

Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy v Praze  
Ústav geologie a paleontologie

# Mechanismy exhumace vysokotlakých hornin podél suturních zón uvnitř orogenních pásem

Bakalářská práce

Miroslav Burjak



Vedoucí bakalářské práce: doc. RNDr. Jiří Žák, Ph.D.

Praha 2011

## **Čestné prohlášení**

Tuto bakalářskou práci jsem vypracoval samostatně za použití níže uvedené literatury.  
V Písku dne 1. září 2011

Miroslav Burjak

## **Obsah**

<b>1. Úvod</b>	3
<b>2. Exhumace</b>	4
2.1. Definice	4
2.2. Přehled mechanismů	4
2.3. Corner flow model	5
2.4. Model vztlakem řízené exhumace	5
2.5. Model extrakce	7
2.6. Model korového vrásnění	9
2.7. Model kanálového toku	10
2.8. Model extenze na akrečním klínu	11
<b>3. Gföhlská sutura a okolní jednotky</b>	13
3.1. Tepelsko–barrandienská jednotka	13
3.2. Středočeský plutonický komplex	16
3.3. Moldanubikum	18
3.4. Gföhlská sutura	22
<b>4. Podolský komplex</b>	25
4.1. Vymezení podolského komplexu	24
4.2. Horninové složení	26
4.3. Deformace	28
4.4. Vltavotýnská střižná zóna	29
<b>5. Závěr</b>	30
<b>6. Seznam literatury</b>	31

## 1. Úvod

Hlavním předmětem této bakalářské práce jsou mechanismy exhumace vysokotlakých hornin podél suturních zón. Dále se práce soustředí na gföhlskou suturu, která se nachází na rozhraní tepelsko–barrandienské jednotky a moldanubika a na podolský komplex nacházející se v gföhlské jednotce moldanubika.

První část je zaměřena právě na exhumaci, její definici, základní popis mechanismů a jednotlivé mechanismy exhumací. Jde o složitý proces, který nám pomáhá vysvětlit přítomnost vysokotlakých hornin, které vznikají ve velkých hloubkách na současném povrchu země.

Další část je věnována problematice gföhlské sutury. V této části také bude popsána tepelsko–barrandienská jednotka, středočeský plutonický komplex a moldanubikum. Tyto jednotky jsou důležité pro orientaci v problematice gföhlské sutury.

Nakonec je tato práce věnována podolskému komplexu. Zabývá se vymezením, horninovým složením a deformacemi tohoto komplexu. Dále se zabývá také problematikou vltavotýnského zlomu.

Také bych chtěl poděkovat svému školiteli Jiřímu Žákovi za všechny připomínky, rady a návrhy při tvorbě této práce.

## 2. Exhumace

Vysokotlaké horniny se dostávají na povrch zejména exhumací. Samotný proces vedoucí k exhumaci je dlouho předmětem různých studií. Tato kapitola obsahuje definici a základní přehled mechanismů exhumace a jednotlivé modely exhumací.

### 2.1. Definice

Exhumace je definována jako vertikální pohyb hornin vzhledem k povrchu litosféry (Stüwe 2007). Tato definice platí při pohybu hornin směrem k povrchu. Pokud jde o pohyb od povrchu směrem dolů, jedná se o pohřbení hornin. Termín exhumace v tektonickém pojetí se dále používá pro popis pohybu, který nevyzdvihl horniny až k povrchu (částečná exhumace) nebo k pohybu hornin, které před tím nikdy nebyly na povrchu (exhumace komplexu).

### 2.2. Přehled mechanismů

Metamorfované horniny, které byly pohřbeny do velkých hloubek (cca 60 km) a tudíž obsahující vysokotlaké minerály, jsou běžnou součástí mnoha orogénů. Exhumace těchto hornin se často objevuje současně s fázemi konvergentní deformace.

Modely exhumace:

1. modely, které se zakládají na silách působících externě na metamorfní jednotku.
2. modely, zakládající se na vztlakových silách způsobených rozdílem hustot mezi exhumovanými vysokotlakými horninami a jejich okolím.
3. modely, závisující na extenzních procesech způsobených gravitačním napětím.

Exhumace externími silami

Do mechanismů první skupiny patří extruze a tzv. '*corner flow*' model. Proces vertikální extruze znamená, že materiál byl vtěsnán mezi dva pevné bloky hornin. Tento proces sám o sobě neexhumuje horniny, ale dostává horniny do pozice, kde mohou být exhumovány erozí.

Corner flow model se liší tím, že během pokračující deformace akrečního klínu je možné, že horniny budou exhumovány bez odstranění odpovídajícího množství materiálu z povrchu.

Exhumace vztakovými silami

Pokud mají metamorfované horniny nižší hustotu než jejich okolí, je možné, že stoupají kůrou vzhůru pouze díky svému pozitivnímu vztlaku. Podrobněji v Chemedově modelu (1995, 1996).

Exhumace extenzí

Kontinentální extenze je dosud nejúčinnější extenzní mechanismus. Zlomy mohou exhumovat rozsáhlé oblasti vysokotlakých metamorfovaných hornin prakticky bez deformace až na povrch.

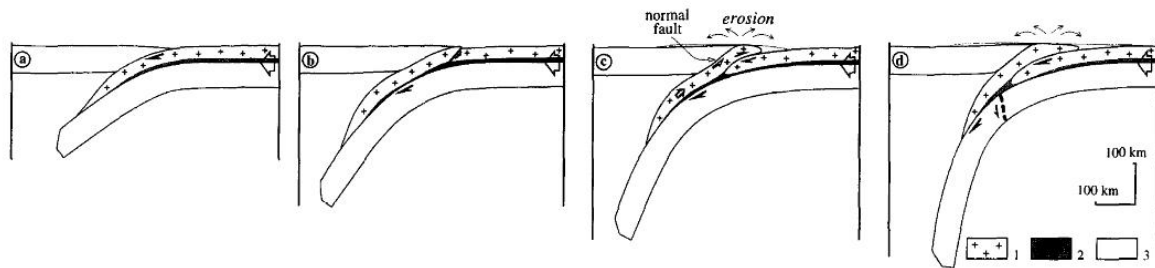
### **2.3. Corner flow model**

Vysoce zastávaný je '*corner flow*' model cirkulace uvnitř akrečního klínu (Allemand et al. 1997). V alpském kolizním pásmu geologické, petrologické a chronologické důkazy indikují, že vysokotlaké–nízkoteplotní metamorfní horniny byly generovány v subdukčních zónách, které existovaly již před kolizní událostí. 'Corner flow' model byl generalizován na větší klíny a horniny s vysokým metamorfním stupněm Platten (1986). Základní bod tohoto modelu je mocný akreční klín. Tento klín vychází ze zkrácení presubdukčního pasivního okraje a akrecí sedimentárních a vyvřelých hornin oceánského dna. Klín je deformován postupným přidáváním a ubíráním materiálu na jeho bázi.

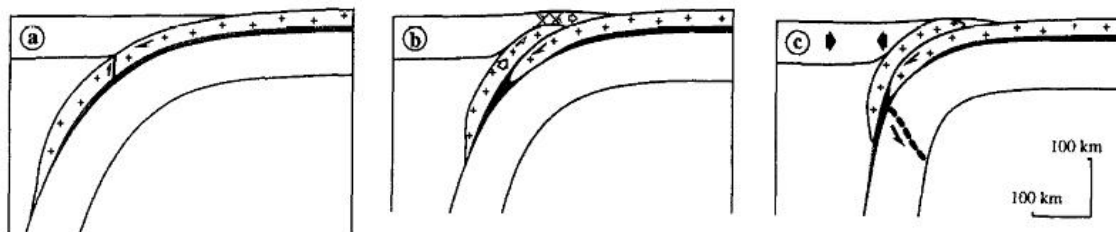
### **2.4. Model vztlakem řízené exhumace**

Subdukce je řízena jak tlakovou silou, tak i tažnou silou plášťové litosféry (Chemenda et al. 1995). Tyto síly jsou rušeny vztakovou silou, která roste se zvětšujícím se objemem

subdukované kůry. Dle fyzikálního modelu lze rozlišit dva hlavní režimy kontinentální subdukce (Chemenda et al. 1996). Vysokokompresní režim (obr 1.) charakterizovaný



**Obr 1.** Schéma vysokokompresního režimu vztlakem řízené exhumace (převzato z práce Chemenda et al. 1966).



**Obr 2.** Schéma nízkokompresního režimu vztlakem řízené exhumace (převzato z práce Chemenda et al. 1966).

vysokým a nízkokompresní (obr 2.) režim charakterizovaný nízkým tlakem mezi svrchní a subdukující deskou. Vyskokompresní režim odpovídá nízké tažné síle a naopak v nízkokompresním režimu je tažná síla vysoká. Tlak je proporcionální tažné síle, která závisí na rozdílu mezi průměrnou hustotou subdukující litosféry a hustotou pláště. Vysoká tažná síla může být způsobena třemi možnostmi: (1) relativně tenkou subdukující kontinentální kůrou, (2) velmi mocným a hustým litosférickým pláštěm, (3) eklogitizací subdukující kůry a (4) tažnou silou předešlé subdukované oceanické litosféry. Subdukující kontinentální kůra dosahuje maximální hloubky, která je proporcionální mocnosti kůry, inverzně proporcionální mezideskovému tlaku a dosahuje průměrné hloubky cca 200 km. Hluboká subdukce mocné kůry snižuje její průměrnou hustotu a tím i tažnou sílu. To je důvod, proč ovlivňuje mocnost

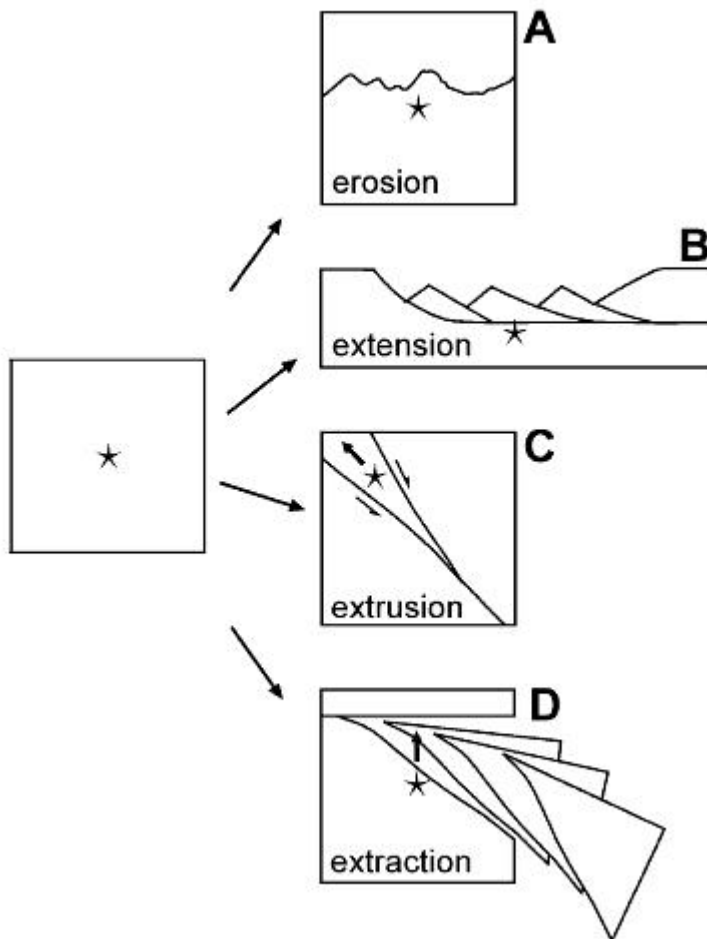
kůry subdukční režim. Kůra se pak porušuje a tvoří hlavní krustální násun. Místo porušení závisí na režimu subdukce (mezideskovém tlaku): ve vysokokompresním režimu se porušení nachází blízko čela subdukční (kolizní) zóny, zatímco v nízkokompresním režimu se kůra porušuje ve větších hloubkách pod základem svrchní desky. Porušení je následováno vztlačovými silami řízeným výzdvihem subdukovaného krustálního segmentu, zatímco se litosférický plášť dále subdukuje. Je to způsobeno snižující se tlakovou silou, zatímco vztlačová síla zůstane nezměněna. Výzdvih pokračuje, dokud se zmenšující se vztlačové síly nevyrovnají s třením. Výzdvih zapříčiňuje dislokaci (vytvoření zlomu) podél povrchu krustálního segmentu. V nízkokompresním režimu rychlý spontánní krustální výzdvih (intruze do mezideskového prostoru) přináší hluboce subdukovanou kůru do mělkých hloubek. Pod tlakem této kůry přední část svrchní desky prodělává lokální extenzi a pak porušení, které vytváří tektonické okno. Výzdvihovaný materiál (vysokotlaké horniny) je exhumován uvnitř tohoto okna. Naproti tomu ve vysokokompresním režimu je výzdvih subdukované kůry po jeho porušení v čelní části svrchní desky možný způsobit pouze erozí reliéfu. Eroze způsobí odlehčující efekt umožňující subdukovanému segmentu výzdvih. Hloubka exhumace v tomto režimu je generelně menší, ale objem exhumovaného materiálu je větší. Vysokokompresní subdukční režim byl přiřazen k situaci v Himalájích (Chemenda et al. 1995). Nízkokompresní režim je vhodný pro situaci v Ománských horách (Chemenda et al. 1996).

## **2.5. Model extrakce**

Další model navržený Froitzheimem et al. (2003) je model extrakce (odtržení) desky (obr 3. D). Proces extrakce závisí na určitých okolnostech, jako je interakce dvou sousedících subdukčních zón ponořujících se na stejnou stranu. Navrhnuty jsou následující znaky: (1) výskyt dvou navrstvených oceanických sutur mezi nimiž je vklíněna kontinentální jednotka;



(2) pozice vysokotlaké jednotky pod spodní oceanickou suturou; a (3) výrazná tlaková mezera mezi shodná se spodní oceanickou suturou. Takže při subdukcii korových hornin do hloubek větších než 100 km jsou tyto horniny nutně pohřbeny pod plášťové horniny. Návrh tohoto



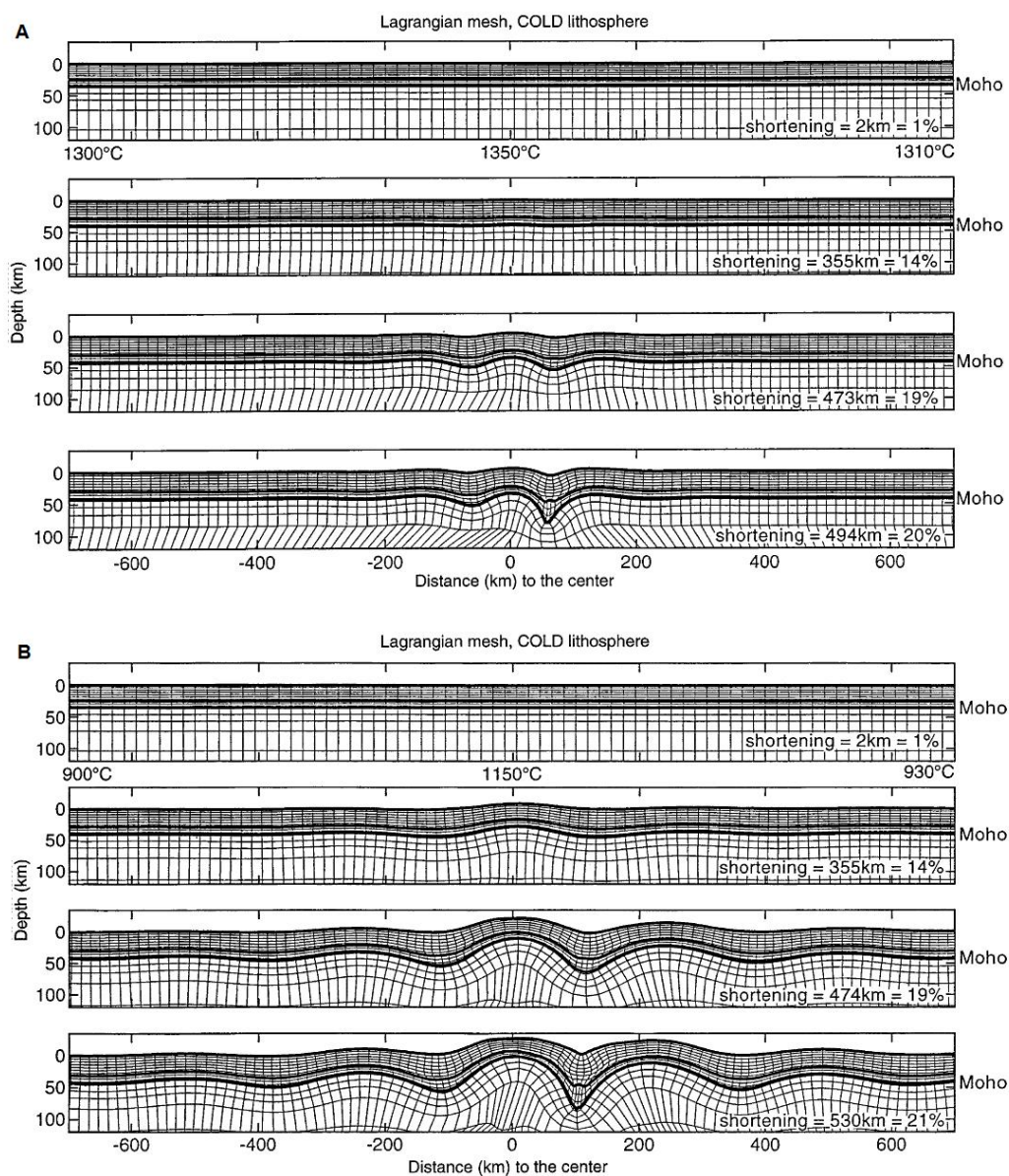
**Obr 3.** Schématické zobrazení mechanismů A eroze, B extenze, C extruze a D extrakce (Froitheimem et al. (2003).

modelu je tedy takový, že zatížení je odstraněno směrem dolů. Odtržená část desky se ponoří do hlubšího pláště. Sestup je způsoben mírně zvětšenou hustotou litosférického pláště v porovnání s astenosférou. Tento jev vede k negativnímu vztlaku, který je identický jako desková tažná síla. Po odstranění zatížení jsou vysokotlaké horniny uvolněny a isostaticky

vyzdviženy. Výzdvih se děje bez ohledu na jejich vlastní hustotu, kvůli zaplnění volného místa po extraktované zátěži.

## 2.6. Model korového vrásnění

Další model podle Burga a Podladchikova (1999) je zaměřen na litosférické vrásnění. (obr 4.) Litosférické vrásnění je mechanicky upřednostňováno před homogenním ztluštěním a může způsobit vznik hor a exhumaci hluboko uložených hornin. Eroze je nejdůležitější

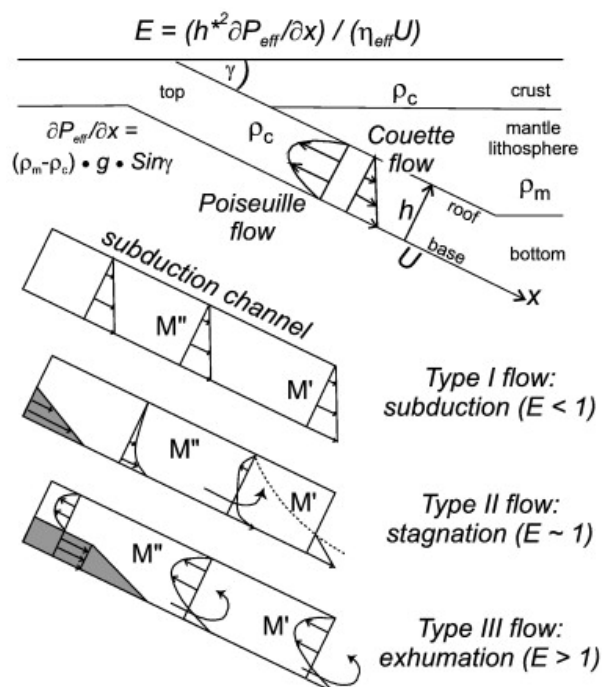


**Obr 4.** Experiment zkrácení v A horké a B studené litosféře (Burg a Podladchikov (1999)).

parametr, který určuje množství možné exhumace v jádře korové antiformy a maximální dosažitelnou topografií během zkracování. Chladná litosféra má sklon mít větší amplitudu vrás s větší vlnovou délkou kolem cca 200 km než horká litosféra. Vrásnění korových i podkorových úrovní naznačuje vazbu všech litosférických vrstev během deformace. Ve všech případech asymetrie roste stupňovitě a stává se dominantní po přibližně 25% zkrácení.

## 2.7. Model kanálového toku

Model kanálového toku (Jamienson et al. 2002) je řízený gradientem střížného napětí a tlakovým gradientem podél kanálu. Jelikož jsou tlaky blízké litostatickým tlakům a korové hustoty jsou v tomto modelu jednotné, je tlakový gradient přibližně proporcionální změnám hloubek pohřbení kanálu. Tento model je rozpracován i Beaumontem (2009). Exhumační kanály jsou interpretovány charakteristickým exhumačním číslem  $E$  a korespondujícími módy subdukčních kanálových toků asociovaných s pohřbením a exhumací vysokotlakých hornin.

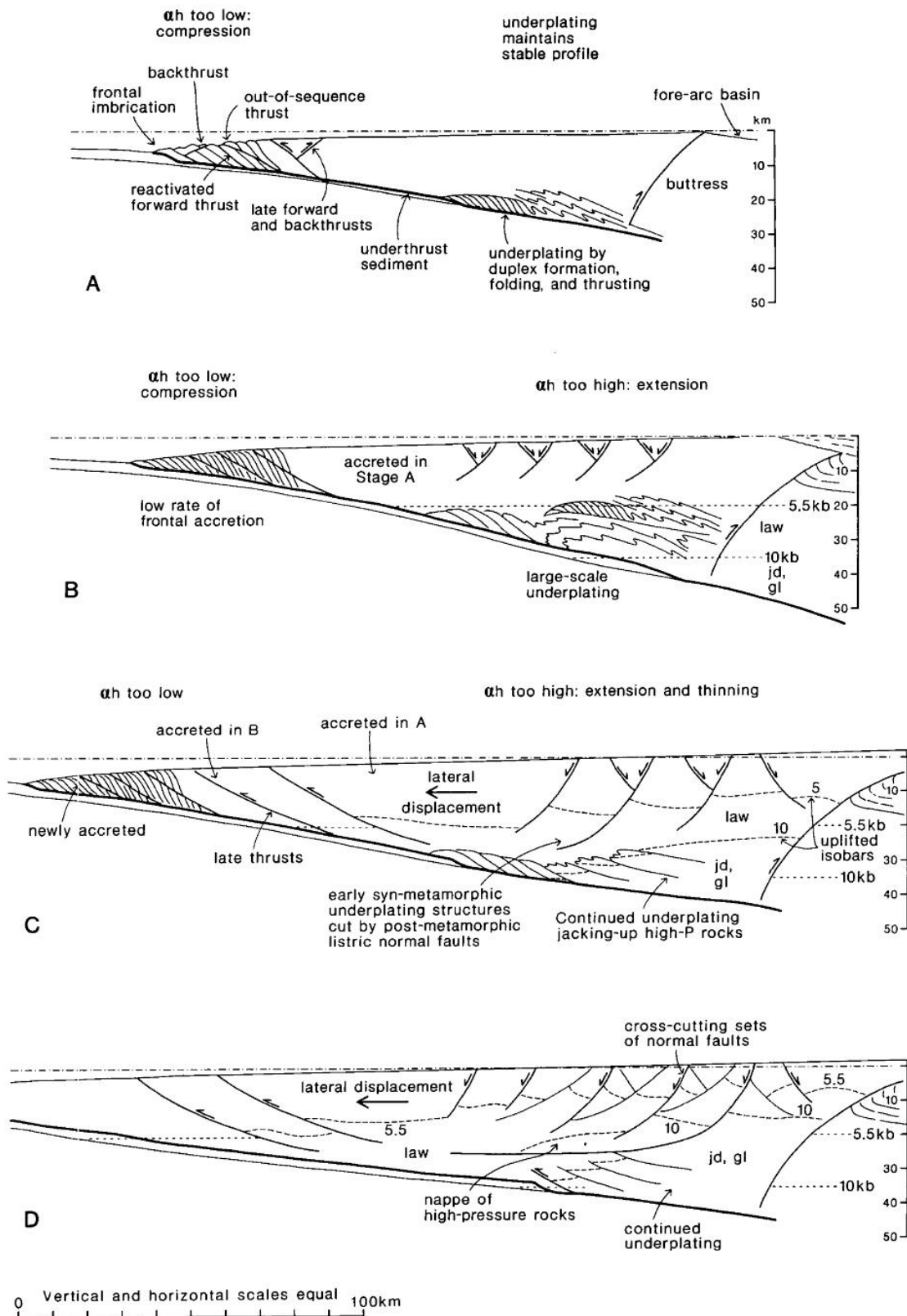


Obr. 5 Definice exhumačního čísla  $E$  a jednotlivé možnosti hodnot  $E$  (Beaumont et al. (2009)).

Dynamika prvního řádu (obr 5.) je charakterizována konkurencí mezi Couettovým tokem spodního kanálu, který je způsoben vlečením subdukující litosféry a protějším vrchním kanálem Poiseuilleova toku, který je řízen vztlakem subdukovaného materiálu nízké hustoty. Tato konkurence je vyjádřena přes exhumací číslo E. Během kontinentální subdukce se hodnota čísla E vyvíjí z hodnot  $<1$  během pohřbení na  $\sim 1$  během stagnace subdukčního kanálu až na  $>1$  během exhumace.

## **2.8. Model extenze na akrečním klínu**

Čtyři fáze vzniku akrečního klínu jsou definovány Plattem (1986). V ranné fázi (obr 6. A) se tvoří malý akreční klín. Ve druhé fázi (obr 6. B) se akreční klín stává mocnější vzhledem k jeho délce. Dochází k podsunování sedimentů. V hloubce probíhá vysokotlaká–nizkoteplotní metamorfóza a dochází ke vzniku zlomů. Ve třetí fázi (obr 6. C) probíhá značná extenze v zadní části klínu doprovázená duktilní extenzí v hloubkách. Dříve zformované vysokotlaké horniny jsou vyzdvihnuty k povrchu. Příčinou je odstranění nadložního materiálu extenzí. Ve čtvrté fázi (obr 6. D) dosahují vysokotlaké horniny nejvyšších strukturních úrovní v zadní části klínu a jsou postiženy extenzní tektonikou.

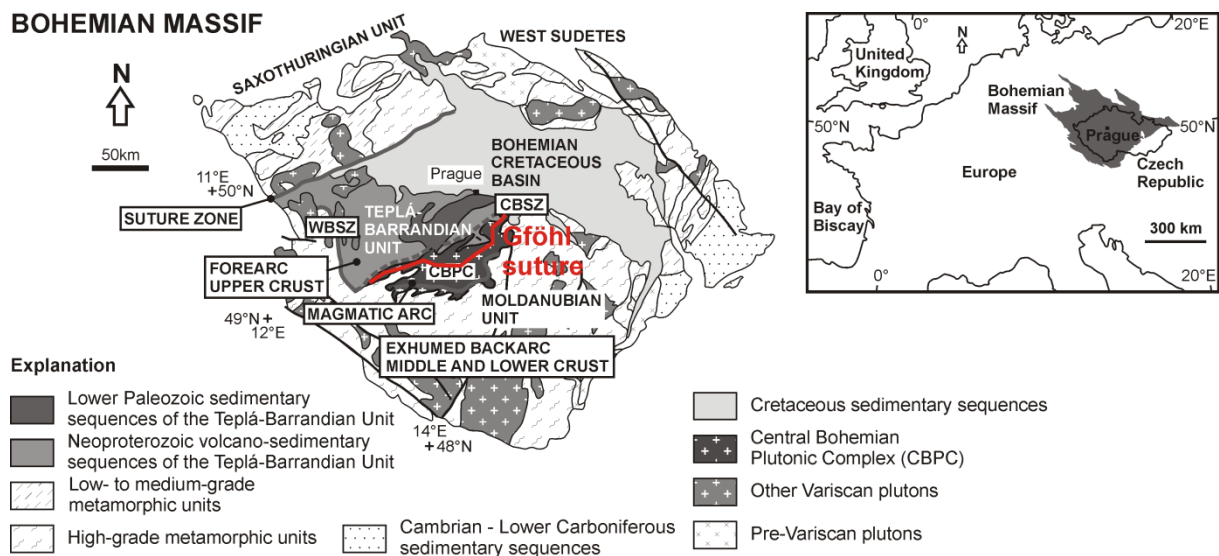


**Obr 6.** Model akrečního klínu dle Platt (1986). Vývoj od nejranější fáze po konečnou fázi, kdy akreční klín dosahuje délky 300 km

### 3. Gföhlská sutura a okolní jednotky

V této kapitole se přiblíží gföhlská sutura (obr 7.), která tvoří rozhraní mezi jednotkou tepelsko – barrandienskou a moldanubikem. Nachází se v centrální části Českého masívu.

Dále budou popsány přilehlé jednotky okolo gföhlské sutury – tepelsko–barrandienská jednotka, středočeský plutonický komplex a moldanubikum.

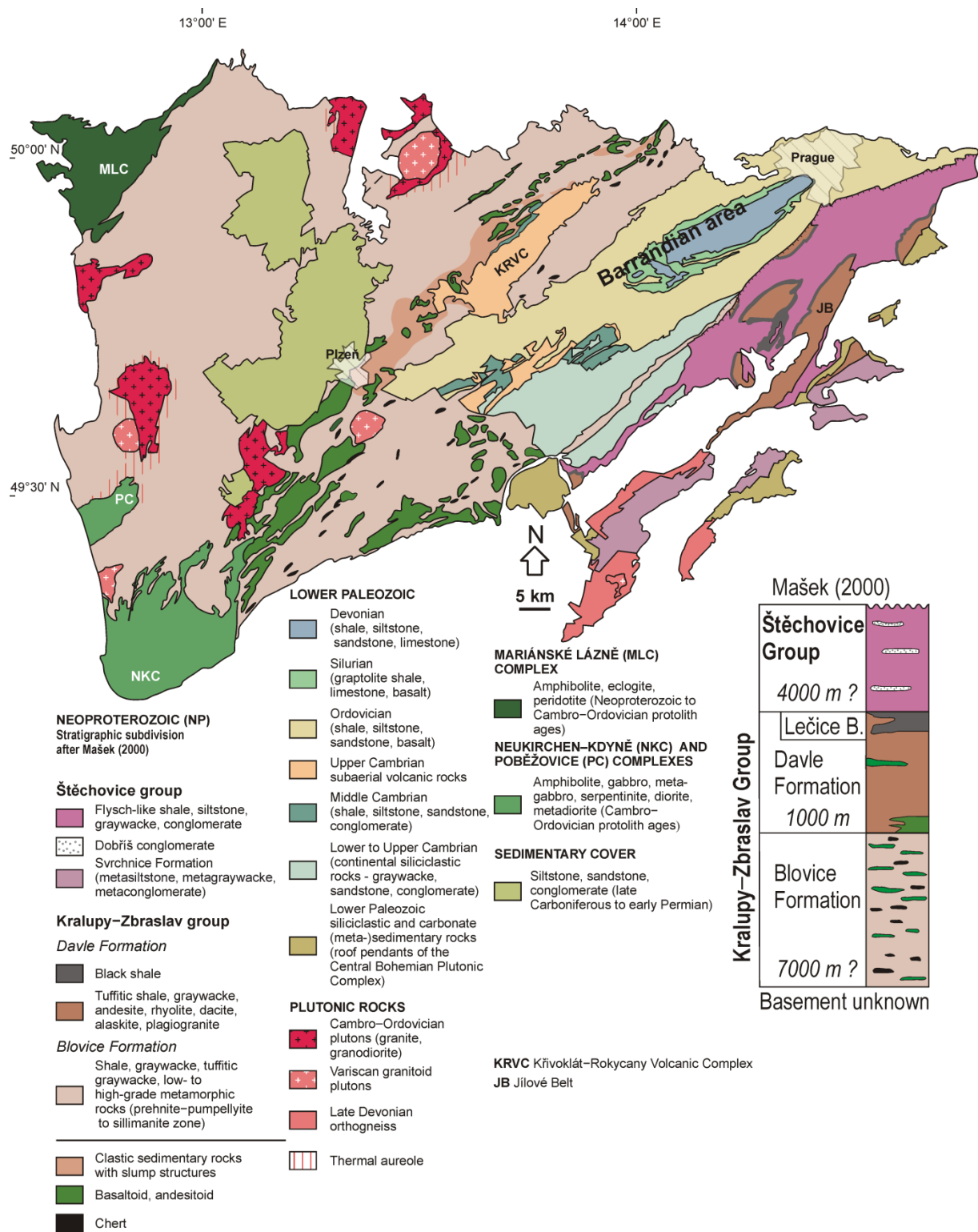


Obr. 7. Zjednodušená geologická mapa Českého masívu s vyznačenou gföhlskou suturou.

#### 3.1. Tepelsko–barrandienská jednotka

Tato svrchněkоровá jednotka se nachází v centrální části Českého masívu (Vrána et al. 1997) (obr 7.). Na severozápadě hraničí se saxothuringikem podél tzv. tepelské sutury, která je interpretována jako paleosubdukční zóna, na severu je překryta neovulkanity Doupovských hor a sedimenty české křídové pánve. Na severovýchodě ji odděluje od lugika (saxothurngika) labská zóna. Jihozápadní hraničí je tzv. český křemenný val (západočeská střižná zóna podle Zulauf 1994), jv. okraj je intrudován středočeským plutonickým komplexem (viz níže).

Tepelsko–barrandienská jednotka (obr 8.) se skládá z kadomského základu, na který nasedají diskordantně varisky deformované spodnopaleozoické sekvence (Zulauf 1994,



**Obr. 8.** Geologická mapa tepelsko-barrandienské jednotky ( převzato od Kotková et al. 2010).

Kříbek et al. 2000, Sláma et al. 2008, Žák et al. 2009). Neoproterozoické sekvence se tradičně dělí na pravděpodobně starší kralupsko-zbraslavskou skupinu a mladší štěchovickou skupinu

(Dörr et al. 2002, Drost et al. 2004, Pin 2007b, Cháb et al. 2008, Sláma et al. 2008, Hajná 2010, Hajná 2011, Drost 2011). Kralupsko–zbraslavská skupina se dále dělí na blovické souvrství, v kterém dominují droby, dále se zde nacházejí břidlice, černé břidlice a silicity. Vulkanity blovického souvrství se dají rozdělit na dvě skupiny, a to ochuzené bazalty typu MORB a alkalické suprasubdukční bazalty. Davelské souvrství je naopak charakterizováno intermediárními až kyselými vulkanity (andezit, dacit, ryolit), které jsou interpretovány jako kadomský ostrovní oblouk. Toto souvrství je zakončeno lečickými vrstvami černých silicifikovaných břidlic. Mladší štěhovická skupina, která konkordantně nasedá na lečické vrstvy, je flyšoidního charakteru a je tvořena převážně rytmickým střídáním drob, prachovců a břidlic.

Nadložní kambrické sedimenty a vulkanity jsou zachovány v příbramsko-jinecké a skryjsko–týřovické pánvi. Rozsáhlejší je příbramsko–jinecká pánev, kde vrstevní sled začíná spodnokambrickými kontinentálními klastiky (pískovce, slepence, prachovce, droby) a pokračuje střednokambrickými mořskými sedimenty. V ordoviku až středním devonu je řídicí strukturou v tepelsko–barrandienské jednotce pražská pánev, sedimentace v ní se mění z klastické na karbonátovou (Chlupáč 1992, 1998; Kachlík 2003). Sedimentace pražské pánve končí ve středním devonu ukládáním flyšových sedimentů srbského souvrství, které indikují počátek variské orogeneze.

Tepelsko–barrandienská jednotka je podle některých představ interpretována jako samostatný mikrokontinent, který vznikl v neoproterozoiku jako součást tzv. avalonsko–kadomského pásu a následně se oddělil od Gondwany během spodního paleozoika. Pravděpodobně patří do skupiny armorických mikrokontinentů, které byly během variské orogeneze mezi Laurussií a Gondwanou, jejichž konvergencí vznikl superkontinent Pangea.

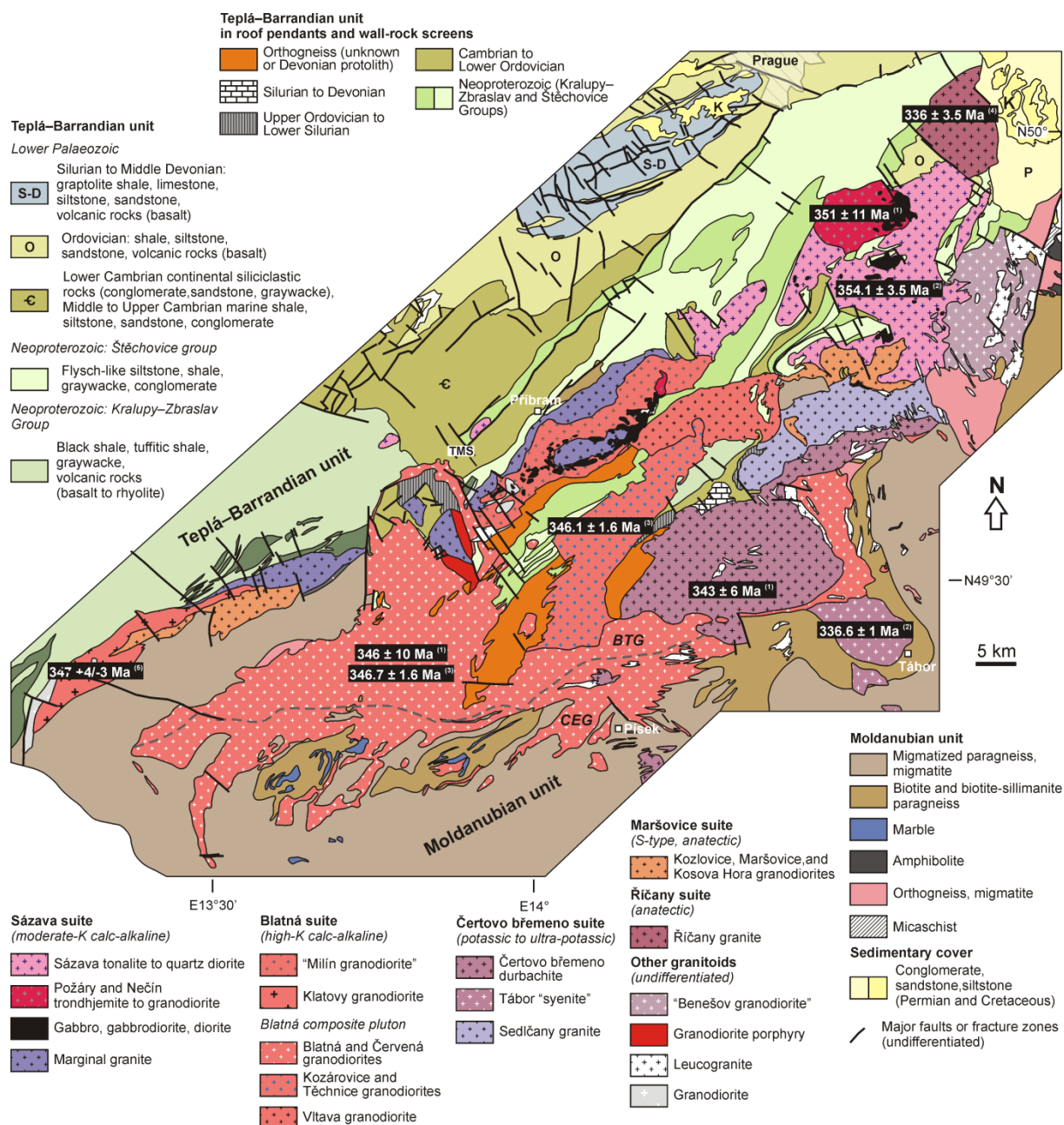


Metamorfóza kadomského basementu je barrovianského typu. Stupeň metamorfózy v tepelsko–barrandienské jednotce generelně roste od východu k západu. Převládá prehnit–pupelyitová facie, ale u okrajů, kde je metamorfóza vyššího stupně, se objevuje amfibolitová facie. Tlaky a teploty byly stanoveny na 6–7 kbar a 450–550 °C. (Dörr et al. 2002). Poté proběhla nízkotlaká metamorfóza při 2 – 4 kbar a 500 – 550 °C. Měření stáří na těšovickém granitu a mračnickém trondhjemitu ukazují stáří  $521.7 \pm 2$  Ma a  $523 +4/-5$  Ma (Zulauf 1997). Kambrická stáří měřená na tepelské ortorule stanovují stáří na  $513 +7/-6$  Ma (Dörr 1998).

### 3.2. Středočeský plutonický komplex

Středočeský plutonický komplex (obr 9.) je složený batolit (stáří svrchní devon až spodní karbon) s delší osou SV–JZ směru, který v dnešním erozním řezu zaujímá plochu cca 3200 km<sup>2</sup> (Holub 1997a, Janoušek et al. 2004, Žák et al. 2005), a vystupuje podél rozhraní tepelsko–barrandienské a moldanubické jednotky (Holub 1997b, Janoušek et al. 2000, Janoušek et al. 2010).

Na základě petrografie a geochemického složení mohou být jednotlivé dílčí intruze klasifikovány do 5 suit (podle Janouška et al. 1995, 2000) nebo 6 až 7 skupin (podle Holuba 1997a). Dělení na jednotlivé kompoziční skupiny je následující: 1. vápenato–alkalická skupina (gabro až granodiorit), 2. vysokodraselná až šošonitická skupina s vysokým obsahem (granodiority až monzogranity), 3. ultradraselná skupina (melasyenit až melagranit), 4. skupina s vysokým obsahem draslíku a hořčíku (granity), 5. peraluminické granodiority, 6. vápníkem bohaté a draslíkem chudé granitoidy (granodiorit až trondhjemit) a 7. skupina žilných leukogranitů. Rozdělení na suity je podobné, hlavní suity jsou sázavská, blatenská, suita Čertova břemene a maršovická. Nejstarší a nejprimitivnější, co se složení týče, je suita sázavská. Hlavní horninové typy jsou zejména biotit–amfibolitický diorit, tonalit, granodiorit a dále i gabra a gabrodiority (Janoušek et al. 1995, 2000, 2003, 2004). Nejnovější



**Obr 9.** Geologická mapa středočeského plutonického komplexu.

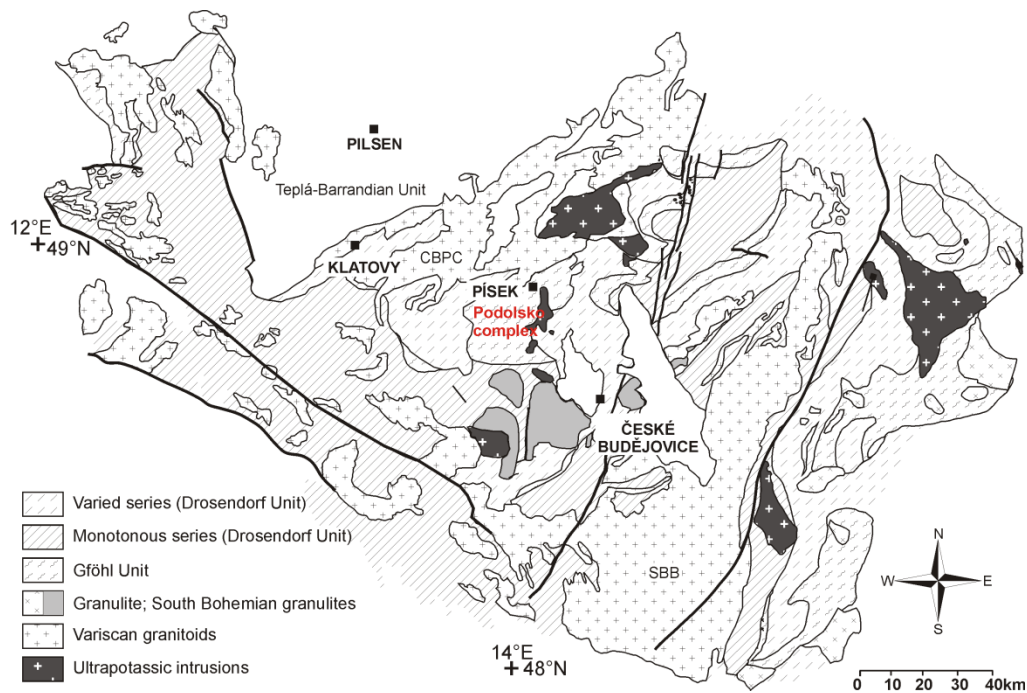
radiometrické datování udává stáří sázavské suity na  $354,1 \pm 3,5$  Ma. Datování proběhlo na zirkonech sázavského tonalitu metodou U–Pb. Geochemicky patří sázavská suita k I–typu granitoidů. Charakteristické pro tuto suitu jsou běžné mafické enklávy. Blatenská suita se nachází v centrální části komplexu. Patří sem zejména blatenská a kozárovická intruze granodioritů. Geochemicky patří mezi vysoce draselné vápenato–alkalické až šošonitické, metaaluminické až subaluminické granitoidy (Janoušek et al. 2010). Obsah  $\text{SiO}_2$  a  $\text{K}_2\text{O}$  je

vyšší, zatímco obsah CaO a Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> nižší než u předešlé suity. Metodou U–Pb bylo stanoveno stáří suity na 346,1 ± 1,6 Ma ze zirkonů z kozárovického granodioritu a 346,7 ± 1,6 Ma ze zirkonů blatenského granodioritu (Janoušek et al. 2010). Je možné, že vznik této suity byl podmíněn mísením magmat. Suita Čertova břemene je charakterizována sedlčanskou intruzí a intruzí Čertova břemene. Intruze jsou složeny z šošonitických granitů, melagranitů, melasyenitů a minet. V porovnání se sázavskou a blatenskou suitou má vysoký obsah K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Zr, Rb a nízké hodnoty CaO a Na<sub>2</sub>O. Datování na táborském syenitu udává stáří 336,6 ± 1 Ma (Janoušek a Gerdes 2003). Maršovická suita je regionálně málo významná. Patří sem peraluminické S–typy granitoidů. Nejmladší je říčanská suita. Nachází se v nejsevernější části komplexu a obsahuje biotit–muskovitické granity až monzogranity. Je bohatá na K<sub>2</sub>O a Rb a chudá na CaO, MgO a Na<sub>2</sub>O.

Středočeský plutonický komplex je v současné době interpretován jako kontinentální magmatický oblouk (Janoušek et al. 2000, 2004; Žák et al. 2005), který vznikl ve svrchním devonu a spodním karbonu při subdukci a následném kontinentálním podsouvání tepelsko–barrandienské jednotky a saxothuringika (Žák et al. 2009). Nejnovější práce dokumentují migraci magmatické aktivity v svrchním devonu ze severovýchodu na jihozápad (Žák et al. in press) a změnu magmat od vápenato-alkalických na šošonitické. Tyto trendy indikují, že hlavní příčinou vzniku plutonismu magmatického oblouku je subdukce saxothuringika pod tepelsko–barrandienskou jednotku.

### 3.3. Moldanubikum

Moldanubikum (obr 10.) je erodovaná středně- až spodněkorová jednotka s vložkami hornin svrchního pláště, která tvoří jižní a jihozápadní část Českého masívu (Kachlík 2003, Cháb et al. 2008). Tato jednotka je v tektonickém kontaktu s tepelsko–barrandienskou jednotkou (viz výše), se saxothuringikem na severozápadě je hranice nejasná (konvenční) a na



**Obr 10.** Geologická mapa moldanubika (převzato od Verner et al 2008).

východě je moldanubikum nasunuto moravsko–slezskou jednotku a brunovistulikum podél tzv. moldanubického nasunutí (Petraakis 1997, Finger et al. 2007, Schulmann et al. 2005, 2008, 2009). Kontakt s moravsko–slezskou jednotkou tvoří vysoce deformovaná imbrikovaná zóna obou jednotek (Franěk et al. 2011). Na jihu se moldanubikum noří pod mladší většinou terciární uloženiny (Kachlík 1999). Moldanubická jednotka zahrnuje složitě (polyfázově) deformované středně až vysoce metamorfované horniny, dominují pararuly a migmatity s tělesy granulitů, eklogitů a peridotitů (Kalt et al. 2000, Janoušek et al. 2006). Metamorfované komplexy jsou intrudovány rozsáhlými granitoidními plutony.

Moldanubikum se tradičně rozděluje na 3 hlavní litotektonické jednotky (Fuchs 1976) – monotónní, pestrou a gföhlskou. Jiné dělení podle Tollmana (1982) spojuje monotónní a pestrou jednotku do takzvaného drosendorfského teránu. V novějších pracích je monotónní jednotka označována jako ostrongská, pestrá jako drosendorfská (Linner 1996, Kachlík 1999, Janoušek et al. 2006). Ve strukturně nejspodnější (Schulmann et al. 2005) monotónní jednotce

převládají biotitické a biotit–cordieritické pararuly, které jsou často migmatitizované. Dále se zde nachází ortoruly. Protolitové stáří je určeno na proterozoické (Friedel et al. 2004) a spodnopaleozoické (Schulmann et al. 2005). Přes monotónní jednotku je přesunuta jednotka pestrá. Kontakt těchto jednotek je definován deformovanými tělesy ortorul. Bázi pestré skupiny tvoří doberská ortorula metamorfovaná z I-typu granodioritu (Petrakakis 1997). V pestré jednotce převažuje biotit-sillimanitická pararula, ale na rozdíl od předchozí jednotky se zde nachází celá řada jiných litologií, například kvarcity, karbonáty, erlány, grafitické horniny a amfibolity. Podle Rajlichy (1986) je pestrá jednotka uspořádána do tří pruhů: sušicko–votického, českokrumlovského a jihomoravského. Tyto pruhy pravděpodobně reprezentují nejmladší metamorfované sedimenty moldanubika. Protolit pestré jednotky je určen jako svrchně staropaleozoický. Gföhlská jednotka je nejsvrchnější strukturní stupeň moldanubika. Podle starších modelů (Tollman 1982, Linner 1996, Kachlík 1999, Medaris et al. 2005) je považována za alochtonní a nasunutá na jednotku pestrou. Nověji se však předpokládá, že granulity gföhlské jednotky vznikly během subdukce, která předcházela karbonské kolizi (Franěk et al. 2011). Tyto granulity jsou označeny jako součást spodně korové vrstvy a byly poté exhumovány mechanismem podobným gravitačnímu převrácení (Guy et al. 2011). Je tvořena rulami, migmatity, peridotity, eklogity a převažují granulity. Protolity ortorul odpovídají svrchněproterozoickému až ordovickému stáří, gföhlská jednotka však také zahrnuje dosud nejstarší horniny Českého masívu stáří 2,1 miliardy let (světlická ortorula; Wendt et al. 1991).

Metamorfóza monotónní a pestré jednotky je obecně střednětlaká (8–9 kbar, 610–660 °C) odpovídající podmínkám amfibolitové facie (Schulman et al. 2008). V pararulách monotónní jednotky byly identifikovány nejméně 3 fáze metamorfózy (Linner 1996). Prvotní fáze s relikty kyanitu v rulách s maximální teplotou kolem 600 °C. Druhá fáze je určena z cordieritických rul a migmatitů. Maximální podmínky této metamorfózy byly odhadnuty na

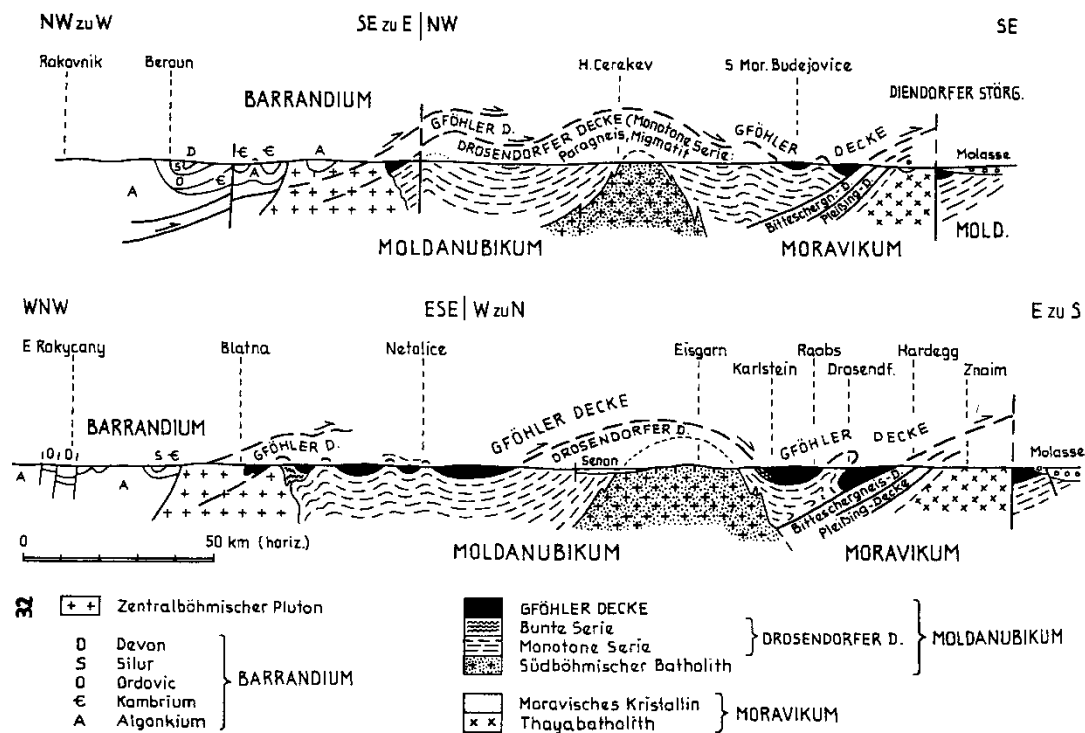
720 ± 30 °C a 4,4 ± 0,4 kbar. Poslední fáze je určena z porfyroblastů posttektonických slíd, které krystalovaly v hlavně v cordieritických migmatitech. Tlaky a teploty jsou stanoveny na 3–5 kbar a 650–700 °C. Další odhady teplotně-tlakových podmínek byly provedeny např. na líšovském granulitu (Janoušek et al. 2006). Teploty byly stanoveny na 800–900 °C při tlacích 4–5 kbar. Gföhlská jednotka se nachází v eklogitové facii s tlaky a teplotami až cca 20 kbar a 650 °C. Studium peridotitů z gföhlské oblasti vyčlenilo 3 skupiny (Medaris et al. 2005): typ I, který se skládá ze spinelového a granátického peridotitu a zaznamenal rychlé schlazování; typ II se vyznačuje vysokým obsahem Fe a typ III, skladající se z granátického peridotitu, který ale prodělal pomalejší schlazování oproti typu I. Stáří z peridotitů bylo určeno na 339 ± 10 Ma. Další odhady P–T podmínek gföhlské jednotky jsou 1,6–2,1 GPa a 850–1000 °C pro granulity, 2–4 GPa a 800–1000 °C pro eklogity a 3–5 GPa a 1000–1200 °C pro granátické peridotity (Faryad et al. 2011).

V moldanubiku se nachází velké množství intruzivních těles především granitoidního složení (Fiala et al. 1995, Žák et al. 2011). Jednotlivá granitoidní tělesa intrudovala v období mezi 330 až 300 Ma na ploše cca 6 000–10000 km<sup>2</sup> a souhrnně označují se jako moldanubický pluton. Lze ho rozdělit na dvě 'větve', a to východní (českou) a západní (bavorskou). Západní větev zasahuje do Rakouska, východní větev, která je souvislejší, se nachází v centru moldanubika. Granitoidy moldanubického plutonu se rozdělují na 3 hlavní suity. (1) Tzv. granit typu Weinsberg, který intrudoval mezi 331 – 323 Ma (Gerdes et al. 2003) a zahrnuje především z hrubozrné biotitické granity až granodiority s velkými vyrostlicemi draselného živce. (2) Dvouslídny granit tzv. eisgarnského typu, který intrudoval v rozmezí 328 – 327 Ma (Gerdes et al. 2003). (3) Nejmladší suita tzv. 'Freistadtského typu' intrudovala cca 317 – 300 Ma a je charakteristická biotitickými granity až granodiority I–typu.

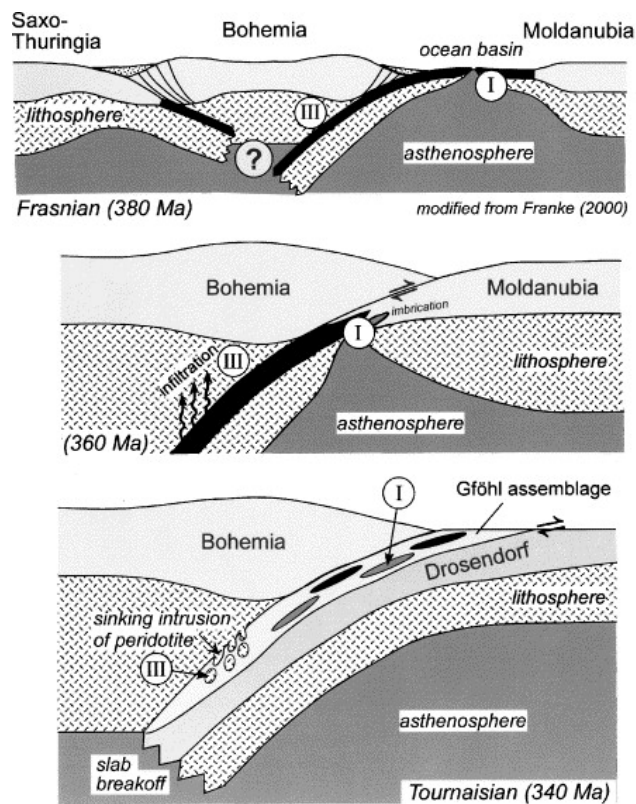
Moldanubikum je interpretováno jako součást armorické skupiny mikrokontinentů, které se v devonu oddělily od Gondwany otevřením Rheického oceánu. Variský vývoj moldanubika zahrnuje podle Fingera et al. (2007) dvě odlišné tektonomorfní fáze: moravomoldanubickou (345–330 Ma) a bavorskou (330–315 Ma). První fáze zahrnuje nasunutí moldanubika přes moravikum při subdukcii oceánské kůry mezi oběma mikrodeskami. Dále zahrnuje exhumaci HP–HT hornin gföhlské sutury přes středněkorové horniny monotónní a pestré jednotky. Tyto horniny byly exhumovány podél kontaktu mikrodesek moldanubika a moravika, zatímco tepelsko–barrandienská jednotka tvořila rigidní zářku akrečního klínu. Z paleomagnetických dat vyplývá, že moravo-moldanubický pás byl před cca 330 Ma rotován ve směru hodinových ručiček vzhledem k pozici Baltiky. Bavorská fáze je podle Fingera et al. (2007) nezávislá fáze variské orogeneze, definovaná opětovným vysokým tepelným tokem, a tudíž LP–HT metamorfózou. Dále se vyznačuje granitickým plutonismem a tektonickou remobilizací kůry v jihozápadní části Českého masívu. Tato fáze přetiskla západní části moravo–moldanubického pásu a změnila horniny na anatexity.

### 3.4. Gföhlská sutura

Jednou z hypotetických sutur, které pravděpodobně kontrolovaly procesy variské orogeneze, je tzv. gföhlská sutura (Kachlík 2003). Tato oceanická sutura vznikla během variské kontinentální kolize uzavřením předpokládaného oceánu (tzv. gföhlský oceán) oddělujícího moldanubickou mikrodesku od tepelsko–barrandienské mikrodesky (Kachlík 1999). Z této sutury byla exhumována mélanž korových a plášťových segmentů, která tvoří gföhlskou jednotku (obr. 11.). Příkladem mohou být typy peridotitů určených Medarisem (2005, viz výše) (obr. 12.). Tyto peridotity pravděpodobně vznikaly výzdvihem astenosferického pláště při subdukcii oceánu mezi moldanubikem a tepelsko–barrandienskou jednotkou. Peridotit typu I se váže k uzavírání oceánu a následné kolizi, která způsobila



Obr 11. Schéma moldanubika a vysunutí gföhlské jednotky podle Tollmana (1982).



Obr 12. Původ a vývoj peridotitů typu I a III podle Medarise (2005).



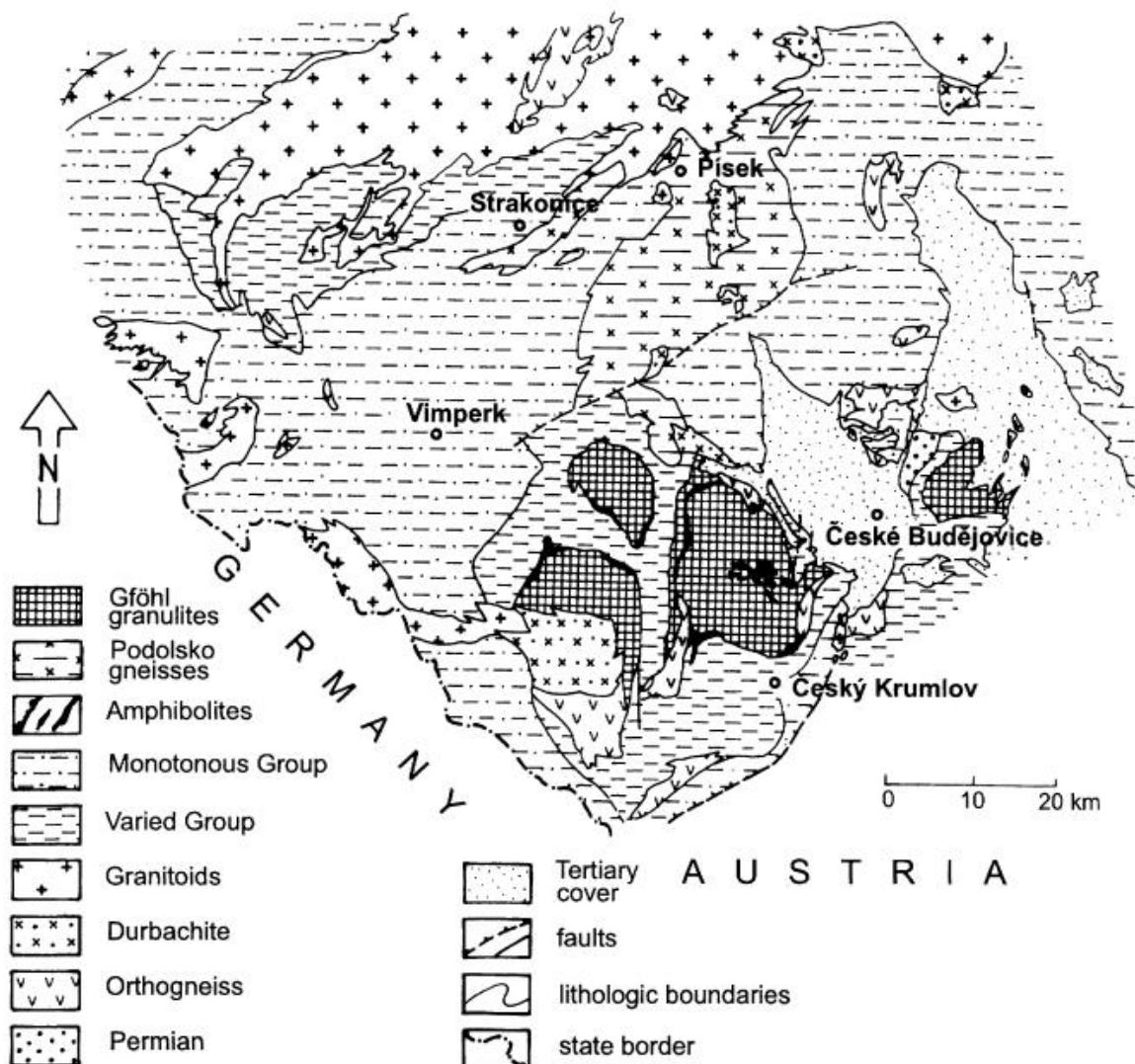
imbrikaci astenosferického pláště, oceánské kůry a kontinentální kůry. Typ III je vázán na hlubší část subdukční zóny. Zde fluida pocházející ze subdukované oceánské desky infiltrují do nadložní subkontinentální litosféry, kde způsobí vznik granátických pyroxenitů a eklogitů. Tento model bilaterální subdukce byl navržen Frankem (2000, 2006).

## 4. Podolský komplex

Podolský komplex se rozprostírá od Písku až k Týnu nad Vltavou a patří do gföhlské jednotky moldanubika. Je tvořený především světlými metamorfovanými horninami.

### 4.1. Vymezení podolského komplexu

Podolský komplex (obr 13.) zahrnuje velmi variabilní asociaci vysoce migmatizovaných leukokrátních hornin a migmatitů s převahou leukosomu (Fišera et al. 1982, Cháb et al. 2008). Přítomnost reliktní granulu, peridotitu a skarnu značí heterogenitu taveného a přetavovaného materiálu. Podolský komplex je interpretován jako součást moldanubika (Kodym 1966, Kotková et al. 1997), vysoce metamorfované horniny tohoto komplexu se objevují v nejsvrchnějších strukturních patrech gföhlské jednotky. Rozsah podolského komplexu zahrnuje následující lokality: Jetěnice, Písek, Cehnice, Netolice, Vodňany, Protivín a Týn nad Vltavou (Kodym in Svoboda et al. 1964). Rozprostírá se na ploše přes 400 km<sup>2</sup> a má protáhlý tvar ve směru severovýchod–jihozápad. Délka komplexu je cca 40 km a jeho šířka cca 20 km. Na severu hraničí se středočeským plutonem, na jihu s pestrou jednotkou moldanubika. Východní a západní kontakty jsou s monotónní jednotkou. Tento kontakt je způsoben exhumací monotónní jednotky podle vltavotýnského zlomu (Lobkowicz et al. 1996). Původně byla gföhlská jednotka podolského komplexu oddělena od monotónní jednotky jednotkou pestrou. Minimální posun na zlomu byl určen na 5 km. Během této extenzní události dochází i k synchronním intruzím granitoidů. Doba extenzní tektoniky



Obr 13. Geologická mapa podolského komplexu (Kotková et al. 1997)

je pravděpodobně spojena s intruzí moldanubického batolitu.

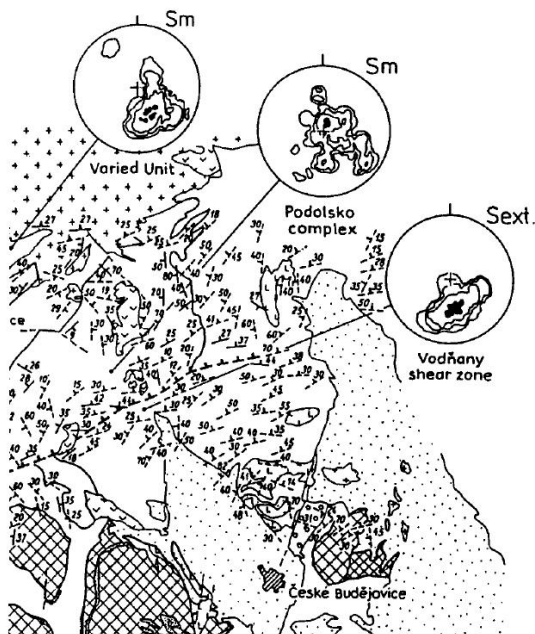
#### 4.2. Horninové složení

Podolský komplex je tvořen leukokrátními a biotitickými migmatity (Fišera 1982 vysvětlivky k mapě). Tyto horniny jsou spolu spojeny pozvolnými petrografickými přechody. Ojedinele je možné nalézt i výskyty reliktní ortopyroxenického granulitu v leukokrátních migmatitech. Tyto migmatity ortorulového vzhledu jsou taktéž označovány jako podolské ortoruly (Kodym in Svoboda et al. 1966). Leukokrátní migmatity podolského komplexu jsou

bohaté na biotit, ale převládá křemen-živcová složka (Fišera et al. 1982, Vrána et al. 1989 vysvětlivky k mapě). Tyto migmatity lze najít především v okolí Týna nad Vltavou a pokračují do oblasti Protivína. V okolí Týna nad Vltavou byla popsána v jižní části podolského komplexu biotitický diatexit, který odpovídá složením biotitické žule a biotitickému granodioritu (vysvětlivky k mapě Fišera et al. 1982, Vrána et al. 1989). Liší se však od vyvřelých hornin svojí strukturou i texturou. Tato hornina představuje pokročilá stadia migmatitizace a parciální anatexe pararuly. Obsahuje biotit, plagioklas, mikroklin, křemen a akcesoricky apatit a granát. Diatexit pokračuje až do oblasti Protivína a Písku. Další horninou, která se nachází v podolském komplexu je vysokotlaký granátický kvarcit (garnetit; Kotková et al. 1997). Metamorfní podmínky této horniny byly stanoveny na tlak 28 kbar a teplotu 830 °C. Tento typ horniny byl nalezen ve volných valounech a blocích složených pouze z této horniny, výchoz jako takový nebyl nalezen. Jedná se o jedinou lokalitu západojihozápadně od Písku. Hornina je asociovaná s leukokráním biotitickým diatexitem. Dále jsou zde přítomny reliktů felsických granulitů bez pyroxenu (Fediuková a Fediuk 1971) a granulity s ortopyroxenem (Fišera et al. 1982). Relikty granulitů s ortopyroxenem byly nalezeny jako pásy v blízkosti biotitického leukokráního migmatitu. Oba typy hornin do sebe postupně přechází s tím, že granulit ztrácí ortopyroxen a mění se z homogenní struktury na páskovanou strukturu migmatitu. Tyto horniny, které se nacházejí v podolském komplexu pouze lokálně, a to v okolí na východ od Protivína (oblast Žďárských chalup). Relikty hornin pestré jednotky pararuly, amfibolity a mramory byly nalezeny v jižní části komplexu. Okolo podolského komplexu se vyskytují i minoritní tělesa leukokráních granitoidů. Tyto granitoidy vykazují široký rozsah deformačních struktur, které pravděpodobně vznikly v obou fázích – magmatické i subsolidové.

### 4.3. Deformace

Ačkoli foliace migmatitů podolského komplexu mají variabilní směr, ve většině případů ukazují foliační plochy (obr 14.) hlavní směr severovýchod–jihozápad (Lobkowicz et al. 1996). Deformace způsobená extenzním poklesovým stříhem silně přepracovala starší metamorfní struktury hornin moldanubika. Relikty dřívějších minerálních asociací v méně deformovaných doménách doménách indikují, že retrogradní střížná deformace zasáhla původně vysokotlaké horniny podolského komplexu. Silná minerální (agregátová) lineace a lineární tvarová přednostní orientace živcových klastů se ponořuje uniformně směrem na SZ. Široký rozsah mikrostruktur vzniklých ve střížné zóně nasvědčuje složitou a dlouhou historii tektonické aktivity. Progressivní deformace vedla k intenzivnímu přepracování heterogenní suity metamorfních a magmatických hornin. Retrogradní metamorfóza v některých případech vedla k složitému přepracování mylonitových protolitů. Nicméně je zřejmé, že byl podolský komplex zasažen extenzní zpětnou deformací.



Obr. 14. Mapa foliací v podolském komplexu (Lobkowicz et al. 1996)

#### **4.4. Vltavotýnská střížná zóna**

Za hlavní střížnou zónu byla podle Vrány (1979) a Macharta (1987) označena střížná zóna Týn nad Vltavou – Vodňany jako hlavní diskontinuita mezi podolským komplexem a monotónní jednotkou ležící pod ním (tzv. vltavotýnská střížná zóna). Tato zóna odděluje podolský komplex od podložní monotónní jednotky. Táhne se od Týna nad Vltavou na severovýchodě až po Vimperk na jihozápadě v délce několika desítek kilometrů.

## 5. Závěr

Tato bakalářská práce byla věnována problematice exhumace vysokotlakých hornin. Z literatury jsem se snažil získat dostupné informace o samotném procesu exhumace a jejích mechanismech. Jednotlivé modely byly shrnuty v první části této práce.

Dále jsem se snažil probrat problematiku gföhlské sutury. Pro lepší orientaci jsem popsal jednotky Českého masívu v okolí, a to moldanubikum, středočeský plutonický komplex a tepelsko–barrandienskou jednotku.

Jako poslední jsem se věnoval studiu podolského komplexu. Důležité bylo získat detailní představu o horninovém složení tohoto komplexu. Budoucí výzkum bude zaměřen právě na tuto oblast. Cílem výzkumu bude detailní strukturní a mikrostrukturní výzkum vybrané části podolského komplexu.

## 6. Seznam literatury

- Allemand, P., Lardeaux, J. M. (1997) Strain partitioning and metamorphism in a deformable orogenic wedge: Application to the Alpine belt. *Tectonophysics* 280, 157–169
- Beaumont, C., Jamieson, R. A., Butler, J. B., Warren, C. J. (2009) Crustal structure: A key constraint on the mechanism of ultra-high-pressure rock exhumation. *Earth and Planetary Science Letters* 287, 116–129
- Burg, J. P., Podladchikov, Y. (1999) Lithospheric scale folding: numerical modelling and application to the Himalayan syntaxes. *Int Journ Earth Sciences* 88:190–200
- 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). *Geol Rundsch* 87:135–149
- Dörr, W., Zulauf, G., Fiala, J., Franke, W., Vejnar, W. (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* 352:65–85
- 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). *Int J Earth Sci* 93:742–757
- Drost, K., Gerdes, A., Jeffries, T., Linnemann, U., Storey, C. (2011) Provenance of Neoproterozoic and early Paleozoic siliciclastic rocks of the Teplá–Barrandian unit (Bohemian Massif): Evidence from U–Pb detrital zircon ages. *Gondwana Research* 19, 213–231
- Faryad, S. W., Nahodilová, R., Dolejš, D. (2010) Incipient eclogite facies metamorphism in the Moldanubian granulites revealed by mineral inclusions in garnet. *Lithos* 114, 54–69



- Fediuková, E., Fediuk, F. (1971) Moldanubian granulites of the Písek–Týn area. *Acta Universitatis Carolinae–Geologica* No. 1,2 s. 25–47
- Fiala, J., Fuchs, G., Wendt, J. I. (1995) Stratigraphy of the Moldanubian Zone. In: Dallmeyer, R.D., Franke, W., Weber, K. (Eds.), *Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe*. Springer, Berlin, pp. 417–466
- Finger, F., Gerdes, A., Janoušek, V., René, M., Riegler, G. (2007) Resolving the Variscan evolution of the Moldanubian sector of the Bohemian Massif: the significance of the Bavarian and the Moravo–Moldanubian tectonometamorphic phases. *Journal of Geosciences* 52, 9–28
- Fišera, M., Vrána, S., Kotrba, Z. (1982) Orthopyroxene–garnet granulites in the Podolsko complex. *Věstník Ústředního ústavu geologického* 57, 322–328, Praha
- Fišera, M., a kolektiv autorů (1982) *Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1:25 000 Písek* 22–411
- Fišera, M., a kolektiv autorů (1982) *Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1:25 000 Protivín* 22–414
- Franěk, J., Schulmann, K., Lexa, O., Tomek, Č., Edel, J. B. (2011) Model of syn–convergent extrusion of orogenic lower crust in the core of the Variscan belt: implications for exhumation of high–pressure rocks in large hot orogens. *J. metamorphic Geol.*, 29, 53–78
- Friedl, G., Finger, F., Paquette, J. L., von Quadt, A., McNaughton, N. J. & Fletcher, I. R. (2004) Pre–Variscan geological events in the Austrian part of the Bohemian Massif deduced from U–Pb zircon ages. *International Journal of Earth Sciences* 93, 802–823
- Froitzheim, N., Pleuger, J., Roller, S. (2003) Exhumation of high– and ultrahigh–pressure metamorphic rocks by slab extraction *Geology*, v. 31, no. 10, p. 925–928
- Fuchs, G. (1976) Zur Entwicklung der Böhmischen Masse. *Jahrbuch des Geologischen Bundesanstalt* 129, 41–49

- Gerdes, A., Friedl, G., Parrish, R. R., Finger, F. (2003) High-resolution geochronology of Variscan granite emplacement — the South Bohemian Batholith. *Journal of the Czech Geological Society* 48, 53–54
- Guy, A., Edel, J. B., Schulmann, K., Tomek, Č., Lexa, O. (2011) A geophysical model of the Variscan orogenic root (Bohemian Massif): Implications for modern collisional orogens. *Lithos* 124, 144–157
- Hajná, J., Žák, 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, 27–45
- 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, 495–508
- Holub, F., Machart, J., Manová, M. (1997a) The Central Bohemian Plutonic Complex: geology, chemical composition and genetic interpretation. *Ložisková geologie, mineralogie* 31, 27–50
- Holub, F., Cocherie, A., Rossi, P. (1997b) Radiometric dating of granitic rocks from the Central Bohemian Plutonic Complex (Czech Republic): constraints on the chronology of thermal and tectonic events along the Barrandian–Moldanubian boundary. *C. R. Acad. Sci.* 325, 19–26
- Cháb, J. (2008) *Stručná geologie základu Českého masivu a jeho karbonského a permského pokryvu*. Vyd. 1. Praha : Česká geologická služba, 283 s. ISBN 978-807-0757-031
- Chemenda, A. I., Mattauer, M., Malavieille J., Bokun, A. N. (1995) A mechanism for syn-collisional deep rock exhumation and associated normal faulting: results from physical modeling, *Earth Planet Sci. Lett.* 132, 225–232

- Chemenda, A. I., Mattauer, M., Bokun, A. N. (1996) Continental subduction and a mechanism for exhumation of high-pressure metamorphic rocks: new modelling and field data from Oman. *Earth and Planetary Science Letters* 143, 73–182
- Chlupáč, I., Havlíček, V., Kříž, J., Kukul, Z., Štorch, P. (1992). Palaeozoic of the Barrandian (Cambrian–Devonian). Czech Geological Survey, Prague, 296 pp.
- Chlupáč, I., Havlíček, V., Kříž, J., Kukul, Z., Štorch, P. (1998). Palaeozoic of the Barrandian (Cambrian–Devonian). Czech Geological Survey, Prague, 183 pp.
- Jamienson, R. A., Beaumont, C., Nguyen, M. H., Lee, B. (2002) Interaction of metamorphism, deformation and exhumation in large convergent orogens. *J. metamorphic Geol.* 20, 9–24
- Janoušek, V., Rogers, G., Bowes, D. R. (1995) Sr–Nd isotopic constraints on the petrogenesis of the Central Bohemian Pluton, Czech Republic. *Geol Rundsch* 84:520–534
- Janoušek, V., Bowes, D. R., Rogers, G., Farrow, C. M., Jelínek, E. (2000) Modelling diverse processes in the petrogenesis of a composite batholith: the Central Bohemian Pluton, Central European Hercynides. *Journal of Petrology* 41:511–543
- Janoušek, V., Gerdes, A. (2003) Timing the magmatic activity within the Central Bohemian Pluton, Czech Republic: conventional U–Pb ages for the Sázava and Tábora intrusions and their geotectonic significance. *Journal of the Czech Geological Society* 48/1–2
- Janoušek, V., Braithwaite, C. J. R., Bowes, D. R., Gerdes, A. (2004) Magma–mixing in the genesis of Hercynian calc–alkaline granitoids: an integrated petrographic and geochemical study of the Sázava intrusion, Central Bohemian Pluton, Czech Republic. *Lithos* 78:67–99
- Janoušek, V., Gerdes, A., Vrána, S., Finger, F., Erban, V., Friedl, G., Braithwaite, C. J. R. (2006) Low–pressure Granulites of the Lišov Massif, Southern Bohemia: Viséan Metamorphism of Late Devonian Plutonic Arc Rocks. *Journal of Petrology* 47:705–744

- Janoušek, V., Wiegand, B., Žák, J. (2010) Dating the onset of Variscan crustal exhumation in the core of the Bohemian Massif: new U–Pb single zircon ages from the high-K calc-alkaline granodiorites of the Blatná suite, Central Bohemian Plutonic Complex. *Journal of the Geological Society, London*, Vol. 167, pp. 347–360
- Kachlík, V. (1999) Relationship between Moldanubicum, the Kutná Hora Crystalline Unit and Bohemicum (Central Bohemia, Czech Republic): A result of the polyphase Variscan nappe tectonics. *Journal of the Czech Geological Society* 44/3–4
- Kachlík, V. (2003). *Geologický vývoj území České republiky*. Praha: SÚRAO, 64 s.
- Kalt, A., Corfu, F., Wijbrans, J. R. (2000) Time calibration of a P–T path from a Variscan high–temperature low–pressure metamorphic complex (Bayerische Wald, Germany), and the detection of inherited monazite. *Contrib Mineral Petrol* 138:143–163
- Kodým O. (1964) V *Regionální geologie ČSSR, Díl I Svazek 1 Český masív*, Svoboda, J., ed., Academia, nakladatelství Československé akademie věd, Praha
- Kodým O. (1966) Moldanubicum. In *Regional geology of Czechoslovakia, Part I The Bohemian Massif*, Svoboda, J., ed., Geological Survey, Praha, 40–98
- Kotková, J., Harley, S. L., Fišera, M. (1997) A vestige of very high–pressure (ca. 28 kbar) metamorphism in the Variscan Bohemian Massif, Czech Republic. *Eur. J. Mineral.* 9, 1017–1033
- 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, 175–194
- Linner, M. (1996) Metamorphism and partial melting of paragneisses of the Monotonous Group, SE Moldanubicum (Austria). *Mineralogy and Petrology* 58:215–234

- Lobkowicz, M., Štědrá, V., Schulmann, K. (1996) Late–Variscan Extensional collapse of the thickened Moldanubian crust in the southern Bohemia. *Journal of the Czech Geological Society* 41/3–4
- Medaris, L. G., Wang, H., Jelínek, E., Mihaljevič, M., Jakeš, P. (2005). Characteristics and origins of diverse Variscan peridotites in the Gföhl Nappe, Bohemian Massif, Czech Republic. *Lithos* 82, 1–23
- Machart, J. (1987) Nová regionální mylonitová zóna v moldanubiku jižních Čech. *Sbor. Jihoč. Muze.* 27, 67–71, Č. Budějovice
- Petrakakis, K. (1997) Evolution of Moldanubian rocks in Austria: review and synthesis. *Journal of Metamorphic Geology* 15, 203–222
- Rajlich, P., Synek, J., Sarbach, M., Schulmann, K. (1986) Hercynian–thrust related shear zones and deformation of the Varied Group on the contact of granulites /Southern Moldanubian, Bohemian Massif/. *Geologische Rundschau* 75/3, 665–683
- Schulmann, K., Kröner, A., Hegner, E., Wendt, I., Konopásek, J., Lexa, O., Štípská, P. (2005) Chronological constraints on the pre–orogenic history, burial and exhumation of deep–seated rocks along the eastern margin of the Variscan orogen, Bohemian Massif, Czech Republic. *American Journal of Science* 305, 407–448.
- Schulmann, K., Lexa, O., Štípská, P., Racek, M., Tajčmanová, L., Konopásek, J., Edel, J. B., Peschler, A., Lehmann, J. (2008) Vertical extrusion and horizontal channel flow of orogenic lower crust: key exhumation mechanisms in large hot orogens? *Journal of Metamorphic Geology* 26, 273–297.
- Platt, J. P., (1986) Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high–pressure metamorphic rocks. *Bull. Geol. Soc. Am.* v. 97, p. 1037–1053

- Schulmann, K., Konopásek, J., Janoušek, V., Lexa, O., Lardeaux, J.M., Edel, J.-B., Štípská, P., Ulrich, S. (2009) An Andean type Palaeozoic convergence in the Bohemian Massif. *Comptes Rendus Geoscience* 341, 266–286.
- 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, 44–59
- Stüwe, K. (2007) *Geodynamics of the Lithosphere*. Springer, 2nd ed., XIV, 493 p. 270
- Tollman, A. (1982) Grossräumiger variszischer Deckenbau im Moldanubikum und neue Gedanken zum Variszikum Europas: *Geotektonische Forschungen*, v. 64, p. 1–91
- Verner, K., Žák, J., Nahodilová, R., Holub, F. (2008) Magmatic fabrics and emplacement of the cone–sheet–bearing Knížecí Stolec durbachitic pluton (Moldanubian Unit, Bohemian Massif): implications for mid–crustal reworking of granulitic lower crust in the Central European Variscides. *Int J Earth Sci* 97:19–33
- Vrána, S., (1979) Polyphase shear folding and thrusting in the Moldanubicum of southern Bohemia. *Věstník Ústředního ústavu geologického* 54, 75–86, Praha
- Vrána, S. a kolektiv autorů (1989) *Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1:25 000 Týn nad Vltavou* 22–423
- Vrána, S., Štědrá, V. (1997) Geological model of western Bohemia related to the KTB borehole in Germany. *Journal of Geological Sciences, Geology* 47, 5–240
- Wendt, J. I., Todt, W. (1991) A vapour digestion method for dating single zircons by direct measurement of U and Pb without chemical separation: *Terra Abstracts*, v. 3/1, p. 507–508
- Zulauf, G. (1994) Ductile normal faulting along the West Bohemian Shear Zone (Moldanubian/Teplá-Barrandian boundary): evidence for late Variscan extensional collapse in the Variscan Internides. *Geol Rundsch* 83:276–292

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). *Geol Rundsch* 86:571–584

Žák, J., Dragoun, F., Verner, K., Chlupáčová, M., Holub, F., Kachlík, V. (2009) Forearc deformation and strain partitioning during growth of a continental magmatic arc: the northwestern margin of the Central Bohemian Plutonic Complex, Bohemian Massif. *Tectonophysics* 469:93–111

Žák, J., Holub, F., Verner, K. (2005) Tectonic evolution of a continental magmatic arc from transpression in the upper crust to exhumation of mid-crustal orogenic root recorded by episodically emplaced plutons: the Central Bohemian Plutonic Complex (Bohemian Massif). *Int J Earth Sci* 94:385–400

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

Žák, J., Kratinová, Z., Trubač, J., Janoušek, V., Sláma, J., Mrlina, J. (2011) Structure, emplacement, and tectonic setting of Late Devonian granitoid plutons in the Teplá–Barrandian unit, Bohemian Massif. *Int J Earth Sci* DOI 10.1007/s00531-010-0565-7