

Geologické procesy na subdukčních rozhraních

na příkladě

jihovýchodního křídla barrandienského neoproterozoika

Téma exkurze: Geologické procesy v oblasti subdukčních zón (konvergenčních rozhraních), flyš, akreční prizma, ostrovní oblouk, melanž, vrásnění

Záznam subdukčních procesů v jihovýchodním křídle barrandienského neoproterozoika

Úvod do problematiky

Subdukční zóny jsou oblasti, kde dochází k podsouvání k jedné litosférické desky pod desku druhou. Klasickým příkladem aktivních subdukčních zón je oblast západního i východního Pacifiku, kde se dochází k podsouvání tichooceánské desky pod euroasijskou resp. severo a jihoamerickou desku. Příkladem kontinentální subdukce je například podsouvání indické desky pod euroasijskou desku.

Subdukční zóny se projevují celou řadou charakteristických geofyzikálních, petrologických, geochemických geologických i geomorfologických znaků, podle kterých lze rozpoznat oblasti recentních subdukcí, ale s využitím aktualistických přístupů je možno lokalizovat i zóny, které byly spjaty se subdukce, které probíhaly v dávné minulosti a jejichž projevy byly zastřeny následnými geologickými procesy, jako jsou kontinentální kolize, opakovaný rozpad kontinentů a rozsáhlá eroze.

Morfologicky se hranice obdukující desky projevuje vznikem hlubokomořských příkopů, za nimiž následuje oblast budovaná především sedimenty shrabovanými z oceánského dna, které označujeme jako **akreční klíny** nebo **prizmata**, jelikož se jako klín vkládají mezi subdukující desku a svrchní desku. Bývají silně deformovány a na zakleslých částech prizmatu se mohou vytvářet i předobloukové pánve, někdy se naopak vynořují hřbety v oblasti před vulkanickým obloukem. Ve větší vzdálenosti od příkopu pak vznikají vulkanické nebo magmatické oblouky. Pokud k subdukci dojde uvnitř oceánu, pak se oblouky vytvářejí přímo na oceánské kůře. Výlevy vulkanických hornin se postupně vytvoří řetězec vulkanických ostrovů, do kterého následně pronikají v hloubce i intruzivní horniny, které zvyšují mocnost kůry v oblasti oblouku. Příklady takových ostrovních oblouků máme zejména v západním Pacifiku (Aleuty, Kurily, Japonsko), kde subdukuje pod strmým úklonem velmi stará a mocná oceánská litosféra. Protože je subdukce rychlejší než konvergence euroasijské a pacifické desky vytvářejí se za obloukem zaobloukové pánve, kde vzniká podobně jako na středoocéánských hřbetech, nová oceánská kůra. Tam, kde subdukuje oceánská kůra přímo pod okraj kontinentální litosférické desky (západní okraj Severní a Jižní Ameriky), vytváří se vulkanický oblouk až na samotném kontinentě. Jelikož vulkanity v ostrovním nebo

vulkanickém oblouku na kontinentě vznikají tavením pláště nad obdukující deskou, což je usnadňováno uvolňováním fluid při dehydrataci subdukovaných sedimentů a alterovaných hornin oceánské kůry, mají specifický vápenato-alkalický chemismus, který je odlišuje od jiných vulkanitů vznikajících v jiných geotektonických prostředích. Zároveň byla dlouhodobými výzkumy vysledována jeho zonalita zejména ve směru od příkopu směrem ke kontinentu. Ta je dána různými hloubkami zdroje magmat, které vznikají nad subdukující deskou. Chemismus vulkanitů se mění i v čase, od primitivnějších bazaltických až bazaltoandezitických hornin po diferencované ryolity, které se vytvářejí přetavováním mocnější kůry klínu nebo nadložní desky, jejíž deformovaný okraj zvětšuje svoji mocnost. Významnou roli hraje i úklon subdukující desky, při malém úklonu a malých hloubkách

nedochází k tavení pláště; projevy vulkanické aktivity často chybí. Dalším charakteristickým rysem je vysoká explozivita vulkanismu, jelikož magma v nad subdukčními zónami je bohaté fluidy. Ve vulkanické frontě nad subdukující deskou vznikají lineárně uspořádané kuželovité a vysoké stratovulkány tvořené většinou andezitovými nebo dacitovými lávami. Produkce ryolitových a ryodacitových pyroklastik je většinou spjata s kalderovými explozemi.

Dalším znakem subdukčních zón je vznik párových metamorfních pásů. V oblasti příkopu a akrečního klínu, kde subdukuje chladná oceánská litosféra je nízký tepelný tok, proto zde dominuje nízkoteplotní a vysokotlaká metamorfóza, naopak v oblasti vulkanické fronty je tepelný tok vysoký, proto mají metamorfní přeměny vysokoteplotní charakter, za nízkých a středních tlaků. Tyto typické párové metamorfní pásy byly poprvé popsány z Japonských ostrovů, které se vytvářely opakujícími se subdukcemi od paleozoika až do současnosti. Modré břidlice s glaukofánem a vysokotlaké nízkoteplotní metapelity a nízkoteplotní eklogity jsou typickým produktem přeměn v oblasti subdukčních zón, v Českém masivu lemují například styk sasko-durynské a tepelsko-barrandienské desky.

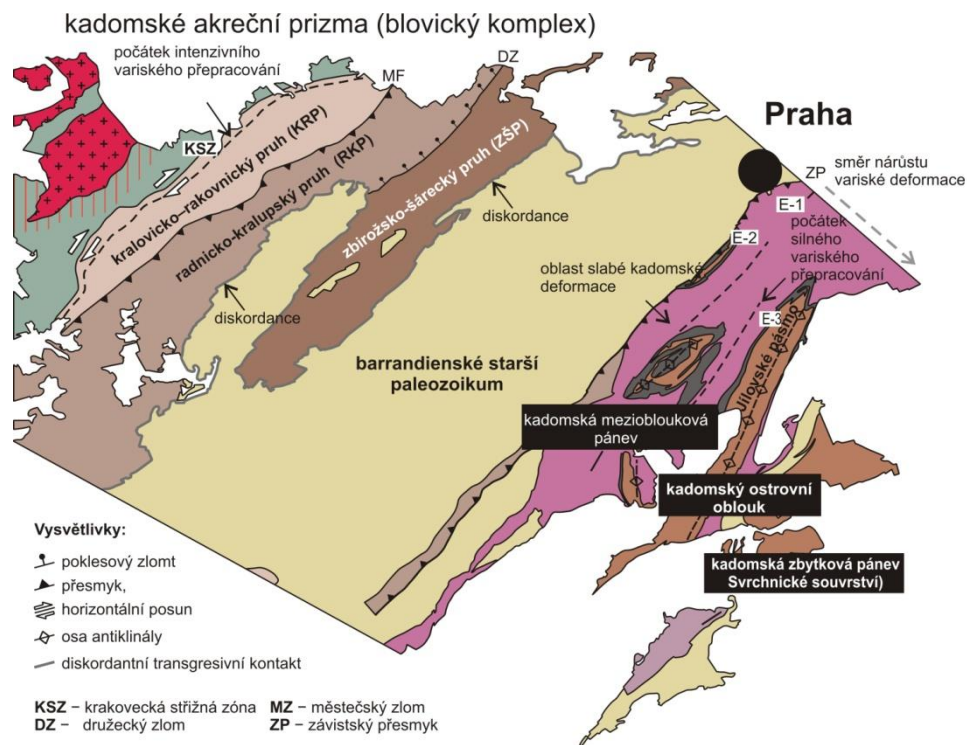
Neméně významným znakem subdukčních zón je vysoká a do úzkého pásu lokalizovaná seismicita. Ohniska zemětřesení často sledují úklon subdukující desky, proto se setkáváme jak s mělkými velmi nebezpečnými zemětřeseními, tak i zemětřeseními s hypocentry v hloubkách až několik stovek km.

Jedním z charakteristických fenoménů, které mohou napomoci k lokalizaci a studiu zonality fosilních subdukčních zón jsou i akreční klíny. Takový akreční klín reprezentuje s vysokou pravděpodobností i barrandienské neoproterozoikum, jehož horniny budují rozsáhlé oblasti středních a západních Čech. Proto je třeba si ještě přiblížit z jakých horninových asociací je klín složen a jak vzniká.

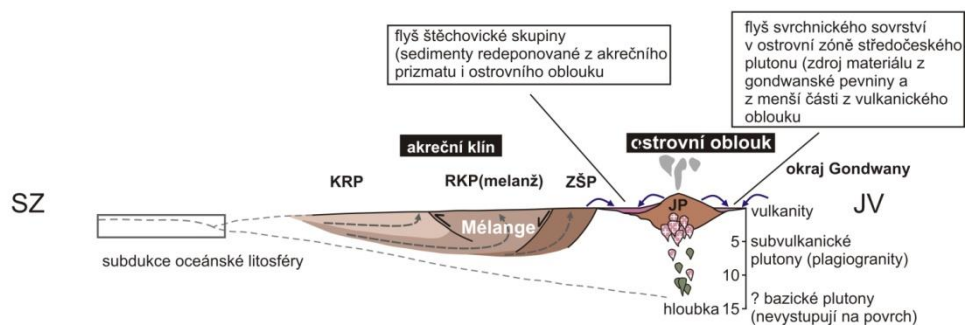
Akreční klíny (prizmata) jsou velmi heterogenní litotektonické jednotky (horninové jednotky omezené tektonickými hranicemi), tvořené převážně sedimentárními horninami, které vznikají shrabováním sedimentů mezi příkopem a aktivním kontinentálním okrajem nebo

ostrovním obloukem. V řezu mají přibližně trojúhelníkovitý tvar (viz obr. 1), který je závislý zejména na tvaru kontinentálního okraje a mocnosti sedimentů, které se tam ukládají. Krátce po jejich uložení se převážně klastické (úlomkovité) sedimenty deformují křehce (vznikají zlomy) i plasticky. Významnou roli v tom hraje otevírání puklin v důsledku

Obr. 1: Horní část obrázku: Zjednodušená geologická mapa centrální a jihovýchodní části



Schematické vyjádření procesů odehrávajících se na konci neoproterozoika - ediakaru (~ 650 - ~540 Ma) na severním okraji Gondwany (v nižších šířkách jižní poloule) v oblastech, kde probíhala subdukce pod severní okraj Gondwany



barrandienského proterozoika s vyznačením hlavních jednotek diskutovaných v textu (upraveno z publikace Hajná et al. 2011). Ve spodní části obrázku je schematický profil oblastí subdukční zóny aplikovaný na vývoj barrandienského neoproterozoika v intervalu mezi ca 650-540 Ma (upraveno z práce Hajná et al. 2011).

vysokého pórového tlaku fluid, které se uvolňují při lihtifikaci sedimentů a ve větších hloubkách i při metamorfických přeměnách. Podsouvání oceánské desky se sedimenty na povrchu způsobuje, že se při zkracování prostoru často starší horniny nasouvají na horniny mladší ve směru od kontinentu k hlubokomořskému příkopu. Při tom dochází nejen k exhumaci starších sedimentů, ale do sedimentů mohou být tektonicky začleněny i útržky subdukované oceánské litosféry (ofiolity), případně suboceánského pláště, nebo tektonické šupiny odlepené z vulkanických oblouků či kontinentálního okraje. Vznikají tak velmi heterogenní soubory hornin označované jako melanže, na jejichž vzniku se podílejí jak tektonické síly, tak i procesy sedimentární (sesuvy, seismické otřesy). Materiál melanží zahrnuje hlubokovodní, pelagické sedimenty, rytmicky uspořádané flyšové sedimenty, ukládané turbiditními proudy, bahnotoky nebo submarinními skluzy (olistolity, olistostromy).

Recentní akreční klíny lemují konvergentní rozhraní Pacifiku, severní okraje indoaustralské desky v Indonésii aj. K nejznámějším a nejprozkoumanějším akrečním klínům patří jednotky budujícím kalifornský poloostrov (sanfranciská melanž). Podobně jako v současnosti akreční klíny s komplexy melanží a ofiolitů lemují oblasti, kde v dávné minulosti probíhaly subdukční procesy.

I když naštěstí nežijeme v oblastech, kde se tyto komplexy v současnosti tvoří (např. východní část Japonska) a jsme tedy uchráněni od procesů, které s podsouváním oceánské litosféry úzce souvisí, jako jsou tsunami a velká zemětřesení, můžeme se s projevy procesů, které se odehrávaly v oblasti aktivních seznámit na několika exkurzích do jižního okolí Prahy, kde vystupují různě deformované sedimenty akrečních prizmat i zbytky hornin, které svým chemismem odpovídají horninám recentních ostrovních oblouků.

Stavba a vývoj jihovýchodního křídla barrandienského neoproterozoika

Rozmístění neoproterozoických sedimentárních a vulkanických hornin uvedených na obr. 1 odpovídá stavbě akrečních prizmat studovaných v recentních subdukčních zónách na různých místech světa. Na severozápadním okraji tepelsko-barrandienské jednotky předpokládáme existenci oceánské kůry, která obdukovala pod sz. okraj dnešního TBJ v intervalu od ca 620 do 560 Ma (Sláma et al. 2009, Hajná et al. 2011). Varisky metamorfované reliktu této ca 540 Ma staré oceánské kůry jsou dnes zachovány v mariánsko-lázeňském komplexu. Slabě přeměněné převážně bazaltické horniny (tzv. spility) vystupují také v několika pruzích uvnitř neoproterozoických sedimentů akrečního prizmatu. Největší koncentrace těles spilitů je v radnicko-kralupském pruhu (Obr. 1). Tvoří zde většinou tělesa chaoticky rozmístěná v tmavých břidlicích s vložkami drob o rozměrech km. Zachované texturní typy polštářových láv, hyaloklastických lávových brekcí dokládají, že tyto horniny představují podmořské výlevy, později odtržené od svého okolí v důsledku deformací uvnitř akrečního prizmatu

(označovaném jako **kadomském** podle stáří deformace, která se odehrávala v průběhu deformace a po deformaci na konci neoproterozoika až začátku kambria). Kolem těchto těles se také vyskytují droby bohaté na závalky slabě lithifikovaných hornin, případně nacházíme v břidlicích izolované bloky drob. Z tohoto důvodu lze asociaci těchto hornin označit jako sedimentární a zčásti i tektonickou melanž, v níž jsou horniny nejvíce deformovány. V modelu v obr. 1. dole jde o pruh, kde se obdukované šupiny oceánského dna tektonicky vklínily mezi sedimenty a měly tendenci k výstupu v rámci klínu. Naopak v kralovicko-rakovnickém pruhu (KRP) dominují ploše uložená tělesa masivních drob s podřízenými polohami břidlic, které se vyznačují nižší intenzitou kadomské deformace. Na severozápadě je tento pruh omezen významnou variskou strukturou – krakoveckou střížnou zónou (Hajná et al. v tisku), která odděluje oblast se zachovalými kadomskými strukturami od varisky silně přepracované části neoproterozoického akrečního klínu.

Zbirožsko-šárecký pruh na rozdíl od kralupsko-radnického pruhu nedostatkem vulkanitů a naopak převahou břidlic a drob s hojnými buližníky (silicity, lydity), lze jej proto považovat za samostatný segment v rámci akrečního prizmatu, který vznikl v odlišném prostředí a možná i čase. Jeho větší část stejně jak také úzkého pruhu neoproterozoika na Příbramsku je transgresivně překryta diskordantně (nesouhlasně) uloženými mladšími horninami staršího paleozoika (kambria, případně ordoviku až devonu) Barrandienu s.s. Závistský přesmyk odděluje pak tuto silněji deformovanou část akrečního prizmatu od velmi slabě metamorfované části kadomského akrečního prizmatu budovanou flyšem štěchovické skupiny (prachovce, droby, břidlice s vložkami dobříšských konglomerátů). Z jejího podloží vystupují v antiklinálních zónách na několika místech (území přiléhající k závistskému přesmyku j. od Zbraslavi, antiklinorium mezi Davlí a Mníškem pod Brdy, tzv. Kozí hory jjz. Od Nového Knína a jílovském pásmu horniny davelského souvrství, které svým chemismem odpovídají horninám, které vznikají v současnosti v oblasti ostrovních oblouků.

Kromě vulkanitů bazaltoandezitů, andezitů až ryolitů jsou při stropě davelského souvrství zastoupeny hojně i pyroklastika a smíšené vulkanoklastické horniny a jemnozrné albitické granity (plagiogranity) – exkurze E-3 do okolí j. okolí Štěchovic). Datování valounů ryolitů v dobříšských slepencích a plagiogranitů jílovského pásma, ukázalo, že vulkanická a magmatická aktivita probíhala v poměrně dlouhém časovém intervalu mezi 620-560 mil let. Proto je tento segment barrandienského neoproterozoika považován za samostatnou pánev, která vznikla v okolí oblouku a po ukončení vulkanické aktivity a jeho erozi jej zčásti také překrývá. Flyš štěchovické skupiny je tedy zcela jistě mladší než horniny davelského souvrství a s největší pravděpodobností i celého blovického komplexu (ve smyslu obr. 1 - Hajná et al. 2011). Dokladem pro to je množství valounů drob, břidlic, ale i spilitů a hornin pocházejících z davelského souvrství v tzv. dobříšských slepencích v Modřanské rokli. Dalším dokladem je také datování zirkonů z drob v ostrovní zóně (svrchnické souvrství) – Sláma et al. (2008), které ukázalo, že sedimentace tohoto souvrství probíhala přibližně od 560 mil let až do přelomu

proterozoika a kambria (540 mil let). Množství valounů křemene, kvarcitů, a dalších relativně stabilních hornin podporuje interpretaci, že tato nejmladší část neoproterozoické zbytkové pánve byla situována nejbližší tehdejší gondwanské pevnině.

Diskordantní uložení sp. kambria na zvrásněných proterozoických horninách dokládá, že hlavní tzv. kadomská deformace se odehrála během ukládání flyše štěchovické skupiny a svrchnického souvrství na konci proterozoika. Poté bylo částí proterozoického akrečního prizmatu erodovány, což dokládá převaha valounů neoproterozoických hornin v bazálních konglomerátech žitecko-hlubošského souvrství brdského kambria.

Úkoly pro studenty teoretická část:

Před exkurzemi:

1. V doporučené literatuře, případně na webu (Wikipédie či jiné encyklopedie) najdete a vysvětlíte následující termíny: litosférická deska, oceánská kůra, kontinentální kůra, ostrovní oblouk, akreční klín (prizma), orogeneze, kadomská orogeneze, flyš, variská orogeneze, alkalicko-vánaté horniny, bazalty středo-oceánských hřbetů, oceánská kůra, litosféra aj.
2. Z internetu či učebnice si vytiskněte profil oceánskou kůrou a vyznačte si tam, kde leží výše uvedené morfostruktury, případně kde dochází k jednotlivým geotektonickým procesům.
3. Připravte si jakékoliv větší kladívko, poznámkový blok, tužku a papír, příp. fotoaparát, tak abyste si mohli na exkurzi urazit vzorek horniny, nakreslit či vyfotografovat nějakou sedimentární či tektonickou strukturu. Noviny nebo pytlíky za zabalení vzorků a fix na popis lokalizace jejich odběru, příp. název horniny.
3. Pokud vlastníte, vezměte si s sebou turistickou mapu, abyste se v terénu lépe orientovali a mohli posoudit věci ve vzájemných prostorových souvislostech.
4. Ve škole si půjčete buzolu či geologický kompas, pokud je škola vlastní, případně GPS, která má funkci kompasu také (možná ji mají i některé modernější mobily s GPS).

Exkurze do údolí Vltavy mezi Třebenicemi a Štěchovicemi, jílovské pásmo, výlevné a vulkanoklastické horniny, plagiogranity, variská metamorfóza a deformace neoproterozoických hornin, středočeský pluton



Obr. 2. Lokalizace exkurzních lokalit blíže charakterizovaných v textu

Doprava: Příměstským autobusem linky 390, Praha-Smíchov, který odjíždí z autobusového nádraží Na Knížecí v Praze u Metra Anděl na Smíchově do Rabyně, vystoupit na zastávce Štěchovice, Třebenice, případně vystoupit již na zastávce Slapy na Rovínku a po silnici jít dále pěšky to Třebenice. Na této trase lze vidět i horniny středočeského plutonu a jejich kontaktní účinek na proterozoické horniny jílovského pásma. Pokud zvolíte zastávku Třebenice, pěšky se vrátit k přehradní hrázi Slapské přehrady na jejíž levé straně je v zářezu úzké asfaltové silnice lokalita č. 1. Po její prohlídce pak sejít po turistické značené trase pod přehradou do údolí Vltavy, pokračovat po levém břehu do kaňonu Vltavy u Svatojanských proudů a dále k severu do Štěchovic (kolem přečerpávací elektrárny do obce, odkud odjíždějí autobusy zpět do Prahy. Možno využít stejnou linku nebo další linky, které projíždějí Štěchovicemi směrem do Prahy.

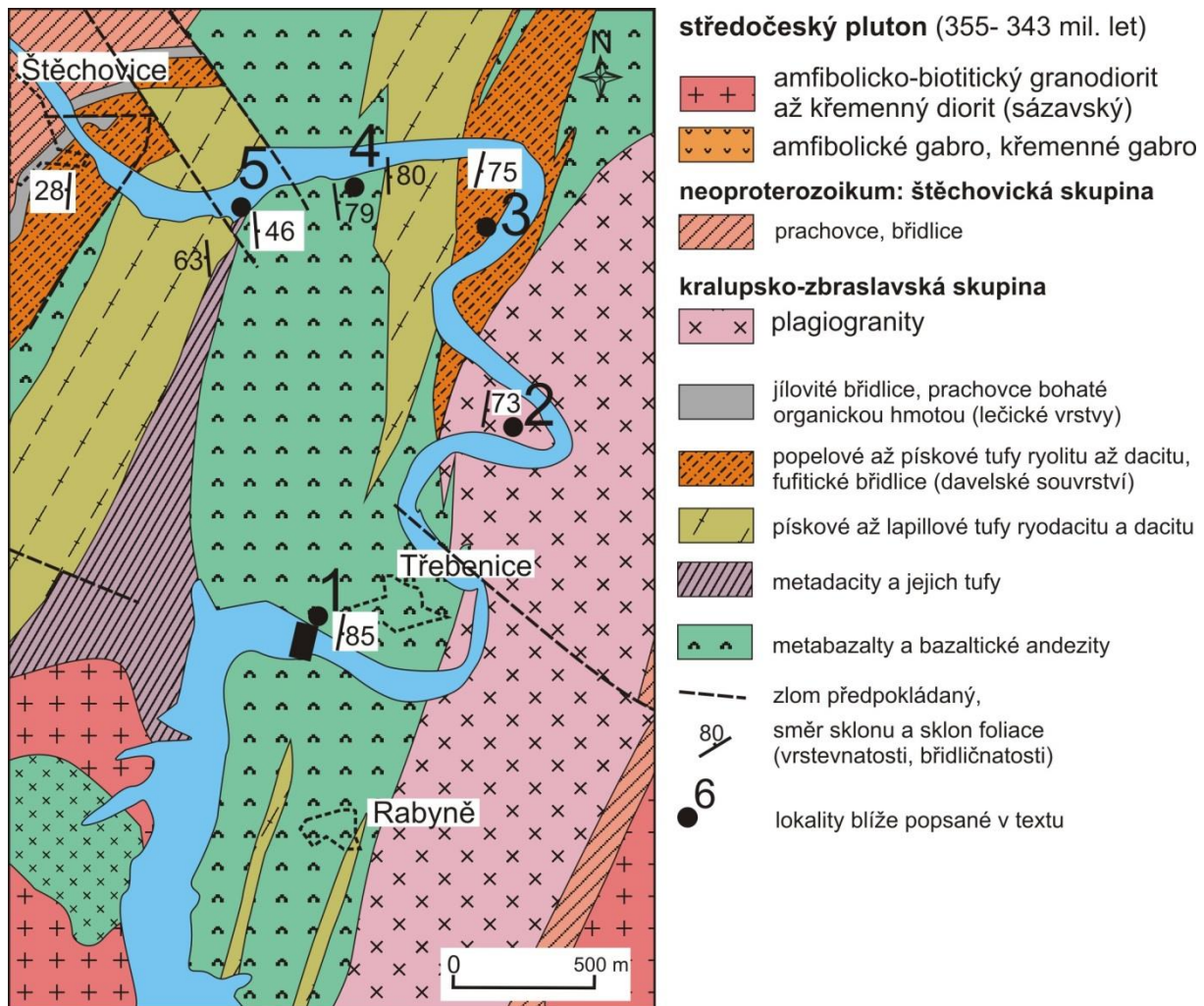
Doporučený počet studentů, bezpečnostní opatření, režim ochrany: Exkurze se odehrává v malebném kaňonu řeky Vltavy pod Slapskou přehradou. Většina trasy vede po úzké turistické stezce po levém břehu Vltavy, místy s příkrými srázy a skalními římsami nad vzdušnou hladinou Vltavy. Proto

doporučuji raději menší počet účastníků - řádově do 20, aby všichni viděli na výklad a omezilo se nebezpečí pádu ze strmého svahu či skály (v oblasti Svatojanských proudů). Nebo je možné větší skupinu rozdělit do dvou menších a dělat výklad dvakrát. Na stezce je vytyčena naučná stezka, která se věnuje zejména rostlinám a živočichům, kteří žijí v údolí Vltavy a historii trempských a chatových osad podél trasy pochodu. Místa jsou strmé skály, proto je nutné omezit pohyb po příkrých svazích, aby nedošlo k úrazům v důsledku sesuvu sutí vyvolaném nevhodným pohybem účastníků exkurze na účastníky stojící v nižších částech svahu.

Téma exkurze: Jílovské pásmo, relikt neoproterozoického ostrovního oblouku, vzniklého uvnitř neoproterozoického akrečního prizmatu, (polštářové lávy, pyroklastika, vulkanoklastika, smíšené vulkanosedimentární horniny davelského souvrství), plagiogranity jílovského pásma, granitoidy středočeského plutonu,

Jílovské pásmo je několik desítek km dlouhý poměrně úzký pás kadomsky a varisky deformovaných převážně vulkanických, vulkanoklastických a intruzivních hornin, které tvoří antiklinální strukturu uzavírající se v severním okolí Jílového u Prahy, podle něhož dostalo jméno. Na Z, SZ a S vystupuje z podloží lečických vrstev a štěchovické skupiny, které jej zčásti překrývají (Obr. 3). Na V a JV je omezeno intruzí variského středočeského plutonu, jehož dílčí intruze intrudovaly do hornin štěchovické skupiny i jílovského pásma mezi přibližně 355 až 340 mil. lety. Polohy kyselých intermediálních tufů a tufitů v podloží lečických vrstev odpovídají davelskému souvrství j. od Prahy. V podloží těchto vulkanoklastických hornin vystupují i efuzivní tělesa bazaltů, andezitů, které se střídají s kyselými až intermediálními efuzivy a tufy. Do nich intrudují tělesa světlých biotitických či amfibol biotitických albitických granitů (označovaných dříve různě jako plagiogranity, trondhjemity či alaskity). Granity uzavírají četné uzavřeniny hornin pláště, zejména bazaltické bloky různých rozměrů (Foto 2, 3), což svědčí o jejich úzkém genetickém vztahu.

Jílovské pásmo lze na základě chemismu hornin, který se vyvíjí od toleitů ostrovních oblouků, přes andezity až dacity do nejmladších vrstev ryolitových tufů a jejich výlevných ekvivalentů, interpretovat jako zbytek ostrovního oblouku, který se začal vytvářet na oceánské kůře v oblasti mezi příkopem a pevninou. Radiometrické datování valounů kyselých vulkanitů pocházejících z davelského s. a jílovského pásma v dobříšských slepencích, kambrických žiteckých slepencích i valounů plagiogranitů vletických slepencích ostrovní zóny ukazují, že oblouk začal vznikat kolem před 620 mil lety a existoval až do ca 560 Ma (Linneman et al. 2004, Sláma et al. 2008). Pak byl erodován a zčásti zakryt flyšovými sedimenty štěchovické skupiny a v ostrovní zóně též svrchnickým souvrstvím, které představují parně nejmladší horniny v jihovýchodním křídle barrandienského neoproterozoika.



Obr. 3: Geologická mapa jílovského pásma, přilehlé části jv. křídla barrandienského neoproterozoika a středočeského plutonu (zjednodušeno a upraveno podle geologické mapy jílovského pásma 1:25 000 (Morávek, Röhlich, Váňa 1985-1990).

Lokalita 1: Metamorfované a silně deformované polštářové lávy bazaltového složení- výchozy u přehradní hráze Slapské přehrady, bazalty jílovského pásma, neoproterozoikum

Asi 20 m dlouhé a několik metrů dlouhé defilé se nachází v zářezu asfaltové cesty na levé straně Vltavského údolí na úrovni přehradní hráze Slapské přehrady. Obdobné, i když silněji zbřidličnatělé polštářové lávy jsou zastíženy i na výchozech pod přehradní hrází na levé straně údolí Vltavy, kam lze sejít po dlážděné cestě od Třebenic. Polštářové lávy vznikají při subkvatických výlevech lávy (v mořích nebo jezerech), kdy rychlé schlazení lávy na styku s mořskou vodou způsobuje vznik krusty, která praská a ještě tekutá láva začne vytékat z polštáře a tvoří další. Tím, že tlak vodního sloupce

zejména v mořích neumožňuje rychlé uvolnění plynů, nedochází většinou k explozivním procesům a polštářové lávy vytvářejí lávové příkrovy nebo štítové vulkány s plochými svahy.

Polštářové lávy jsou součástí několik stovek metrů mocného většinou heterogenně zbrídlíčnatělého komplexu bazaltických či bazaltoandezitických láv (obr. 3), který se vyznačuje strmou metamorfní břídlíčnatostí ssv. –jjz směru s úklony buď k JJV nebo ZSZ. Výjimečně jsou v oblasti méně intenzivní deformace a metamorfní rekrystalizace původních bazaltů zachovány tvary polštářů, i když jsou často zploštělé v rovině blízké metamorfní břídlíčnatosti. Přesto je však zejména v dolní části snímku E-3.1 rozeznat jemnozrnější a tmavší lemy polštářů, které byly rychle sklovitě schlazeny, a ze kterých při následné metamorfóze, vzniká větší množství tmavě zeleného chloritu., který zvýrazňuje jejich morfologii. Podle asymetrického vývoje polštářů, i když byly deformovány, se jeví, že vrstevní sled je nepřekocený a báze výlevu byla na levé straně snímku. Původní struktura bazaltu je zastřena v důsledku rekrystalizace původních zrn klinopyroxenu na uralitické amfiboly a chlorit. Také bazické živce rekrystalizují na albit a uvolněný vápník vstupuje do epidotu nebo karbonátů. Asociace s albitem chloritem aktinolitem nebo hornblendem je typická pro přechod mezi metamorfózou ve facii zelených břídlíc a epidotických amfibolitů. Protože výchoz není příliš vzdálen od intruze středočeského plutonu, kde se kromě granodioritů a křemenných dioritů (tonalitů) vyskytují i tělesa gaber, které tuhnou při vyšších teplotách, došlo následně i ke statické rekrystalizaci a kontaktní metamorfóze v termální aureole plutonu, který prohřál své okolí. Přes značné látkové přeměny si metabazalty zachovávají geochemickou charakteristiku toleitů oceánských ostrovů. Deformace bazaltů se odehrála během variské orogeneze (kolem ca 355-350 Ma) jelikož, strukturní plán deformace hornin jílovského pásma se shoduje s nejstarší starší etapou deformace hornin v nejstarší v tonalitech sázavského typu středočeského plutonu. (Žák et al. 2005). V této etapě dominovala šikmé stlačení okraje tepelsko-barrandienské desky na jejím styku s deskou moldanubickou a proto vznikl hustý systém subvertikálních ploch tzv. jílovské kliváže, podle které se horniny jílovského pásma deformovaly.

Úkoly pro studenty: 1. Odeberte si vzorek metabazaltu a nakreslete si detail několika polštářů patrných ve stěně zářezu. 2. Podle asymetrie jejich zploštění a vztahu jednotlivých polštářů se pokuste odhadnout podloží a nadloží lávového proudu. 3. Zkuste změřit osy několika polštářů a zjistit, ve kterém směru byly stlačovány a ve kterém se naopak protahovaly? 3. Ve více deformované partii skalního defilé naměřte směr sklonu a sklon břídlíčnatosti v metabazitech. Opět si je vynesete do mapky.



Foto 1: Relikty polštářových láv metamorfovaných ve facii zelených břidlic až epidotických amfibolitů následně ovlivněné kontaktní metamorfózou v termální aureole středočeského plutonu. Výchozy na levobřežní straně Vltavského údolí u přehradní hráze Slapské přehrady j. od obce Třebenice. Lokalita č. 1 na obr. 2,3.

Lokalita 2: Zakleslý meandr Vltavy s. od hráze Slapské přehrady (bývalé „Svatojánské proudy“), který vznikl v křemenem bohatých, jemnozrnných a proto velmi odolných biotitických a amfibol biotitických plagiogranitech jílovského pásma.

Od hráze přehrady sejdem dolů do údolí Vltavy a pak sledujeme značenou turistickou stezku do Štěchovic, projdeme brankou o oplocené obory a po několika desítkách metrů se zastavíme na kontaktu plagiogranitů s dacitovými tufy, případně tělesy bazaltů, které jsou uzavírány v metabazitech. V místě svatojánských proudů jsou nejlepší výchozy plagiogranitů světlých, šedavých, místy okrově zvětrávajících hornin, které jsou na rozdíl od předchozích bohaté křemenem (mají přes 70 % SiO_2).

Plagiogranity, vznikaly pravděpodobně tavením subdukované oceánské desky. Magma bylo během vzestupu silně frakcionováno (buď oddělením tmavých minerálů bohatých na Mg a Fe nebo odělením tavením) a proto má výsledné magma podstatně kyselější chemismus než výchozí horniny, ze kterých vzniklo. Dokladem, že plagiogranitové magma vznikalo pravděpodobně tavením bazaltů, jsou časté uzavřeniny různých velikostí a tvarů bazaltů uvnitř plagiogranitů. Uvidíme je na skalních stěnách na levé a přes řeku i na pravé straně meandru – tmavší nazelelenalé subvertikálně protažené nesouvislé pruhy (foto 2). Taktéž izotopické charakteristiky podporují interpretaci, že plagiogranity vznikly tavením a diferenciací bazaltické oceánské kůry v prostředí ostrovního oblouku. Přestože se je pro nedostatek zirkonu v silně diferencovaných horninách nepodařilo radiometricky datovat, z geologických i geochemických souvislostí je pravděpodobnější, že jde o intruze neoproterozoického stáří, které reprezentují mělké subvulkanické intruze, situované pod vulkanickými centry v ostrovním oblouku. Větší tělesa metabazitů mají ostré tektonické kontakty a je v nich v důsledku snazší rekrystalizace minerálů v podmínkách facie zelených břidlic až amfibolitové facie výrazná metamorfní břidličnatost.

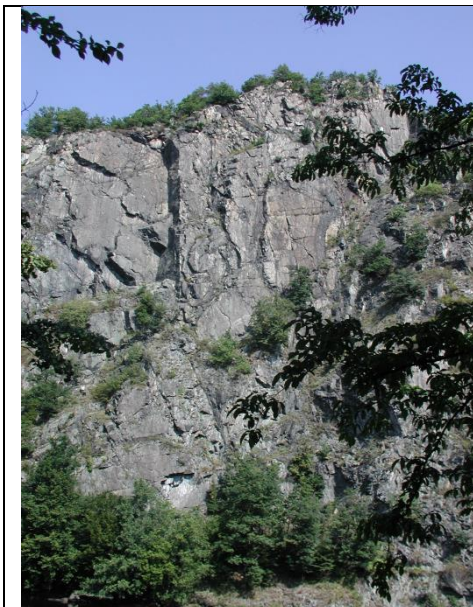


Foto 2: Hluboký kaňon Vltavy, u Svatojánských proudů s. od Slapské přehradě: Vltava byla nucena si vytvořit cestu v jedněch z nejodolnějších hornin jílovského pásma, které představují jemnozrné křemenem bohaté biotické plagiogranity, případně metaryolity a jejich tufy v jejich kontaktu. Lokalita č. 2. na obr. 2, 3. Pravý břeh Vltavy.



Foto 3: Uzavřené kry silně zbrídlíchnatělých metabazaltů jílovského pásma, které jsou uzavřeny v biotických plagiogranitech (trodhjemitech) jílovského pásma. Výchozy na turistické stezce z Třebenic do Štěchovic, meandr Svatojánských proudů. Lokalizace dtto foto 2 (levý břeh Vltavy na turistické stezce)

Úkoly pro studenty: 1. Na trase zkuste najít hranici mezi plagiogranity a vulkanity v jejich plášti na jižní i severní straně meandru svatojánských proudů. 2. Najděte kry silně zbrídlíchnatělých metabazitů uzavřených v plagiogranitech a nekreslete si detail některých těles. 3. Ve zbrídlíchnatělých typech metabazitů případně plagiogranitů zkuste najít a změřit směr sklonu a sklon břidličnatosti, případně

usměrnění minerálů v plochách foliace (tzv. lineaci). 4. Odeberte si vzorky všech typů hornin a popište si je a lokalizujte.

Lok. 3: Strmě k VJV ukloněné kyselé ryolitové až ryodacitové metatufy jílovského pásma pronikáné žilou ryolitu.

Lokalita se nachází v dalším meandru řeky Vltavy (obr. 2, obr. 3). Nejlepší výchozy jsou na jižní straně ohybu Řeky (obr. 2,3). Na skalním defilé vystupují podél turistické stezky různé typy šedavých pískových tufů jejichž složení odpovídá převážně ryolitům. Místa jako na foto 4, 5 je prostupují několik dm mocné, tektonicky deformované (budinované) žíly ryolitů až ryodacitů s velmi jemnozrnnou základní hmotou, vyrostlicemi živců a v menší míře i křemene. Vpravo od turistické stezky je možno na skále spadající do údolí Vltavy pozorovat i hrubozrnné lapillové tufy s několik cm velkými ostrohrannými i zaoblenými úlomky vulkanických hornin, rozptýlenými v písčité tufové matrix. V tomto úseku jsou i kyselé vulkanity silně deformovány, dominuje zde strmá jílovská kliváž ssv. – jz. směru s úklonem k VJV, místy klesá úklon na 30-40°. Drobnější skály v tufech lze pozorovat i ve stráních na severní straně meandru v prostoru mezi rekreačními chatami. Dále k západu pak stezka z kyselých ryolitových tufů přechází do pruhu tmavších, chloritem bohatších šedozelených pískových tufů, v nichž není strmá jílovská kliváž tak penetrativně vyvinuta, naopak je zachována původní stratifikace tufů, které zapadají pod malými až středními úhly.



Foto 4: Světlá diskordantní žíla metaryolitu prorážející písčité tufy davelského souvrství. Žíla je tektonicky budinována. Výchozy na turistické stezce (lok. č. 3 v obr. 2,3).

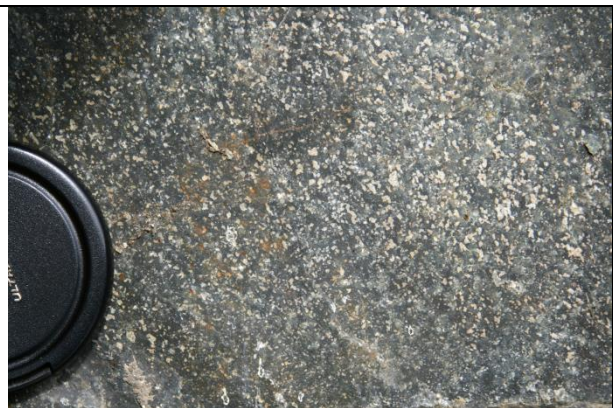


Foto 5: Vyrostlice plagioklasu a draselného živce v žíle metaryolitu. Lokalizace dtto foto 4.

Úkoly pro studenty: 1. Pokuste se rozpoznat pyroklastické či vulkanoklastické horniny od ryolitových či ryodacitových tufů. 2. Uveďte v čem se budou lišit. 3. Změřte směr sklonu jílovské kliváže a její úklon, pokuste se na vhodných odkryvech změřit i protažení klastů (lineaci) v pyroklastických horninách). 4. Odeberte vzorky typických hornin, zapište si jejich lokalizaci a popište jejich vzhled.

Lokalita 4: Silně deformované lávové brekcie a polštářové lávy jílovského pásma s výraznou strmě ukloněnou metamorfní foliací. Místy silně alterované.

Lokalita se nachází asi zsz. 500 m z. od předchozí lokality ve svahu nad břehem přehradního Jezera, které má přibližně v-z. směr (obr. 2, 3). Skalní výchoz o výšce do 4 metrů a šířce několika metrů vystupuje bezprostředně nad turistickou stezkou. Tvoří jej skály tvořené metamorfovanými bazalty, které mají proměnlivě vyvinutou subvertikální jílovskou kliváž, která zapadá k VJV. Jde o stejný pruh bazických hornin jako na lokalitě č. 1, ale na rozdíl od této lokality je zde patrná mnohem intenzivnější deformace a rekrystalizace původních bazaltů, v nichž jsou relikty původní magmatické struktury a textury velmi špatně patrné. Přesto však lze v méně deformovaných partiích výchozů nalézt alterované a rozlámané relikty lávových polštářů (Foto 6), případně jen úlomky láv plovoucích v silně zbřidličnatělé matrix metabazitu (foto 7). Stejně metabazalty pak můžeme pozorovat ještě na řadě výchozů až do jv. okolí chatové osady, na nich však většinou intenzita rekrystalizace slábne a metamorfní břidličnatost (jílovská kliváž) zde není již tak intenzivně vyvinuta. Výchoz dokládá, že naložená variská deformace je lokalizována zejména do bazických hornin, zatímco kyselé horniny si snadněji zachovávají primární vulkanologické textury a vrstevnatost.

Úkoly pro studenty: 1. Pokuste se identifikovat relikty původních struktur a textur láv v metabazaltu, nakreslete si detail nalezených. 2. Pokuste se změřit směr sklonu a sklon metamorfní břidličnatosti v hustě foliovaných partiích výchozu. 3. Odeberte vzorky silně deformovaných metabazitů a porovnejte je s lávami na lok. 1.



Foto 6: Lávové brekcie vzniklé rozpadem polštářových láv silně obtékané hustě břidličnatým metabazitem, který obtéká masivnější budinu metabazitu. Podél puklin je bazaltická hornina silně hydrotermálně alterována. Lokalita č. 4 na obr. 2,3



Foto 7: Subvertikální břidličnatost (jílovská kliváž) a v ní silně zploštělé klasty lávy, místy budinované. Okrajové partie mocného tělesa metabazitů, které absorbuje zsz. – vjv. Zkrácení hornin jílovského pásma. Lokalizace dtto foto 6.

Lokalita 5: Skály při vyústění levostranného přítoku Vltavy v chatové osadě Fáberka. Velmi slabě duktilně deformované poměrně ploše uložené aglomerátové tufy ryodacitového složení, které se střídají s písčitymi krystaloklastickými tufy téhož složení.

V místě, kde turistická stezka zahýbá směrem k západu do malého zálivu při ústí levostranného přítoku Vltavy, blízko hranice s tělesem metabazitů, je možno pozorovat různé zrnitostní typy intermediálních až kyselých tufů, případně ve směru ke Štěchovické přehradě též tufitických drob. Přimo v místě ohybu turistické stezky na skalním ostrohu nad zálivem štěchovické přehrady vystupují hrubozrnné aglomerátové tufy (Foto 8) ryodacitového složení. Jsou složeny z nepravidelně uspořádaných klastů o velikosti cm až do 10 cm, které se většinou vzájemně nedotýkají a jsou rozptýleny v podpůrné hmotě pískového tufu. Na rozdíl od silně deformovaných metabazitů, v těchto horninách není strmá jílovská kliváž vyvinuta, protože tyto výchozy jsou již hodně vzdáleny od středočeského plutonu, a tudíž zde nedošlo k dostatečnému prohřátí, potřebnému k tomu, aby mohlo dojít k rekrystalizaci hornin a vytvoření nového foliačního systému.



Foto 8: Aglomerátové nevytřídněné tufy ryodacitového složení. Skály při vyústění bočního údolí do údolí Vltavy v chatové osadě Fáberka. Povšimněte si, že na rozdíl od metabazitů nejsou tufy duktilně deformované a zachovávají si primární textury vzniklé při sopečných explozích. Lokalita č. 5 v obr. 2 a 3.



Foto 9: Skála v bočním údolí v chatové osadě Fáberka tvořená různě mocnými pod středními úklony k JV ukloněnými lavicemi písčitých a lapillových tufů. Opět je možno pozorovat nepřítomnost duktilní deformace při severovýchním kontaktu antiformy jílovského pásma s nadložními lečickými vrstvami a prachovci a drobami štěchovické skupiny. Skála asi 50 m z. od výchozů s aglomerátovými tufy.

Na výchozech pískových krystaloklastických ryodacitových a ryolitových tufů, popelových tufů a směrem ke Štěchovicím též jemnozrnnějších popelových tufů, tufitických břidlic a tufitických drob, většinou pozorujeme mírně až středně ukloněnou primární vrstevnatost. V příčném údolí v chatové osadě Fáberka je zvrásněna, sklání se jak k JV (Foto 9), tak i k SZ při přibližně ssv. – jjz. směru horninových pruhů. Tytéž střední úklony a velmi slabé metamorfni postižení je možno pozorovat na výchozech rozptýlených podle stezky až ke Štěchovické elektrárně. Zvrásnění nejvrchnějších poloh tufů jílovského pásma, které svým složením je dobře patrné při pohledu z vyhlídek u elektrárny na

pravém břehu Štěchovické přehrady. Na těchto výchozech je možné dokumentovat superpozici tufů davelského souvrství jílovského pásma a lečických vrstev, které leží v nadloží sz. křídla antiklinální struktury jílovského pásma.

Úkoly pro studenty: 1. Odeberte si vzorky různých typů tufů davelského souvrství. 2. Na vhodných výchozech se pokuste změřit primární vrstevnatost tufů a vynést si měření do geologické mapky. 3. Zdokumentujte si vybraný výchoz, na němž je patrná stratifikace tufů. 4. Pokuste se nakreslit na základě pořízených měření geologický řez přes jílovské pásmo ve směru od SSZ k JJV (zhruba mezi Štěchovicemi a hrází Slapské přehrady). 5. Ze všech vzorků, které jste si z exkurzí přinesli, si můžete sestavit výstavku hlavních typů hornin jihovýchodního křídla barrandienského neoproterozoika a dát je do školních sbírek. Je možné vzorky též vyfotografovat, blíže popsat a vytvořit si internetový katalog hornin neoproterozoika v jihovýchodním okolí Prahy.

Doporučená literatura k tématu:

- Drost, K., Gerdes, A., Jeffries, T., Linnemann, U. and Storey, C., 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(1): 213-231.
- Drost, K., Linnemann, U., McNaughton, N., Fatka, O., Kraft, P., Gehmlich, M., Tonk, C. & Marek, J., 2004. New data on the Neoproterozoic - Cambrian geotectonic setting of the Teplá-Barrandian volcano-sedimentary successions: geochemistry, U-Pb zircon ages, and provenance (Bohemian Massif, Czech Republic). *International Journal of Earth Sciences*, 93(5), 742-757.
- Fiala, F., 1948. Algonkické slepence ve středních Čechách. *Sbor. Stát. geol. Úst.*, 15(399-612).
- Hajna, J., Zak, J. and Kachlik, V., 2011. Structure and stratigraphy of the Tepla-Barrandian Neoproterozoic, Bohemian Massif: A new plate-tectonic reinterpretation. *Gondwana Research*, 19(2): 495-508.
- Chlupáč, I., 1999. Vycházky za geologickou minulostí Prahy a okolí. Academia Praha.
- Kachlik, V., 2005. Geologický vývoj území České republiky (Doplněk k publikaci "Příprava hlubinného úložiště radioaktivního odpadu a vyhořelého jaderného paliva". web.natur.cuni.cz/ugp/kachlik/RegionalniGeologie/
- Morávek, P. and Röhlich, P., 1971. Geology of the northern part of the Jílové Zone. *Sbor. geol. Věd., Geol.*, 20: 101-145.
- Röhlich, P., 1964. Podmořské skluzy a bahnotoky v nejmladším středočeském algonkiu. *Sbor. geol. Věd, řada G*, 6: 89-121.
- Sláma, J., Dunkley, D.J., Kachlik, V. and Kusiak, M.A., 2008. Transition from island-arc to passive setting on the continental margin of Gondwana: U-Pb zircon dating of Neoproterozoic metaconglomerates from the SE margin of the Tepla-Barrandian Unit, Bohemian Massif. *Tectonophysics*, 461(1-4): 44-59.
- Waldhausrová, J., 1984. Proterozoic volcanics and intrusive rocks of the Jílové Zone in Central Bohemia. *Krystalinikum*, 17: 77-97.
- 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). *International Journal of Earth Sciences*, 94(3), 385-400.