

Literatura

- ADÁMEK, J. (1977): Několik poznámek o nových výsledcích v oblasti jižní části karpatské předhlubně. – Zem. Plyn Nafta, 22, 1, 7–12. Hodonín.
- ADÁMEK, J. (1979): Plynové ložisko Dolní Dunajovice a geologická stavba jižní části karpatské předhlubně. – Zem. Plyn Nafta, 24, 1, 1–22. Hodonín.
- ADÁMEK, J. (2002): Miocén karpatské předhlubně na jižní Moravě, geologický vývoj a litostatigrafické členění. – MS Čes. geol. služba. Praha.
- ANIWANDTER, A. – BIMKA, J. – ZYCH, D. (1990): Facies development of Miocene formations in: southwestern part of the Carpathian Foredeep and its oil and gas prospect. In: MINAŘÍKOVÁ, H. – LOBITZER, H. (eds): Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia. – Federal Geological Survey Vienna – Geological Survey Prague, 186–198.
- BIMKA, J. (1987): Naleziště zemního plynu Nový Přerov – Alt Prerau. – Zem. Plyn Nafta, 32, 3, 317–338. Hodonín.
- CICHA, I. (1995): Nové poznatky k vývoji neogénu centrální Paratethydy. – Knihovnička Zem. Plyn Nafta, 16, 67–71. Hodonín.
- ČTYROKÝ, P. (1991): Rozdělení a korelace eggenburgu a ottnangu v jižní části karpatské předhlubně na Moravě. – Západ. Karpaty, Sér. Geol., 15, 67–109. Bratislava.
- ČTYROKÝ, P. – BATÍK, P. et al. (1978): Vysvětlivky k základní geologické mapě 1 : 25 000, 34-113 Znojmo. – Ústř. úst. geol., 1–80. Praha.
- ČTYROKÝ, P. (1993): The Tertiary of Bohemian Massif in South Moravia. – Jb. Geol. B.-A., 136, 4, 707–713.
- JIŘÍČEK, R. (1983): Geologická stavba spodního miocénu čelné hlubiny v úseku „Jih“. – Zem. Plyn Nafta, 28, 2, 197–212. Hodonín.
- JIŘÍČEK, R. (1995): Stratigrafie a stavba sedimentů spodního miocénu v čelné předhlubně na jižní Moravě a přilehlé části Dolního Rakouska. – Knihovnička Zem. Plyn Nafta, 16, 37–65. Hodonín.
- JIŘÍČEK, R. – SEIFERT, H. (1990): Paleogeography on the Neogene in the Vienna basin and the adjacent of the Foredeep. In: MINAŘÍKOVÁ, H. – LOBITZER, H. (eds): Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia. – Geological Survey Vienna – Geological Survey Prague, 89–105, Vienna – Prague.
- ZAPLETALOVÁ, I. (1977): Některé výsledky a problémy mikrobiotografického výzkumu miocénu na jihovýchodních svazích Českého masivu. – Zem. Plyn Nafta, 22, 1, 19–24. Hodonín.

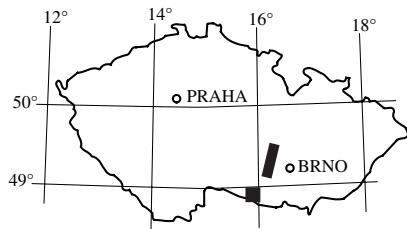
JE SUESSOVA PŘEDSTAVA ROZSÁHLÉHO MOLDANUBICKÉHO PŘÍKROVU JEDINÝM MOŽNÝM ŘEŠENÍM GEOLOGICKÉ STAVBY VÝCHODNÍHO OKRAJE ČESKÉHO MASIVU?

Is there any alternative to the F. E. Suess's famous nappe theory?

PETR BATÍK

Česká geologická služba, Klárov 3/131, 118 21 Praha 1

(24-32 Brno, 24-14 Boskovice, 33-22 Vranov, 34-11 Znojmo, 34-13 Dyjákovice)



Key words: Svatka Dome, nappe structure, Moldanubicum, Moravicum, Brunovistulicum

Abstract: An alternative to the classical F. E. Suess's theory is presented for the Svatka Dome, based on the investigation of the Thaya Dome (BATÍK 1999). Position of nappe shear planes and timing of nappe displacement are considered to be the main weak points of Suess's conception. Author of this article offers an alternative solution for this fundamental geological problem: The Svatka Dome formed by Proterozoic granitic rock and its roof pendant (Moravicum), is a product of Cadomian orogenic phase. After Early Paleozoic erosion, Early Devonian clastic sediments were deposited, overlain by siliciclastic and carbonate Devonian deposits and Early Carboniferous (Culmian) greywackes. During Variscan orogeny in the Upper Carboniferous and Permian, Moldanubicum was thrust over the Svatka Dome from the west. Subsequent shearing with eastern vergency terminated the Variscan phase. This phase resulted in a formation of close-joint cleavage and minor deformation of the basement. Last deformation, with shearing of western vergency, occurred during

the Alpine-Carpathian orogeny and affected the Svatka Dome together with a crystalline complex situated to the east of the Boskovice Graben.

Zcela nedávno byla v České geologické službě dokončena mapa 1 : 25 000 list 24-321 Tišnov (HANŽL et al. 2001). Při jejím oponentním projednávání bylo možno opětovně sledovat, jak se SUESSE (1912), ZAPLETALOVA (1926), JAŘOŠOVÁ a MÍSAŘOVÁ (1974) a HANŽLOVA (l. c.) představa příkrovové stavby ve svratecké klenbě stále aplikuje a s jakými obtížemi se autoři při vysvětlování stavby musí vyrovnat. S poznatkami z dyjské klenby (BATÍK 1999) jsem se proto rozhodl zaujmout stanovisko i k existenci příkrovů ve svratecké klenbě a uplatnit zde již dříve formulované alternativní řešení.

Již v úvodu chci připomenout, že považuji za málo pravděpodobné, že by se moldanubický příkrov měl pohybovat výlučně v jediném horninovém rozhraní, totiž ve svorech svorové zóny. Vychází-li se navíc z předpokladu, že se ve svratecké podobně jako v dyjské klenbě variské příkrovové posouvaly v rámci již existující kadomské antiklinální struktury, zdá se tato představa ještě méně pravděpodobná. Ani v mladších orogenních systémech, kde pro studium příkrovové stavby jsou bezpochyby příznivější podmínky, snad nebyl srovnatelný fenomén pozorován v tak velkém rozsahu. Zato však je zcela běžné, že smykové plochy se čou více rozhraní. Vzhledem k přítomnosti moravika na v. straně svratecké klenby byl v tektonickém podloží moldanubického příkrovu vymezen další příkrov, příkrov morávní. Posouval se přes svratecký granitoid a zbytky de-

vonských bazálních klastik a karbonátů (dřínovské nasunutí, JAROŠ – MÍSAŘ 1974).

Podle Suesse (1912) moldanubický příkrov v dyjské klenbě přešel přes moravikum a dyjský granitoid. Za zbytek jeho v. křídla považoval krhovické krystalinikum a zčásti i krystalinikum u Miroslavi. Čelo příkrovu tak muselo překonat vzdálenost kolem 40 km. Paralelní dílčí pohyby na bázi bítešské a weitersfeldské ortoruly zde MÍSAŘ (1994) předpokládá i v moraviku. Délku posunu těchto příkrovů nebo šupin lze však odhadovat jen obtížně, neboť jejich v. křídlo není známo.

Poněkud odlišná je situace ve svratecké klenbě. Zde je možno délku od Z k V se pohybujícího moldanubického příkrovu vymezit jen tehdy, jestliže jsou svory na Klucaně považovány za zbytek v. křídla příkrovu. Bude-li se posun odečítat od bítešského a svojanovského zlomu, uvažovaná délka pohybu bude kolísat v rozmezí 8–23 km. Alochtonní pozici zde podle stávajících představ zaujímá i moravikum. Za předpokladu, že se i morávní příkrov posouval od Z k V, vykonal by pohyb dlouhý jen 3 km. Avšak v případě, že by byl tento pohyb paralelní s lineací, tj. od J k S (HANŽL et al. 2001), morávní příkrov by musel překlenout celou svrateckou klenbu a překonat tak dráhu delší než 50 km.

Model superpozice moldanubického a morávního příkrovu by měl zohledňovat jejich metamorfní rozdílnost (moldanubikum metamorfováno katogenně, moravikum anogenně, SUÈSS 1903). Protože horninové soubory v morávním příkrovu – na rozdíl od moldanubického – nejsou varisky podstatněji rekryystalovány, musel by se přesun morávního příkrovu uskutečnit před hlavní variskou tektonometamorfní fází, tedy dříve, než bylo moldanubikum migmatitizováno. Mezi těmito přesuny musel proto být významnější hiát. Časový rozsah orogenní pauzy, ale ani příčina vyvlečení spodního příkrovu, které za tohoto předpokladu musely proběhnout před hlavní variskou orogenní fází, nebyly dosud zvažovány.

Neméně důležitým faktorem, který vede k pochybám o existenci příkrovové stavby jv. okraje Českého masivu, je čas. K tomu, aby ve svratecké klenbě vznikly 3–50 km dlouhé příkrovové posuny a příkrovové byly erodovány až na úroveň autochtonních jader (odhadem mocnosti moldanubického příkrovu se dosud nikdo nezabýval, mocnost morávního příkrovu JAROŠ a MÍSAŘ (1974) odhadují na 3–4 km, je k dispozici interval frasn–visé, tedy čas kolem 20 mil. let.

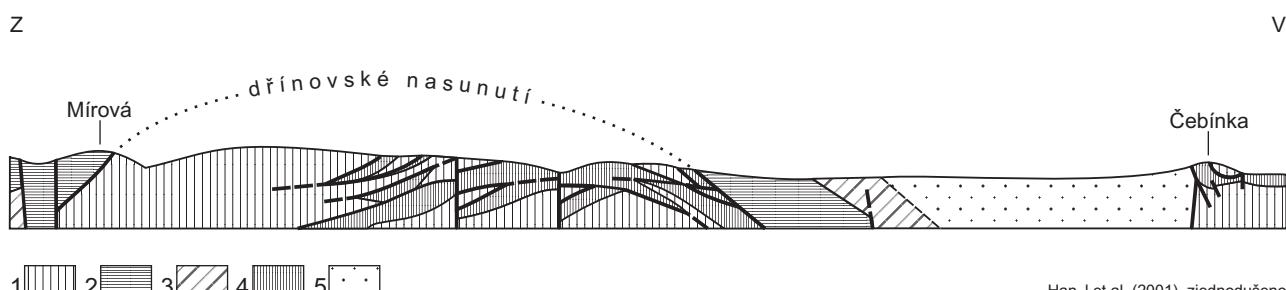
V různých fázích geologického vývoje mohou být rychlosti endogenních i exogenních pochodů značně rozdílné. Pochopitelně že jiná rychlosť byla v období orogeneze, jiná v období orogenního klidu. Například Vnější Karpaty, s uvažovanými stejnosměrnými pohyby, byly vyvlečeny mezi středním eocénem a spodním badenem, tj. v intervalu kolem 20 mil. let a nic nenasvědčuje, že stadium peneplenie se blíží. V následném období orogenního klidu po spodním badenu až do recentu proběhla na v. svazích Českého masivu a v karpatské předhlubni za 17 mil. let jen slabší nevýrazná fluviální eroze.

Při úvahách o rychlosti geologických pochodů je nezanedbatelným faktorem nestejná rychlosť destrukce různě dia-geneticky zpevněných sedimentů a destrukce tvrdých krytalických břidlic. Jinou otázkou je, zda je možné srovnávat relativně velké rychlosti sunutí příkrovů (1–14 mm za rok) vypočtených v nejmladších pohořích (KUKAL 1983), s rychlostmi v orogenech paleozoických a starších, kde konkrétní výpočty chybějí.

Jsem si vědom, že uvedený příklad a připojené relativizující poznámky nelze hodnotit jako rozhodující argumenty, významně znejistující existenci příkrovové stavby v tomto regionu. Nicméně předpokládat uskutečnění dvou snad až několik desítek kilometrů dlouhých postupných násunů (vzájemně oddělených neznámo jak dlouhým hiátem, který čas vymezený variské orogenní události dále zkracuje) a erozi, která sníží povrch o nejméně 4 km, až na autochton je obtížně představitelné a zabraňuje ztotožnit se s představou tektonického uspořádání ve smyslu, jak je dosud tradičně přijímána.

Je známo, že jakoukoliv ideu lze snadněji popsat než zobrazit. Veškeré nejistoty, nepochopené nebo nedorešené vztahy libovolného území obvykle prozradí geologický řez. Nelze si nepovšimnout, s jakými obtížemi se museli HANŽL et al. (2001) při jeho konstrukci vypořádat, jestliže byli vedeni klasickou suessovskou představou, a jak obtížné bylo vyjádření některých jevů, tak snadno popisovaných ve vysvětlujícím textu ke geologické mapě.

Jejich geologický řez (obr. 1) zobrazuje stavbu území do hloubky 700 m. Je veden od Z k V napříč svrateckou klenbou přes z. křídlo tzv. morávního příkrovu, přes vrcholovou část se zachovalým závistským vývojem devonu, přes v. křídlo morávního příkrovu, dále přechází přes boskovickou brázdou a končí na východě v brněnském masivu u Čebínky. Příkrov je zobrazen jako neporušená deska, zatímco autochton má stavbu šupinovitou. Je



1. Proterozoikum: 1 – granitoidy svrateckého a brněnského masivu a jejich plášť; paleozoikum, příkrov moravika: 2 – skupina Bílého potoka, 3 – bítešská ortorula; devon: 4 – tišnovský vývoj devonu a vývoj devonu na v. okraji boskovické brázdy; perm: 5 – boskovická brázda.
Han I et al. (2001), zjednodušeno

obtížné si představit mechanismus, jakým byly šupiny za těchto podmínek do autochtonu včleněny. S výjimkou přesmyknutí granitoidu přes devon na Čebínce není přesvědčivě vyjádřena existence mladší západovergentní tektoniky.

Obtíže, s nimiž se při konstrukci řezů obvykle setkáváme, spočívají mimo jiné i v tom, že veškeré známé skutečnosti je třeba vyjádřit v příslušných proporcích. Zato sestavení ideového schématu je nesrovnatelně snazší, neboť proporce lze do jisté míry ignorovat. Některé detaily možno vypustit, další zjednodušit. Pro lepší pochopení předkládaného alternativního návrhu tektonického vývoje svratecké klenby využijeme druhé formy zobrazení a v následujících schematických scénářích představíme nejprve tradiční příkrovovou ideu (obr. 2). Je zjednodušeným vyjádřením představ SUESSE (1912), ZAPLETALA (1926, 1932), JAROŠE a MÍSAŘE (1974) a HANŽLA et al. (2001). Následuje pak naše alternativní řešení (obr. 3).

Tradiční představa (obr. 2):

Obr. 2a. Intruze granitoidu do pláště. Dokud nebyla k dispozici radiometrická data, názory na stáří granitoidu se různily. V současné době není pochyb, že svratecký a brněnský granitoid jsou proterozoického stáří.

Obr. 2b. Spodnopaleozoická eroze snesla téměř celý plášť, zachovala se pouze jeho kořenová část (deblínská série, JAROŠ – MÍSAŘ 1976). V převážně terestrických podmínkách se na peneplénu uložila spodnodevonská klastika, na ně ve frasnu až givetu transgreduje souvrství klastik a karbonátů.

Obr. 2c. V intervalu famen–tournai východovergentní (severovergentní?) nasunutí morávního příkrovu přes tišnovské brunidy (JAROŠ – MÍSAŘ 1976). Násun způsobil zvětšení a zešupinatění autochtonu. Západně od svrateckého okna dochází k výstupu a k ochlazení variských granitoidů a k intenzivní migmatitizaci pláště. Na svém v. okraji se moldanubikum nasunulo přes morávní parautochton, minimálně na úroveň budoucího boskovického příkopu.

Obr. 2d. Pokračování eroze, na kadomském bloku ve visé od V transgrese a sedimentace drob a břidlic. Iniciální pohyby v zóně boskovického příkopu.

Obr. 2e. V intervalu svrchní karbon–perm prohlubování a vyplňování boskovického příkopu. Západovergentní postpermská komprese na Čebínce vyústila v plochý přesmyk granitoidu přes devon.

Alternativní představa (obr. 3) vychází z poznatků z dyjské klenby.

Obr. 3a. V průběhu proterozoika průnik a ochlazení granitoidu do polymetamorfovaného pláště (BATÍK – FEDIUKOVÁ 1992). Za kadomské orogenní fáze vznik svratecké antiklinální struktury.

Obr. 3b. Až na nepatrné zbytky spodnopaleozoická eroze snesla z vrcholové části svratecké klenby téměř celý plášť granitoidu. Postupně se zde uložila spodnopaleozoická bazální klastika, klastika a karbonáty givetu a frasnu a ve visé droby a břidlice v kulmském vývoji.

Obr. 3c. Západně od svratecké klenby, ve svrchním karbonu až tournai, vrcholí hlavní fáze variské tektonometamorfí přestavby proterozoika. Již jako moldanubikum je

od Z strmě nasunuto na proterozoickou svrateckou klenbu, tj. svratecké granitoidní jádro a jeho metamorfní plášť (moravikum). Na rozdíl od dyjské klenby je jádro svratecké klenby rekrytalováno v celém svém rozsahu. Lze předpokládat, že současně se strmým násunem moldanubického bloku dochází k poklesu v zóně budoucího boskovického příkopu.

Obr. 3d. Koncem karbonu a v permu proběhla intenzivní eroze. Variská přestavba moldanubika kulminuje východovergentními plochými připovrchovými stříhy a zešupinatěním moravika. Pokračuje prohlubování boskovického příkopu a jeho postupné vyplňování.

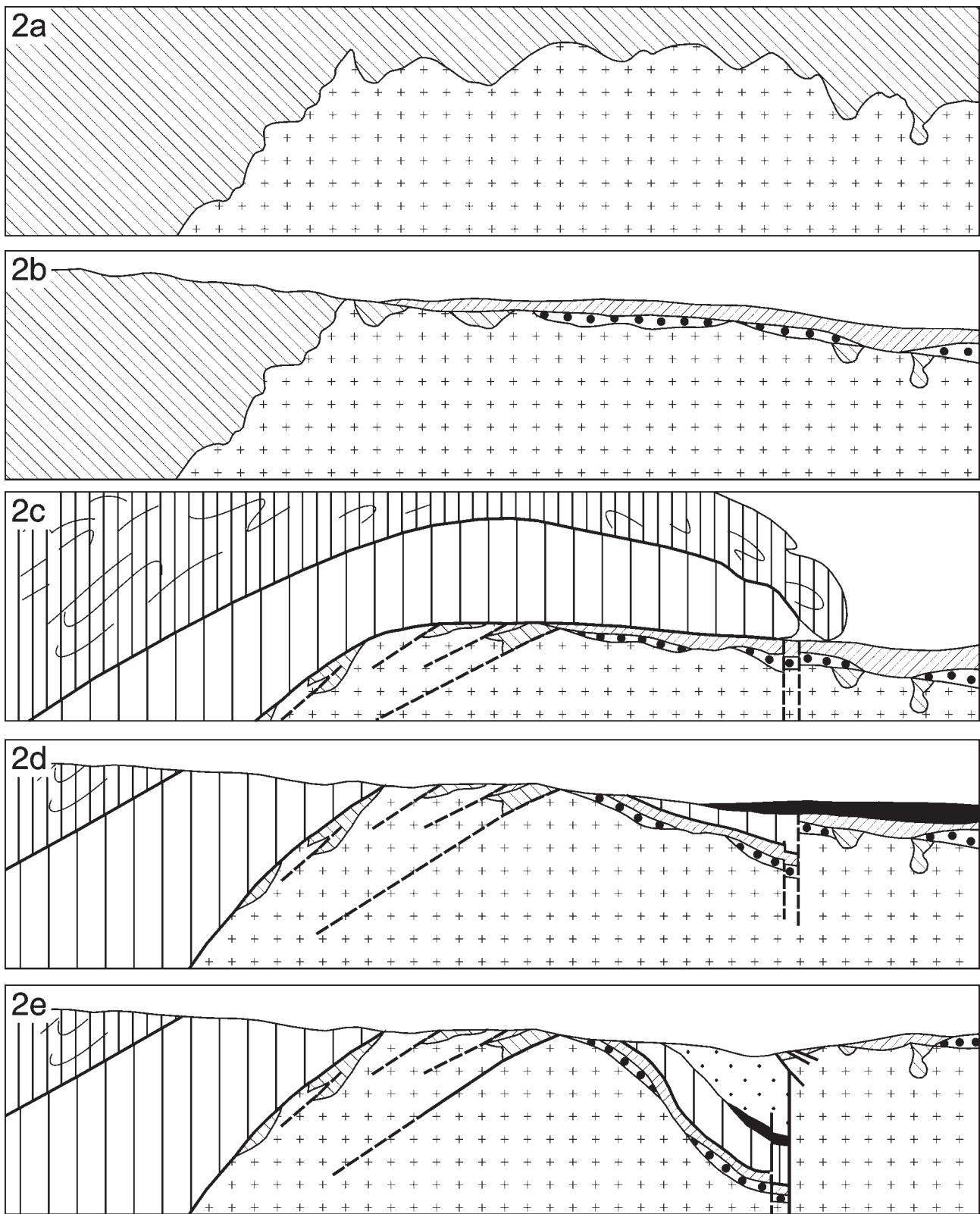
Obr. 3e. Tektonický vývoj svratecké klenby končí kratšími plochými i strmějšími západovergentními stříhy (Čebínka). Tento fenomén nemohl být v oblasti ojedinělým jevem a jeho projekty lze očekávat i na dalších místech za z. okrajem boskovického příkopu. Pohyby je možno spojovat s poturonskými tektonickými událostmi v karpatském prostoru (REZ – MELICHAR 2002), ale žádná konkrétní data to dosud nepotvrdila.

V prvním scénáři jsou svratecký proterozoický granitoid se zbytky pláště a sedimenty devonu autochtonním jádrem, na které se v průběhu variské orogeneze nasunul nejprve morávní a následně moldanubický příkrov. Odkrytou část v. křídla morávního příkrovu tvoří bítešská ortorula a svory s krystalickými vápenci ze skupiny Bílého potoka, vystupující j. od Tišnova. Východní křídlo moldanubického příkrovu reprezentuje krystalinikum na v. od Tišnova. K násunu příkrovů je k dispozici časový interval famen-tournai.

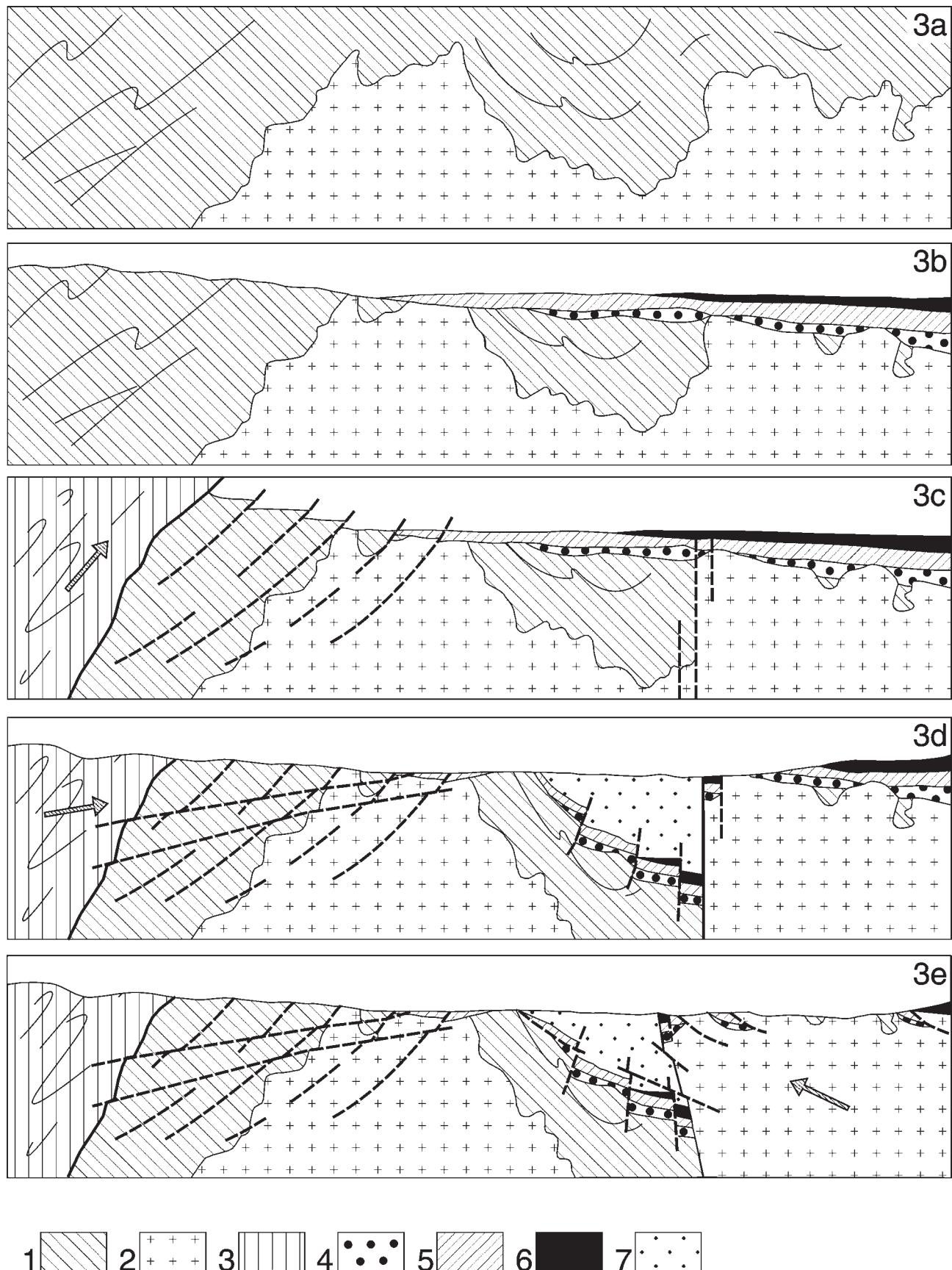
V druhém scénáři se ve svratecké klenbě (granitoidní jádro včetně pláště tvořeného moravikem nebo jeho ekvalenty) předpokládá kadomské stáří deformace a spodnopaleozoická eroze. Na erodovaném povrchu se postupně uložila spodnopaleozoická klastika, klasticko-karbonátové sedimenty frasnu-givetu a droby a břidlice visé. V závěrečné fázi variské tektonogeneze ve svrchním karbonu až svrchním permu se moldanubický, již konsolidovaný blok nejprve strmě nasunul na z. okraj svratecké klenby. Deformaci fundamentu dokončily převážně ploché připovrchové stříhy, které jsou příčinou šupinovitého usporádání svratecké klenby. Jsou provázené slabší rekrytalizací a deformací bazálních klastik a devonu (PLÁSIL 1977).

Tektonický vývoj byl ukončen západovergentními stříhy (například ploché přesmyknutí brněnského granitoidu přes devon na Čebínce). Do stejné tektonické fáze deformací může patřit zaklesnutí a vztyčení bazálních klastik na Babímu lomu, uskřípnutí eifel-givetských vápenců a bazálních klastik v brněnském granitoidu u Adamova nebo násun moravika přes devonský vápencový pruh u Heroltic. Hlavní fáze prohlubování boskovického příkopu je nejspíše v časové shodě s „přesunutím okrajním“ (ZAPLETAL 1926) již vychladlého moldanubického bloku.

Porovná-li se stavba dyjské a svratecké klenby, lze dojít k závěru, že strukturní vztahy moldanubika, moravika a brunovistulika, studované v dyjské klenbě (BATÍK 1999), lze aplikovat i v klenbě svratecké. I zde může být základní tvar klenby považován za produkt kadomské orogeneze, v níž se až po variské orogenesi definovatelný prostor mo-



1 krystalinický plášť 2 granitoidní intruze; devon: 3 – bazální klastika, 4 – klastika a karbonáty. Alochton: 5 – příkrov moravika, 6 – příkrov moldanubika. Orogenní a postorogenní sedimenty: 7 – kulmský vývoj spodního karbonu, 8 – perm boskovické brázdy.



3. Proterozoikum: 1 – krystalinický plášť, 2 – intruze granitoidu; Paleozoikum: 3 – variská konsolidace krystalinického pláště (moldanubikum), 4 – spodní paleozoikum: bazální klastika, 5 – devon: klastika a karbonáty, 6 – spodní karbon: droby a břidlice, 7 – permokarbon: sedimenty boskovického příkope.

ravika nacházel v pozici granitoidního pláště. Stavba kadomské klenby byla dotvořena v závěrečné fázi variské orogeneze. Po rozsáhlé spodnopaleozoické erozi se zde nejprve uložily sedimety bazálních klastik, devonu a spodního karbonu. Současně s dokončenou konsolidací moldanubika a jeho strmým nasunutím na brunovistulický fundament zde proběhla převážně jen méně pokročilá rekrytalizace. Zato jeho dynamické postižení bylo významné. Variská orogenní fáze končí východovergentními plochými stříhy a vznikem boskovického příkopu. Tektonický vývoj byl završen postpermanskými až badenskými západo-vergentními stříhy, jejichž vztah k alpsko-karpatské orogenesi je sice pravděpodobný, ale dosud nijak neprokázán. Jejich zřetelná stopa ve svratecké klenbě je tak jediným vážnějším rozdílem, který svrateckou klenbu odlišuje od klenby dyjské.

Rozdíl obou diskutovaných koncepcí je nejlépe patrný z obrázků 2e a 3e. Podle tradiční představy se pod výplní boskovického příkopu nad granitoidy předpokládají bazální klastika, devon, příkrov moravika, příkrov moldanubika a spodní žula. V alternativním modelu leží nad granitozem moravikum *in situ*, výše pak spodnopaleozoická bazální klastika, devon a spodní žula.

Autor děkuje kolegovi D. Nývltovi za nakreslení obrázků.

Literatura

- BATÍK, P. (1999): Moravikum dyjské klenby – kadomské předpolí varišského orogénu. – Věst. Čes. geol. Úst., 74, 3, 363–369. Praha.
- BATÍK, P. – FEDIUKOVÁ, E. (1992): Garnet chemistry of metamorphic development and deformations of the Moravicum in the Dyje dome. – Věst. Čes. geol. Úst., 67, 1, 2–24. Praha.
- HANŽL, P. et al. (2001): Základní geologická mapa 1 : 25 000 24-321 Tišnov. – Archiv ČGS. Praha.
- JAROŠ, J. – MÍSAŘ, Z. (1974): Deckenbau der Svatka-Kuppel und seine Bedeutung für das geodynamische Modell der böhmischen Masse. – Sbor. geol. Věd. G., 26, 69–82. Praha.
- JAROŠ, J. – MÍSAŘ, Z. (1976): Nomenclature of the tectonic and lithostratigraphic units in the Moravian Svatka Dome (Czechoslovakia). – Věst. Ústř. Úst. geol., 51, 113–122. Praha.
- KUKAL, Z. (1983): Rychlost geologických procesů. – Čes. akad. věd, 1–280. Praha.
- MÍSAŘ, Z. (1994): Terranes of eastern Bohemian massif: Tectonostratigraphic and lithological units of the moravicum and moldanubicum. – Věst. Čes. geol. Úst., 39, 1, 71–73. Praha.
- PLÁSIL, M. (1977): Deformační analýza křemenných valounů devonských konglomerátů v jižní části svratecké klenby. – MS Archiv Přírodověd. fak. Karl. Univ. Praha.
- REZ, J. – MELICHAR, R. (2002): Tekttonika výskytu devonu u Adamova. – Geol. výzk. Mor. Slez. v Roce 2001, 9, 57–61. Brno.
- SUESS, F. E. (1903): Bau und Bild der Böhmischen Masse. In: C. DIENER et al.: Bau und Bild Österreichs (Tempsky-Freytag), 1–322. Wien.
- SUESS, F. E. (1912): Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenke. – Denkschr. K. Akad. Wiss., math. naturwiss. Cl., 88, 1–91, 3 Fig., 3 Taf. Wien.
- ZAPLETAL, K. (1926): Geologie středu Svratecké klenby. – Sbor. SGU, 5, 509–560. Brno.
- ZAPLETAL, K. (1932): Geologie a petrografie země Moravskoslezské. – 1–280. Brno.

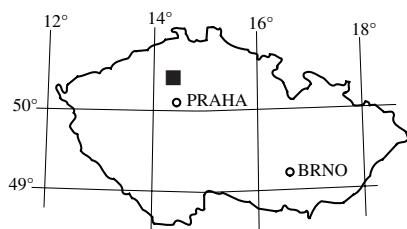
PŘÍKROVOVÁ STAVBA BARRANDIENSKÉHO PROTEROZOIKA V OKOLÍ KRALUP NAD VLTAVOU

The nappe structure of Barrandian Proterozoic in the vicinity of Kralupy nad Vltavou

FERRY FEDIUK

Geohelp, Na Petřinách 1897, 162 00 Praha 6

(12-21 Kralupy nad Vltavou, 12-22 Mělník, 12-23 Kladno a 12-24 Praha)



Key words: Central Bohemia, Neoproterozoic, volcanosedimentary unit, silicite-bearing unit, geodynamics, Kralupy-nappe

Abstract: The nappe structure in the NW limb of Barrandian Neoproterozoic, postulated already 77 years ago but then mostly neglected, has been confirmed by new investigations. In contradiction to the original model, however, the "spilitic" unit is considered as allochthonous, being transported from NE to SW and thrust over the "phtanite" unit.

Předchozí tektonické názory

Barrandienské neoproterozoikum je rozděleno synklinorem spodnopaleozoické pražské pánve na sz. a jv. křídlo. Zatímco křídlo na JV má stavbu jednoduchou, stavba křídla na SZ je mnohem složitější. Ale i pro ni byla první půlstoletí pobarrandovských výzkumů všeobecně předpokládána tektonická deformace, která sice prostor vzniku provrásněním zkrátila, ale horninové soubory ponechala v podstatě na původním místě, tedy v autochtonní poloze.

Prvním, kdo tuto představu nahladal, byl O. Kodym. V mapovací zprávě z Kladska a Křivoklátska (KODYM 1926) formuloval názor o příkrovové stavbě sz. křídla konceptu dalekosáhlého příkrovového násunu jednotky obsahující silicity (buližníky) přes jednotku obsahující v podstatě mříze bazické vulkanity, tehdy označované jako spility. Tento model zopakoval i rozvedl pozdějšími pracemi (zejména 1946). Setkal se však v naší geologické veřej-