

PŘÍSPĚVEK K POZNÁNÍ SEDIMENTŮ SPODNOBADENŮ V SEVERNÍ ČÁSTI KARPATSKÉ PŘEDHLUBNĚ NA MORAVĚ

Contribution to the knowledge of Lower Badenian deposits in the northern part of the Carpathian Foredeep in Moravia

Michal Francírek, Slavomír Nehyba

Ústav geologických věd PŘF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: francirekmichal@seznam.cz

(15-41 Hlučín, 15-42 Bohumín, 15-43 Ostrava, 15-44 Karviná, 25-11 Hlubočky, 25-12 Hranice, 25-13 Přerov, 25-21 Nový Jičín)

Key words: Carpathian Foredeep, Lower Badenian basal clastics, tegels, facial developments

Abstract

The depositional architecture of the Lower Badenian infill of the Carpathian Foredeep in Moravia significantly differs from the classical models for the peripheral foreland basins. Lithological evaluation of more than 400 wells from the Northern Moravia allow us to recognise 6 facies associations. Their spatial and temporal relations are discussed with the aim to get new information about the basin formation.

Úvod

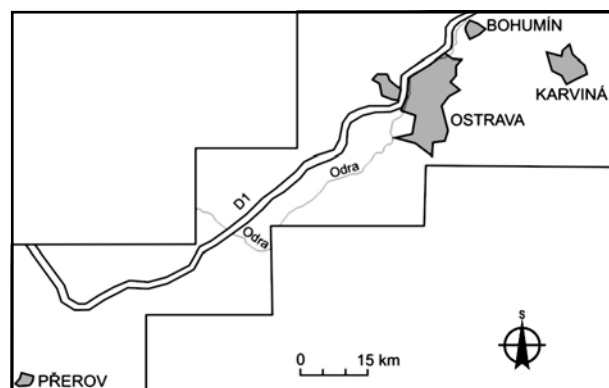
Karpatská předhlubeň představuje příklad periferní předpolní pánve, která se vyvíjela na pasivním okraji Evropské platformy, který byl flexurně prohnut díky násunu akrečního klínu alpsko-karpatských příkrovů (Eliáš – Pálenský 1998, Eliáš 1999, Nehyba – Šikula 2007 atd.). Na území Moravy lze sledovat komplikovaný vývoj této sedimentární pánve. Rychlost formování a rozsah pánve byly na jednotlivých konkrétních místech odlišné v čase i prostoru, což je spojeno jednak s rozdílnými vlastnostmi a stavbou podložní desky (odlišný geologický i tektonický vývoj, proměnlivá orientace zlomových systémů,...), rozdílným charakterem i směrem nasouvání příkrovů, procesy spojenými se změnami mořské hladiny v širším prostředí Paratethydy i procesy klimatickými (Nehyba 2000).

Sedimenty spodního badenu v karpatské předhlubni na Moravě reprezentují konec marinní depozice ve vnějších periferních pánvích na SZ. centrální Paratethydy (Doláková et al. 2008). Zatímco depoziční architektura spodnomiocenní výplně předhlubně odpovídá modelům pro

periferní předpolní pánve, tak sedimenty spodnobadené mají výrazně jiný charakter (Nehyba 2000) a tvar. Určité rozdíly můžeme vysledovat také ve vývoji spodnobadené předhlubně mezi s., střední a j. částí pánve (podobně Eliáš 1999, Eliáš – Pálenský 1997). Severní část karpatské předhlubně je spojena s významnou změnou směru průběhu pánve i s jejím pokračováním na území dnešního Polska. Předložená zpráva je příspěvkem k poznání této části pánve. Zájmová oblast je znázorněna na obrázku č. 1.

Metodika

V oblasti s. Moravy jsou výchozy sedimentů spodního badenu relativně vzácné, především díky jejich překrytí kvartéterními sedimenty. Většina poznatků o těchto sedimentech pochází ze zpracování z vrtných dat. Další údaje přináší studium drobných odkrytů a erozních reliktvů zachovaných mimo dnešní „kontinuální“ těleso pánve (Gilíková et al. 2006, Tomanová Petrová et al. 2007, Nehyba et al. 2009). Na základě vyhodnocení více než 400 vrtů získaných z Geofondu a archivu ČGS Brno, které prošly sedimenty spodního badenu do jejich podloží, byly sestaveny v programu Surfer 7 litofaciální mapy (mapa mocností, mapa reliéfu podloží...). Tyto mapy umožňují učinit si představu o faciální architektuře pánve a takto získané poznatky srovnat s publikovanými údaji. Na základě archivovaných litologických popisů vrtů bylo vyčleněno 6 faciálních vývojů spodnobadené sedimentace. Faciální vývoj I je tvořen monotónními pelity, které nasedají přímo na předbadenské podloží. Faciální vývoj II je tvořen pelity s vložkami hrubozrnných sedimentů, obvykle písků a štěrků. Pro faciální vývoj III je charakteristická přítomnost hrubozrnných štěrkovitých sedimentů na bázi a v jejich nadloží jsou pak vyvinuty pelity s vložkami hrubozrnných sedimentů. Faciální vývoj IV je představován bazálními klastiky, která jsou následována monotónními pelitickými



Obr. 1: Lokalizace studované oblasti.

Fig. 1: Localization of study area.

sedimenty. Faciální vývoj V je charakteristický relativně monotónními písčnými a šterkovitými sedimenty. Faciální vývoj VI začíná bazálními klastikami, která jsou následována monotónními pelitickými sedimenty a ukončena mocnou lavicí hrubozrnných klastických sedimentů.

Faciální mapy jsou v detailu ovlivněné velmi proměnlivou kvalitou a kvantitou vrtného průzkumu. Jiho-východní část zájmového území má ve srovnání se s. částí velmi nízkou hustotu vrtů, které provrtaly spodnobadenské sedimenty až do jejich podloží. K dispozici bylo také relativně velmi málo vrtů, které zastihly spodnobadenské sedimenty v podloží flyšových příkrovů. Tyto vrty proto nebyly zahrnuty do předkládaného studia.

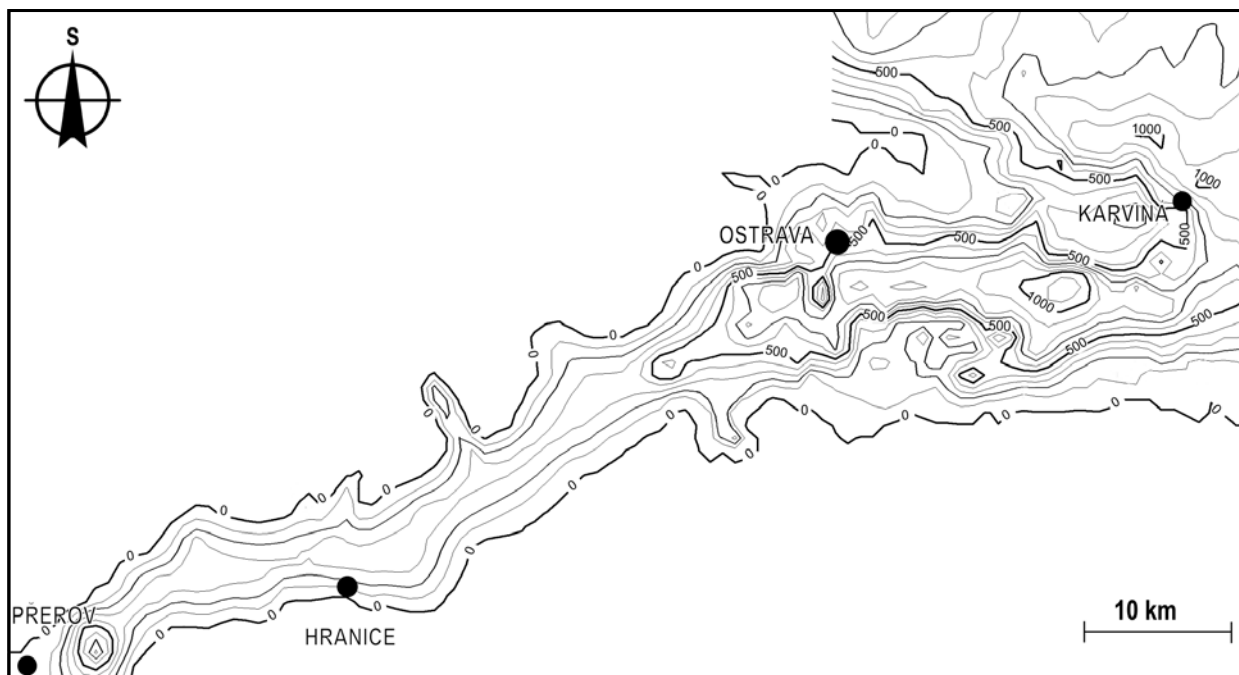
Výsledky

Z mapy mocností sedimentů spodního badenu (obr. 2) je patrné, že k jejich nárůstu dochází jednak směrem do centra pánve a také generelně směrem k severu. Mapa mocností v jz. části zkoumaného území vykazuje nepravidelně symetrický charakter kolem osy pánve protažené generelně ve směru JZ-SV a postupně v tomto směru také poklesávající. Největší mocnosti jsou zastíženy v tzv. ústřední depresi se šířkou 5–7 km a pohybují se v rozmezí 300–400 m. Výraznou výjimkou je oblast Prosenic, kde byla vrty NP 767 Radslavice a NP 766 Radvanice zjištěna mocnost spodnobadenských sedimentů až téměř 900 m. V této oblasti je zjištěna absence kulmských hornin v podloží neogénu i tíhová anomálie/deprese označovaná jako prosenická anomálie (Jurková 1976). Východní okraj deprese bývá označován jako slavkovsko-těšínský (žukovský) hřbet formovaný především jednotkami Západních Karpat a z. okraj tvoří horniny Českého masivu. V s. části území je vyvinuta dvojice paralelně probíhajících příkopů označovaných jako tzv. bludovický a dětmarovický výmol, orientovaných směrem Z-V a oddělených tzv. ostravsko-karvinským hřbetem stejného průběhu. Ve stejném směru

dochází i ke změně mocností. Největší mocnosti jsou vázány na oblast bludovické a dětmarovické vymýtiny/výmolu, kde dosahují hodnot přes 1000 m. Absolutně největší mocnost sedimentů byla pak zastížena vrtem NP 751 v bludovické vymýtině, kde dosahuje 1201 m. Naopak na ostravsko-karvinském hřbetu, oddělujícím tyto vymýtiny, dosahují mocnosti místy jenom 100 m. Ponořování dna ústřední deprese a vrcholové části slavkovsko-těšínského hřbetu generelně od Přerova k Českému Těšínu bylo popsáno Eliášem – Pálenským (1998). Ubývání mocnosti sedimentů spodního badenu směrem k JV je relativně rychlé a je otázkou, zda se odehrává postupně či „skokově“.

Podloží sedimentů spodního badenu je tvořeno především horninami svrchnokarbonského stáří (Jurková 1961, Horák 1984). Na dně „vymýtin“ se vyskytuje karbonské eluvium (Jurková 1961). V dětmarovické depresi tvoří podloží spodnobadenských sedimentů sedimenty stáří eggenburg (Jurková et al. 1983, Horák 1984). Podloží hornin stáří spodního badenu v místech nasunutí karpatských příkrovů je představováno především příkrovy slezské a podslezské jednotky a také sedimenty karpátu. Vrty nacházející se v oblasti Nízkého Jeseníku obsahují v podloží spodnobadenských sedimentů kulmské horniny a v okolí Přerova se v jejich podloží nachází horniny stáří devon (Horák 1984).

Faciální vývoj V tvořený monotónními písčnými a šterkovitými sedimenty je prostorově rozšířen především na sv. okraji karpatské předhlubně poblíž těšínsko-příborského hřbetu, dále v oblasti ostravsko-karvinského hřbetu a kolem Olšovce u Hranic. Celková mocnost tohoto faciálního vývoje je relativně malá, když největší (134 m) byla zjištěna ve vrtu NP 353 Těrlicko. Tento vývoj lze označit jako okrajová klastika a je možné ho srovnávat se žukovským souvrstvím (Eliáš et al. 2002).



Obr. 2: Mapa mocností spodnobadenských sedimentů.
 Fig. 2: Map of the thickness of Lower Badenian deposits.

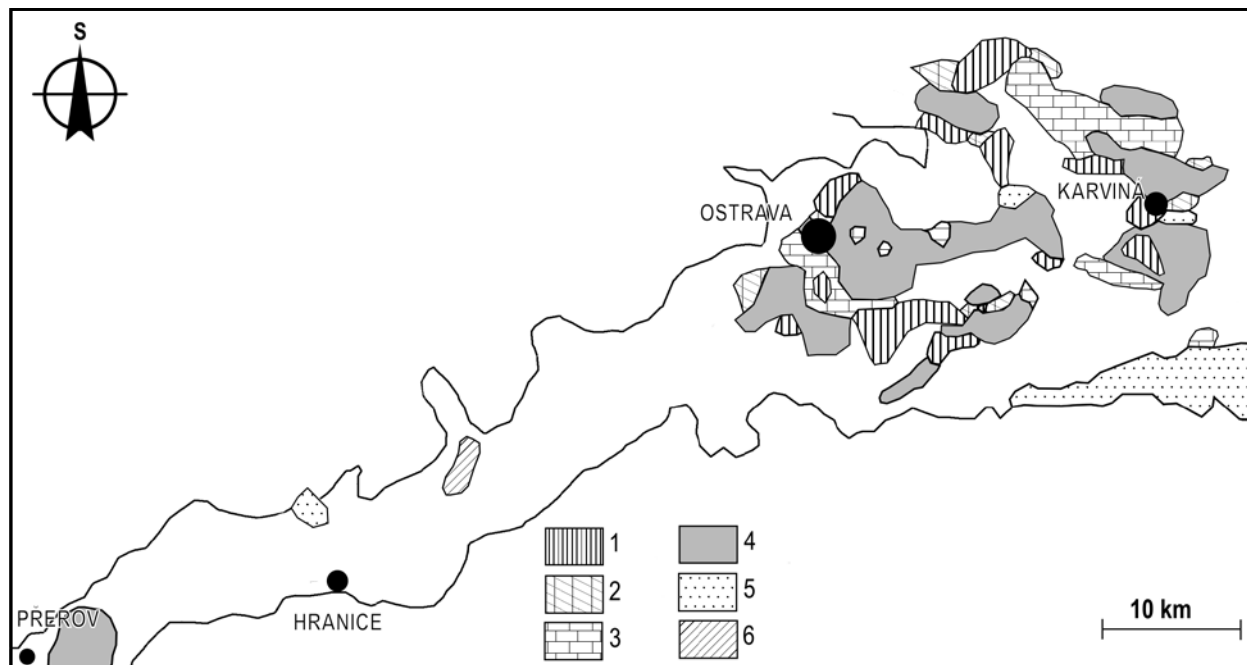
Na svahy dětmarovické a bludovické vymýtiny je vázán jak faciální vývoj III s přítomností hrubozrnných šterkovitých sedimentů na bázi, v jejichž nadloží jsou pak vyvinuty pelity s vložkami hrubozrnných sedimentů, tak i vývoj IV s bazálními klastiky, která jsou následována monotónními pelitickými sedimenty. Pro klastické vložky v pelitech jsou používána označení havířovské a jerlochovické vrstvy. Havířovské vrstvy jsou převážně hrubě zrnitými uloženinami, které vyplňují centrální části „vymýtin“. Jerlochovické vrstvy jsou klastika s parakonglomeráty, které nacházíme na svazích „vymýtin“ (Eliáš et al. 2002).

Faciální vývoj IV s bazálními klastiky, která jsou následována monotónními pelitickými sedimenty, byl také zjištěn v jv. části studovaného území, zde je však velmi malá hustota údajů. Faciální vývoj I, tvořený pouze pelity, byl zjištěn v nejvyšších partiích ostravsko-karvinského hřbetu a dále v některých relativně vyšších částech okrajů pánve. V blízkosti tohoto vývoje na svazích vymýtin se místy objevují v pelitech vložky hrubozrnnějšího materiálu, což je faciální vývoj II. Faciální vývoj VI, tedy bazální klastika, která jsou následována monotónními pelitickými sedimenty a ukončena mocnou lavicí hrubozrnných klastických sedimentů, byl zjištěn pouze ojediněle v oblasti Oder. Klastický hrubozrnný materiál, který se vyskytuje na bázi vývoje III, IV a VI, je možno srovnávat s debowieckým slepencem. Pro pelity, vyskytující se ve všech vývojech kromě vývoje V, je navrhováno označení lobodické souvrství (Eliáš et al. 2002). Hrubozrnný materiál ve svrchní části faciálního vývoje VI lze též považovat za okrajová klastika jako u vývoje V a jeho litostratigrafické přiřazení

není zcela jasné. Plošné rozšíření jednotlivých vývoje lze sledovat na obrázku 3.

Interpretace a diskuze

Spodnobadenská sedimentace začíná v zájmovém území usazením hrubozrnných klastických sedimentů. Vznik příkopu lze umístit na hranici karpát – spodní baden po nasunutí mladoštýrského příkrovu (Eliáš – Pálený 1998). Spodnobadenská pánev měla v zájmové oblasti velice dynamický reliéf, sedimentace klastik byla výrazně ovlivněna morfologicky a je vázána především na oblasti s „výraznějším“ sklonem. To ukazuje na roli gravitačních proudů a dominantní terestrické prostředí depozice (aluvialní a fluvialní sedimenty). Tyto sedimenty lze považovat za bazální spodnobadenská klastika, i když jejich stratigrafická pozice není zcela jistá. Lze předpokládat existenci nejméně dvou na sebe naložených depresí. Jedna tvoří jv. část zájmového území a byla protažena ve směru JZ–SV. Druhá deprese v s. části zájmového území měla směr V–Z a je rozdělena na dvě dílčí deprese (bludovická a dětmarovická vymýtina), které jsou částečně oddělené dílčím hřbetem (ostravsko-karvinský hřbet). Tělesa bazálních klastik progradovala jak od okrajů pánve, tak i z dílčího hřbetu směrem do hlubších partií depresí. Tělesa těchto klastik byla minimálně částečně vázána na příčná údolí, která prořezávala svahy pánve. Bazální nebo okrajová klastika jsou na Ostravsku označována jako „detrit“ (Brzobohatý – Cicha 1993). Těmito „bazálními klastiky“ se zabývali Petránek (1956), Jurková (1959, 1961) a Horák (1984). Bazální klastika jsou srovnatelná s debowickým



Obr. 3: Mapa rozšíření jednotlivých faciálních vývoje. Legenda: 1 – faciální vývoj I – pouze pelity; 2 – faciální vývoj II – pelity + vložky hrubozrnného materiálu; 3 – faciální vývoj III – bazální klastika + pelity + vložky hrubozrnného materiálu; 4 – faciální vývoj IV – bazální klastika + pelity; 5 – faciální vývoj V – pouze klastika; 6 – faciální vývoj VI – bazální klastika + pelity + tělesa hrubozrnného materiálu.

Fig. 3: Map of distribution of recognised facies associations. Legends: 1 – Facies association I – Lower Badenian clays; 2 – Facies association II – Lower Badenian clays with interbeds of coarse clastics; 3 – Facies association III – Lower Badenian basal clastics + clays with interbeds of coarse clastics; 4 – Facies association IV – Lower Badenian basal clastics + clays; 5 – Facies association V – Lower Badenian clastics; 6 – Facies association VI – Lower Badenian basal clastics + clays + top unit of coarse clastics.

slepencem v Polsku (Horák 1984, Eliáš et al. 2002), a proto Eliáš et al. (2002) navrhuje používat pro ně tento název. Debowiecký slepenec je členěn na dva rozdílné typy. Spodní typ je tvořený 10–110 m mocnou vrstvou pestrých, špatně vytríděných klastů pocházející z flyše. Tento typ slepence se podobá stryszawskému souvrství z oblasti Sucha–Zawoja. Svrchní typ slepence je tvořený 40–90 m mocnými polohami s hojnou přítomností klastů svrchnokarbonských hornin. Tento typ přechází do skawinského souvrství. Avšak podle Garecka et al. (1996) patří debowiecký slepenec do svrchního karpátu (Oszczypko – Oszczypko-Clowes 2003, Oszczypko et al. 2006).

Počátek pelitické sedimentace dokládá nástup marinní transgrese, která výrazně změnila prostředí sedimentace. Sedimentace písků a štěrků pokračovala pouze ve vymezených okrajových částech pánve a to ve vazbě na postupné zaplavování reliéfu. Tato klastika lze považovat za okrajová, mají jednoznačně spodnobadenské stáří a jejich sedimentaci lze spojit s gravitačními proudy na svazích pánve pod hladinou (fan delty, úlomkotoky). Po zaplavení ostravsko-karvinského hřbetu pokračovala sedimentace těchto klastik pouze na vnějších okrajích pánve, podél aktivního i pasivního okraje, avšak pravděpodobně jen lokálně (ve vazbě na významná příčná údolí). Lze spekulovat o významnější úloze aktivního okraje před čelem flyšového akrečního klínu. Faciální vývoj VI dokladuje progradaci hrubozrnných klastik do marinní pánve, je obtížné odlišit, zda se jedná o „celopánevní“ proces nebo jen lokální záležitost, lze doložit převahu přínosu materiálu nad tvorbou depozičního prostoru (trakt vysoké hladiny či padající hladiny?). Přínos hrubozrnného klastického materiálu byl jak z oblasti karpatských flyšových příkrovů, z ostravsko-karvinského hřbetu, a tak i z pasivního okraje pánve, tedy okraje Českého masivu tvořeného v zájmovém území především horninami kulmu Nízkého Jeseníku.

Mocnost spodnobadenských sedimentů je pravděpodobně také ovlivněna tektonickou aktivitou v rámci Vnějších Západních Karpat. Srovnání okrajových klastik s bazálními klastiky je problematické. Pro okrajové klastické vývoje ve výchozech při v. i z. okraji předhlubně navrhuje Eliáš et al. (2002) označení žukovské souvrství. Na základě jejich pozice je možné, že jejich část stratigraficky odpovídá klastickým sedimentům ve vyšší části sedimentárního sledu.

Vývoj badenských „pelitů – téglů“ navrhuje Eliáš et al. (2002) označovat jako lobodické souvrství. Součástí lobodického souvrství jsou i hrubozrnnější sedimenty, které jsou nazývány havířovské a jerlochovické vrstvy. Stratigraficky lze tyto sedimenty srovnat se skawinským souvrstvím na území Polska (Oszczypko et al. 2006) a podobné jsou i jejich mocnosti.

V polské části karpatské předhlubně byly zjištěny seismickým průzkumem deprese v reliéfu podloží neogenní pánve (Karpala – Lapinkiewicz 1962). Dětmárovická a bludovická vymýtina po spojení pokračují do Polska jako podbeskydská vymýtina. Existence příkopů orientovaných ve směrech JZ–SV a SZ–JV i distribuce mocnosti sedimentů stáří baden–sarmat jsou na území Polska vysvětlovány reaktivací zlomů v podloží směru SZ–JV a ZSZ–VJV (Oszczypko 2008), příp. jsou interpretovány jako ryze erozní stará paleoúdlí (Poltowicz 1964, Jawor 1970, Oszczypko et al. 2006) a konečně jako tektonické příkopy související s miocenní extenzí (Oszczypko – Ślaczka 1985, Oszczypko et al. 2006). Tektonicky predisponovaný systém podobných paleoúdlí předpokládá na Ostravsku Jurková (1961). Eliáš – Pálenský (1998) vysvětlují vznik spodnobadenské předhlubně nasunutím karpatských příkrovů, tvorbou periferního pahorku a jeho rozčleněním. Těto otázky bude nutno věnovat další pozornost.

Poděkování

Studium bylo prováděno v rámci grantu GA ČR 205/09/0103.

Literatura

- Brzobohatý, R. – Cicha, I. (1993): Karpatská předhlubeň. – In: Přichystal, A. – Obstová, V. – Suk, M. (eds): Geologie Moravy a Slezska, MZM a PřF MU Brno, 123–128. Brno.
- Doláková, N. – Brzobohatý, R. – Hladilová, Š. – Nehyba, S. (2008): The red-algal facies of the Lower Badenian limestones of the Carpathian Foredeep in Moravia (Czech Republic). – *Geologica Carpathica*, 59, 2, 133–146.
- Eliáš, M. (1999): Neoidní vývoj karpatského předpolí na Ostravsku. – In: Kožušníková, A. (ed.): Documenta Geonica 1999, The 4th Czech–Polish Conference about Carboniferous Sedimentology & The 2nd Czech–Polish Geomechanical Symposium, Academy of Sciences of the Czech Republic – Institute of Geonics Ostrava, 207–214. Praha.
- Eliáš, M. – Pálenský, P. (1998): Model vzniku miocenních předhlubní na Ostravsku. – *Zpr. geol. výzk. v r. 1997*, 65–66. Praha.
- Eliáš, M. – Pálenský, P. – Růžička, M. (2002): Litostratigrafie severomoravského miocénu a jeho litostratigrafická korelace s přilehlým miocénem v Polsku (karpatská předhlubeň). – *Zpr. geol. výzk. v r. 2001*, 22–24. Praha.
- Garecka, M. – Marciniak, P. – Olszewska, B. – Wojcik, A. (1996): New biostratigraphic data and attempt to correlation of the Miocene deposits in basement of the Western Carpathians (in Polish). – *Przegląd Geologiczny*, 44, 5, 495–501.
- Gilíková, H. – Nývlt, D. – Pálenský, P. – Petrová, P. – Maštera, L. (2006): Nové poznatky z geologického mapování na listu 25-122 Suchdol nad Odrou. – *Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 2005*, 68–71. Brno.
- Horák, P. (1984): Litofaciální a paleotektonická studie sedimentů spodního badenu v karpatské předhlubni na Moravě – úsek sever. – MS Diplomová práce, Univerzita J. E. Purkyně v Brně. Brno.
- Jawor, E. (1970): The structure of the deep substratum in the region East of Cracow. – *Acta Geologica Polonica*, 20, 4, 710–769.
- Jurková, A. (1959): Závislost miocenních basálních klastik na reliéfu karbonu a na neogenní tektonice v nových důlních polích na Stonavě. – *Věstník ÚÚG*, 34, 31–44. Praha.
- Jurková, A. (1961): Reliéf karbonu a výskyty miocenních bazálních klastik v ostravsko-karvinském revíru. – *Přírodovědný časopis slezský*, 22, 3, 311–326. Opava.
- Jurková, A. (1971): Vývoj badenské čelní hlubiny v Moravské bráně a na Ostravsku. – *Geol. Práce, Spr.*, 57, 155–160. Bratislava.
- Jurková, A. (1976): Stavba karpatské předhlubně a flyšových příkrovů na sv. Moravě. – *Čas. pro min. a geol.*, 21, 4, 426–471. Praha.
- Jurková, A. (1985): Moravská brána jako dědičná depresní morfostruktura. – *Sborník GPO*, 29, 129–133. Ostrava.
- Jurková, A. et al. (1983): Nové nálezy eggenburgu na severovýchodní Moravě. – *Geol. práce, Správy*, 79, 153–168, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava.
- Karpala, A. – Lapinkiewicz, A. (1962): Kilka uwag o interpretacji materiałów sejsmicznych w czesci srodkowej i zachodniej przedgórzia Karpat. – *Geofizyka Poszukiwawcza i Wiertnicza*, 8–10, 68–70, 3–16.
- Nehyba, S. (2000): The cyclicity of lower miocene deposits of the SW part of the Carpathian Foredeep as the depositional response to sediment supply and sea-level changes. – *Geologica Carpathica*, 51, 1, 7–17.
- Nehyba, S. – Gilíková, H. – Petrová Tomanová, P. – Čurda, J. (2009): Sedimentologické studium klastických sedimentů spodního badenu na vybraných lokalitách Moravské brány. – *Geol. výzk. Mor. Slez.*, 16, 21–25. Brno.
- Nehyba, S. – Šikula, J. (2007): Depositional architecture, sequence stratigraphy and geodynamic development of the Carpathian Foredeep (Czech Republic). – *Geologica Carpathica*, 58, 1, 53–69.
- Oszczypko, N. – Krzywicz, P. – Popadyuk, I. – Peryt, T. (2006): Carpathian Foredeep Basin (Poland and Ukraine): Its Sedimentary, Structural and Geodynamic Evolution. – In: Golonka, J. – Picha, F. J. (eds): *The Carpathians and their foreland: geology and hydrocarbon resources*. – *AAPG Memoirs* 84, 293–350. Tulsa.
- Oszczypko, N. – Oszczypko-Clowes, M. (2003): The Aquitanian marine deposits in the basement of Polish Western Carpathians and its palaeogeographical and palaeotectonic implications. – *Acta Geologica Polonica*, 53, 2, 101–122.
- Oszczypko, N. – Ślaczka, A. (1985): An attempt to palinspastic reconstruction of Neogene basin in the Carpathian Foredeep. – *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 55, 1–2, 55–76.
- Petránek, J. (1956): Sedimentace miocenních basálních klastik (tzv. detritu) v ostravsko-karvinském revíru. – *Čas. pro min. a geol.*, 1, 34–40. Praha.
- Poltowicz, S. (1964): Przedortónska dolina rzeczna między Raba i Dunajcem. – *Geofizyka i Geologia Naftowa*, 6–7, 90–91, 176–181.
- Tomanová Petrová, P. – Gilíková, H. – Otava, J. – Pálenský, P. – Šrámek, J. (2007): Lower Badenian clastics in the Moravian Gate from the viewpoint of mapping geologist. – *Scripta Fac. Sci. Nat. Univ. Masaryk Brunensis*, 36, Geology, 31–38. Brno.