá osním rovinám krenulační kliváže S_3 (nebo diskrétní kliváži prolátních domén) ve svorech v dostatečné vzdálenosti od intruze.

Dalším typickým rysem rohovců přiléhajících k polomskému masivu jsou výskyty několik mm velkých světlých ok, které jsou složeny téměř výhradně ze sericitu (53c,d) a místy se spojují do rozsáhlých agregátů. Zajímavé na nich je, že tato sericitická oka vzácně zachovávají relikty kyanitu. Více o těchto pozorováních v diskuzi (kapitola 4.2)

Podobně jako v ostatních částech polomského masivu, i zde byly pozorovány duktilní střižné zóny. Jejich lineace ukazují rovněž na V-Z transport avšak s nejistou kinematikou. V jednom případě se jedná o téměř čistý duktilní horizontální posun, v druhém pak patrně o násun k V.



Obr. 52: Strukturní záznam západního okraje polomského masivu. A - Souhrnný diagram ukazující vrásnění kompozičního páskování a foliace granitových žil kolem JV upadající osy, která koreluje s lineacemi v metasedimentech infrastruktury. Kontury jsou uvedeny pro póly ploch kompozičního páskování. Vyneseny jsou také SSZ-JJV vrásové osy L_2 výchozů VP296 a VP297 nejzápadnějšího okraje polomského masivu, které ukazují na postintruzivní V-Z zkrácení se subvertikální osní rovinou. B - Kliváž S_3 v rohovcích a blízkých svorech infrastruktury. Konturový diagram uveden pro póly ploch S_3.



Obr. 53: Západní okraj polomského masivu. A - Budinovaná žíla granitu (žlutě) přeměněná na ortorulu a paralelní s průběhem kompozičního páskování (bíle). Strmá stavba představuje rameno sevřené F_2 vrásy o vlnové délce několik metrů (VP296). Velikost kladiva 40 cm. B -

mikrostruktura granátické ortoruly (VP296A). Křemen vykazuje vysokoteplotní migraci hranic zrn a tvoří monominerální pásky. Porfyroklasty plagioklasu jsou slabě sericitizované a na okrajích rekrystalizují a vytvářejí subzrna. Řez XZ. C - V kontaktních rohovcích se vyskytují oválná oka sericitu. Mezi dvěma polohami sericitu nukleují miniaturní zrnka granátu (VP305B), řez YZ. D - jako C, zkřížené nikoly.

4 Diskuze a interpretace

Diskuzní část této práce doplňuje poznatky z terénu, zhodnocuje některé problematické rysy přechodné zóny a shrnuje základní argumenty důležité pro sestavení tektonického modelu vývoje studované oblasti. Diskuzní část se dále také věnuje problematice definování pojmu přechodné zóny, jejímu vzniku a roli pro vývoj studovaného území.

4.1 Stáří deformační události D_2

Protože v celém terénu můžeme dobře sledovat kontinuitu kliváže S_2 a její vztah k ostatním deformačním událostem, je určení stáří této deformační události klíčovým bodem pro další interpretace. Stáří deformační události D_2 přitom v podstatě vyplývá z již publikovaných geochronologických dat a terénních pozorování (Dallmeyer and Urban, 1998; Venera et al., 2000).

Dallmeyer and Urban (1998) datovali muskovit z nedeformované části tiského biotitického granitu, jehož plató ukazuje stáří 370 ± 1 Ma, které interpretují jako postkrystalizační zmlazení systému (stáří ve vysokoteplotní argonové frakci postupně narůstá až k 500 Ma). Pokud připustíme, že k otevření argonového systému (a eventuálně ke krystalizaci novotvořeného muskovitu) v centrální části tělesa došlo při stejné události, která na okrajích vedla ke vzniku muskovitem bohatých mylonitů, lze tuto událost vzhledem k paralelitě mylonitické foliace s regionálním trendem S_2 kliváže přiřadit k deformační události D_2.

Stáří muskovitu metodou celkové horniny ze vzorku fylitu s granátem z defilé u Chyše (3 km od tiského granitu, v blízkosti granátové zóny) dává Dallmeyerovi a Urbanovi (1998) stáří v rozmezí 380 – 373 Ma. Často je při Ar-Ar datování slíd v metasedimentech diskutována problematika směsných stáří vlivem např. i) přítomnosti detritických slíd, ii) polyfázové deformace a polyfázového růstu slíd za nízkých teplot, nebo iii) jen částečného otevření argonového systému v důsledku nízkých metamorfních teplot při poslední metamorfóze. Tyto pochybnosti lze však v tomto konkrétním případě v podstatě vyloučit, protože podle mikroskopických pozorování i) neexistuje detritická frakce (jedná se o vztah metamorfní stavby S_1 a kliváže S_2), ii) stavba S_1 nese pouze minimální množství muskovitu, zatímco vznik kliváže S_2 je doprovázen velmi výrazným nárůstem modální proporce světlé slídy v

hornině, iii) metamorfní teploty v suprastruktuře nejsou důležité, pokud je nositelem muskovitu kliváž S_2 (a pravděpodobně byly překročeny, Ar-Ar spektrum nevykazuje relikty starších deformačních fází). Devonské stáří tedy můžeme poměrně jednoznačně přiřadit k deformační události D_2.

Variské stáří deformační události D_2 silně podporují také pozorování z polomského masivu, u něhož se předpokládá kambrický věk vmístění (podle analogie s datovanými tělesy v jižní části TCC). Protože je těleso v infrastruktuře silně deformováno a metamorfováno, lze celkem dobře usuzovat na intenzivní variský přetisk v oblasti. Strukturní záznam na jeho západním okraji navíc potvrzuje přítomnost dvou variských událostí. Intrudující žíly jsou budinovány a spolu s kompozičním páskováním rohovců převrásněny sevřenými vrásami se strmou osní rovinou (tuto událost lze považovat za D_2). Dále od intruze je kompoziční páskování převrásněno vrásami s plochou osní rovinou doprovázenou kliváží (obdoba D_3). Tyto rysy dobře korelují se záznamem v okolních svorech (převrásnění strmé stavby S_2 do ploché S_3 podél k JV zapadající osy).

Variskou metamorfózu dokládají také mikrostrukturní pozorování z kontaktních rohovců, kde vznik kliváže přetiskující kompoziční páskování doprovází vznik staurolitových hnízd protažených ve směru této kliváže, které zatlačují muskovit velmi pravděpodobně kontaktního původu (kapitola 3.5.3).

4.2 Deformační událost D_1 a její tektonické prostředí

Z mikrostrukturních vztahů uvedených v kapitole 3.2.2 plyne, že granát rostl synmetamorfně a syn- až posttektonicky vzhledem k deformační události D_1, kdy horniny suprastruktury dosáhly vrcholných metamorfních podmínek. Deformace D_2 dosahovala podstatně nižšího metamorfního stupně a vedla k retrogresi granátu, což je zásadní a obecně platný rys v celé suprastruktuře. Tato charakteristika je rovněž v souladu s pozorovaným vrásněním metamorfních izográd v mapovém měřítku, a společně přinášejí silné argumenty, že metamorfní zonalita v suprastruktuře nenáleží hlavní variské deformační fázi D_2, ale vytvořila se při nejstarší události D_1.

Problematický však zůstává věk deformační události D_1. Chybějící kontinuita v strukturním a metamorfním stylu mezi stavbou S_1 a S_2 v podstatě znemožňuje představu, že by obě stavby byly produktem jednoho kontinuálního orogenního procesu. Vznik foliace S_1 tedy pravděpodobně odpovídá časově značně oddělené

tektonometamorfní události. V úvahu připadají 2 možnosti. V literatuře hojněji diskutována je varianta, že starší foliace náleží ke kadomské orogenezi, která je v jiných částech TBU poměrně dobře zdokumentována (viz rešeršní část). Druhou možností (které je věnována pozornost v podstatně méně) je, že se foliace S_1 utvářela v době kambro-ordovického riftingu a byla by tedy syntektonická s granitoidními intruzemi v terénu. Doposud publikovaná geochronologická data například z jader monazitů TCC (Timmermann et al., 2006) ukazují na reliktní přítomnost prevariské epizody, ovšem velká nepřesnost datování neumožňuje rozhodnout, ke které z těchto dvou možných událostí ji přiřadit.

Klíčem by tedy bylo mohlo být pochopení intruzivních vztahů kambrických granitoidních těles k foliaci S_1 a prokázání jejich syntektonického či posttektonického vmístění. Podle strukturních pozorování v suprastruktuře, se syntektonické intruzivní vztahy tiské žuly s foliací S_1 nepodařilo prokázat. Můžeme pouze doplnit pozorování Venery et al. (2000), kteří tvrdí, že tiský granit intruduje jako tenká ložní žíla paralelně se subhorizontální neoproterozoickou vrstevnatostí. Spíše než o vrstevnatost se však jedná o foliaci S_1, která je v místě intruze nízkého metamorfního stupně (v blízkosti biotitové izogrády) a je s vrstevnatostí paralelní. Původní ploché uložení foliace S_1 v oblasti potvrzuje také stabilní subhorizontální úklon intersekční lineace L_2 v celé suprastruktuře. Vzhledem k charakteru vrásnění metamorfních izográd v suprastruktuře a celkovému záznamu v suprastruktuře můžeme ještě dodat, že deformační událost D_1 produkovala v oblasti normální metamorfní zonalitu.

Problematické je zhodnocení intruzivních vztahů v oblasti polomského masivu. V kontaktních rohovcích jádra intruze je zřejmý vztah dvou deformačních událostí. V mnohých případech totiž můžeme pozorovat, že kompoziční páskování vzniklo téměř úplnou transpozicí starší stavby izoklinálními vrásami (obr. 48). Protože se reliktní izoklinální vrásy vyskytují i v xenolitech, můžeme se domnívat, že jsou v oblasti přítomny dvě prevariské události (což naznačují i mikroskopická pozorování ze suprastruktury, kapitola. 3.2.2).

Ze strukturního záznamu však není zřejmé, zdali je druhá z těchto událostí synintruzivní či postintruzivní. Přestože na jednom výchozu byly dokumentovány náznaky syn-D_1 vmístění granitu (vykliňující tenká granitová žíla je v žebru rohovce zavrásněná stejným stylem jako foliace v rohovci), bez dalšího studia jsou tato ojedinělá pozorování neprůkazná (granit mohl při vmístění kopírovat již vrásněnou anizotropii).

Strukturní záznam polomského masivu totiž značně ovlivňují naložené variské deformační události D_2 a D_3, jimž podle pozorování ze svorů a ortorul odpovídá velké zkrácení a také značné metamorfní podmínky (na západě se blížící kyanitové zóně). Pokud uvážíme charakter intruze samotné (jedná se z velké části o sérii několika granitoidních a gabroidních žil proměnlivé mocnosti), pak deformační záznam v granitu a zejména pak v metasedimentech mezi jednotlivými žilami při postintruzivním vrásnění může dostávat extrémně komplikovaný ráz. Důvodem je vzájemné soutěžení vlnových délek vrás pro vrstvy s velmi odlišnou kompetencí a mocností během dvou naložených deformačních událostí.

Podle dosavadních mikroskopických pozorování v rohovcích se můžeme částečně vyjádřit k metamorfním podmínkám při a před kontaktní metamorfózou. Důležitým odrazovým můstkem jsou porfyroblasty muskovitu vzorku VP249B (obr. 50), které vzhledem k jejich náhodné orientaci můžeme přiřadit ke kontaktní metamorfóze. Velká zrna muskovitu vzácně uzavírají reliktní zrna staurolitu (větší než zrna postintruzivních staurolitových hnízd v matrix), která tedy můžeme považovat za preintruzivní.

Granát tvoří porfyroblasty, na jejichž okrajích se vyskytují zóny intenzivní deformace jako projevy vzniku kliváže a ukazují tak, že je granát starší než kliváž. Výskyty hnízd drobného xenomorfního staurolitu uzavřeného v granátu by pak potvrzoval přítomnost preintruzivního staurolitu v hornině. Kontroverzní jsou případy, kdy je granát vůči blastům muskovitu vymezen vlastními krystalografickými plochami (obr. 50c). Protože se o oba porfyroblasty ohýbá deformovaný muskovit, můžeme usuzovat, že by granát mohl růst i při kontaktní metamorfóze. Synkontaktní růst by mohl podporovat také kostrovitý vývoj granátu a relativně četná přítomnost extrémně malých nukleí granátu v některých výbrusech (obdobně jako na obr. 53c,d).

V kontaktních rohovcích byl dokumentovány také kyanit. Ve vzorku VP249B se vyskytuje v podobě kyanitovo-staurolitového symplektitu, který je vázán na velký agregát muskovitu. Pokud je muskovit kontaktní a zatlačuje tento agregát, můžeme růst kyanitu přiřadit k preintruzivní metamorfóze. Kyanit se dále objevuje jako reliktní fáze v extrémně drobnozrnných polohách sericitu (VP305B). Zdali sericit zatlačuje přímo kyanit je diskutabilní (v některých vzorcích tvoří polohy sericitu i 20% plochy výbrusu) a pravděpodobně odráží složitější proces.

Obdobné polohy sericitu se nacházejí také v blízkosti intruze gabra v infrastrutkuře (VP45). V tomto případě se zdá, že k sericitizaci velkých blastů muskovitu

došlo po kontaktní metamorfóze při vzniku stavby S_2 (novotvořený sericit je patrně nížeteplotní, vzhledem k nižšímu poměru Na/K a nižšímu obsahu titanu; sericitizované polohy jsou vrásněné mm až cm vráskami F_3). Přitom v reliktním muskovitu jsou uzavřena drobná zrna kyanitu. Je možné, že i v případě západního okraje polomského masivu došlo k prvotní sericitizaci při události D_2 (v blízkosti odebraného vzorku jsou rovněž přítomna gabra).

Metamorfní záznam v kontakntích rohovcích je značně komplexní a postihnutí procesů při vzniku hornin se neobejde bez dalšího studia. Přítomnost preintruzivního kyanitu je však v horninách TCC poměrně zřejmá (kyanit uzavřený v muskovitu byl popsán také v metamorfovaných pestrých litologiích na kontaktu s MLC - obr. 41).

Užitečným vodítkem k zhodnocení tektonického prostředí vzniku foliace S_1 by mohlo být systematické studium metamorfních podmínek růstu grt I. Granát v suprastruktuře náležející foliaci S_1 ukazuje na izobarický nárůst teploty z 530°C na cca 580°C při cca 6,5 kbar. Ještě vyšší teploty minimálně 640°C za mírně nižšího tlaku 6,0 kbar vycházejí pro jádro grt I v dvojgeneračním granátu kyanitové zóny a jsou již velmi blízké mokrému solidu.

Zatímco jádro grt I v suprastruktuře leží na spíše chladnější kolizní geotermě (22 – 23°C/km), jeho okraj granátu odpovídá teplotnímu gradientu okolo 26°C/km. Směrem na Z v kyanitové zóně je vypočtený teplotní gradient pro jádro grt I dvojgeneračního granátu minimálně 30°C/km, což jsou hodnoty již značně zvýšené.

Teploty blízké tavení podporuje také přítomnost migmatitů u Bochova v západní infrastruktuře. U těchto hornin je velmi pravděpodobné, že je migmatitizace prevariská a náleží deformační události D_1. Migmatity obsahují kyanit, jehož růst je vázán na biotitem bohaté polohy a je vzhledem k migmatitizaci pravděpodobně pozdní, a korelovatelný s událostí D_2 v oblasti. Variské tavení v horninách spodní infrastruktury má totiž oproti migmatitům od Bochova zcela odlišný charakter. Je podstatně menšího rozsahu a neprojevuje se všeprostupující migmatitizací metasedimentů. Vyskytuje v podobě lokálního zhrubnutí pelitičtějších protolitů (hornina získává místy až granitoidní vzhled), nebo vznikají izolované, téměř dále nedeformované křemen-živcové sekrece paralelní s průběhem kliváže S_3 v oblasti.

Otázkou je, jaký původ tepla přinášeného do systému. Izobarický růst grt I suprastruktury naznačuje, že k němu docházelo za relativně statických podmínek. Velmi se nabízí varianta, že může být spjat s prohřátím kůry vlivem vmístění magmatu. To by dobře odpovídalo kambrické události, kdy docházelo k vmístění granitoidních

těles do proterozoických metasedimentů TCC a intruzím gaber na kontaktu s MLC. Migmatity od Bochova na bázi infrastruktury by pak mohly reprezentovat buď migmatitizaci pláště během výstupu horkých granitoidních magmat skrze TCC, anebo mohou představovat přímo restity po segregaci felzických tavenin v hlubších částech kůry.

Protože v extenzním režimu je obtížné očekávat růst kyanitu a v terénu je podezření na dvě prevariské stavby, může kyanit představovat relikty kadomské orogenní fáze, kterou v TBU dokumentuje záznam v DCC a přítomnost valounů s kyanitem v kambrických slepencích (viz rešeršní část).

Tyto úvahy o prevariských událostech však vycházejí z izolovaných pozorování a jsou spíše náměty k dalšímu studiu.

4.3 Přechodná zóna – diskuze

Přechodná zóna je oblastí s velmi komplexním vývojem, který vzbuzuje několik otázek. Kontroverzní je problematika chloritizace granátu a s tím související lokalizace variské granátové izogrády. Dalším zajímavým bodem hodným diskuze je první výskyt staurolitu na bázi přechodné zóny. Pozornost bude dále věnována interpretaci snížení sklonu kliváže S_2 v blízkosti Žlutic. Všechny tyto body budou diskutovány v nadcházejících odstavcích a v závěru bude prezentována výsledná interpretace přechodné zóny.

4.3.1 Chloritizace a pozice variské granátové izogrády

V souvislosti s mikrostrukturní charakteristikou v přechodné zóně se nabízí několik otázek. Jak je možné, že se ve strukturně vyšší oblasti ze silně transponované stavby se zdál být granát v stabilní v S_2, když ve výbruse s patrnými všemi třemi stavbami je kliváží S_2 i S_3 očividně retrogresován? A jak je možné, že se v přechodné zóně střídají místa s jasně nestabilním granátem v kliváži S_2 s místy jeho syntektonického růstu?

Odpověď může být založena na vzájemné interakci deformace a metamorfózy. Obecně je známo, že v drobovějších a kompetentnějších (křemen a živci bohatých) protolitech dochází k růstu granátu za vyšších teplot, než v případě pelitů (v obou případech silně závisí na konkrétním obsahu Mn v hornině). Navíc modální

proporce tvořeného granátu je za stejných PT podmínek vyšší v metapelitech než v metadrobách. Pokud připustíme, že se nacházíme v zóně na hranici stability granátu (ať už původního grt I foliace S_1, nebo případně novotvořeného v kliváži S_2), je zřejmé, že drobné změny ve složení horniny mohou mít zásadní vliv na stabilitu granátu.

V polyfázovém terénu je navíc složení horniny funkcí nejen protolitu samotného, ale i strukturní pozice v rámci vrásněného sledu. V ramenech původních F_2 vrás dochází k intenzivní všeprostupující novotvorbě slíd a spolu s reorientovanými slídami ze starší foliace získávají ramena výrazně pelitický charakter (v rané fázi vzniku kliváže S_2). Ramena vrás jsou také zónami náchylnými k výrazné migraci fluid, které mohou urychlovat ekvilibraci v hornině nebo nést snadno mobilizovatelný Mn potřebný ke stabilizaci případného novotvořeného granátu.

Pozorované čerstvé automorfní granáty se nacházejí právě v silně transponovaných vzorcích. To lze vysvětlit dvojím způsobem – buď se jedná o novotvořený grt II, který vznikl po úplné retrogresi grt I v raných stádiích vzniku S_2, anebo se stále ještě jedná o reliktní grt I a kliváž S_2 se nachází v podmínkách blízkých jeho stabilitě. Stabilita grt I by musela být podmíněna podobným modálním zastoupením granátu v nové stavbě S_2 (aby nerostl nový grt II a ani se grt I viditelně nerozpouštěl) a blízkostí chemického složení grt I a hypotetického grt II v nových podmínkách (aby krystaly nebyly zcela korodovány a složení se mohlo změnit difuzí). Pravděpodobná je také kombinace obou možností. V některých vzorcích mohly nukleovat nové čisté krystaly grt II, zatímco v jiných mohlo být modifikováno složení starších grt I. Takové hypotézy je však třeba ověřit či vyvrátit detailní petrologickou analýzou větší sady výbrusů.

Odlišná je situace v zámcích vrás. Tam bývá kliváž spíše diskrétní, vzdálenost klivážových domén je větší, a růst nových fází při D_2 omezený. Připojíme-li i primární zvýšenou kompetentnost, můžeme zachovat všechny tři stavby S_1, S_2 a S_3, jako je tomu v případě vzorku VP84B. Granát náležející do stavby S_1 je diskrétní klivází S_2 jasně retrogresován, přestože se na sousedních výchozech spekuluje o jeho stabilitě. Důvodem může být právě odlišná strukturní pozice v rámci vrásových struktur bez všudypřítomné blastézy slíd (zámky F_2 vrás) zdůrazněná primární nevhodností protolitu k růstu granátu. Objektivní zhodnocení těchto jevů by však vyžadovalo podrobnou petrologickou studii založenou na systematickém srovnávání granátových profilů a PT řezů v různých strukturních pozicích.

Svory v okolí Žlutic jsou makroskopicky charakteristické výskytem až 1 cm velkých chloritových agregátů, které jsou v naprosté většině případů náhodně orientovány. Ani ve výbrusech není zcela zřejmé, že by chlorititizace byla vázána na vznik kliváže S_2 tak, jako tomu bylo v suprastruktuře. Retrogrese tedy může představovat poměrně pozdní jev, který by bylo možné asociovat s událostí D_3, kdy mohlo v centrální přechodné zóně docházet k reaktivaci ploše uložené kliváže S_2 (namísto vzniku nové kliváže S_3) a k zatlačování minerálních asociací obou staveb S_1 a S_2 (např. vlivem migrace fluid z dehydratačních reakcí v infrastruktuře). V strukturně hlubší přechodné zóně se pak vyvinula vlastní diskrétní kliváž S_3 doprovázená jen sporadickým minerálním růstem a s obdobnou mineralogickou charakteristikou jako měla kliváž S_2 v suprastruktuře (chl + mu+ bt).

Suprastrukturní chloritizaci grt I stavbou S_2 tedy v přechodné zóně nahradila chloritizace při události D_3, což značně komplikuje lokalizaci variské granátové izogrády (metamorfní stupeň S_2 totiž směrem na západ zřetelně narůstá). Ve výbrusech (zejména z ramen vrás, kde je granát i v plochách kliváže) totiž není často zřejmé, zda je granát zatlačován chloritem spjatým s klivážÍ S_2 nebo až pozdní retrogresí D_3 (vzorky bez chloritizace neexistují). Prosté objevení se chloritu v asociaci s granátem navíc není přímo indikátorem retrogrese, protože granát nahrazuje chlorit při prográdní metamorfóze kontinuální reakcí (jejich koexistence je ve výbrusech poměrně běžná v různých texturních pozicích).

Na variskou granátovou izográdu můžeme nahlížet dvojím způsobem – jako na čáru, kde přestává být grt I retrogresován klivážÍ S_2, nebo místo, kde modální proporce granátu při D_2 naroste natolik, že ve svorech začne růst jeho nová generace. Přestože je přirozenější druhá varianta, druhá generace se ve výbrusech z přechodné zóny nijak texturně neodlišuje a detailní analýza granátových typů v této oblasti dosud nebyla provedena. Druhá generace granátu se navíc stabilně vyskytuje v podstatě až za staurolitovou izográdou. V mapě na obr. 10 je proto granátová izográda znázorněna spíše schematicky jako spojnice míst, kde se v pelitických polohách z ramen F_2 vrás vyskytují čisté automorfní porfyroblasty texturně syntektonické s klivážÍ S_2 (jako na obr. 23).

4.3.2 Přednostní zatlačování jader granátu v přechodné zóně

Ve spodní přechodné zóně byly srovnávány profily dvěma granáty ze vzorku VP21 v odlišných texturních pozicích (29). Čistý granát v litonu má velmi podobný profil

jako granáty ze suprastruktury a je tak interpretován. To podporuje také přítomnost zoisitu v jádře granátu VP21 a jeho vápenatější složení. Grt I vzorku VP390A je podle pseudosekce poměrně vysokotlaký (okolo 6,5 kbar) a jeho jádro leželo v teplotních podmínkách blízkých poli stability zoisitu. Z toho můžeme usuzovat, že se i ve zdejších výbrusech jedná o vztah foliace S_1 a kliváže S_2.

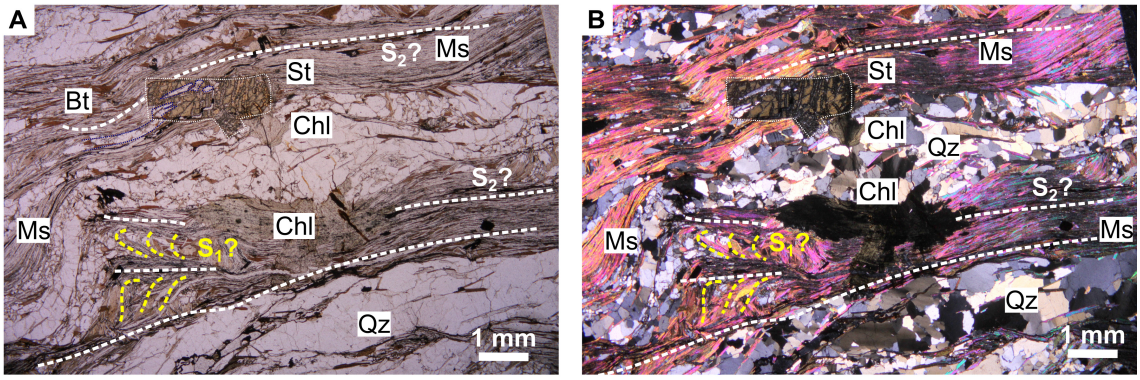
Granát v kliváži vykazuje přednostní zatlačování ve středu krystalu bohatém inkluzemi křemene a fylosilikátů, zatímco jeho lem zůstává bez známek retrogrese. Vzhledem k tomu, že čistý lem je identický jako okraj granátu z litonu, je velmi pravděpodobné, že zdánlivý dvojgenerační profil je sekundárním jevem probíhajícím právě při vzniku kliváže. Zatlačování jader granátu je v celé přechodné zóně poměrně běžné a může odrážet snahu grt I přizpůsobit své složení novým metamorfním podmínkám. Pokud je granát zanořen do vystaven vyšším metamorfním podmínkám, zvyšuje se účinnost difuze a reakce v zrnu granátu mohou probíhat snadněji (zvýšené teploty mj. indikuje objevení se Mn obohacených retrográdních lemů v granátech přechodné zóny). Přednostní zatlačování jader může být způsobeno vyšší mírou nerovnováhy středu krystalu vůči okraji při vystavení novým metamorfním podmínkám. Oblast velkého gradientu v zastoupení granátových koncových členů pak může působit jako místo, na němž přednostně probíhají metamorfní reakce (které může oproti litonům urychlovat migrace fluid po klivážových doménách). Vzhledem k tomu, že vysoce vápenatá jádra v suprastruktuře odrážely nížeteplotní část prográdní dráhy, představuje neporušený, grosulárem chudý lem pravděpodobně výše teplotní podmínky. Otázkou je, jak velká míra nerovnováhy je mezi okrajem granátu a skutečnými metamorfními podmínkami při vzniku této kliváže (S_2). Pravděpodobně ale budou poměrně blízké.

PT podmínky vzniku kliváže S_2 jsou tedy zhruba odhadnutelné z cílových PT podmínek grt I, které však mohou být v strukturně hlubší přechodné zóně jiné než v suprastruktuře a nelze je bez samostatného termodynamického modelování určit. Termodynamické modelování je však v těchto horninách poměrně obtížné, protože minerální asociace jsou značně nerovnovážné a pravděpodobně došlo během několika metamorfních událostí také k otevření systému.

4.3.3 První výskyt staurolitu

Jak již bylo uvedeno v kapitole 3.3.6, na bázi přechodné zóny byl pozorován první výskyt staurolitu (obr. 54). Jeho pozice ve výbruse je problematická. Staurolit přerůstá

křemennou žilku paralelní s průběhem slídové domény (ke které má postektonický vztah) v silně transponované doméně. Ve výbrusu jsou patrny reliktní vztahy foliace S_1 a kliváže S_2 (diskrétní kliváž a relikt křemenné izoklinální vrásy), avšak tyto jasné strukturní vztahy leží v části výbrusu, kde se staurolit nevyskytuje.



Obr. 54: První výskyt staurolitu. Automorfní křížová srostlice přerůstá křemennou žilku (modře) a leží ve slídové doméně, která je pravděpodobně kliváží S_2. A - rovnoběžné nikoly, B - zkřížené nikoly. Řez kolmo k lineaci.

Vzhledem k nízkým metamorfním podmínkám D_3 v celé přechodné zóně můžeme vyloučit, že by přerůstal kliváž S_3. Obtížné je však rozhodnout, zdali je spjat s deformační událostí D_1 nebo D_2. Pokud by byl vázán k S_1 (slídová poloha by byla ramenem S_1 vrásy F_2), pak bychom mohli mluvit o prevariské staurolitové izográdě, a tedy o přechodu do další antiformy při D_2 vrásnění mapového měřítka, a o kontinuitě D_2 vrásového vzoru na západ. Další synformu směrem na Z by mohla představovat doména východní infrastruktury pouze s jednou generací granátu, na kterou pak navazuje antiforma s dvojgeneračními granáty (s inkluzemi staurolitu) a náznaky reliktního výskytu kyanitu. Tuto hypotézu však bez podrobného vzorkování nelze vlivem intenzivního D_3 převrásnění prokázat.

Pokud platí pro grt I z nedalekého výchozu VP21 obdobný izobarický růst jako pro grt I suprastruktury (za cca 6,5 kbar), pak se za teplot okolo 600 °C v Al bohatých pelitech může objevit první staurolit (pro lem grt I v suprastruktuře bylo vypočteno $\sim$ 580°C). Z tohoto pohledu je tedy výskyt staurolitu ve stavbě S_1 teoreticky možný.

Vazba staurolitu na S_1 je však málo pravděpodobná přijmeme-li, že staurolitem uzavíraná žilka vznikala současně s intenzivní muskovitizací v klivážových doménách, která je typická pro událost D_2. Pravděpodobně tedy leží v kliváži S_2. Z petrolo-

gického pohledu je jeho růst v S_2 rovněž možný. Uvážíme-li, že kliváž S_2 nahrazuje přednostně Ca bohaté níže teplotní středy grt I, pak může níže vápenatý stabilní lem grt I představovat teplotní podmínky blízké tvorbě minerální asociace S_2 (viz 4.3.2). I zde platí, že tyto teplotní podmínky však není možné blíže specifikovat bez znalosti celkového složení horniny a průběhu modálních izoplet v granátu, a tedy bez dodatečného termodynamického modelování.

Při intepretaci, že staurolit rostl při D_2 je nutno podotknout, že další staurolit byl nalezen až ve výbrusech podstatně dále na západ (2,2 km na SSZ v blízkosti polomského masivu, anebo 4 km přímo na Z). Jeho ojedinělost by ale bylo možné zdůvodnit nevhodným protolitem, velmi řídkým vzorkováním v oblasti, případně přítomností regionálně významného zlomu, který posouvá výše metamorfované horniny dále na Z (obr. 10).

Přestože je velmi nejednoznačné, ke které stavbě staurolit patří, jeho přítomnost nemá zásadní vliv na výslednou interpretaci přechodné zóny a tektonický model. Z uvedených dat je totiž poměrně zřejmé, že stavby S_1 a S_2 dosahují obdobných teplotních podmínek na hranici amfibolitové facie, a objevení se staurolitu je tedy pravděpodobné a odůvodnitelné v obou stavbách.

4.3.4 Vliv kompetentních poloh na vrásový styl v přechodné zóně

Charakter vrásnění v metasedimentárních sekvencích značně ovlivňuje střídání kompetentních a nekompetentních poloh a jejich mocnost (Biot, 1961). Prvořadý vrásový styl ve vícevrstevním sledu řídí zpravidla vlnová délka nejmocnější kompetentní polohy. Ve studované oblasti, byly takové kompetentní polohy pozorovány a můžeme tedy očekávat, že charakter vrásnění se bude lišit v závislosti na vzdálenosti od mocných sledů metadrob a případně jiných kompetentních vrstev.

Pokud byly pozorovány kompetentní polohy v suprastruktuře, byly většinou izolované a ve všech případech téměř paralelní s průběhem strmé kliváže S_2 (polohy metadrob a felzické ortoruly), což dokládá velmi vysokou míru transpozice při události D_2. Tento strmě orientovaný sled byl v přechodné zóně a strukturně hlubších doménách vystaven vertikálnímu zkrácení D_3. Charakter této transpozice je poměrně jednoduchý v severní části svrchní přechodné zóny (na profilu Trasovek), kde mocné sledy metadrob nebyly pozorovány. D_3 transpozice se odehrává kontinuálně postupně

narůstající četností a intenzitou vertikálního zkrácení, typicky v cm až dm měřítku (vrásy většího měřítka jsou ojedinělé) na poměrně krátké vzdálenosti.

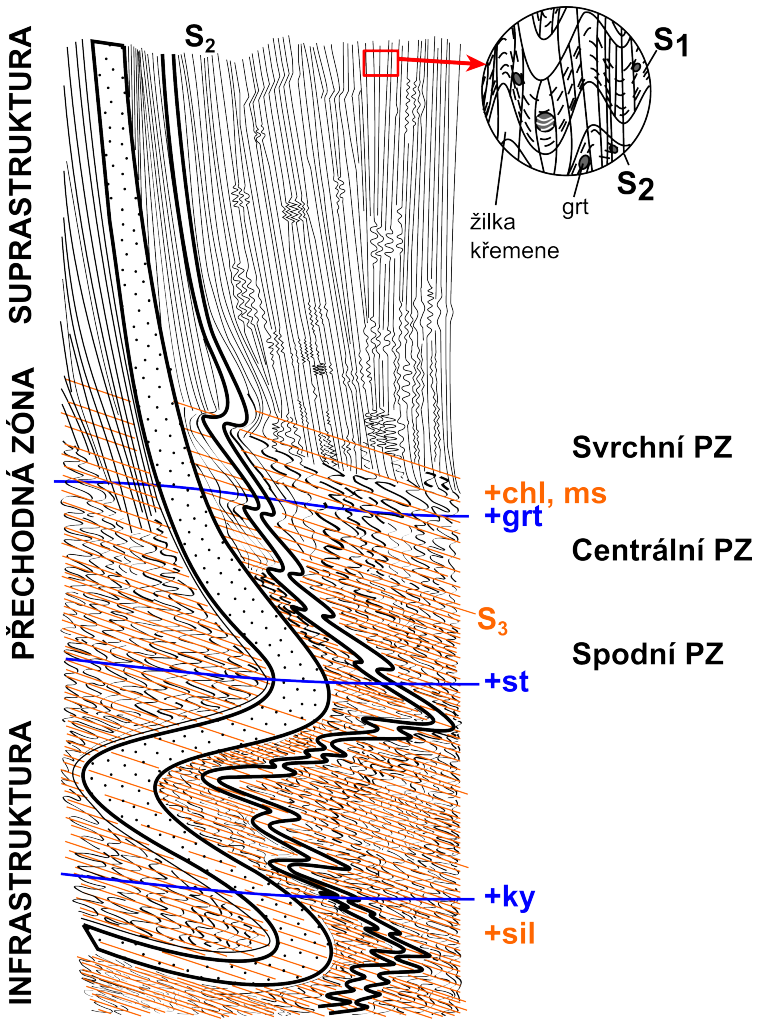
Masivní sled metadrob se naopak nachází v centrální přechodné zóně západně od Žlutic a je velmi pravděpodobně hlavní řídící vrstvou utvářející strukturní plán v okolí Žlutic. Snížení sklonu kliváže S_2 v blízkosti Žlutic je zde interpretováno jako odraz počínajícího F_3 vrásnění, kde prvotní F_3 vrása kompetentní metadrobové sekvence má velmi velkou vlnovou délku (stovky metrů) a ovlivňuje strukturní záznam i v poměrně velké vzdálenosti od tělesa (obr. 55. Pozorované asymetrické F_3 vrásy a drobné krenulace v přechodné zóně pak představují parazitické vrásy F_3 vyšších řádů. Tuto interpretaci rovněž podporuje souhlasná vergence asymetrických vrás v celé přechodné zóně.

Přechod do pelitického protolitu západně od Borečského potoka se vyznačuje poměrně vysokou mírou transpozice. Charakter F_3 vrásnění se uplatňuje pravděpodobně ve větším měřítku (první m), jako izoklinální zalomené vrásy, které vrásní kliváž S_2. Ta ve výbrusech zachovává reliktní vztahy asociací S_1 a S_2. Protože v pelitech je intenzita D_3 přetvoření větší a transpozice efektivnější než v kompetentních drobách, jsou ramena těchto vrás téměř paralelní a splývají s nimi tedy i osní roviny vrás F_3. Osní kliváž S_3 se často vůbec nevyvíjí a pouze reaktivuje kliváž S_2, což se projevuje pozdní retrogresí horniny. Pří náhlém přechodu z kompetentních metadrob do reologicky slabšího metapelitu může docházet ke zvýšenému podílu komponenty jednoduchého střihu ve svorech, a to kvůli zachování deformační kompatibility v blízkosti mocných drobových sledů.

Konzistentní s modelem vrásnění F_3 velkého měřítka je také střídání prolátních a oblátních domén v infrastruktuře, které odráží pokračování vrásového vzoru F_3 dále do strukturního podloží.

4.3.5 Idealizovaný vertikální profil přechodnou zónou

Strukturní styl v přechodné zóně je tedy primárně odrazem gradientu v intenzitě D_3 zkrácení, který je naložen na kliváž S_2. Intenzita D_2 transpozice byla v terénu přitom natolik intenzivní, že ji můžeme z makroskopického pohledu považovat za úplnou. Proto mohou být ve většině případů průběhy foliace S_1 v kompetentních litologiích a vrstevní hranice S_0 korelovány s generelním průběhem S_2 v oblasti. Na obr. 55 jsou tedy uvedeny vztahy kliváže S_2 a deformační události D_3.



Obr. 55: Schematický idealizovaný vertikální profil přechodnou zónou. Oranžové čáry představují kliváž retrográdní kliváž S_3, modré linie jsou metamorfní izogrády definované ve stavbě S_2. Strukturní záznam odráží gradient v přetvoření D_3, které do podloží zvyšuje svou intenzitu. Vlnová délka vrásnění je podmíněna kompetencí vrstev v rámci vrásněného sledu.

Nástup deformace D_3 můžeme pozorovat už v suprastruktuře v podobě pásů zalomení vertikální komprese a jemných otevřených krenulací F_3, které provází hřbítková lineace L_3. Původně velmi heterogenní projevy vertikální komprese se v přechodné zóně stávají čím dál častější a závisí na kompetentnosti vrásněných vrstev. Drobné krenulace F_3 se s hloubkou postupně svírají, vytváří až 1 dm chevron vrásy se subhorizontální osní rovinou, nebo se v nekompetentních a silně D_2 transponovaných polohách vyvíjí až plochá krenulační kliváž S_3. Tento případ platí pro silně anizotropní a nekompetetní horniny na profilu Trasovek (na obr. 55 v pravé části svrchní přechodné

zóny mimo dosah řídící kompetentní polohy). Na přibližně stejné strukturní úrovni, v blízkosti masivního sledu kompetentních drob dochází namísto jemného vrásnění k rotaci strmé kliváže S_2 ke středním úklonům spádnice.

F_3 vrásnění se v centrální přechodné zóně na výchozech projevuje postupným svíráním parazitických F_3 vrás, které se utvářejí v jednom rameni F_3 vrásy. Zprvu se vyskytují spíše lokálně, a nedoprovází je osní kliváž S_3, ale směrem do jádra přechodné zóny jejich množství rychle narůstá. V kompetentních polohách spodní přechodné zóny asymetrické vrásy F_3 zcela dominují a vyvíjí se jejich plochá osní kliváž S_3. Přechod do infrastruktury se vyznačuje postupným svíráním vrás kompetentních poloh a posléze ostrým přechodem do pelitičtějších protolitů.

V metapelitech na samé bázi přechodné zóny je obtížné odlišit reliktní F_2 a F_3 vrásy, protože kliváž S_3 je v dlouhých ramenech metrových izoklinálních vrás F_3 velmi blízká průběhu S_2 podobně, jako tomu je ve vztahu S_1 a S_2. Minerální asociace S_1 a S_2 splývají a jsou retrogresovány chloritem a biotitem, pravděpodobně při reaktivaci ramen F_3 vrás.

Poměrně ostrý kontrast v charakteru metamorfitů při překročení Borečského potoka může budit dojem, že se v údolí nachází zlom, který vedle vrásněných metadrob klade vysoko metamorfované pelity až se staurolitem. Žádné projevy křehké tektoniky však v údolí velmi bohatém výchozy nebyly zdokumentovány. Můžeme se proto domnívat, že údolí potoka není založeno na zlomu, ale odráží spíše právě změnu kompetentnosti hornin (silně kompetentní polohy drob a felzické litologie neznámého původu se hojně vyskytují takřka výhradně na pravém břehu potoka).

Velmi podobný případ byl pozorován na východním okraji domény kompetentních poloh s asymetrickými vrásami. V jedné části skalního komplexu VP85 dominuje v několik m mocný pelitový sled s relikty zámků křemenných izoklin a velmi plochým průběhem. Ten může představovat intenzivní D_3 transpozici v nekompetentní litologii mezi dvěma metadrobovými sledy, ale také jen překocené rameno několik m velké F_3 vrásy (a tedy vztahy S_1 a S_2). Důležité je, že oproti okolním horninám s jasně patrnými asymetrickými vrásami má metapelit relativně hrubozrnný charakter pokročilejšího metamorfitu, je velmi bohatý granátem a v principu se podobá vzorkům z výchozu VP21. Navíc je ve směru průběhu této polohy také založeno krátké, ale hluboké erozní údolí. Proto se můžeme domnívat, že nárůst metamorfózy za Borečským potokem není zlomový, ale odráží pouze specifické reakce rozdílných protolitů při kontinuálním nárůstu metamorfních podmínek stavby S_2. Tento styl je

v souladu i s daty z výbrusů, které rovněž naznačují silnou vzájemnou závislost mezi charakterem protolitu horniny a její strukturní pozicí (4.3.1) a podporuje pozorování, že deformační gradient v přechodné zóně je kontinuální.

Pelitický protolit, ve kterém je kliváž S_2 a osní roviny F_3 vrás sblížena může být rovněž odrazem přechodu za zámkovou linii F_3 vrásy, do překoceného ramena asymetrické vrásy velkého měřítka, které svírá s osní rovinou malý úhel S_3 (jako tomu je v případě krátkých ramen parazitických F_3 vrás na výchozech). Překocené rameno pak může představovat také velká část východní infrastruktury.

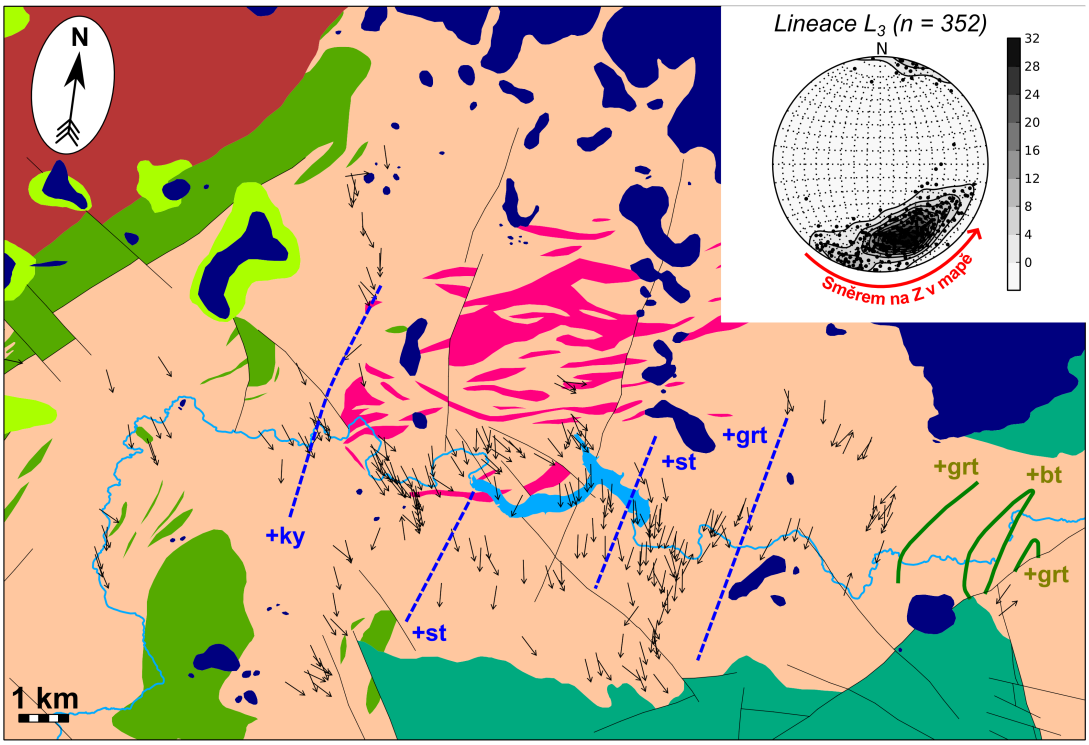
Metamorfní gradient v přechodné zóně je reprezentován minerální asociací kliváže S_2 a jejímu postupnému sbližování s metamorfními podmínkami stavby S_1. Na bázi suprastruktury byly teplotní podmínky odhadnuty v širokém rozmezí 450 – 520 °C, zatímco ve strukturně nejhlubší přechodné zóně vzhledem k přítomnosti staurolitu a blízkosti teplotních podmínek staveb S_1 a S_2 můžeme očekávat teploty blížící se až 600°C (v závislosti na neznámých tlakových podmínkách okraje grt I v přechodné zóně). Změna o 80 – 150 °C se odehrává cca 4 km v mapovém řezu, což při postupném snižování úklonu kliváže S_2 až k 45° odpovídá cca 3 km pravé mocnosti zóny. Tento abnormálně vysoký teplotní gradient (27 – 50 °C/km) však není způsoben primární termální stratifikací při vzniku minerálních asociací S_2, ale je důsledkem značného vertikálního zkrácení celého sledu při F_3 vrásnění. Metapelity svrchní přechodné zóny (např. „chevron“ vrásy výchozu VP4) ukazují na zkrácení okolo 50%, které do strukturního podloží dále narůstá. Teplotní gradient ve stavbě S_2 tedy byl v přechodné zóně před událostí D_3 naopak podstatně nižší, maximálně 20°C/km.

4.3.6 Pojem přechodné zóny

Velmi významným rysem ve studované oblasti je, že v infrastruktuře dochází směrem na Z k pozvolné rotaci lineace L_3 a vrásových os F_3 vrás ze SSV-JJZ průběhu v přechodné zóně k JV orientacím blízkým spádnici kliváže S_3. Rotace lineace L_3 může být interpretována jako postupný nárůst komponenty čistého střihu směrem do strukturního podloží, který vede k rotaci vrásových os L_3 do směru principiálního protažení během události D_3 (obr. 56).

Deformace D_3 ve svrchní a centrální přechodné zóně byla tedy koaxiální a vrásové osy vrás F_3 jsou identické jako vrásové osy F_2 vrás v suprastruktuře. V

přechodné zóně můžeme pozorovat zřetelný gradient v intenzitě transpozice D_3 směrem do strukturního podloží, který vrcholí izoklinálním vrásněním a téměř úplnou transpozicí do plochých staveb. Rotace lineací L_3 v infrastruktuře však ukazuje, že deformační gradient zdaleka nekončí na hranici s infrastrukturou.



Obr. 56: Mapa lineací L_3 v celém studovaném území. Lineace ve streogramu tvoří pás, který odpovídá posunu od SSV-JJZ subhorizontálního průběhu ve východní části studovaného území k nižším středním úklonům k JV na západě.

Kontinuální nárůst nekoaxiální deformace v silně transponovaných a reologicky oslabených metasedimentech infrastruktury má také zásadní geotektonické důsledky, protože ukazuje na značné přemístění při vzniku kliváže S_3. Kliváž S_3 zapadá pod mírnými úhly k JV, a vzhledem k průběhu metamorfních izográd vytváří v oblasti normální metamorfní zonalitu. Normální metamorfní zonalita a zvyšující se podíl jednoduchého střihu k západu jsou silné argumenty, že událost D_3 odráží exhumaci podložního MLC a JV úklon lineace L_3 ukazuje na směr transportu během této exhumace.

Čistě deskriptivní pojetí pojmu přechodná zóna je tak značně odtrženo od tektonicky významných rysů orogenu. Pokusme se proto nyní pojem přechodné zóny rozšířit.

Můžeme navázat na práci Tikoffa et al. (2002), kteří formulovali koncept tektoniky spojek. Spojka představuje zónu částečného propojení, která odděluje vrstvy s rozdílným přemístěním. Oblastmi náchylnými ke vzniku spojek jsou podle Tikoffa et al. (2002) zejména rozhraní s kontrastními reologickými vlastnostmi, jako jsou hranice svrchní-spodní kůra, kůra-plášť nebo litosféra-astenosféra.

Rozhraní suprastruktury a infrastruktury v širším pojetí může být právě zónou silně lokalizované deformace, která akomoduje rozdíly v přemístění mezi oblastmi s odlišnými reologickými vlastnostmi a tektonickým vystupováním. Podle soudobé numerické studie Maierové et al. (2012) plní přechodná zóna významnou mechanickou roli během vývoje orogenu. Autoři ukazují, že šíře přechodné zóny a její charakter je specifický pro určité kombinace základních parametrů orogeneze – rychlosti konvergence, eroze a radioaktivní produkce tepla.

Přestože se většina této práce drží původního deskriptivního pohledu na rozhraní suprastruktury a infrastruktury, studované území přináší užitečná data, jež naznačují, že pojem přechodné zóny je třeba rozšířit. Z širšího hlediska tedy můžeme rozhraní suprastruktury a infrastruktury definovat jako zónu výrazného vertikálního gradientu v intenzitě deformace, která akomoduje přemístění mezi korovými vrstvami s kontrastními reologickými vlastnostmi a odlišným tektonickým vývojem. Pak pro daný konkrétní případ uvedeného studovaného území spadá do přechodné zóny také celá infrastruktura, a infrastrukturu by pak představoval až MLC.

4.4 Tektonický model pro variskou deformační událost

Vznik a časový vývoj rozhraní suprastruktury a infrastruktury můžeme z ilustrovat v konkrétním tektonickém modelu vývoje studovaného oblasti.

4.4.1 Vstupní podmínky modelu a použité koncepty

Pro sestavení tektonického modelu byly vzaty v úvahu následující informace, které je třeba zohlednit. V prvé řadě studovaný profil odráží typický polyfázový tektonický vývoj ve smyslu konceptu suprastruktury a infrastruktury, při němž jsou

starší strmé stavby z raných fází konvergence transponovány do mladších, ploše uložených (Culshaw et al., 2006). Dalším důležitým poznatkem je, že přechodná zóna má normální metamorfní zonalitu, poklesový charakter a odráží exhumaci metabazitového MLC.

Horniny MLC mají vysokou hustotu (amfibolity s reliktními čočkami eklogitů, gabra a peridotity), která je výrazně vyšší než hustota metasedimentárních hornin TCC. Nasnadě je tedy otázka, jaká síla řídila exhumaci hornin s relativně vyšší hustotou. V navrhovaném modelu je exhumace umožněna vztlakovou silou lehkého felzického korového materiálu subdukovaného pod horniny MLC.

Mechanismus exhumace vysokotlakých hornin vlivem vztlakových sil navazuje na výsledky analogového modelu Bouteliera a Chemendy (2011) pro kontinentální subdukci v prostředí nízké horizontální komprese (hustota astenosféry je nižší než hustota subdukovaného litosférického pláště a oceánské kůry před započetím kolize, detaily viz Boutelier a Chemenda, 2011). Při dosažení kritické hloubky dojde k odlepení subdukující kontinentální lehké kůry od zbytku desky vlivem narůstající vztlakové síly a k jejímu výstupu. Během vývoje orogenu lze tímto způsobem vytvořit během kontinuálního kompresního režimu krátkou a silně lokalizovanou extenzní událost.

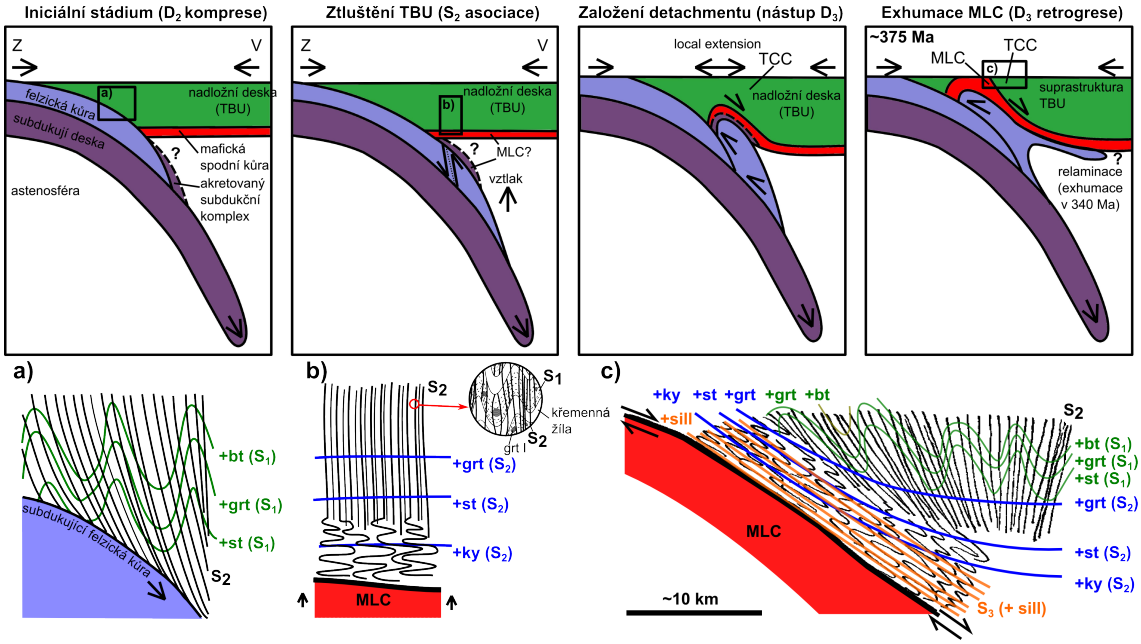
4.4.2 Iniciální stav modelu

Iniciální stav modelu (obr. 57) představuje jednoduchou subdukční zónu. Horniny TBU vystupují v nadložní desce. Nejasná je však povaha felzického materiálu, který vstupuje do subdukční zóny. Mohlo se jednat např. o vulkanický oblouk, případně i o dílčí mikrokontinent.

Dalším důležitým architektonickým prvkem je mafická vrstva na bázi TBU. Vznik této vrstvy je možné datovat do doby tzv. kambro-ordovického riftingu, kdy mohlo dojít k podestlání velké části TBU mafickými magmaty. Doklady tohoto magmatismu jsou dobře známy z paleozoických sedimentů pražské pánve, kde se hojně vyskytují jeho vulkanické produkty – bazalty a andezity až ryolity. Magmatickou aktivitu dále na západ dokumentují jejich plutonické ekvivalenty - kambrické granitoidní intruze v TCC a gabra v MLC (viz 2.3.4,2.4,3.5).

Problematická je pozice MLC na počátku variské kolize. MLC (včetně eklogitů) mohl být již začleněn ve spodní kůře nadložní desky spolu s gabry TCC, tak

jak naznačují některá pozorování Timmermann et al. (2004, kapitola 2.4). Druhou možností je, že vystupoval jako akretovaný subdukční komplex téměř nemetamorfované oceánské kůry a teprve počínalo jeho zanořování do subdukční zóny na čele mikrokontinentu. K jeho eklogitizaci by tedy došlo až během variského vývoje. Prakticky je však původ MLC a stáří jeho eklogitové metamorfózy pro podstatu tohoto tektonického modelu vývoje irelevantní.



Obr. 57: Tektonický model vývoje TCC podle dat na profilu řeku Střely. Vysvětlení viz text.

4.4.3 Stádium 1- horizontální komprese, událost D_2

V první fázi vývoje orogenu dochází k zanořování kontinentální kůry do jádra subdukční zóny. Subdukující litosféra působila silným horizontálním napětím na nadložní desku TBU, kde docházelo k výraznému V-Z zkrácení a k maximálnímu ztluštění celého korového bloku. Odrazem této fáze (D_2) je vrásnění prevariské metamorfní zonality F_2 a vzniku strmé osní kliváže S_2 v oblasti (obr. 57a).

Pokud by bylo snížení sklonu kliváže S_2 v suprastruktuře primárním jevem, pak by jej bylo možno vysvětlit jako relikt tohoto raně konvergentního stádia. K ohybu kliváže by mohlo docházet v důsledku indentace subdukující desky na počátku konvergence, anebo za předpokladu, že subdukující kůra a nadložní deska mechanicky

alespoň částečně komunikovaly (což je však nepravděpodobné). Pokud MLC tvoří akretovaný relikt oceánské kůry, během této fáze docházelo k jeho metamorfóze v eklogitové facii.

Konvergentní událost D_2 prostupuje celou kůrou a rozhraní suprastruktury a infrastruktury dosud není aktivní.

4.4.4 Stádium 2 – termální inkubace, metamorfní pík (minerální asociace S_2) a delaminace felzické kůry

Ztluštění kontinentální kůry a její radioaktivní produkce vedly k prohřátí orogenu a vzniku prográdních minerálních asociací kliváže S_2 až do kyanitové zóny (obr. 57b). Nárůst teploty vedl k reologickému změkčení hornin spodní a střední kůry a umožnil první počátky vertikální komprese v korovém bloku. Tato iniciální deformace měla koaxiální charakter a v terénu ji zachovávají první vrásy F_3 ve svrchních částech přechodné zóny. Dehydratační reakce v hlubších vrstvách kůry mohly systém zásobovat vodou, která byla potřebná k intenzivní tvorbě slíd ve svorech v především na Z od Žlutic. V tomto stádiu se deformace mezi svrchně a středně korovými horninami nadložní ještě přenáší a jednotky jsou mechanicky propojeny.

Felzický materiál byl zasunut již do takové hloubky, že vztlakové síly přesáhly kritickou mez a nastalo jeho odlepení od subdukující desky. Gravitačně nestabilní felzická kůra vystupovala rychle vzhůru a na svém čele vynášela eklogitizovaný MLC, který byl začleněn na bázi mafické spodní vrstvy (v případě, že jí nebyl od prvopočátku součástí).

Protože mafické horniny mají ve spodněkorových podmínkách výrazně vyšší pevnost než horniny felzické, mafická spodní kůra reagovala na vztlakové síly jako celek (namísto aby se porušila a lehký materiál jí protekl) a tím ještě více zvyšuje intenzitu vertikálního zkrácení D_3 v nadložních horninách.

4.4.5 Stádium 3 – exhumace MLC, událost D_3

Sílící tlak lehké felzické kůry na mafickou vrstvu způsobil v závěrečné fázi vývoje její exhumaci. Reologicky oslabené horniny střední kůry akomodují velkou část této deformace a utváří se v nich silně deformovaná poklesová střižná zóna korového měřítka. V TCC dochází s narůstající hloubkou pozvolné rotaci iniciálních koaxiálních S-J vrásových os vlivem narůstající komponenty jednoduchého střihu. V

tento okamžik dochází ke výrazné ztrátě mechanické kontinuity deformačního záznamu mezi suprastrukturou a hlubšími korovými úrovněmi. Rozhraní suprastruktury a infrastruktury přechází z částečně propojeného do zcela odlepeného stádia.

Tato fáze je v terénu zaznamenána vznikem kliváže S_3 a tvorbou normální metamorfní zonality v TCC. Během exhumace dochází k retrogresi minerálních asociací prográdní stavby S_2 v poli stability sillimanitu a postupně až k extruzi MLC a přechodné zóny v TCC na povrch.

Závěrečnou exhumační fázi datují devonské Ar-Ar věky chladnutí svorů, která se překrývají s geochronologickými daty z MLC i věky raně konvergentní události D_2 ve východní suprastruktuře. Z toho lze usuzovat, že celý exhumační proces byl velmi rychlý.

4.4.6 Širší geologický kontext a význam studovaného území pro karbonský vývoj Českého Masivu

Uvedený tektonický model se týká pouze dvou hlavních variských událostí D_2 a D_3. Určitý význam však také mají také události D_4 a D_5, a to přestože jim odpovídá jen minimální zkrácení.

Událost D_4 je postexhumační V-Z zkrácení. Její přítomnost vysvětluje přímo analogový model Bouteliera a Chemendy (2011). Analogové (i numerické) simulace ukazují, že exhumační epizoda je velmi krátká a silně lokalizovaná a probíhá během jednoho kontinuálního konvergentního cyklu. Okamžitě po odeznění lokální extenze je znovu ustavena komprese ve stejném směru, a tu může představovat právě událost D_4. Časově oddělená je pozdní událost D_5, která se vyznačuje v podstatě kolmým průběhem maximálního zkrácení. Toto pozdní S-J zkrácení je přitom známé i z ostatních oblastí Českého Masivu (bavorská zóna, východní okraj Českého masivu), které představuje závěrečné karbonské zkrácení po karbonské exhumaci orogenního kořene.

Karbonské věky okolo 340 Ma souvisí s velmi významnou událostí pro celý Český Masiv. Stáří 340 Ma vykazuje naprostá většina hornin moldanubika, ale jsou to také stáří exhumace granulitových masivů. V souvislosti s granulity je v současnosti hojně diskutován jejich diapirický výstup, který předpokládá iniciální hustotní inverzi v orogenním kořeni (např. Guy et al., 2011; Maierová et al., 2012). Informace o mechanismu vmístění felzického materiálu pod mafickou vrstvu jsou

dosud velmi sporadické a nepodložené. Pozorování v TCC a prezentovaný tektonický model zahrnující subdukci felzického materiálu v devonu mohou k rozřešení této problematiky významně přispět.

Studované území bylo interpretováno jako odraz devonské exhumační epizody, která byla způsobena vztlakem lehké spodní kůry. Aby byla exhumace v devonu dostatečně efektivní, musela být subdukce felzické hmoty a její výstup dostatečně rychlý, aby se felzická hmota chovala jako ± pevné těleso. Devonskou exhumační historii provázelo postupné prohřívání subdukované masy felzické kůry, a tedy kontinuální pokles její viskozity. V určitý moment viskozita poklesla natolik, že na místo pokračujícího výstupu k povrchu došlo k intenzivní deformaci felzického materiálu samotného a jeho rovnoměrnému rozložení pod mafickou vrstvou (obr. 57c).

Tento mechanismus v základních rysech popsali Hacker et al. (2011) a označili termínem relaminace. Lze očekávat, že redistribuce felzického materiálu na bázi orogenního kořene byl poměrně dlouhotrvající proces řízený pravděpodobně izostatickými objemovými silami. Protože je však lehký felzický materiál pod mafickou vrstvou gravitačně nestabilní, po dostatečně dlouhé inkubační době nastala v karbonu vlivem indentace Brunie jeho exhumace. Výsledným produktem pak mohou být právě dnešní extrémně deformované granulitové diapirové dómy (Maierová et al., 2012).

5 Závěr

V závěru této práce si nejprve v několika bodech shrňme základní pozorování, o něž se opírají výsledné interpretace.

- Všechny tři stavby S_1, S_2 a S_3 mají v terénu zřetelný gradient ve stupni metamorfózy směrem na Z. V suprastruktuře reprezentuje vrcholné metamorfní podmínky foliace S_1. Metamorfní podmínky S_2 směrem na Z rychle narůstají a v přechodné zóně se již sbližují s podmínkami stavby S_1 a hraničí s amfibolitovou facií. Dále na západ je vrcholná metamorfní asociace reprezentována minerály stavby S_2. Kliváž S_3 má v oblasti vůči S_2 retrográdní charakter a zatlačuje minerální asociace stavby S_2 (eventuálně i S_1). Metamorfní podmínky stavby S_3 mají rovněž gradient směrem na Z, a to přestože nejsou doprovázeny výrazným minerálním růstem. V přechodné zóně dochází při vzniku kliváže S_3 k intenzivní chloritizaci minerálních asociací, která dále na západ slábne, objevuje se hojně také biotit a vyšší teploty stavby S_3 dokládá postupně také přítomnost sillimanitu v západní části infrastruktury.

- Prográdní metamorfní zonalita a vrcholné metamorfní podmínky od přechodné zóny do strukturního podloží představuje minerální asociace stavby S_2. Retrográdní dráhu reprezentuje vznik kliváže S_3, která vynáší horniny postupně až k povrchu (slabé projevy pozdní chloritizace jsou i v infrastruktuře).

- Strukturní záznam vykazuje pro události D_2 a D_3 rovněž zřetelný gradient směrem k západu (deformační gradient při události D_1 nelze kvůli několikánobnému převrásnění postihnout). Intenzita transpozice při D_2 silně narůstá již v suprastruktuře, a na hranici s přechodnou zónou můžeme v naprosté většině případů považovat transpozici do směru S_2 za úplnou (alespoň z makroskopického pohledu). To je velmi důležitý bod pro pochopení superpozice vrásnění D_3 v přechodné zóně a infrastruktuře. Strukturní plán v suprastruktuře je tedy odrazem vrásnění F_2, zatímco strukturní plán v přechodné zóně a infrastruktuře je řízen gradientem v míře zkrácení D_3.

- Deformační událost D_3 vyprodukovala ve studované oblasti normální metamorfní zonalitu.

- První vrásové osy F_3 vrás v přechodné zóně mají identický S-J až SSV-JJZ průběh jako vrásové osy vrás F_2 a intersekční lineace L_2 v suprastruktuře. Při přechodu do infrastruktury a dále do strukturního podloží dochází ke kontinuální rotaci vrásových os L_3 směrem k V s maximem v JV orientaci.
- Syntektonický či posttektonický vztah polomského a tiského masivu k foliaci S_1 zůstává nevyjasněný.

K úplné transpozici strmých suprastrukturních staveb do plochých dochází v tenké zóně velkého gradientu v intenzitě vertikálního zkrácení D_3, o pravé mocnosti okolo 3 km. Nashromážděná data ukazují, že gradient v intenzitě D_3 přetvoření pokračuje i v infrastruktuře a projevuje se rotací lineace L_3. To je interpretováno jako nárůst nekoaxiální komponenty deformace v důsledku exhumace MLC.

Čistě deskriptivní pojetí pojmu rozhraní suprastruktury a infrastruktury je odtrženo od pozorování významných pro variský tektonický vývoj v oblasti (především vzniku normální metamorfní zonality a rotace lineace L_3). Proto je v této práci tento pojem rozšířen. Rozhraní suprastruktury a infrastruktury představuje zónu vertikálního gradientu deformace, která akomoduje rozdílné přemístění mezi korovými vrstvami s odlišnými reologickými vlastnostmi a kontrastním tektonickým vývojem.

Tektonický model je přitom v souladu s konceptem suprastruktury a infrastruktury a v širším geologickém kontextu ukazuje, jak suprastruktura může zachovávat nejstarší fáze vývoje orogenu. Důležité je zmínit, že tento popis je relativní, a spjatý s konkrétní orogenní událostí. TBU vystupuje jako suprastruktura v rámci variského orogenu vůči infrastrukturní moldanubické zóně, a to vzhledem ke karbonské (340 Ma) kolizi se Saxothuringikem. Studovaný profil je zde interpretován jako fosilní přechod ze suprastruktury do infrastruktury devonského stáří zachovaný v karbonské suprastruktuře. Studované území dokumentuje krátce trvající extenzní epizodu raně variské exhumace MLC. Prezentovaný model také přináší užitečné informace o mechanismu vmístění felzického materiálu na bázi orogenního kořene, který byl posléze v karbonu exhumován jako granulitové diapiry moldanubika.

V prvé řadě náleží poděkování Ondrovi Lexovi za četné a přínosné diskuze nad tématem, díky kterým jsem se nejvíce naučil. Poděkování patří také celému kolektivu ÚPSG za příjemné studijní prostředí a zejména pak Vaškovi a Mírovi, kteří sdíleli mé úvahy nad kliváží téměř každodenně. Největší podíl na vzniku této práce má však pan Prof. Čepek, protože především díky jeho přednáškám v prvním ročníku jsem se pro studium geologie dokázal nadchnout. Tato práce byla finančně podpořena z grantového projektu GAČR P210/10/0249.

Seznam literatury

Beard, B., Medaris, L., Johnson, C., Jelínek, E., Tonika, J., Riciputi, L., 1995. Geochronology and geochemistry of eclogites from the Mariánské Lázně Complex, Czech Republic: implications for Variscan orogenesis. Geologische Rundschau 84 (3), 552–567.

Beyssac, O., Goffé, B., Chopin, C., Rouzaud, J., 2002. Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer. Journal of metamorphic Geology 20 (9), 859–871.

Biot, M., 1961. Theory of folding of stratified viscoelastic media and its implications in tectonics and orogenesis. Geological Society of America Bulletin 72 (11), 1595–1620.

Boutelier, D., Chemenda, A., 2011. Arc-continent collision. Springer Verlag, Ch. Physical Modeling of Arc–Continent Collision: A Review of 2D, 3D, Purely Mechanical and Thermo-Mechanical Experimental Models, pp. 445–473.

Bowes, D. R., Aftalion, M., 1991. U-Pb zircon isotopic evidence for early Ordovician and late Proterozoic units in the Marianske Lazne complex, Central European Hercynides. Neues Jahrbuch für Mineralogie 7, 315–326.

Burton, K., Kohn, M., Cohen, A., Keith O'Nions, R., 1995. The relative diffusion of Pb, Nd, Sr and O in garnet. Earth and Planetary Science Letters 133 (1), 199–211.

Chaloupský, J., Chiypac, I., Mašek, J., Waldhausrová, J., Cháb, J., 1995. Pre-Permian geology of central and eastern Europe. Springer Verlag, Ch. Bohemicum. Stratigraphy., pp. 379–381.

Cháb, J., 1993. General Problems of the TB (Teplá-Barrandian) Precambrian, Bohemian Massif, the Czech Republic. Bulletin of Geosciences 68, 1–6.

Cháb, J., Bernardová, E., 1974. Prehnite and pumpellyite in the Upper Proterozoic basalts of the north-western part of the Barrandian region (Czechoslovakia). Krystalinikum 10, 53–66.

Cháb, J., Žáček, V., 1992. The Teplá Upland (ZTT north) metamorphism II. Geological model of Western Bohemia in relation to the deep borehole KTB in the FRG, Abstracts.

Cháb, J., Žáček, V., 1993. The Teplá crystalline complex (ZTT North) metamorphism III. Geological model of Western Bohemia in relation to the deep borehole KTB in the FRG, Abstracts, 13–15.

Cháb, J., Žáček, V., 1994. Metamorphism of the Teplá Crystalline Complex. KTB Report 3, 33–37.

Cháb, J., Pelc, Z., 1973. Proterozoic greywackes of the NW part of the Barrandian area. Sborník geologických věd - Geologie 25, 7–84.

Cháb, J., Suchý, V., Vejnar, Z., 1995. Pre-Permian geology of central and eastern Europe. Springer Verlag, Ch. Metamorphic Evolution of the Teplá Barrandian Zone (Bohemicum), pp. 403–410.

Cháb, J., Suk, M., 1977. Regionalní metamorfóza na území Čech a Moravy (Regional metamorphism on the territory of Bohemia and Moravia). Knihovnička Ústředního ústavu geologického 50, 1–156.

Cherniak, D., Watson, E., Grove, M., Harrison, T., 2004. Pb diffusion in monazite: a combined RBS/SIMS study1. Geochimica et Cosmochimica Acta 68 (4), 829–840.

Chlupáč, I., 1992. Geology of the Barrandian. Waldemar Kramer, Frankfurt am Main, Germany.

Chlupáč, I., Havlíček, V., Kříž, J., Kukal, Z., Štorch, P., 1998. Palaeozoic of the Barrandian (Cambrian-Devonian). Czech Geological Survey, Prague.

Coggon, R., Holland, T., 2002. Mixing properties of phengitic micas and revised garnet-phengite thermobarometers. Journal of Metamorphic Geology 20 (7), 683–696.

Connolly, J., 2009. The geodynamic equation of state: what and how. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 10, Q10014.

Crowley, Q., Floyd, P., Štědrá, V., Winchester, J., Kachlík, V., Holland, J., 2002. The Mariánské-Lázně Complex, NW Bohemian Massif: development and destruction of an early Palaeozoic seaway. Geological Society, London, Special Publications 201 (1), 177–195.

Culshaw, N. G., Beaumont, C., Jamieson, R. A., 2006. The orogenic superstructure-infrastructure concept: Revisited, quantified, and revived. Geology 34 (9), 733–736.

Dallmeyer, R., Urban, M., 1994. Variscan vs Cadomian tectonothermal evolution within the Teplá-Barrandian zone, Bohemian massif, Czech Republic: evidence from 40Ar/39Ar mineral and wholerock slate/phyllite ages. Journal of the Czech Geological Society 39, 21–22.

Dallmeyer, R., Urban, M., 1998. Variscan vs Cadomian tectonothermal activity in northwestern sectors of the Tepla-Barrandian zone, Czech Republic: constraints from 40Ar/39Ar ages. Geologische Rundschau 87 (1), 94–106.

de Sitter, L. U., Zwart, H. J., 1960. Tectonic development in supra-and infra-structures of a mountain chain. In: Proc. 21st. International Congress, Copenhagen. Vol. 18. pp. 248–256.

Dobeš, M., Polanský, J., 1967. Kladensko-rakovnická pánev. Přehodnocení geofyzikálních prací. Tech. rep., Geofyzika, n.p., Praha.

Dörr, W., Fiala, J., Vejnar, Z., Zulauf, G., et al., 1998. U-Pb zircon ages and structural development of meta-granitoids of the Tepla crystalline complex: evidence for pervasive Cambrian plutonism within the Bohemian massif (Czech Republic). Geologische Rundschau 87, 135–149.

Dörr, W., Zulauf, G., Fiala, J., Franke, W., Vejnar, Z., 2002. Neoproterozoic to Early Cambrian history of an active plate margin in the Teplá-Barrandian unit– a correlation of U-Pb isotopic-dilution-TIMS ages (Bohemia, Czech Republic). Tectonophysics 352 (1-2), 65–85.

Drost, K., Linnemann, U., McNaughton, N., Fatka, O., Kraft, P., Gehmlich, M., Tonk, C., Marek, J., 2004. New data on the Neoproterozoic Cambrian geotectonic setting of the Teplá-Barrandian volcano-sedimentary successions: geochemistry, U-Pb zircon ages, and provenance (Bohemian Massif, Czech Republic). International Journal of Earth Sciences 93, 742–757, 10.1007/s00531-004-0416-5.
URL `http://dx.doi.org/10.1007/s00531-004-0416-5`

Drost, K., Romer, R., Linnemann, U., Fatka, O., Kraft, P., Marek, J., 2007. Nd-Sr-Pb isotopic signatures of Neoproterozoic-Early Paleozoic siliciclastic rocks in response to changing geotectonic regimes: A case study from the Barrandian area (Bohemian Massif, Czech Republic). Special Papers - Gological Society of America 423, 191.

Dudek, A., Fediuk, F., 1955. Zur Altersfrage der Metamorphose im barrandienischen Proterozoikum. Geologie 4 (4), 397–403.

Fatka, O., Gabriel, Z., 1991. Microbiota from siliceous stromatolitic rocks of the Barrandian Proterozoic (Bohemian Massif). Časopis pro mineralogii a geologii 36, 143–148.

Finger, F., Krenn, E., Riegler, G., Romano, S., Zulauf, G., 2002. Resolving Cambrian, Carboniferous, Permian and Alpine monazite generations in the polymetamorphic basement of eastern Crete (Greece) by means of the electron microprobe. Terra Nova 14 (4), 233–240.

Fischer, G., Schreyer, W., Troll, G., Voll, G., Hart, S., 1968. Hornblendealter aus dem ostbayerischen Grundgebirge. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte 11, 385–404.

Foster, G., Gibson, H., Parrish, R., Horstwood, M., Fraser, J., Tindle, A., 2002. Textural, chemical and isotopic insights into the nature and behaviour of metamorphic monazite. Chemical Geology 191 (1-3), 183–207.

Franke, W., 1989. Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of central Europe. Geological Society of America Special Papers 230, 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., Wörner, G., Henk, A., 2000. Post-collisional granite generation and HT–LP metamorphism by radiogenic heating: the Variscan South Bohemian Batholith. Journal of the Geological Society 157 (3), 577–587.

Glodny, J., Grauert, B., Fiala, J., Vejnar, Z., Krohe, A., 1995. Altersinformation aus Pegmatiten der westlichen Böhmischen Masse: ZEV,Teplá-Barrandium und Moldanubikum. In: 8. DFG-Kolloquium SPP Kontinentales Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland 25.-26.5.

Glodny, J., Grauert, B., Fiala, J., Vejnar, Z., Krohe, A., 1998. Metapegmatites in the western Bohemian massif: ages of crystallisation and metamorphic overprint, as constrained by U-Pb zircon, monazite, garnet, columbite and Rb-Sr muscovite data. Geologische Rundschau 87 (1), 124–134.

Gottstein, O., 1970. K-Ar ages of granitic and ectinitic rocks of the Teplá anticlinorium. Věstník Ústředního Ústavu Geologického 45, 201–205.

Guy, A., Edel, J., Schulmann, K., Tomek, C., Lexa, O., 2011. A geophysical model of the variscan orogenic root (bohemian massif): Implications for modern collisional orogens. Lithos 124 (1-2), 144–157.

Hacker, B., Kelemen, P., Behn, M., 2011. Differentiation of the continental crust by relamination. Earth and Planetary Science Letters 307 (3-4), 501–516.

Hajná, J., Žák, J., Kachlík, V., 2011. Structure and stratigraphy of the Teplá-Barrandian Neoproterozoic, Bohemian Massif: A new plate-tectonic reinterpretation. Gondwana Research 19 (2), 495–508.

Hajná, J., Žák, J., Kachlík, V., Chadima, M., 2012. Deciphering the Variscan tectonothermal overprint and deformation partitioning in the Cadomian basement of the Teplá–Barrandian unit, Bohemian Massif. International Journal of Earth Sciences published online, 1–19.

Hajná, J., Žák, J., J., Kachlík, V., Chadima, M., 2010. Subduction-driven shortening and differential exhumation in a Cadomian accretionary wedge: The Teplá-Barrandian unit, Bohemian Massif. Precambrian Research 176 (1-4), 27–45.

Harrison, T., Duncan, I., McDougall, I., 1985. Diffusion of 40Ar in biotite: temperature, pressure and compositional effects. Geochimica et Cosmochimica Acta 49 (11), 2461–2468.

Hickey, R., Frey, F., Gerlach, D., Lopez-Escobar, L., 1986. Multiple sources for basaltic arc rocks from the southern volcanic zone of the Andes (34–41 S): trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle, and continental crust. Journal of geophysical Research 91 (B6), 5963–5983.

Hofmann, A., 1988. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. Earth and Planetary Science Letters 90 (3), 297–314.

Holland, T., Baker, J., Powell, R., 1998. Mixing properties and activity-composition and relationships of chlorites in the system MgO-FeO-Al_2O_3&-SiO_2-H_2O. European Journal of Mineralogy 10 (3), 395–406.

Holland, T., Powell, R., 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. Journal of metamorphic Geology 16 (3), 309–343.

Holland, T., Powell, R., 2001. Calculation of phase relations involving haplogranitic melts using an internally consistent thermodynamic dataset. Journal of Petrology 42 (4), 673–683.

Holland, T., Powell, R., 2003. Activity–composition relations for phases in petrological calculations: an asymmetric multicomponent formulation. Contributions to Mineralogy and Petrology 145 (4), 492–501.

Holubec, J., 1968. Structural Development of the Geosynclinal Proterozoic and Its Relations to the Deeper Zones of the Earth's Crust: Central European Domain. Academia, Praha.

Humphris, S., Thompson, G., Schilling, J., Kingsley, R., 1985. Petrological and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge between 46 S and 32 S: Influence of the Tristan da Cunha mantle plume. Geochimica et Cosmochimica Acta 49 (6), 1445–1464.

Jelínek, E., Štědrá, V., Cháb, J., 1997. The Mariánské Lázně Complex. Geological model of western Bohemia related to the KTB borehole in Germany. J Geol Sci 47, 32–36.

Kachlík, V., 1997. Contact metamorphic rocks from the mantle of the Lestkov Pluton and theirs significance for reconstruction of the tectonometamorphic development of the Teplá-Barrandian Unit. Czech Geological Survey, Prague.

Kastl, E., Tonika, J., 1984. The Mariánské Lázně metaophiolitic complex (west Bohemia). Krystalinikum 17, 59–76.

Kříbek, B., Pouba, Z., Skoček, V., Waldhausrová, J., 2000. Neoproterozoic of the Teplá-Barrandian Unit as a part of the Cadomian orogenic belt: a review and correlation aspects. Bulletin of Geosciences 75, 175– 96.

Kempton, P., Pearce, J., Barry, T., Fitton, J., Langmuir, C., Christie, D.M.Sr-Nd-Pb-Hf, D., 2002. Sr-Nd-Pb-Hf isotope results from ODP Leg 187: evidence for mantle dynamics of the Australian-Antarctic Discordance and origin of the Indian MORB source. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 3 (12), 1074.

Kettner, R., 1913. O poměru svorů k fylitům a rulám na Žluticku. Rozpravy II. tř. České akademie věd a umění 22, 43.

Kettner, R., 1917. Versuch einer stratigraphischen Einteilung des böhmischen Algonkiums. Geologische Rundschau 8, 169–188.

Kodym, 1995. Geologická mapa ČR, 11 - 24 Žlutice. Tech. rep., Český geologický ústav.

Konzalová, M., 1981. Some Late Precambrian microfossils from the Bohemian Massif and their correlation. Precambrian Research 15 (1), 43–62.

Kratochvíl, F., Vachtl, J., Zoubek, V., 1951. Geologické poměry kříženecko-nezdického pegmatitového pásma tepelské vysočiny. Sbor. Stát. Geol. Úst. 15, 339–398.

Kreuzer, H., Müller, P., Okrusch, M., Patzak, M., Schüssler, U., Seidel, E., Šmejkal, V., Vejnar, Z., 1990. Ar-Ar confirmation for Cambrian, early Devonian and mid-Carboniferous tectonic units at the western margin of the Bohemian massif. Zbl. Geol. Paläontol. Teil I 1991 5, 1332–1335.

Kreuzer, H., Vejnar, Z., Schüssler, U., Okrusch, M., Seidel, E., 1992. K-Ar dating on the Teplá-Domažlice zone at the western margin of the Bohemian massif. In: Proc. First International Conference on the Bohemian Massif, 26 September to October 1988, Praha. pp. 168–175.

Linnemann, U., D'Lemos, R. S., Drost, K., Jeffries, T., Gerdes, A., Romer, R. L., Samson, S. D., Strachan, R. A., 2008. The Geology of Central Europe, vol. 1: Precambrian and Palaeozoic. Geological Society of London, Ch. Cadomian tectonics, pp. 103–154.

Linnemann, U., Gerdes, A., Drost, K., Buschmann, B., 2007. The Evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan Collision. Vol. 423. Geological Society of America Special Paper, Ch. The continuum between Cadomian orogenesis and opening of the Rheic Ocean: constraints from LA-ICP-MS U-Pb zircon dating and analysis of plate-tectonic setting (Saxo-Thuringian zone, northeastern Bohemian Massif, Germany, pp. 61–19.

Linnemann, U., McNaughton, N., Romer, R., Gehmlich, M., Drost, K., Tonk, C., 2004. West African provenance for Saxo-Thuringia (Bohemian Massif): did Armorica ever leave pre-Pangean Gondwana?–U/Pb-SHRIMP zircon evidence and the Nd-isotopic record. International Journal of Earth Sciences 93 (5), 683–705.

Luais, B., Duchêne, S., de Sigoyer, J., 2001. Sm-Nd disequilibrium in high-pressure, low-temperature Himalayan and Alpine rocks. Tectonophysics 342 (1-2), 1–22.

Mašek, J., 2000. Stratigraphy of the Proterozoic of the Barrandian area. Bulletin of the Czech Geological Survey 75, 197–200.

Mašek, J., Zoubek, 1980. Proposal of stratigraphical terms for stratigraphical units of the Barrandian Proterozoic. Bulletin of the Czech Geological Survey 55, 121–123.

Maierová, P., Čadek, O., Lexa, O., Schulmann, K., 2012. A numerical model of exhumation of the orogenic lower crust in the Bohemian Massif during the Variscan orogeny. Studia Geophysica et Geodaetica 56, 595–619, 10.1007/s11200-011-0455-x. URL http://dx.doi.org/10.1007/s11200-011-0455-x

Matte, P., Maluski, H., Rajlich, P., Franke, W., 1990. Terrane boundaries in the Bohemian Massif: result of large-scale Variscan shearing. Tectonophysics 177 (1), 151–170.

Medaris, L., Jelínek, E., Faryad, S., Singer, B., 2011. Peridotite and Metabasic Rocks of the Mariánské Lázně Metaophiolite Complex. Geolines 23, 71–83.

Máška, M., Zoubek, V., 1960. Tectonic development of Czechoslovakia. Nakladatelství ČSAV, Praha, Ch. Variscian structural territorial units of the Czech massif and their development, pp. 25–136.

Mísař, Z., Dudek, A., Havlena, V., Weiss, J., 1983. Geologie ČSSR I - Český masív. SPN, Praha.

Murphy, D., 1987. Suprastructure/infrastructure transition, east-central Cariboo Mountains, British Columbia: geometry, kinematics and tectonic implications. Journal of structural geology 9 (1), 13–29.

O'Brien, P. J., 1997. Garnet zoning and reaction textures in overprinted eclogites, Bohemian Massif, European variscides: a record of their thermal history during exhumation. Lithos 41, 119 – 133.

Powell, R., Holland, T., 1999. Relating formulations of the thermodynamics of mineral solid solutions; activity modeling of pyroxenes, amphiboles, and micas. American Mineralogist 84 (1-2), 1–14.

Robbins, C., 1972. Radiogenic argon diffusion in muscovite under hydrothermal conditions. Ph.D. thesis, Brown University, Providence, Rhode Island.

Roex, A., Dick, H., Reid, A., Frey, F., Erlank, A., Hart, S., 1985. Petrology and geochemistry of basalts from the American-Antarctic Ridge, Southern Ocean: implications for the westward influence of the Bouvet mantle plume. Contributions to Mineralogy and Petrology 90 (4), 367–380.

Saunders, A., Tarney, J., 1979. The geochemistry of basalts from a back-arc spreading centre in the East Scotia Sea. Geochimica et Cosmochimica Acta 43 (4), 555–572.

Schmitz, M., Vervoort, J., Bowring, S., Patchett, P., 2002. Decoupling of the Lu–Hf and Sm–Nd isotopic systems in granulitic lower crust beneath southern Africa. Geochimica et Cosmochimica Acta 66, A682.

Schovánek, 1997. Geologická mapa ČR, 11 - 23 Sokolov. Tech. rep., Český geologický ústav.

Schulte, B., Blümel, P., 1997. Metamorphic structure and P-T conditions of the metapelitic constituent of the ZEV. Geologische Rundschau 86, S199–S211.

Sláma, J., Dunkley, D., Kachlík, V., Kusiak, M., 2008. Transition from island-arc to passive setting on the continental margin of Gondwana: U-Pb zircon dating of Neoproterozoic metaconglomerates from the SE margin of the Teplá-Barrandian Unit, Bohemian Massif. Tectonophysics 461 (1-4), 44–59.

Smith, H., Giletti, B., 1997. Lead diffusion in monazite. Geochimica et Cosmochimica Acta 61 (5), 1047–1055.

Štědrá, V., 1994. Amphibolite facies metamorphism of the Mariánské Lázně complex. Journal of Czech Geological Society 39, 111.

Štědrá, V., 2001. Tectonometamorphic evolution of the Mariánské Lázně Complex, Western Bohemia, based on the study of metabasic rocks. Ph.D. thesis, Charles University, Prague.

Suchý, V., Sýkorová, I., Melka, K., Filip, J., Machovič, V., 2007. Illite 'crystallinity', maturation of organic matter and microstructural development associated with lowest-grade metamorphism of Neoproterozoic sediments in the Teplá-Barrandian unit, Czech Republic. Clay Minerals 42 (4), 503–526.

Suk, 1984. Geological history of the territory of the Czech Socialist Republic. Academia, Praha, Ch. Metamorphic history, pp. 263–288.

Suk, M., Zoubek, J., 1974. Nové poznatky z geologie prekambria Českého masívu. Ústřední ústav geologický v Praze.

Taylor, R., Thirlwall, M., Murton, B., Hilton, D., Gee, M., 1997. Isotopic constraints on the influence of the Icelandic plume. Earth and Planetary Science Letters 148 (1), E1–E8.

Tikoff, B., Teyssier, C., Waters, C., 2002. Clutch tectonics and the partial attachment of lithospheric layers. EGU Stephan Mueller Special Publication Series 1, 57–73.

Timmermann, H., Dörr, W., Krenn, E., Finger, F., Zulauf, G., 2006. Conventional and in situ geochronology of the Teplá Crystalline unit, Bohemian Massif: implications for the processes involving monazite formation. International Journal of Earth Sciences 95 (4), 629–647.

Timmermann, H., Štědrá, V., Gerdes, A., Noble, S., Parrish, R., Dörr, W., 2004. The problem of dating high-pressure metamorphism: a U–Pb isotope and geochemical study on eclogites and related rocks of the Mariánské Lázně Complex, Czech Republic. Journal of Petrology 45 (7), 1311–1338.

Vejnar, Z., 1971. Grundfragen des Moldanubikums und seine Stellung in der Böhmischen Masse. Geologische Rundschau 60 (4), 1455–1465.

Vejnar, Z., 1972. Regionally metamorphosed volcanic rocks from the West-Bohemian metabasite belt. Krystalinikum 9, 131–156.

Vejnar, Z., 1977. The relationships between the metamorphic grade and composition of silicates in the West-Bohemian greenschists and amphibolites. Krystalinikum 13, 129–158.

Vejnar, Z., 1982. Regionální metamorfóza psamiticko-pelitických hornin domažlické oblasti. Sborník geologických věd - Geologie 37, 9–70.

Venera, Z., Schulmann, K., Kröner, A., 2000. Intrusion within a transtensional tectonic domain: the Čistá granodiorite (Bohemian Massif)—structure and rheological modelling. Journal of Structural Geology 22 (10), 1437–1454.

Weber, K., 1992. Die tektonische Position der KTB-Lokation. KTB Report 92 (4), 103–132.

Wegmann, C., 1935. Zur Deutung der Migmatite. Geologische Rundschau 26 (5), 305–350.

White, R., Powell, R., Holland, T., 2001. Calculation of partial melting equilibria in the system Na2O–CaO–K2O–FeO–MgO–Al2O3–SiO2–H2O (NCKFMASH). Journal of Metamorphic Geology 19 (2), 139–153.

White, R., Powell, R., Holland, T., 2007. Progress relating to calculation of partial melting equilibria for metapelites. Journal of Metamorphic Geology 25 (5), 511–527.

White, R., Powell, R., Holland, T., Worley, B., 2000. The effect of TiO2 and Fe2O3 on metapelitic assemblages at greenschist and amphibolite facies conditions: mineral equilibria calculations in the system K2O-FeO-MgO-Al2O3-SiO2-H2O-TiO2-Fe2O3. Journal of Metamorphic Geology 18 (5), 497–512.

White, W., 1999. Geochemistry. lecture notes. Geochemistry. Lecture Notes. URL `http://www.geo.cornell.edu/geology/classes/Geo656/656notes00.html`

Whitney, D., Evans, B., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American mineralogist 95 (1), 185.

Žáček, V., 1999. Kyanite Pseudomorphs after Andalusite from the Teplá Crystalline Complex - Evidence for Pre-Variscan Low-Pressure Metamorphism. Geolines 8, 76–77.

Žáček, V., Cháb, J., 1992. Hyperaluminický metapegmatit od Hanova (Tepelská plošina). Časopis pro mineralogii a geologii 38 (4), 338.

Žáček, V., Cháb, J., 1993. Metamorphism in the Tepla upland, Bohemian massif, Czech Republic (preliminary report). Věstník Českého geologického ústavu 68 (3), 33–37.

Žáček, V., Cháb, J., 1998. Výsledky doplňkového výzkumu metamorfózy a tektoniky tepelského krystalinika. Dílčí závěrečná zpráva úkolu 2400, MS. Tech. rep., Český geologický ústav, Praha.

Zulauf, G., 1997a. Constriction due to subduction: evidence for slab pull in the Mariánské Lázně complex (central European Variscides). Terra Nova 9 (5-6), 232–236.

Zulauf, G., 1997b. From very low-grade to eclogite-facies metamorphism: tilted crustal sections as a consequence of Cadomian and Variscan orogeny in the Teplá–Barrandian unit (Bohemian Massif). Geotektonische Forschungen 89, 1–302.

Zulauf, G., 2001. Structural style, deformation mechanisms and paleodifferential stress along an exposed crustal section: constraints on the rheology of quartzofeldspathic rocks at supra-and infrastructural levels (Bohemian Massif). Tectonophysics 332 (1-2), 211–237.

Zulauf, G., Dörr, W., Fiala, J., Vejnar, Z., 1997. Late Cadomian crustal tilting and Cambrian transtension in the Teplá-Barrandian unit (Bohemian Massif, Central European Variscides). Geologische Rundschau 86 (3), 571–584.

Zulauf, G., Schitter, F., Riegler, G., Finger, F., Fiala, J., Vejnar, Z., 1999. Age constraints on the Cadomian evolution of the Teplá Barrandian unit (Bohemian Massif) through electron microprobe dating of metamorphic monazite. Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft 150 (4), 627–639.

6 Přílohy

Text je doplněn soubory obsaženými na přiloženém DVD, které zahrnují:

- GPS souřadnice lokalit
- Seznam vzorkovaných lokalit
- Strukturní databázi
- Analytická mikrosondová data
- Přepočtená mikrosondová data