

**Univerzita Karlova
Přírodovědecká fakulta**

Bakalářská práce



Vít Peřestý

**Strukturní vývoj rozhraní suprastruktury a
infrastruktury v orogenech**

Structural evolution of infra- and superstructure boundary in orogens

Vedoucí bakalářské práce: doc. Ondrej Lexa Ph.D.

Studijní program: Geologie

Studijní obor: Geologie

Praha 2010

Poděkování patří Ondrovi Lexovi nejen za příjemný a velmi přínosný pobyt v terénu, ale i cenné rady, které mi pomohly k dokončení této práce. Děkuji také své rodině a všem blízkým za jejich trpělivost a pochopení, že jsem se jim pro hodiny strávené nad literaturou a u obrazovky počítače nemohl tak často věnovat. S díkem a úctou bych chtěl tuto bakalářskou práci věnovat své babičce, která mi svým životním postojem bude vždy vzorem a oporou.

Prohlašuji, že jsem tuto bakalářskou práci vypracoval(a) samostatně a výhradně s použitím citovaných pramenů, literatury a dalších odborných zdrojů.

V Praze dne 12.7.2010

.....

Abstract

This work focuses on structural and deformational aspects of the crust development during orogeny, based on historical suprastructure/infrastructure concept. The uppermost suprastructure is dominated by steep fabrics, which evolved in a brittle regime within early stages of orogeny, and which sustain almost unchanged for the whole period of orogenic evolution. On the other hand, the infrastructure is located in the lower crust, where ductile processes dominate. Because the ductility is a thermally activated process, sufficiently long time is needed to heat the lower crust, and therefore the infrastructure is younger than suprastructure. Gently to shallowly dipping structures develop as a consequence of ductile flow. In addition, some aspects associated to suprastructure/infrastructure problem in Western Bohemia are discussed.

Klíčová slova

superstructure; infrastructure; Tepla crystalline

Abstrakt

Tato práce se zabývá strukturním a reologickým vývojem kůry v průběhu orogeneze s důrazem kladeným na procesy probíhající na rozhraní suprastruktury a infrastruktury. V prvních fázích vývoje orogenu se v nejsvrchnější suprastruktuře vytvářejí subvertikální planární stavby, které setrvávají téměř nezměněny po celou dobu vývoje orogenu. Naproti tomu v hlouběji položené infrastruktuře dochází postupně k nárůstu teploty a aktivaci duktilního toku, který transponuje starší strmé stavby na ploše uložené planární struktury. Práce se stručně věnuje také problematice přechodné zóny evropských variscid v západní části tepelského krystalinika.

Klíčová slova

suprastruktura; infrastruktura; tepelské krystalinikum

Obsah

| | | |
|----------|--|-----------|
| 1 | Úvod | 1 |
| 2 | Historický vývoj konceptu supra- a infrastruktury | 2 |
| 2.1 | Počátky konceptu S-I | 2 |
| 2.2 | S-I na základě pozorování v Cariboo Mountains | 3 |
| 2.3 | Současný pohled a oživení konceptu S-I | 5 |
| 3 | Reologie | 9 |
| 3.1 | Reologický stav litosféry | 9 |
| 3.1.1 | Tepelný tok a konstrukce geotermny | 9 |
| 3.1.2 | Křehké porušení | 11 |
| 3.1.3 | Duktilní deformace | 12 |
| 3.2 | Vertikální coupling a decoupling v litosféře | 12 |
| 3.2.1 | Tektonika spojek (clutch tectonics) | 13 |
| 4 | Numerické modelování orogenních zón | 15 |
| 4.1 | Návrh numerického modelu | 16 |
| 4.1.1 | Materiálové parametry | 16 |
| 4.1.2 | Iniciální stav modelu | 17 |
| 5 | Suprastruktura a infrastruktura v Západních Čechách | 19 |
| 6 | Závěr | 22 |
| 7 | Literatura | 23 |

1 Úvod

Orogenní zóny jsou oblasti dynamických geologických procesů, které se významně podílejí na utváření celé kontinentální kůry. Názory na její stavbu prošly poměrně dlouhým vývojem. Jednou ze starších teorií zabývajících se vertikální stratifikací kůry je i historický koncept suprastruktury a infrastruktury ([de Sitter and Zwart, 1960](#)), kterému je v současnosti opět věnována zvýšená pozornost, neboť dává prostor k moderním úvahám o vývoji orogenů, a zároveň lépe vysvětluje některé aspekty deformace kůry, které teorie deskové tektoniky nedokáže postihnout.

Soudobé představy o vývoji orogenních zón, které jsou prezentovány v této práci, se opírají o empirické reologické zákony, na jejichž základě lze získat představu o reologické stratifikaci kůry, ale i jejím časovém vývoji a vlivu řady parametrů na charakter deformace v orogenech. Hranice suprastruktury a infrastruktury je výrazným reologickým rozhraním na němž probíhá celá řada procesů, které uvažují různou míru propojení mezi jednotlivými úrovněmi. První krajní možností je vznik detachmentu a úplná ztráta komunikace mezi vrstvami, v jejímž důsledku se jednotlivé vrstvy chovají na sobě zcela nezávisle. Druhou krajní možností je úplné propojení vrstev, kdy původní vertikální linie zůstává při jakémkoli pohybu litosféry beze změny (blízké podmínky planují na stabilních kratonech či v oceánské kůře). Mezi těmito krajními členy však existuje řada přechodných typů s různou mírou přenosu napětí, v jejichž důsledku se vytváří akomodační zóna, která je základem tektoniky spojek ([Tikoff et al., 2002](#)).

Pro pochopení procesů časového vývoje staveb a jejich transpozice na rozhraní suprastruktury a infrastruktury napomáhají matematické modely (např. [Jamieson et al., 2007](#)), které předpovídají vznik suprastruktury a infrastruktury a jejichž výsledky lze aplikovat i na známá orogenní pásma.

2 Historický vývoj konceptu supra- a infrastruktury

2.1 Počátky konceptu S-I

Prvotní podněty k odlišení charakteru strukturního záznamu ve svrchní a spodní kůře dal již [Wegmann \(1935\)](#) zavedením termínů „Oberbau“ a „Unterbau“, kterými popisoval změnu strukturního stylu s hloubkou. Skutečný počátek konceptu suprastruktury a infrastruktury (S-I) se však klade až na konec 50. let, kdy [de Sitter and Zwart \(1960\)](#) tyto pojmy poprvé definovali. Vycházeli přitom z terénních prací v Pyrenejích a podobnosti strukturního záznamu s pracemi Hallera ([1955](#)) v kaledonidách jižního Grónska nebo Schroedera ([1958](#)) v německých variscidách.

[De Sitter and Zwart \(1960\)](#) popisují přechod z ploše uložených deformačních staveb ve výše metamorfovaném jádře orogenu na subvertikálně orientované planární struktury v slabě metamorfovaném orogenním plášti. Na základě systematické studie strukturních stylů v prográdně metamorfovaném sledu metasedimentárních hornin a bazických intruziv, [de Sitter and Zwart \(1960\)](#) definovali suprastrukturu, infrastrukturu a přechodnou zónu.

Suprastruktura se skládá ze zvrásněných sedimentárních hornin, v nichž postupně roste stupeň metamorfózy a ve facii zelených břidlic přetváří horniny na fylity. Koncentrické vrásnění je provázeno vznikem subvertikální osní kliváže, která se stejnou orientací prostupuje i bazickými horninami. S rostoucí hloubkou se vrásy stávají sevřenější a přecházejí do izoklinálních vrás. Kliváž je v zámcích kolmá k původní vrstevnatosti, zatímco v ramenech může být s vrstevnatostí až paralelní. Průsečnice kliváže s vrstevnatostí definuje intersekční lineaci, jejíž směr je v celé oblasti až obdivuhodně stabilní, přičemž sklon pouze mírně osciluje.

Ve svorech, které předsavují přechodnou zónu, dochází ke změně původních strmých staveb na mírně ukloněné. Kliváž je postupně nahrazována metamorfní břidličnatostí. Lineaci zprostředkovává protažení minerálních zrn křemene, slíd a živců. Její směr je i v přechodné zóně laterálně neměnný a zůstává paralelní se směrem intersekční lineace v suprastruktuře.

Stupeň metamorfózy v infrastruktuře je již poměrně značný, převládají ruly s okatou stavbou. Převažuje jen mírně ukloněná foliace. Lineaci nadále definují protažená a usměrněná zrna minerálů stejné orientace jako v ostatních úrovních. Souhlasná orientace lineace vedla [de Sittera a Zwart \(1960\)](#) k myšlence, že suprastruktura i infrastruktura byly utvářeny současně, ve stejném napěťovém poli.

Výše zmíněná charakteristika jednotlivých úrovní se týká synkinematické metamorfózy. Autoři proto dále rozvádějí, jak další fáze vývoje orogenu ovlivňují strukturní záznam. Popisují infrastrukturu tzv. komplexního původu, kterou provází metamorfóza i po odeznění hlavní deformace. Vyčleňují další dvě fáze – pozdně kinematickou a postkinematickou.

V pozdně kinematické fázi dochází k převrácení původní kliváže a vzniku mikrovrás, které jsou dobře patrné zejména ve fylitech. Vytváří se tak nová lineace, která je ve všech strukturních úrovních intersekční (čímž se liší od synkinematické fáze). V rulách se vyskytuje nepravidelné vrásnění a objevují se vrásy toku. Tok autoři zdůvodňují tehdy moderními názory – reomorfismem a granitizací. Dalším projevem pokračující metamorfózy i po odeznění deformace je krystalizace nových metamorfních minerálů, ovšem bez přednostního uspořádání.

Postkinematická fáze se podle de Sittera a Zwartta (1960) projevuje ohybem původní synkinematické kliváže v suprastruktuře. Důvodem je vznik dómu v hlubších částech, v nichž probíhá granitizace. Autoři rovněž poukazují, že odlišný charakter deformace v supra- a infrastruktuře může být zvýrazněn přítomností detachmentu v nekompetentních vrstvách, zatímco jinde je přechod pozvolný.

Myšlenku změny strukturního stylu mezi mělkými a hlubšími částmi kůry později dále rozvíjeli například Campbell (1970, 1973) nebo Wheeler and Gabrielse (1972) nebo Murphy (1987).

2.2 S-I na základě pozorování v Cariboo Mountains

Murphy (1987) popisuje vztah supra a infrastruktury v Cariboo Mountains v kanadských Kordillerách, přičemž kromě geometrie a kinematiky strukturního záznamu klade důraz také na relativní časové vztahy vzniku supra a infrastruktury. Důležitost sledává rovněž v povaze propojení mezi jednotlivými strukturními úrovněmi.

V oblasti Cariboo Mountains došlo během postmetamorfního výzdvihu k naklonění kůry směrem k SZ, v jehož důsledku v erozním řezu postupně roste stupeň metamorfózy směrem k JV, a je tak dobře odkrytý přechod ze suprastrukтуры do infrastruktury. Celá oblast se vyznačuje vrásovou stavbou regionálního měřítka, jejíž zámkové linie se uklánějí k severozápadu.

Ve všech strukturních úrovních Murphy (1987) popsal znaky polyfázového vývoje (makroskopické i mikroskopické) a vyčlenil 4 deformační fáze. První premetamorfní až raně metamorfní fáze D_1 se vyznačuje sevřenými až izoklinálními vrásami většího měřítka (SZ směru) s vyvinutou osní kliváží S_1 , které jsou jasně patrné v suprastruktuře a zcela transponované v infrastruktuře. Přítomnost reliktních minerálů nízkého stupně metamorfózy (muskovitu, chloritu, případně biotitu) v infrastruktuře Murphy (1987) spojuje právě s první deformační fází. Poměrně malá velikost struktur spolu s patrně nízkým stupněm metamorfózy naznačuje, že ztluštění v této fázi bylo jen minimální.

Synmetamorfní struktury druhé fáze jsou dominantní ve všech úrovních a představují hlavní deformační fázi D_2 , během níž došlo k největšímu ztluštění a vzniku prográdních metamorfních izográd. Směr struktur D_2 fáze je na SZ a vergence vrás je na JZ. Náhodně orientované novotvořené minerály, které přerůstají D_2 struktury indikují, že metamorfóza pokračovala i po odeznění hlavní deformace.

Pozdně až postmetamorfní fázi D_3 charakterizují SZ protažené, JV vergentní vrásy či krenulace, které se uplatňují hlavně na bázi sekvece a směrem do nadloží vyznívají.

Postmetamorfní fáze D_4 je typická krenulacemi SV směru (tj. šikmo ke všem ostatním stavbám). V důsledku této fáze jsou v regionálním měřítku zprohýbány původní stavby. Fáze D_4 je tedy patrně zodpovědná za variace ve sklonu lineací a zámkových linií D_2 fáze.

Spoluúčastí výše zmíněných fází dochází ke vzniku staveb, které svým charakterem v jednotlivých úrovních opět umožňují typické vymezení suprastruktury, infrastruktury a přechodné zóny.

Suprastruktura zahrnuje svrchní málo metamorfované horniny až po biotitovou izográdu. V nejsvrchnějších partiích se vyznačuje otevřenými vrásami regionálního měřítka, které se směrem do podloží stávají sevřenějšími. Vergence vrás je k JZ a jejich zámkové linie zapadají k SZ. Vrásy mají strmé osní roviny a vyvinutou oddálenou osní kliváž S_2 . [Murphy \(1987\)](#) rovněž popisuje refrakci kliváže mezi kompetentními a nekompetentními vrstvami. Lokálně, zejména v ramenech vrás, kde je úhel refrakce vysoký a subparalelní s vrstevnatostí, dochází v nekompetentních metapelitických vrstvách v důsledku progresivního svírání vrásy ke krenulaci původní S_2 . Ve fylitech má kliváž S_2 většinou krenulační charakter a vzniká vrásněním starší chlorit-muskovitické foliace S_1 . S_2 se protíná s vrstevnatostí S_0 a vzniká tak intersekční lineace L_2 , která je paralelní se zámkou vrás D_2 . Planární stavba S_2 je přerůstána prográdními porfyroblasty chloritu, biotitu a muskovitu, z čehož lze vyvodit, že suprastruktura byla vystavena vrcholnému metamorfnímu postižení až po vzniku vrás fází D_1 a D_2 . Minerály metamorfního peaku a všechny mladší struktury jsou postiženy makroskopickými krenulacemi SV směru, které jsou vázány na D_4 fázi.

Infrastruktura se rozkládá od granátové po kyanit-staurolitovou izográdu a představuje výraznou mírně ukloněnou antiklinální strukturu regionálního měřítka SZ směru a JZ vergence. Tato antiklinála deformuje starší stavby fáze D_1 a je tvořena mírně ukloněnými vrásami druhého řádu, které mají ve svrchním rameni normální a ve spodním kratším rameni převrácenou stratigrafii. Ve svrchním rameni jsou vrásy sevřené a mají vergenci k SZ, zatímco v kratším spodním rameni vrásy přecházejí ze sevřených v izoklinální a jejich vergence je k SV. Zámková linie se vyznačuje symetrickými ležatými vrásami. V místech inverzní stratigrafie pozoroval [Murphy \(1987\)](#) sérii rovnoběžných střížných zón, které mohou napovídat, že kratší rameno bylo odlepeno od podložní normálně zvrstvené sekvece postižené D_3 deformací. S_2 je krenulační kliváž paralelní s osní rovínou D_2 vrás. Lineaci L_2 v infrastruktuře představuje protažení minerálních zrn křemene, živců či dalších sloupečkovitých nebo tabulkovitých porfyroblastů. Stejně jako v suprastruktuře jsou všechny stavby D_2 a starší přerůstány náhodně orientovanými porfyroblasty minerálů vzniklých za metamorfního peaku (granát, staurolit, kyanit). Tyto novotvořené minerály jsou

postiženy dvěma sety postmetamorfních krenulací – SZ ukloněné D_3 a SV ukloněné D_4 .

Až na fázi D_3 je vývoj v infrastruktuře shodný jako v suprastruktuře a deformační fáze D_2 je tedy korelovatelná v obou úrovních (soudě podle přerůstání porfyroblasty metamorfního peaku a kontinuálního přechodu vrásové stavby).

Přechod z původních strmých staveb D_2 v suprastruktuře do mírně ukloněných D_2 staveb infrastruktury se odehrává mezi biotitovou a granátovou izográdou. Úhel rotace strukturních prvků [Murphy \(1987\)](#) stanovil na celkových 70° a to na vzdálenosti odpovídající asi 5 km původního vertikálního sloupce (sledováním stopy výše popsané synklinální struktury). Přechod se přitom odehrává plynule, v rámci jednoho synklinálně-antiklinálního páru. JZ vergentní vrásy se strmými osními rovinami však nevyznívají zcela, ale v hlubších partiích setrvávají v podobě parazitických vrás na dominujících mírně ukloněných stavbách.

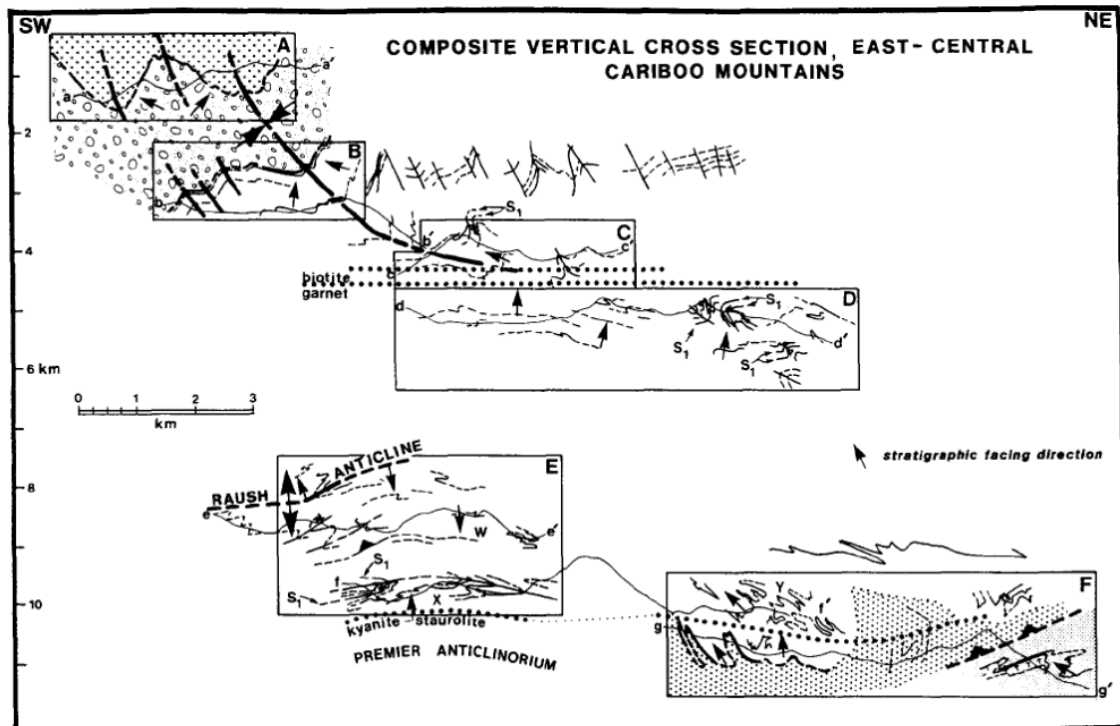
Vznik mírně ukloněných staveb, které jsou pro infrastrukturu typické, [Murphy \(1987\)](#) vysvětluje rozdílnou mírou zkrácení v supra a infrastruktuře. Většího zkrácení v infrastruktuře však nelze dosáhnout pouze koaxiálním horizontálním krácením, významný podíl proto přikládá nekoaxiální střížné komponentě, jejíž podíl rostl se zvětšujícím se úhlem rotace staveb (až na 20% celkového zkrácení). Dalším důsledkem většího zkrácení v infrastruktuře je podle Murphyho nutnost přemístění infrastruktury o cca 7 km vzhledem k fixované suprastruktuře. V závěru pak uvádí dva možné tektonické modely vývoje vzniku Cariboo Mountains.

2.3 Současný pohled a oživení konceptu S-I

Na začátku 90. let se hlavní pozornost přesouvá do bouřlivě se rozvíjející oblasti deskové tektoniky. Autoři nezdědka upouštějí od relativně statického pohledu zastarávající teorie a pozorované fenomény zdůvodňují ve světle pohybu litosférických desek a příkrovové stavby. Běžná je přítomnost výrazné střížné zóny mezi jednotlivými úrovněmi, která spolu s plochami odlepení podporuje vliv teorie násunové tektoniky na utváření orogenních zón (např. [Boyer and Elliott, 1982](#)). Tektonika příkrovů však nevysvětluje všechny aspekty vývoje litosféry dokonale. Jedním z důsledků je nutnost utváření nových konkurenčních teorií, které vysvětlují podobné jevy jako zahrnoval koncept S-I. Jako příklad uvedme Laubscherovu tzv. orogenní pokličku („orogenic lid“ v [Laubscher, 1983](#)).

S rozvojem seismiky a vytvářením seismických řezů celou kůrou lze postřehnout, že se mnoho orogenních pásem vyznačuje mírně ukloněnými reflektory ve střední a spodní kůře, přestože na povrchu dominují strmé stavby. To vedlo k formulaci tzv. strukturního vs. seismického paradoxu ([Culshaw et al., 2004](#)), který se tak stal základem pro obnovení konceptu S-I.

Skutečné oživení opomíjeného konceptu a novou dávku pozornosti přinesl v současnosti článek [Culshawa et al. \(2006\)](#), v němž jsou korelována data z Western

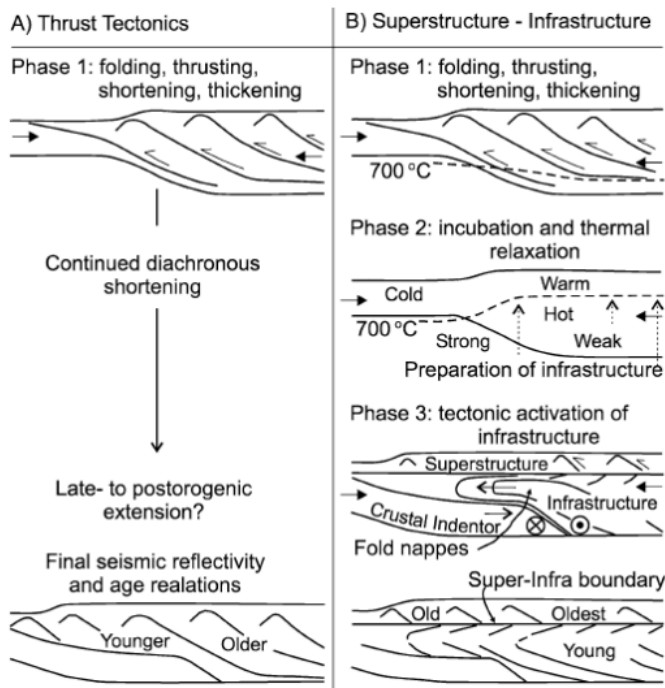


Obr. 1: Vertikální řez kůrou v oblasti Cariboo Mountains. Silné linie představují úklon hlavní foliace; tenké linie značí vrstevnatost, v ostatních případech jsou linie označeny šipkou; tečkovaná čára znázorňuje metamorfní izogrady. Rámečky A – F představují dílčí geologické řezy příslušných mapovaných oblastí. Patrný je kontinuální přechod ze strmých staveb suprastruktury na méně ukloněné struktury v infrastruktuře. Převzato z [Murphy \(1987\)](#).

Superior Province s numerickým modelem. Model dobře vystihuje principy S-I a přitom je ve shodě s terénním pozorováním a seismickým profilem. Autoři v závěru uvádějí, jak koncept S-I napomáhá k vysvětlení některých fází vývoje orogenu, které násunová tektonika sama o sobě nepostihuje. Srovnání násunové tektoniky a modelu S-I je na Obr. 2.

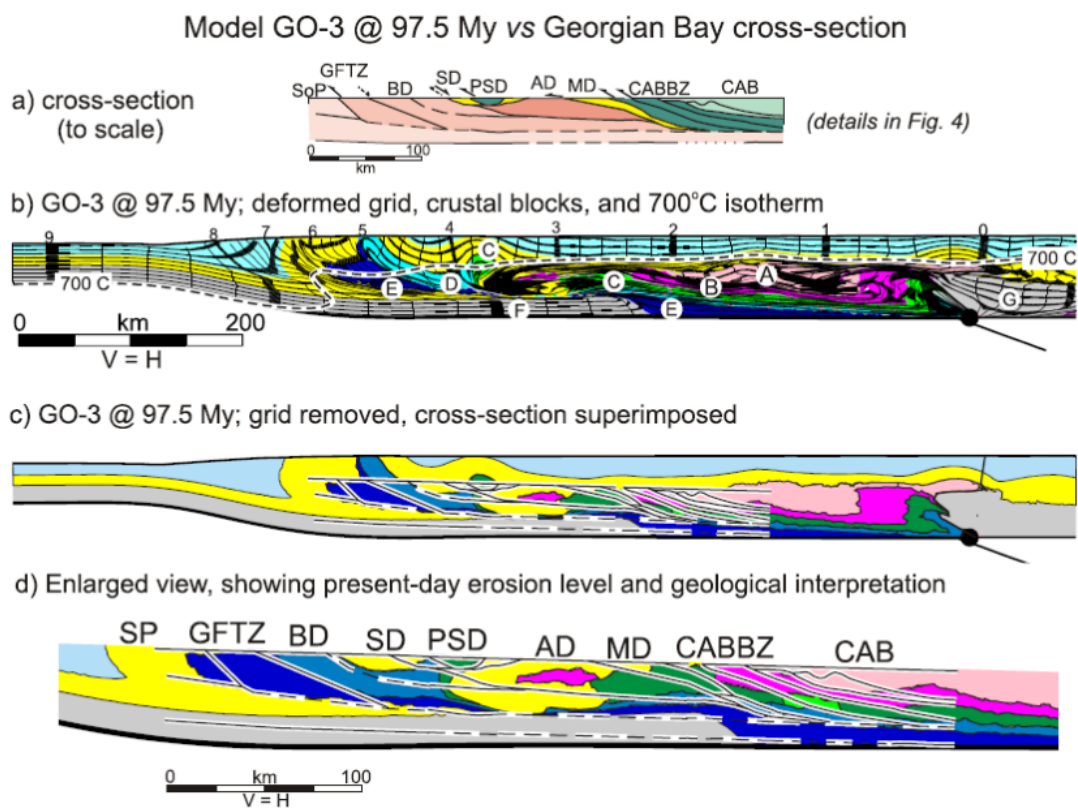
První fáze ztlustění je stejná pro oba modely. Diachronní konvergence je akomodována vznikem příkrovů, jejichž stáří klesá směrem do předpolí. Mírně ukloněné stavby ve spodní kůře jsou v tektonice příkrovové stavby vysvětlovány ukláněním násunů směrem k téměř horizontální rovině detachmentu. V rámci jednoho příkrovu jsou přitom všechny korové úrovně mechanicky propojeny. Naproti tomu v konceptu S-I dochází vlivem prohrátí a kvůli subdukcí rigidního bloku k aktivaci duktilního toku ve spodních částech kůry. Spodní kůra tak může být odlepena od svrchní kůry podél subhorizontální střižné zóny. Přitom i zde platí, že jednotlivé příkrovy mládnou směrem do předpolí s tím rozdílem, že hlouběji situovaná infrastruktura je nejmladší.

Korelováním konceptu suprastruktury a infrastruktury se známými orogeny se v posledních letech intenzivně zabývala skupina geologů z Dalhauské univerzity pod vedením prof. Beaumonta (např. [Jamieson et al., 2007](#)), jejichž poměrně pokročilý numerický model velmi dobře odpovídá datům z Grenvillského orogenu. Příklad



Obr. 2: Vertikální řez kůrou v oblasti Cariboo Mountains. Silné linie představují úklon hlavní foliace; tenké linie značí vrstevnatost, v ostatních případech jsou linie označeny šipkou; tečkovaná čára znázorňuje metamorfní izogrady. Rámečky A – F představují dílčí geologické řezy příslušných mapovaných oblastí. Patrný je kontinuální přechod ze strmých staveb suprastruktury na méně ukloněné struktury v infrastruktuře. Převzato z [Murphy \(1987\)](#).

velmi dobré korelace matematického modelu s geologickým řezem sestaveným na základě terénních a geofyzikálních dat je na Obr. 3.



Obr. 3: Srovnání numerického modelu s geologickým řezem části grenvillského orogenu. V části a) je zobrazen geologický profil Georgian Bay; b) stav numerického modelu GO-3 po 97,5 Ma běhu; c) odstranění deformační sítě modelu a srovnání s obrysy zobrazenými v a); d) zvětšený pohled srovnávající geologický řezem (černé čáry) s modelem (barevná pole) po denudaci svrchní kůry. Převzato z [Jamieson et al. \(2007\)](#).

3 Reologie

Reologie je vědní obor zabývající se reakcí materiálů na působící napětí. Z předchozí kapitoly vyplývá, že hranice mezi suprastrukturou a infrastrukturou úzce souvisí s přechodem z křehkého na duktilní chování hornin, a tedy reologickou stratifikací kůry. Mechanismus a charakter deformace v litosféře je popsán sadou převážně empirických zákonů, jejichž platnost a účast na pozorované deformaci je podmíněna spolupůsobením několika faktorů, jako je teplota (popsána geotermou), složení hornin, pórový tlak fluid či rychlost deformace. Vliv jednotlivých aspektů na mechanické vystupování hornin bude stručně shrnut v této kapitole.

3.1 Reologický stav litosféry

3.1.1 Tepelný tok a konstrukce geotermu

Většina procesů odehrávajících se v kůře je teplotně závislá, teplota řídí, jaký deformační mechanismus se uplatňuje, případně který ze zákonů bude deformaci řídit. Pro další úvahy je tedy nutné znát rozložení teploty s hloubkou, neboli stanovit takovou geotermu, která co nejvíce odpovídá místním geotektonickým poměrům.

V nejjednodušším případě je geoterma popsána lineárním nárůstem teploty s hloubkou (konstantní teplotní gradient), ovšem tato aproximace může být skutečnosti velmi vzdálená. Geotermu, které více odpovídají rozložení teploty v litosféře, jsou nelineární a jejich výpočet vychází z tepelného toku pozorovaného na povrchu, z mocnosti kůry (stanovené geofyzikálními metodami, zejména reflexně seismicky) a množství radiogenního tepla generovaného produktivními vrstvami.

Tepelný tok je definován jako množství tepla, které projde jednotkou plochy za jednotku času. Rovnice tepelného toku q má tvar:

$$\vec{q} = -\lambda \cdot \nabla T = -\lambda \cdot \frac{\partial T}{\partial x} \quad (1)$$

kde λ je konduktivita (závislá na materiálu, jednotkou $W \cdot m^{-1}K^{-1}$) a ∇T je lokální teplotní gradient ($K \cdot m^{-1}$) – limita poměru rozdílu teploty δT na okrajích vrstvy mocnosti δx . Záporné znaménko značí, že směr tepelného toku je opačný než gradient teploty.

Konduktivita λ bývá často považována za konstantní, obecně je však závislá na teplotě i tlaku. Závislost na tlaku lze v podmínkách litosféry zanedbat, zatímco vliv teploty je podstatně výraznější s tím, že pro teploty větší než 400°C má konduktivita tendenci konvergovat ke konstantě (Zoth and Haenel, 1988). Zoth and Haenel (1988) popsali pokles konduktivity mokrého kvarcitu s rostoucí teplotou následujícím vztahem:

$$\lambda(T) = 0.7 + \frac{770}{350 + T(x)} \quad (2)$$

kde teplota T je ve °C.

Celkový tepelný tok \vec{q}_S měřený na povrchu se skládá z tepelného toku z pláště \vec{q}_M (tepelný tok na bázi kůry) a tepelného toku daného radioaktivní produkcí \vec{q}_R , což lze vyjádřit vztahem:

$$\vec{q}_S = \vec{q}_M + \vec{q}_R \quad (3)$$

$$\vec{q}_R = \sum_{i=1}^{i=n} A_i \Delta z_i \quad (4)$$

přičemž A_i značí radioaktivní produkci ($W \cdot m^{-3}$) v n -té vrstvě o mocnosti Δz_i (Afonso and Ranalli, 2004). Účast tepelného toku z pláště na povrchovém tepelném toku poměrně silně variuje, většinou mezi 20% pro oblasti velkého nahromadění radioaktivních felzických hornin (např. orogenní pásma) až po 80% v místech tenké málo produktivní bazické kůry (např. na oceánských hřbetech).

Výsledná geoterma je popsána stacionárním řešením rovnice vedení tepla, která je v základním tvaru pro konstantní konduktivitu daná rovnicí:

$$\rho \cdot c \cdot \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda \cdot \frac{\partial T}{\partial x} \right) + A \quad (5)$$

kde c je tepelná kapacita při konstantním tlaku, ρ je hustota a označení zbylých parametrů je stejné jako výše. Protože pro stacionární řešení platí:

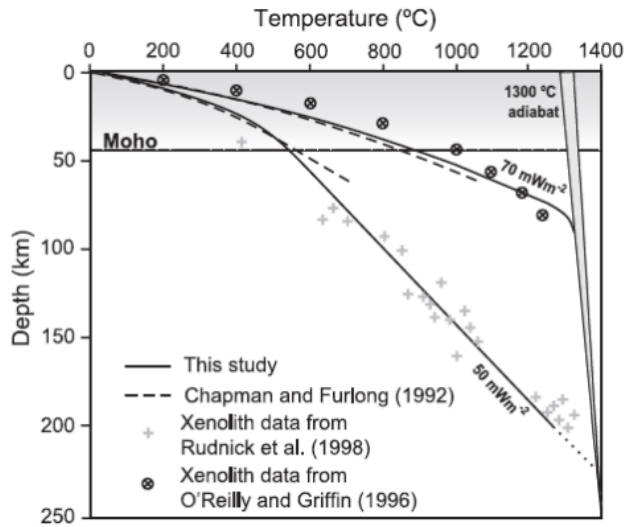
$$\frac{\partial T}{\partial t} = 0 \quad (6)$$

rovnice nabývá tvaru:

$$\nabla^2 T = -\frac{A}{\lambda} \quad (7)$$

Řešení rovnice (7) je založeno na okrajových podmínkách definovaných předpokládaným tepelným tokem z pláště a měřeným na povrchu (rovnice (1)). Rovnice (3) slouží k parametrizaci výsledného řešení (Afonso and Ranalli, 2004).

Výsledná geoterma tedy závisí především na mocnosti kůry (geotektonickém prostředí) a horninovém složení jednotlivých vrstev, protože složení přímo ovlivňuje hodnotu konduktivity a zejména množství radioaktivní produkce. Ukázka nelineární geotermy vypočtené pro modelovou třívrstvou litosféru (svrchní kůra, spodní kůra, svrchní plášť) je na obr. 4.



Obr. 4: Srovnání modelových geoterm s daty z xenolitů pro mocnost kůry 45 km a tepelný tok 50 respektive 70 mWm^{-2} . Převzato z Afonso and Ranalli (2004).

3.1.2 Křehké porušení

Křehká deformace v kůře je popsána několika vztahy, jejichž aplikace primárně slouží k popisu vzniku diskretní fraktury makroskopického měřítka. Stejně zákony jsou užívány i pro modelování makroskopicky kontinuální plastické deformace, ovšem vhodnost jejich použití je diskutabilní. Zda dojde k plastické deformaci, či porušení horniny řídí Drucker-Pragerovo kritérium. Mohr-Coulombova teorie shrnuje obecné rysy křehkého porušení materiálů. Závislost střížného napětí τ na normálovém napětí σ_n popisuje vztah

$$\tau = C + \mu \cdot \sigma_n \quad (8)$$

kde μ značí koeficient vnitřního tření a C je koheze. Pro většinu horninových materiálů za přítomnosti preexistujících poruch dochází ke křehkému porušení za velmi blízkých napěťových podmínek. Tuto závislost popisuje Byerleeho zákon (v MPa):

$$\tau = 0.85 \cdot \sigma_n \quad \text{pro napětí } 5 - 200 \text{ MPa} \quad (9)$$

$$\tau = 50 + 0.6 \cdot \sigma_n \quad \text{pro napětí víc než } 200 \text{ MPa} \quad (10)$$

Byerleeho zákon lze také vyjádřit jako lineární závislost diferenciálního napětí na litostatickém tlaku (opraveném o pórový tlak), a za přítomnosti vhodně orientovaných preexistujících fraktur se zanedbatelnou kohezí, následujícím vztahem

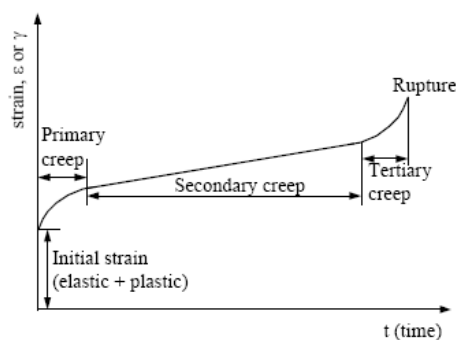
$$\sigma_1 - \sigma_3 = \beta \rho g z (1 - \lambda) \quad (11)$$

kde $\sigma_1 - \sigma_3$ je diferenciální napětí, g je gravitační zrychlení, λ je poměr tlaku fluid k litostatickému tlaku nadloží (pro hydrostatický pórový tlak je tedy $\lambda = 0.37$), ρ je průměrná hustota nadložních hornin a β je faktor závislý na koeficientu vnitřního tření a tektonickém režimu ($\beta = 0.75$ pro extenzní režim a $\beta = 3$ pro kompresi, při koeficientu vnitřního tření $C = 0.75$).

Vliv pórového tlaku fluid má velmi výrazný vliv na velikost pole křehké deformace, ovšem jeho hodnotu lze poměrně obtížně stanovit. [Zoback and Townend \(2001\)](#) ukázali, že pro hloubky $z \leq 12\text{km}$ je tlak fluid v pórech velmi blízký hydrostatickému. S rostoucím pórovým tlakem fluid dochází ke křehkému porušení za menších napětí, a tak se mocnost kůry v křehkém režimu zvětšuje.

3.1.3 Duktilní deformace

Další z možností, jak může materiál reagovat na působící napětí, je duktilní deformace. Při působení napětí nad prahem elasticity nejprve dochází k poměrně rychlé deformaci (primární creep). Rychlost deformace se poměrně záhy stabilizuje na konstantní hodnotu, zvanou sekundární nebo rovnovážný creep. Deformace rovnovážným creepem je vhodná pro popis deformace v geologických podmínkách, protože při konstantním napětí se materiál soustavně deformuje, a tak reprezentuje dlouhotrvající pomalý tok, který je typický pro hlubší oblasti zemského tělesa. Experimenty končí tzv. terciárním creepem – rychlým nárůstem rychlosti deformace a následným porušením vzorku. Jednotlivé fáze creepu znázorňuje obr. 5.



Obr. 5: Primární, sekundární a terciární creep jako závislost celkového přetvoření na čase.

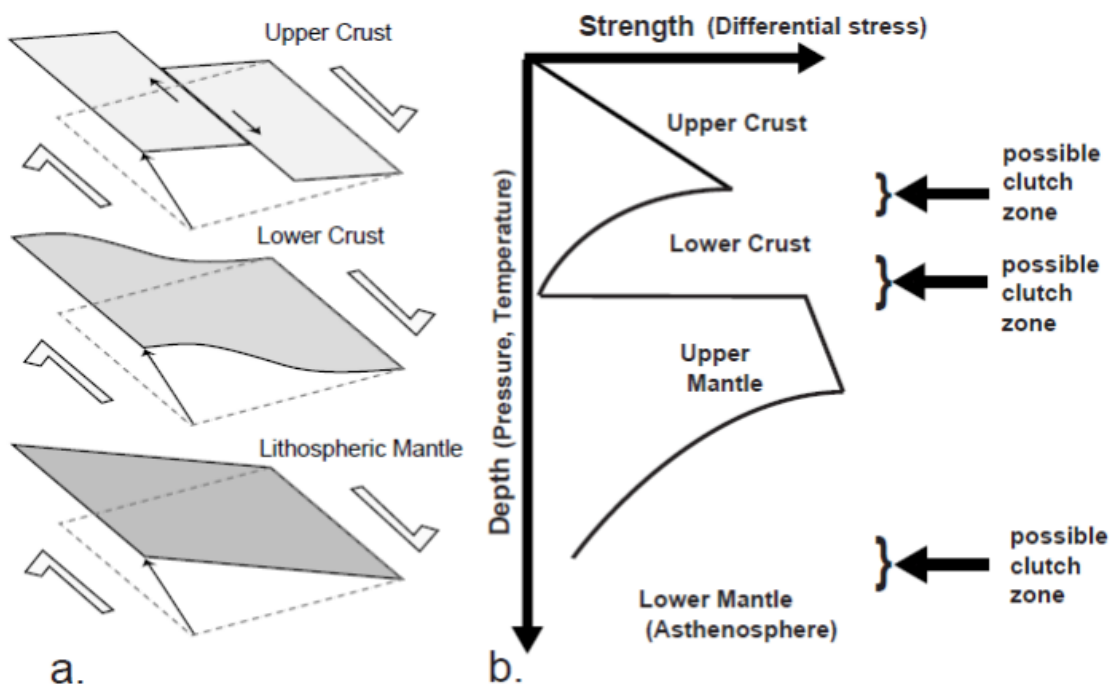
3.2 Vertikální coupling a decoupling v litosféře

Procesy odehrávající se na výrazných reologických rozhraních, mezi něž hranice mezi suprastrukturou a infrastrukturou rovněž patří, souvisí obecně s otázkou o povaze propojení mezi jednotlivými litosférickými vrstvami. V přírodě jsou často pozorovány výrazné střížné zóny, které bývají interpretovány jako plochy odlepení, a tedy znemožňující mechanickou komunikaci mezi sousedními úrovněmi. Protože nelze očekávat, že by se vrstvy pohybovaly na sobě zcela nezávisle, přibývá v současnosti

názorů, že vrstvy jsou alespoň částečně propojeny, a deformace tak může procházet rozhraním do nadloží.

3.2.1 Tektonika spojek (clutch tectonics)

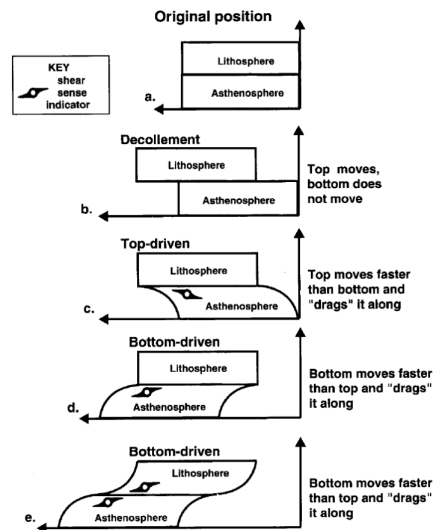
Myšlenku vertikálního propojení vrstev rozpracovává koncept tektoniky spojek (clutch tectonics) jako analogie spojky v automobilu (Tikoff et al., 2002). Přítomnost spojek (obr. 6) lze očekávat v místech prudké změny v reologickém stavu hornin, jako je hranice svrchní a spodní kůry (suprastruktury a infrastruktury) nebo přechod kůra/plášť (spojku mohou představovat vrásy typu sheath fold na bázi kůry). Spojka je také na základě hloubkové seismické anizotropie v plášti předpokládána na hranici litosféry a astenosféry (např. Tikoff et al., 2004). Tikoff et al. (2002) definoval zónu spojky jako oblast částečného propojení mezi dvěma horizontálními litosférickými vrstvami o rozdílném přemístění.



Obr. 6: (a) Příklady rozdílné odpovědi reologických vrstev při transpresní deformaci, (b) reologický profil a místa náchylná ke vzniku spojky. Převzato z Tikoff et al. (2002).

S problémem spojkových zón poměrně úzce souvisí otázka, zda je systém řízen shora či zdola. V oblastech řízených shora převažují gravitační síly. Takovým příkladem může být pohyb a deformace v oceánské kůře (tahem desky) nebo procesy spojené s gravitačním kolapsem orogenu. V systémech řízených zdola přechází deformace ze spodních vrstev do horních, např. aktivní rifting na stredoocéánském hřbetu. V současnosti začínají převládat názory, že orogenní oblasti jsou systém řízený zdola, neboť difúzní charakter deformace (kvůli snížené rigiditě kůry) je výrazně

odlišný od deformace a kinematiky založené na principech deskové tektoniky. Ta platí zejména pro rigidní desky oceánské kůry a kratonické oblasti, kde se uplatňují postranní okrajové podmínky. Obr. 7 schematicky znázorňuje rozdíly mezi úplným attachmentem, decollementem a systémem řízeným shora nebo zdola.



Obr. 7: Vertikální řezy vyjadřující oblasti úplného attachmentu (a), detachementu (b), systém řízený shora (c), zdola (d) a systém řízený zdola za předpokladu, že spodní kůra je zahrnuta do oblasti spojky (e). Převzato z Tikoff et al. (2004).

4 Numerické modelování orogenních zón

Význam numerických modelů spočívá ve stanovení kvantitativního rámce procesům, které provází kontinuální konvergenci, a tak napomáhají k vysvětlení vzniku a vývoje základních strukturních rysů v měřítku celého orogenu (postihují struktury prvního řádu).

Culshaw et al. (2006) ve svém dvojdimenzionálním termo-mechanickém modelu vyčleňují 3 fáze, kterými modelový orogen prochází. Fáze 1 zahrnuje progresivní krácení a ztlušťování kůry, které probíhá v podstatě homogenně mechanismem čistého stříhu. Během fáze 2 dochází k termální relaxaci ztluštělé kůry a reologickému oslabení její spodní části. Vzniká tak relativně chladná a pevná svrchní kůra, zatímco střední a spodní kůra se prohřívá a stává se duktilní. Nárůst teploty v hloubce je podmíněn snahou o dosažení rovnovážné geotermie, jejíž průběh je narušován zvyšováním mocnosti kůry a kompenzován zachováním konstantního tepelného toku z pláště. Dalším významným procesem vedoucím k nárůstu teploty je uvolnění radiogenního tepla. Třetí fáze se vyznačuje aktivací duktilního toku tektonickými nebo gravitačními silami. Na konci modelu pak pozorujeme suprastrukturu se zachovanými strmými stavbami, která je oddělena výraznou střížnou zónou od infrastruktury ovlivněné duktilním tokem.

Studované modely se zabývají vlivem tektonických sil na utváření orogenu. Potlačení gravitačních sil je podpořeno stanovením konstantní hustoty v rámci celého korového bloku. Modely dále nezahrnují její změny např. teplotní roztažností, přítomností taveniny nebo vlivem metamorfózy (rozdílný objem nové minerální asociace). Důsledkem je, že na každý objem materiálu působí stejná gravitační síla, a tak se síly vázané na prostorovou změnu hustoty (zejména vztlakové síly) neúčastní na pohybu materiálu v rámci kůry.

Motorem deformace v kůře je tedy čistě konvergentní pohyb řízený zdola, konvektivní subdukcí pláště. Jeho rychlostní pole je předepsáno kinematicky a zachovává tak konstantní rychlost pohybu bazální části kůry.

Hlavní princip, jehož důsledkem je vznik mírně ukloněných duktilních vrásových příkrovů, je založen na systematickém laterálním oslabování spodní kůry směrem k suturnímu bodu v centru modelu. Změna viskozity neprobíhá kontinuálně, ale skokově a rozděluje kůru na několik stejně velkých segmentů (obr. 4.1). Jednotlivé segmenty tak mohou představovat dílčí terány akretované před modelovanou orogenezí. Nejrigidnější blok se chová jako indentor, který podléhá deformaci jen omezeně, ale způsobuje intenzivní přepracování termálně oslabených částí kůry. To je zásadní rozdíl oproti modelům kolizí tzv. Himalájského typu, které se vyznačují konvergencí pasivních okrajů, jejichž mechanické vlastnosti jsou laterálně neměnné a předpovídají vznik kanálového toku (viz. diskuze v závěru kapitoly).

4.1 Návrh numerického modelu

4.1.1 Materiálové parametry

Modelová kůra (v iniciálním stavu 35 km mocná) je v horizontálním směru symetrická podle sutury S, pod níž dochází k subdukci plášťových hmot. Ve vertikálním směru je rozdělena na tři úrovně s rozdílnými mechanickými vlastnostmi. Na rozdíl od heterogenní spodní kůry je svrchní a střední kůra laterálně homogenní (obr. 8). K popsání mechanických vlastností jednotlivých korových úrovní autoři využívají dvou referenčních materiálů, jejichž materiálové konstanty jsou dobře známy. Prvním z nich je tzv. mokrá kvarcit (WQ – melt-absent wet Black Hills quartzite; Gleason and Tullis, 1995), který je použit ve svrchní a střední kůře. Pro spodní kůru je vhodný suchý diabas (DMD – dry Maryland diabase; Mackwell et al., 1998).

Konstanty, jež materiály popisují jsou Q , n a A . Q značí aktivační energii creepu (kJ/mol), n je napěťový exponent, bezrozměrná veličina, která popisuje citlivost napětí na rychlost deformace (Gleason and Tullis, 1995) a konstanta A je v modelu přepočtena na B^* zahrnutím cylindricity creepu. Tyto konstanty byli odvozeny na základě experimentů ze vztahu:

$$\dot{\epsilon} = A \cdot \sigma^n e^{\left(\frac{-Q}{RT}\right)} \quad (12)$$

kde $\dot{\epsilon}$ je rychlost deformace, σ diferenciální napětí, R je univerzální plynová konstanta a T je termodynamická teplota. Jednotkou A je $Pa^{-n} \cdot s^{-1}$. Konkrétní hodnoty parametrů jsou uvedeny v tabulce 1.

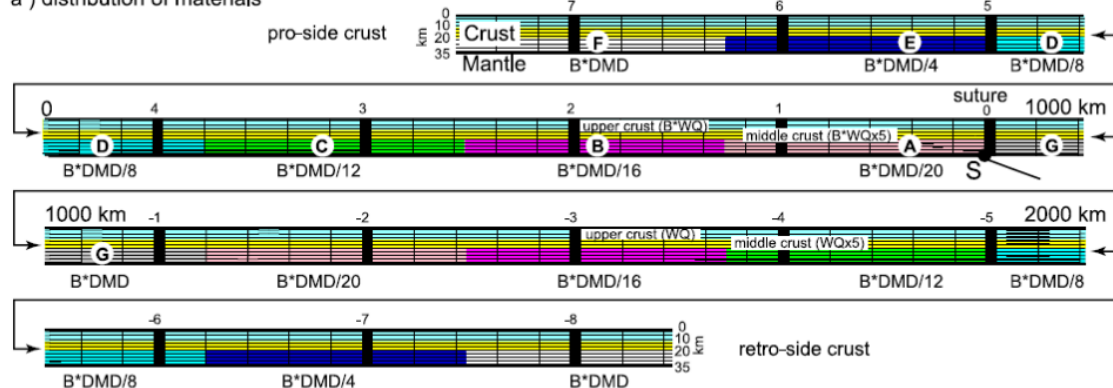
V terénu může WQ představovat křemenem bohaté horniny svrchní kůry s vysokým pórovým tlakem fluid. Ve střední kůře je hodnota B^* vynásobena koeficientem 5 (WQx5), čímž je simulován zvýšený podíl živců, které mají v porovnání s křemenem vyšší efektivní viskozitu. WQx5 tak může mít v přírodě analogii v metasedimentárních či granitických horninách. Spodní kůra odpovídá DMD, který je však směrem od nejrigidnějšího vnějšího indentoru postupně oslabován faktorem w na $B^*(DMD)/w$, kde w postupně narůstá (1, 4, 8, 12, 16, 20 – obr. 4.1). Nejrigidnější blok (indentor) může odpovídat suchému granulitu, který postupně slábne až na křemenný částečně hydratovaný granulit či amfibolit (Jamieson et al., 2007).

Tab. 1: Shrnutí parametrů modelů. Převzato z Jamieson et al. (2007).

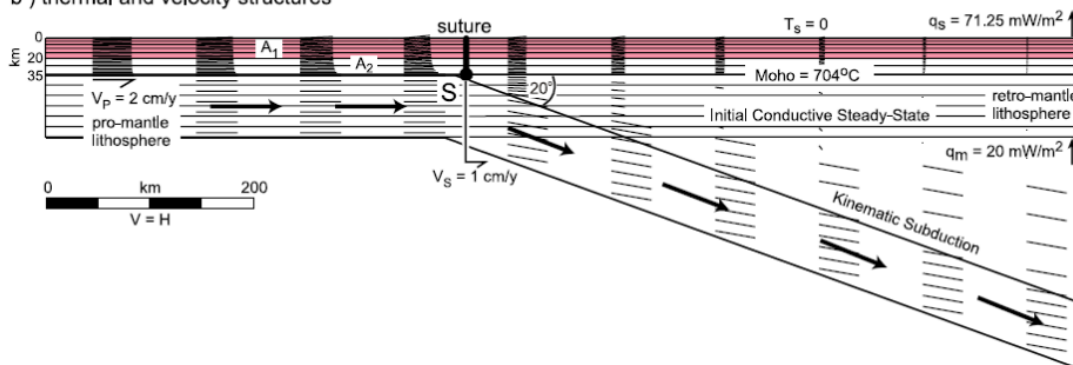
| Parameter | Meaning | Value(s) |
|-----------------------|-------------------------------------|-----------------------|
| Mechanical properties | | |
| ρ_C | crustal density | $2700kg \cdot m^{-3}$ |
| ρ_M | mantle density | $3300kg \cdot m^{-3}$ |
| ρ_C | flexural rigidity in isostasy model | $10^{22}Nm$ |

Model GO-3, Initial Conditions (0 My, $\Delta x = 0$ km)

a) distribution of materials



b) thermal and velocity structures



Obr. 8: Iničiální stav modelu. Část a) charakterizuje rozložení materiálů v modelové kůře; v části b) je termální a rychlostní struktura v okolí středu modelu. Podrobnosti v textu. Převzato z Jamieson et al. (2007).

4.1.2 Iničiální stav modelu

Tabulka 1 shrnuje základní veličiny, z nichž model vychází, včetně konkrétních hodnot jejich parametrů, které jsou pro oba modely (Jamieson et al., 2007; Culshaw et al., 2006) společné.

Na obr. 8 je znázorněna iničiální geometrie a termální pole na počátku modelu Jamieson et al. (2007), který bude použit k ilustraci a diskuzi výstupů z matematického modelování v následující části. Jednou z důležitých odlišností od staršího modelu Culshaw et al. (2006) je použití přirozenějšího šikmého úhlu subdukce (20°). To má za následek rozdílné rychlostní okrajové podmínky. Culshaw et al. (2006) počítá se symetrickou plášťovou subdukcí, kdy pod suturním bodem S dochází k odlepení pláště od kůry a jeho kolmé konvekci. Okrajové rychlostní podmínky jsou tedy symetrické podle bodu S ($V_S = 0$), neboli rychlost na levém a pravém okraji je dána vztahem $V_L = -V_P$. Z praktických důvodů, daných šikmým úhlem subdukce, je v novějším modelu Jamieson et al. (2007) fixován pravý okraj ($V_P = 0$). Bod S se pohybuje a jeho rychlost je dána vztahem $V_S = V_L/2$. Takto provázané okrajové

rychlostní podmínky nemají významný vliv na průběh deformace, protože z hlediska báze kůry se jedná pouze o relativní volbu vztažné soustavy (Beaumont et al., 2004). Úhel a styl subdukce nemá v těchto modelech výraznější vliv na charakter deformace ve spodní kůře (Jamieson et al., 2007). Při započtení subdukce materiálu do pláště dochází k relativnímu posunu povrchové sutury vůči sutuře na bázi kůry, tento rys se však projevuje zejména v modelech Himalájského typu konvergence, kde je materiál subdukován mnohem efektivněji (Jamieson et al., 2007).

Kůra je rozdělena na 3 horizontální úrovně, svrchní kůru, střední kůru (každá 10 km mocná) a spodní kůru (15 km mocná), která má laterálně proměnlivou viskozitu (bloky A až F). Každý blok je 250 km široký. Celá doména je po 200 km rozdělena výraznými vertikálními liniemi, očíslovanými symetricky podle sutury S. Jemnější síť má v horizontálním směru intervaly 40 km (Jamieson et al., 2007). Tloušťka a tvar čar sítě přitom odpovídá charakteru celkové deformace původní linie v daném místě.

Dalším rozdílem oproti modelu Culshaw et al. (2006) je přítomnost rigidního centrálního bloku G, který slouží jednak jako ukazatel středu modelu a zároveň zaručuje, že obě strany jsou spojeny stejně tuhou kůrou. Vliv bloku G na celkový charakter deformace je zanedbatelný, ovlivňuje pouze nejbližších cca 50 km svého okolí (Jamieson et al., 2007).

Termální pole je popsáno konduktivním stacionárním stavem. Rozdíl mezi izotermami je 100°C, vyznačena je 700°C izoterma. Znázorněn je nárůst teploty v plášťové litosféře až do hodnoty 1350°C na hranici astenosféry. Zakresleno je také rychlostní pole, které je v plášti kinematically předepsané, zatímco v kůře je počítáno dynamicky (velikost rychlosti je úměrná délce a směr je dán orientací čar). Z exponenciálního průběhu délky čar při bázi kůry, lze usoudit, že z pohledu clutch tectonics (Tikoff et al., 2002) se jedná o systém řízený zdola, zatímco pravá polovina (kratší čáry na bázi) přechází na systém řízený shora.

Každý vertikální korový sloupec, který vstoupí do modelového orogenu, je ovlivněn stejnou sadou procesů, které však vlivem konvergence neprobíhají současně, ale postupně. Deformační odpověď příslušného korového sloupce je přitom specifická a závislá na reologickém stavu spodní kůry (Culshaw et al., 2006).

5 Suprastruktura a infrastruktura v Západních Čechách

V Českém masivu se nachází několik míst, která reprezentují rozhraní mezi suprastrukturoou a infrastrukturou. Jedním z nich je západní okraj tepelsko-barrandienské oblasti. Barrandien tvoří nemetamorfované sedimenty středního a spodního paleozoika pražského synklinoria, které diskordantně spočívají na slabě metamorfovaných proterozoických flyšoidních sedimentech kralupsko-zbraslavské skupiny. Směrem na západ ke hranici se Saxothuringikem roste stupeň metamorfózy. Konvenční hranicí mezi Barrandienem a horninami tepelského a domažlického krystalinika je překročení biotitové izogrady. Metamorfní gradient poté rychle roste a vrcholí dosažením kyanitové izogrady na kontaktu s mariánskolázeňským komplexem (Žáček and Cháb, 1993).

Metamorfní postižení je produktem dvou orogenních událostí – (i) starší kadomské deformace spojené se vznikem akrečního klínu na aktivním okraji a (ii) mladší kolizní variské fáze, která přetiskuje starší minerální asociace a dává horninám typickou barrowienskou zonalitu. Odlišení kadomských a variských staveb je pro pochopení strukturního vývoje oblasti klíčové. Do proterozoických hornin na mnohých místech intrudovala menší granitoidní tělesa, která tak svým převážně kambroordovickým stářím, vztahem k okolním horninám (kontaktní aureoly, intruzivní vztahy) a metamorfním postižením napomáhají k oddělení kadomské a variské deformační fáze.

Stodský masiv, který se nachází v domažlickém krystaliniku, je intruze kambriického stáří. Ar-Ar metodou na biotitu bylo stanoveno stáří 518 ± 8 Ma (Kreuzer et al., 1990). Při variském vrásnění prošel pluton nejvýše podmínkami spodní facie zelených břidlic. Vliv deformace je proto pouze malý a projevuje se zejména mylonitizací okrajů masivu. Minerály kontaktní aureoly přetiskují okolní strmé stavby, z čehož lze usuzovat na jejich kadomské stáří (Zulauf et al., 1997). Obdobná situace platí i pro další tělesa položená v blízkosti biotitové izogrady (např. pro tiskou žulu).

Lestkovská ortorula nacházející se v biotitové, granátové a staurolitové izogradě má rovněž kambrický protolit. Její význam spočívá zejména v přítomnosti cordieritu v kontaktní aureole, který je nahrazen staurolitem třetí generace (Cháb and Žáček, 1994), což je interpretováno tak, že staurolitová izograda odráží variskou deformaci. Severovýchodně od staurolitové izogrady jsou kambrické magmatické horniny přeměněny na mylonitické ortoruly (např. tepelská ortorula v kyanitové izogradě), a dokládají tak výrazné variské zpracování (Dörr et al., 1998).

Jako další vodítko k rozlišení kadomské a variské deformace mohou posloužit ordovické pegmatitové žíly, v nichž je andaluzit nahrazen variským kyanitem (Žáček, 1994). Zulauf (2001) dále argumentuje variským stářím slíd, datovaných K-Ar a ^{40}Ar - ^{39}Ar metodou (Dallmeyer and Urban, 1998). Radiometrická stáří hornblendu v severo-západní části tepelského krystalinika mají rovněž variské stáří a závěrná teplota K-Ar izotopického systému hornblendu zároveň indikuje, že variské metamorfní podmínky v této oblasti dosahovaly teplot kolem 500°C (Harrison, 1982).

Žáček and Cháb (1993) popisují od vnitřní granátové zóny až po kyanitovou zónu granáty dvou generací. První granát interpretují jako produkt nízkotlakého metamorfního děje, o čemž svědčí krom složení granátu, také výše zmíněné nahrazení andaluzitu kyanitem v metapegmatitech. V druhé, střednětlaké metamorfní fázi vznikal kromě novotvořeného kyanitu nový granát odlišného složení a vzhledu, který vytváří helicitické lemy kolem prvního granátu, případně vznikají nová zrna v tlakových stínech granátu první generace. Žáček and Cháb (1993) dále uvádějí, že obě generace granátů jsou starší než hlavní foliace, která mohla vzniknout v důsledku retrográdních procesů (3. metamorfní fáze). Retrogrese se projevuje zejména sericitizací kyanitu a sillimanitu, chloritizací a biotitizací granátu a vznikem chloritových agregátů přerůstajících hlavní foliaci (v okolí Žlutic). Autoři jsou však v přiřazení variské a kadomské stavby k jednotlivým jevům zdrženliví.

Náhled na intenzitu kadomské deformace popisuje Zulauf et al. (1997) v kontaktní aureole Mráčnického trondhjemitu západně od Stodského plutonu v blízkosti západočeské střížné zóny. Minerální asociace zachované v kadomských stavbách reprezentují barrowienskou střednětlakou metamorfózu dosahující podmínek amfibolitové facie (přítomnost staurolitu), zatímco variská deformace v této oblasti odpovídá pouze facii zelených břidlic. Z toho plyne, že v mapách zobrazované izogrady nemusí být nutně produktem jedné orogenní události.

Přechod ze suprastruktury do infrastruktury popisuje Zulauf (2001) na hranici facie zelených břidlic a amfibolitové facie, tj. v blízkosti staurolitové izogrady. Zulauf klade ve své práci důraz zejména na změny v deformačních mechanismech, obzvláště v křemeni a plagioklasu. Strukturní rysy suprastruktury a infrastruktury splňují podmínky definice ve smyslu de Sitter and Zwart (1960). Variská deformace v suprastruktuře je akomodována vznikem násunů a vrásněním starší kadomské foliace. Otevřené, sevřené až izoklinální vrásy mají subhorizontální osy severojižního směru a vyvinutou strmou osní kliváž. V nejsvrchnějších částech má kliváž disjunktní charakter, v nižší facii zelených břidlic (biotitová izograda) přechází na krenulační kliváž a na hranici s vyšší facii zelených břidlic (granátová izograda) se mění na typickou foliaci, jako důsledek intenzivní produkce nových minerálních fází. Od amfibolitové facie (staurolitová izograda) dochází k výraznému snížení úklonu hlavní foliace a duktilní deformaci hornin, a tak lze hovořit o infrastruktuře. Zulauf (2001) ji popisuje jako oblast mylonitických násunových zón, které se projevují vznikem mylonitických pararul a ortorul.

Podrobná rešerše prací zabývajících se strukturním vývojem západního okraje tepelsko-barrandienské oblasti se již do této práce nevejde, neboť názory na vztah variské a kadomské deformace se různí a odrážejí poměrně složitý polyfázový vývoj oblasti, který spolu s rysy nerovnováhy minerálních asociací (Žáček and Cháb, 1993) umožňuje vykládat pozorované jevy více způsoby.

Předběžná terénní pozorování naznačují, že pro porozumění strukturnímu vývoji v oblasti je nutné přiřadit pozorované minerální asociace k jednotlivým strukturním prvkům, zejména klivážím a foliaci a zhodnotit stabilitu jednotlivých

asociací. Důvodem je, že směr struktur je často paralelizován, a nelze tak makroskopicky jednoznačně určit, jakou deformační epizodu daná minerální asociace a naměřená data odráží. Terénní práce tedy bude vycházet z analýzy odebraných vzorků od měřítka výbrusu, a to jak ze strukturního, tak petrologického hlediska.

6 Závěr

V této rešeršní bakalářské práci jsou shrnuty převážně teoretické poznatky, které charakterizují procesy probíhající během vývoje orogenních zón. Práce vychází z historického konceptu suprastruktury a infrastruktury, jehož některé rysy napomáhají pochopení těch aspektů deformace litosféry, které konvenční teorie deskové a příkrovové tektoniky nemůže postihnout. Tyto dvě teorie přitom nejsou v konkurenčním vztahu, ale vzájemně se doplňují.

Na rozhraní suprastruktury a infrastruktury se může odehrávat několik procesů, které přímo ovlivňují výsledný strukturní záznam. Rozhraní může mít charakter detachmentu, kdy změna strukturního stylu probíhá skokem v úzké střížné zóně intenzivní deformace. Při velkém přemístění mezi bloky může být změna ve strukturním stylu zvýrazněna také ostrou změnou litologie. V opačném případě se přechod projevuje postupným zmenšováním úklonu planárních struktur, který sleduje nárůst intenzity metamorfózy a to bez přítomnosti výrazných synmetamorfních střížných zón. Přechodná zóna se pak vyznačuje transpozicí vrásnění a polydeformačním vývojem, které odrážejí kolísání hloubky rozhraní suprastruktury a infrastruktury.

Mezi těmito krajními členy se výrazněji uplatňuje tektonika spojek, která předpokládá vznik subhorizontálních staveb v širší deformační zóně odlišným způsobem, a to jako důsledek jednoduchého stříhu, kterým je akomodován rozdíl v přemístění mezi propojovanými úrovněmi. Přítomnost spojky umožňuje přenést část napětí (a tedy i deformace) napříč rozhraním, a tak poskytuje základ pro myšlenky, že orogeny mohou být systémy řízené zdola.

Termomechanické modely dávají procesům kvantitativní rámeček a názorně ukazují časový vývoj základních strukturních rysů orogenu. Numerické modely předpovídají v přechodné zóně vznik kanálového toku, který se výrazně projevuje v případě kolize Himalájského typu, zatímco v akrečních orogenech jej představuje spíše sled duktilních příkrovů vyhřezávajících směrem do předpolí. Důsledkem odlišného charakteru kanálového toku je, že smysl pohybu je v případě akrečních orogenů na střížných zónách ohraničující kanál shodný, zatímco v orogenech Himalájského typu je opačný. Přestože jsou modely značným zjednodušením, jsou jejich výsledky v mnohých případech korelovatelné s daty ze známých orogenů.

Účelem této práce není přinést nové objevy, ale seznámit se s principy numerického modelování orogenů a připravit si teoretické zázemí pro navazující diplomovou práci, jejímž cílem bude charakterizovat strukturní vývoj mezi suprastrukturou a infrastrukturou na profilu Rabštejn nad Střelou – Žlutice – Toužim (až po hranici s Mariánskolázeňským komplexem). Styl práce v terénu přitom bude v principu vycházet z Murphyho (1987) a pokusí se ve smyslu tektoniky spojek dokázat, že se děje v infrastruktuře mohou projevovat v suprastruktuře.

7 Literatura

- Afonso, J. C., Ranalli, G., 2004. Crustal and mantle strengths in continental lithosphere: is the jelly sandwich model obsolete? *Tectonophysics* 394 (3), 221–232.
- Beaumont, C., Jamieson, R. A., Nguyen, M. H., Medvedev, S., 2004. Crustal channel flows: 1. Numerical models with applications to the tectonics of the Himalayan-Tibetan orogen. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 109 (B6).
- Boyer, S. E., Elliott, D., 1982. Thrust systems. *AAPG Bulletin* 66 (9), 1196–1230.
- Campbell, R., 1970. Structural and metamorphic transitions from infrastructure to suprastructure, Cariboo Mountains, British Columbia. Structure of the southern Canadian Cordillera. Edited by Wheeler JO. Geological Association of Canada, Special Paper 6, 67–72.
- Campbell, R., 1973. Structural cross-section and tectonic model of the southeastern Canadian Cordillera. *Canadian Journal of Earth Sciences* 10 (11), 1607–1620.
- Cháb, J., Žáček, V., 1994. Metamorphism of the Teplá Crystalline complex. *KTB Rep 94* (3), 33–37.
- Culshaw, N., Beaumont, C., Jamieson, R. A., 2004. Geodynamic models of contrasting structural styles and ages in upper-and lower-crust of collisional orogens; resolution of the structural vs. seismic paradox. In: Program with Abstracts-Geological Association of Canada; Mineralogical Association of Canada: Joint Annual Meeting. Geological Association of Canada, Waterloo, ON, p. 31.
- Culshaw, N., Beaumont, C., Jamieson, R. A., 2006. The orogenic superstructure-infrastructure concept: revisited, quantified, and revived. *Geology* 34 (9), 733–736.
- Dallmeyer, R., Urban, M., 1998. Variscan vs Cadomian tectonothermal activity in northwestern sectors of the Teplá-Barrandian zone, Czech Republic: constraints from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages. *Geologische Rundschau* 87 (1), 94–106.
- de Sitter, L., Zwart, H., 1960. Tectonic development in supra- and infra-structures of a mountain chain. In: Proceedings of the 21st International Geological Congress, Copenhagen. Vol. 18. pp. 248–256.
- Dörr, W., Fiala, J., Vejnar, Z., Zulauf, G., 1998. U–Pb zircon ages and structural development of metagranitoids of the Teplá crystalline complex: evidence for pervasive Cambrian plutonism within the Bohemian massif (Czech Republic). *Geologische Rundschau* 87 (1), 135–149.
- Gleason, G. C., Tullis, J., 1995. A flow law for dislocation creep of quartz aggregates determined with the molten salt cell. *Tectonophysics* 247 (1), 1–23.
- Haller, J., 1955. Der "zentrale metamorphe komplex" von ne-gronland: Teil i. *Medd. om Grenl* 154, 1–153.

- Harrison, T. M., 1982. Diffusion of ^{40}Ar in hornblende. *Contributions to mineralogy and petrology* 78 (3), 324–331.
- Jamieson, R. A., Beaumont, C., Nguyen, M., Culshaw, N., 2007. Synconvergent ductile flow in variable-strength continental crust: Numerical models with application to the western grenville orogen. *Tectonics* 26 (5).
- 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 Palaeontol I* 15, 1332–1335.
- Laubscher, H., 1983. Detachment, shear, and compression in the central Alps. *Geological Society of America Memoirs* 158, 191–212.
- Mackwell, S., Zimmerman, M., Kohlstedt, D., 1998. High-temperature deformation of dry diabase with application to tectonics on venus. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 103 (B1), 975–984.
- Murphy, D. C., 1987. Suprastructure/infrastructure transition, east-central Cariboo Mountains, British Columbia: geometry, kinematics and tectonic implications. *Journal of Structural Geology* 9 (1), 13–29.
- Schroeder, E., 1958. Schiefergebirgstektonik und grundgebirgstektonik in der hirschberg-greizer zone (ostthüringen). *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 102–104.
- Tikoff, B., Russo, R., Teyssier, C., Tommasi, A., 2004. Mantle-driven deformation of orogenic zones and clutch tectonics. *Geological Society, London, Special Publications* 227 (1), 41–64.
- 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.
- Wegmann, C., 1935. Zur deutung der migmatite. *Geologische Rundschau* 26 (5), 305–350.
- Wheeler, J., Gabrielse, H., 1972. The Cordilleran structural province. Variations in tectonic styles in Canada: *Geological Association of Canada Special Paper* 11, 1–81.
- Zoback, M. D., Townend, J., 2001. Implications of hydrostatic pore pressures and high crustal strength for the deformation of intraplate lithosphere. *Tectonophysics* 336 (1), 19–30.
- Zoth, G., Haenel, R., 1988. Appendix. In: *Handbook of Terrestrial Heat-Flow Density Determination*. Kluwer Academic Publishers, San Francisco, pp. 449–468.

- 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), 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.
- Žáček, V., 1994. Garnets and metamorphic evolution of the Teplá crystalline complex, western Bohemia. *Zbl Geol Palaeontol I* 7 (8), 847–856.
- Žáček, V., Cháb, J., 1993. Metamorphism in the Tepla upland, Bohemian massif, Czech Republic (preliminary report). *Věstník Českého Geologického Ústavu* 68 (3), 33.