

Model vzniku miocenních předhlubní na Ostravsku

The model for the development of the Miocene foredeeps in the Ostrava area

MOJMÍR ELIAŠ - PETER PÁLENSKÝ

(15-43 Ostrava, 15-44 Karviná, 25-11 Velký Újezd, 25-12 Hranice, 25-13 Přerov, 25-21 Nový Jičín)
West Carpathians, Foredeep, Karpatian, Lower Badenian, Sedimentary Basins, Model of Development

Podrobný vrtný průzkum na Ostravsku poskytl řadu údajů o vývoji karpatských předhlubní a o jejich vztahů k násunům příkrovů karpatského flyšového pásma.

Karpatské předhlubně vznikaly v komprezním režimu za vrásnění Západních Karpat jako důsledek tvorby orogenního (akrečního) klínu flyšových příkrovů. Růst hmotnosti orogenního klínu vyvolal flexurní ohyb okraje desky v předpolí, zrychlenou subsidenci a nárůst mocnosti spodnomiocenních uloženin blíže čela příkrovů. Z čela příkrovů sklouzávaly do předhlubně rozsáhlé olistoplaky. Tuto situaci dokumentují v Polsku vrty Zawoja-1 a Lachowice-1, -2 (Moryc 1989, Osczypko 1995, 1997). Zmíněné vrty zjistily významný nárůst mocnosti spodního miocénu v blízkosti tehdejší fronty karpatských příkrovů. Postupný nárůst mocnosti karpatu pod karpatské příkrovový pozorujeme i ve vrtech Hrachovec NP 518, Hulín-1, Slušovice-1 a Gottwaldov-1 a -2.

Rozsah sedimentů v jednotlivých fázích vývoje spodnomiocenní předhlubně byly určovány vzájemným vztahem tektoniky a eustatických pohybů mořské hladiny. Rozsah těchto předhlubní dnes není možné zjistit, protože se zachovaly jen menší erozní zbytky eggenburgu (hlavně Jurková et al. 1983), otnangu (Čtyroký 1996) a plošně rozšířenějšího karpatu (Menčík et al. 1983 a další). Souvisleji zachované sedimenty karpatu byly dosud nejdále od čela karpatských příkrovů zastiženy vrty Písek-1, Jablunkov-1, Slušovice-1 a Gottwaldov-1, -2, -3, Jablunkov -1, Tyra-2, v Polsku pak vrty Lachowice-1, -2 a Zawoja-1.

Je velmi pravděpodobné, že na Ostravsku, obdobně jako na jižní Moravě, oblast sedimentace karpatských spodnomiocenních předhlubní navazovala na sedimentační pánev ždánicko-podslezské jednotky, jejíž kořenovou zónu předpokládáme v hloubce pod karpatskými příkrovovými. Podle tohoto modelu měly spodnomiocenní pánev vůči sedimentačnímu prostoru vnějšího flyše, v konkrétním případě vůči západokarpatským ekvivalentům helvetika, ráz reziduálních pánev (Brzobohatý - Cicha in Přichystal et al. 1993).

Sedimentační pánev spodnomiocenní molasy mají tedy typické rysy pánev v předpolí orogenního klínu na flexurním ohybu litosféry.

Ráz spodnobadenské předhlubně, jak již upozornila řada autorů, je proti spodnomiocenním předhlubnám odlišný. Spodnomiocenní předhlubně mají asymetrický tvar, s maximální mocností na J, při tehdejším čelu příkrovů (tj. v blízkosti čela akrečního klínu – orogenní zátěže) a mají šířku několika desítek kilometrů. Největší mocnost spodnobadenských sedimentů (až > 1000 m) se však soustředuje do úzkého příkopu, ústřední deprese (na Ostravsku tzv. bludovický výmol) o šířce 5–7 km. Ústřední depresi na V a J lemuje slavkovsko-těšínský hřbet a na Z a S Český masiv,

resp. brunovistulikum, na které spodní baden částečně transgreduje. Mocnost spodnobadenských sedimentů jako celku roste v zájmovém území od Přerova ke Klimkovicím a dále k Českému Těšínu spolu s ponorováním dna ústřední deprese. Paralelně poklesává i vrcholová část slavkovsko-těšínského hřbetu z +450 m n. m. na Malenku až na -150 m n. m. v okolí Českého Těšína (Jurková 1971). Je proto velmi pravděpodobné, že vznik a vývoj ústřední deprese a slavkovsko-těšínského hřbetu spolu souvisejí.

Oba svahy ústřední deprese vertikálně a horizontálně člení zpětně zahlobená příčná údolí, částečně visutá, často s výrazně příkrými svahy. Jejich modelovými ukázkami jsou např. údolí Odry u Oder a údolí Husho potoka v okolí Fulneku, kde je možno studovat i ukázky uloženin v údolích (např. Jerlochovické stěny). Rychlý pokles a překotnou sedimentaci v ústřední depresi dokazují i nezvětralé horniny a uhelné sloje v jejich bocích (Dopita et al. 1997) a povaha sedimentární výplně (Jurková 1961).

Rozšíření spodnobadenských klastik na JV a V téměř nepřekračuje vrcholovou část slavkovsko-těšínského hřbetu. Uloženiny spodního miocénu však zasahují dále k S do karpatského předpolí. Sedimenty karpatu známe z osní části bludovického výmolu a sedimenty eggenburgu až ve střední části dětmarovického výmolu u Petrovic. V ústřední depresi jsou i erozní relikty staršího mladoštýrského příkrovu tj. spodního příkrovu podslezské jednotky (Jurková et al. 1983).

Výskyty erozních zbytků spodního miocénu a erozní relikty staršího příkrovu dokládají, že rozšíření starších předhlubní i rozsah staroštýrského příkrovu jsou primárně nezávislé jak na průběhu slavkovsko-těšínského hřbetu, tak spodnobadenské ústřední deprese, které mají diskordantní průběh vůči starším karpatským strukturám na Moravě. Na jižní Moravě probíhá spodnobadenská ústřední deprese diskordantně vůči rozšíření jak karpatu, tak starších stratigrafických stupňů spodního miocénu a je do nich zakleslá. To znamená, že jak slavkovsko-těšínský hřbet, tak spodnobadenská ústřední deprese vznikly na rozhraní karpatu a spodního badenu, resp. po násunu staršího mladoštýrského příkrovu (Jurková 1971, Pálenšký - Šikula - Novotná 1995, Dopita et al. 1997). Zároveň pozorujeme určitou shodu mezi průběhem spodnobadenské ústřední deprese a současným průběhem erozního čela mladšího příkrovu, který však na Ostravsku spodnobadenskou předhlubň zčásti překrývá.

Osa ústřední deprese probíhá od JZ k SV v různých výškových úrovniích. Strukturně úrovně tvoří segmenty s odlišnou morfologií a výškovou pozicí, které se dále liší mocnostmi bazálních vrstev. Pozice bazálních vrstev je vázána výhradně na terminální partie deprezívých struktur a podporuje tak představu o jejich zaplňování sedimenty sklouzo-

vých těles. Strukturní pozici se bazální vrstvy zásadně odlišují od ekvivalentních faciálních vývojů spodního miocénu, především karpatu. Spodnomiocenní bazální vývoje zaujímají pozici na svazích depresí, mimo ústřední část a dosahují řádově menší mocnosti.

V ústřední spodnobadenké depresi místy nalézáme až přes 280 m mocné bazální vrstvy – litologicky pestrá tělesa skluzů a sesuvů s místním materiélem, na Ostravsku nefornálně nazývaných detrit (Jurková 1961). Tyto horniny vznikly pohybem horninových spoust po nestabilních, strmých svazích vytvořených rychlým zaklesnutím ústřední deprese. V jejich nadloží vystupuje mocné, převážně jílovcové souvrství.

Porovnáme-li rysy spodnobadenké ústřední deprese s rázem pární v předpolích pásemných pohoří na konvergentních okrajích litosférických desek (např. Allen - Allen 1990, Einsele 1992, Bushby - Ingersol 1955 aj.) je zřejmé, že se tato struktura od běžného typu předhlubní podstatně liší jak tvarem, tak zčásti i sedimentární výplní. Příkop spodnobadenké ústřední deprese se vlastnostmi spíše blíží riftovým strukturám, příkopům, typickým pro oblasti s tahovými napětými. Příznačné je prostorové spojení ústřední deprese se slavkovsko-těšínským hřbetem. Srovnání s modely pární v předpolích orogénů ukázalo, že podmínky, které vyvolaly vznik obou struktur jsou nejspíše spojené s vývojem čelní výdušky (forebulge), která se vytvořila během spodního miocénu v předpolí akrečního klínu nasouvaných příkrovů a na ně vázaných předhlubní.

Vznik a vývoj spodnobadenké předhlubně je si možno modelově představit podle následujícího scénáře:

1. Násuny karpatských příkrovů a tvorba akrečního klínu, které vyvolaly ve svém předpolí flexurní ohyb kontinentální litosféry přilehlého okraje evropské desky v Eggenburgu až karpatu. Mimo typické asymetrické pánev předpolí postupně rostla i čelní výduška. Ta, pravděpodobně až do vyššího karpatu, nebránila transgresím spodnomiocenného moře do předpolí a ani nebyla podstatnější překážkou pro násun staršího mladoštýrského příkrovu.

2. Výduška, klenba probíhající před čelem mladšího příkrovu, dosáhla svého maxima na rozhraní karpatu a spodního badenu. Její výzdvih vyvolal erozi sedimentů starších molas a staršího příkrovu. Lokálním tahovým napětím v její vrcholové části se v ní vytvořil několik kilometrů široký, rychle zaklesající příkop – spodnobadenká ústřední depresa. Tento příkop omezují zlomy, z nichž některé pravděpodobně představují reaktivované variské nebo starší linie (též Jurková 1971). Průběh příkopu je výrazně polygonální, v Moravské bráně jz.-sv. směru, na Ostravsku v.-z. průběhu. Tato polygonalita je patrná i na jižní Moravě. Na modelaci příkopu pravděpodobně významně spolupůsobila eroze, zvláště při rychlém zahlubování bočních údolí.

Slavkovsko-těšínský hřbet, jehož s. a sz. hranici klademe do j. a jv. omezení ústřední deprese a j. a v. hranici do systé-

mu súľovských zlomů (viz též Pálenšký - Šíkula - Novotná 1995) představuje relikt vnitřního křídla zmíněné výdušky.

3. Pohyb mladšího mladoštýrského příkrovu, který pronikl až do oblasti ústřední deprese, způsobil ztlachení výdušky a pravděpodobně vyvolal celkový pokles předpolí, spojený s transgresí „vyššího“ spodního badenu na Z. do dnešního Českého masivu prostřednictvím reaktivovaných depresních zón staršího založení a vyplňováním starých údolí. Při dalším posunu příkrovů, včetně jejich rotačního pohybu k SZ, byla sedimentace spodního badenu ukončena a další usazování hornin mladších předhlubní v předpolí s. části Vnějších Západních Karpat probíhalo v opavské páni- vi a v dalších miocenních pánevích položených dále k východu v Polsku.

V nejjiznější části popisovaného území, na Přerovsku, přepokládáme minimální rotaci příkrovů. Následující tektonický vývoj hornomoravského úvalu po spodním badenu dále strukturně rozčlenil dosud souvislou elevační strukturu slavkovsko-těšínského hřbetu. Podél sz.-jv. systému horizontálních zlomů, holešovského a přerovského, byla jižní část hřbetu posunuta k V. Intenzivní dynamika geologických procesů poněkud zastínila morfologický kontrast mezi hřbetem a ústřední depresí, které se na strukturních mapách již nejeví tak výrazně jako v úseku Přerov-Český Těšín.

Literatura

- Čtyroký, P. (1996): Nález rzechakových vrstev (ottang) pod příkrovem na sv. Moravě. – Seminář k 75. výročí narození Prof. RNDr. Bohuslava Růžičky, CSc. Ostrava.
- Dopita, M. et al. (1997): Geologie české části hornoslezské pánevy. – Ministerstvo životního prostředí. Praha.
- Jurková, A. (1961): Reliéf karbonu a detritus v ostravsko-karvinském revíru. – Přírodověd. Čas. slez., 22, 3, 261–269. Opava.
- (1971): Vývoj badenské čelné hlubiny v Moravské bráně a na Ostravsku. – Geol. Práce, Spr., 57, 155–160. Bratislava.
- Jurková, A. et al. (1983): Nové nálezy Eggenburgu na sv. Moravě. – Geol. Práce, Spr., 79, 153–167. Bratislava.
- Menšík, E. et al. (1983): Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatin. – Oblastní regionální geologie ČSR. Úst. geol. Praha.
- Moryc, W. (1989): Miocene predóra Karpat zachodnich w strefie Bialsko-Kraków. – Tektonika Karpat i Predgóra w swietle badań geofizycznych i geologicznych. 170–198. Kraków.
- Oszczypko, N. (1995): The miocene subsidence history of the Carpathian foredeep in Poland. – Geol. Soc. Greece, Spec. Publ., 4, 372–379. Athens
- (1997): The Early-Middle Miocene Carpathian peripheral foreland basin (Western Carpathians, Poland). – Pzegl. Geol., 45, 10, 1054–1063. Warszawa.
- Pálenšký, P. - Šíkula, J. - Novotná, E. (1995): Paleogeografie a litologie spodního miocénu na severní Moravě. – Nové výsledky v terciéru Západních Karpat II. 119–128. Hodonín.
- Příchystal, A. - Obstová, V. - Suk, M. (1993): Geologie Moravy a Slezska. Brno.