

MASARYKOVA UNIVERZITA
PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA

ÚSTAV GEOLOGICKÝCH VĚD



JANA HRNČIAROVÁ

DOKUMENTACE MIOCENNÍCH SEDIMENTŮ V OKOLÍ
CEMENTÁRNY V HRANICÍCH

Rešerše k bakalářské práci

Vedoucí práce: prof. RNDr. Rostislav Brzobohatý, CSc.

Brno 2010

OBSAH

1	Paleogeografie	3
2	Centrální Paratethyda	3
3	Karpatská předhlubeň.....	4
3.1	karpát.....	5
3.2	baden	5
4	Moravská brána	6
4.1	Vývoj a geomorfologie Moravské brány	6
4.2	Dosavadní mikropaleontologické výzkumy.....	8
5	Seznam použité literatury.....	11

1 PALEOGEOGRAFIE

Studovaná oblast v okolí Hranic na Moravě patří do střední části karpatské předhlubně, která geomorfologicky patří subsystému Karpat a provincie Západní Karpaty. Paleogeograficky je součástí SV výběžku rozsáhlé sedimentační oblasti centrální Paratethydy, která vznikla při vyvrásnění alpských pohoří, v severní části původní oceánské pánve Tethys a na okrajových svazích varijsky konsolidované evropské platformy (Chlupáč et al. 2002).

2 CENTRÁLNÍ PARATETHYDA

Kenozoický geologický vývoj celé oblasti je ovlivněn kolizí africkoarabské desky s evropskou deskou. Tato kolize způsobila výrazné zužování a následný zánik Tethydy a zkrácení prostoru vrásněním Pyrenejí, Alp, Dianarid a Karpat spojené s velmi složitým geotektonickým vývojem dílčích sedimentačních pánví. Tyto pánve se vyvíjely v podmínkách platformního geologického režimu a odrážely hlavně eustatické změny v kolísání hladiny světového oceánu (Kalvoda et al. 1998). Výzdvih alpského horstva v centrálních částech měl v důsledku izostatického vyrovnání pohybu ker za následek pokles přilehlé části kratonu v předpolí a vznik molasových předhlubní (Kumpera & Vašíček, 1988). Během paleogénu je v hlubokých pánvích charakteristická flyšová sedimentace, po ní ve změlčujících se pánvích nastupuje sedimentace molasová. Především během neogénu představuje pestrý sedimentační prostor různých geotektonických režimů, rozsahu a trvání, více nebo méně propojený, s kolísajícím spojením s otevřeným mořem, a protkaný pásy ostrovů vynořujících se pohoří. V miocénu vzniká celá řada geologických jednotek s příkrovovou stavbou budující např. pohoří vnějších Západních Karpat. V jižní části tethydní oblasti se tvoří sedimentární oblast středozevní, na sever od Alp a Dinarid a severně od karpatského oblouku i uvnitř něj pak soustava dílčích mořských pánví s vlastním vývojem, kterou označujeme jako Paratethys. Rozkládá se od dnešního údolí Rhony, přes švýcarskou, bavorskou a rakouskou molasu, karpatskou předhlubeň až do oblasti pánví černomořsko-kaspických (Kalvoda et al. 1998). Např. během karpátu tvořila centrální Paratethyda relativně uzavřený soubor pánví s jedinou komunikací s volným mořem v oblasti transdinarského koridoru ve Slovinsku (Brzobohatý, 2001). V nejvyšším miocénu docházelo k postupnému vyslazování

a zanikání některých sedimentačních pánví v západní a centrální části Paratethydy (Kalvoda et al. 1998). Podle Rögl & Steininger (1984) to bylo spojeno s tzv. messinskou salinitní krizí, kdy se uzavřela gibraltarská spojovací cesta s Atlantikem a během 500.000 let se ve středozevní oblasti uložilo kolem milionu km³ soli a sádrovce. Neogenní historie středozevní oblasti končí obnoveným vznikem Gibraltarského průlivu během pliocénu a Adenské úžiny, která komunikuje s Indo-pacifickým oceánem (Rögl & Steininger, 1984).

3 KARPATSKÁ PŘEDHLUBEŇ

Karpatská předhlubeň na Moravě je charakteristická soustavou dílčích pánví miocenního stáří, které vznikaly před čelem samotných násunových příkrovů, na našem území s rozsahem zhruba od Znojma a Mikulova po Ostravu. Reprezentuje konečnou etapu vývoje pánví v předpolí v SZ části centrální Paratethydy (Kopecká 2009). Během spodního a středního miocénu přemísťovaly tyto pánve svůj prostor i osu směrem do předpolí na prohýbající se okraj Českého masivu, zatěžovaný hmotou příkrovů (Chlupáč et al. 2002). Růst hmotnosti těchto příkrovů vyvolal flexurní pohyb okraje desky v předpolí, zrychlenou subsidenci a nárůst mocnosti spodnomiocenních uloženin blízko čela příkrovů (Eliáš & Pálenský 1997). Předhlubeň rozlišujeme na jižní, střední a severní část s různými mocnostmi a stářím sedimentární výplně. Její souvislé uloženiny v povrchové stavbě zaujímají větší části moravských úvalů, Vyškovské a Moravské brány, Ostravsko, Opavsko a na jih pokračují do molasové zóny Rakouska a na sever do karpatské předhlubně Polska. Na Moravě předhlubeň začíná v jižní části klesat během egeru, v eggenburgu sem zasáhla již mořská transgrese, podobně jako na Ostravsko. Oblast dnešní Moravské brány vystupovala v eggenburgu jako nezaplavená elevace (Kalvoda et al. 1998). Prostor předhlubně během ottangu (který je charakteristický tzv. rzeňhakovými vrstvami) se na Moravě relativně zvedal. Prostředí bylo mírně slané, sladkovodní s občasným anoxickým režimem (Chlupáč et al. 2002). Během karpátu a badenu poklesá i oblast Moravské brány a na starší paleozoický podklad zde transgredují různé sedimenty tohoto stáří.

3.1 karpát

Evoluce celé předhlubně v karpátu byla ovlivněna kombinací tektoniky s globálním kolísáním mořské hladiny (Brzobohatý et al. 2003). Silná tektonická aktivita spojená s pohyby flyšových jednotek posouvá osu sedimentace k severozápadu a znamená nástup nového mořského sedimentačního cyklu v karpátu (Kalvoda et al. 1998), kdy vznikají charakteristické rysy paleogeografické, biofaciální a litofaciální (Brzobohatý 2001). Pokračovalo podsouvání Českého masivu pod Vnější Západní Karpaty, které bylo doprovázeno vrásněním a tvorbou příkrovů v jednotkách flyšových Karpat. Moravská předhlubeň dostala charakteristický karpatský směr SV-JZ, pomalu začala poklesávat a to nejvýrazněji ve střední a jižní části. Tím vznikal poměrně plochý reliéf, který zasáhla transgrese (Chlupáč et al. 2002). Koncem karpátu dochází k dosunutím flyšových příkrovů na jižní Moravě. Tyto příkrovy přesahují zčásti i přes uloženiny celého spodního miocénu (Kalvoda et al. 1998). Po dosunutí čela příkrovů mezi Mikulovem a Hranicemi na Moravě do nynější pozice došlo k nové transgresi do celé karpatské předhlubně. Na jihovýchodním okraji Českého masivu došlo k velké erozi starších miocenních sedimentů a vytvořil se předbadenský reliéf s hlubokými údolími směru SZ-JV (Chlupáč et al. 2002). Sedimentaci karpátu ve velké části předhlubně ukončilo nasunutí staršího mladoštýrského příkrovu podslezské jednotky Vnějších západních Karpat. Při sunutí tohoto příkrovu došlo k tektonické erozi sedimentů karpátu a začlenění jejich útržků do stavby příkrovů (Eliáš 1999).

3.2 baden

Na začátku badenu se osa sedimentace překládá dále k severozápadu a rozsáhlé moře, které transgreduje do celé části dnešní předhlubně, překrývá převážnou část dnešní Dražanské vrchoviny i Nízkého Jeseníku a zasahuje daleko na západ do Českého masivu (Kalvoda et al. 1998). Sled spodnobadenské sedimentace začíná v hlubokých depresích sutěmi a brekciemi převážně kontinentálního původu, výše převládají klastika mořského původu charakterizované písky a štěrky. V hlubších a vzdálenějších částech pánve se ukládají vápnité nevrstevnaté jíly, tzv. „tégly“ (Chlupáč et al. 2002). V prvních fázích spodnobadenské transgrese dochází tedy k uložení různých typů písků a štěrků a ve vrcholné fázi transgrese sedimentují tégly s velmi bohatou mikro- a makrofaunou, která dokládá výborné spojení

s otevřeným mořem jako výsledek rozsáhlé mořské komunikace celé Paratethydy s Atlantským a Indickým oceánem (Kalvoda et al. 1998). Mechovkové vápence, řasové vápence a vápnité jíly se ukládaly hlavně v relativně mělkém mořském prostředí a na vzniklých elevacích (Doláková et al. 2008). V okolí Lipníku nad Bečvou byly v jílech prokázány i drobné vložky ryolitových tufitů (Stráník 2010). V území od Přerova na sever roste mocnost spodnobadenských sedimentů spolu s ponořováním dna ústřední deprese. Výskyt erozních zbytků spodního miocénu a erozní relikty starších příkrovů dokládají primární nezávislost na průběhu spodnobadenské ústřední deprese, které mají diskordantní průběh vůči starším karpatským strukturám na Moravě (Eliáš & Pálenský 1997). Po spodním badenu ukončily mladoštýrské pohyby mořskou sedimentaci v karpatské předhlubni jižně od Moravské brány a tato oblast se stala již trvale souší. Střední a svrchní baden se ukládal pouze v okolí Ostravy, a na Opavsku, kam zasahoval záliv předhlubně z Polska. Tvoří ho až 350 m mocné jíly, tégly a písky s 60 m mocným sledem sádrovců (Kumpera & Vašíček, 1988).

4 MORAVSKÁ BRÁNA

Zájmové území bakalářské práce se rozkládá mezi Přerovem a Běloučkem. Z profilu JZ části Moravské brány cca 5,5 km severně od Lipníku nad Bečvou můžeme vyčíst, že podloží je tvořeno sedimenty paleozoika (devon, karbon), na ně místy diskordantně nasedají bazální klastika a výše pak pelity spodního badenu. Nadmořská výška se zde pohybuje od 200 – 230 m.n.m. (Czudek & Dvořák 1989). Sedimentace v sv. části Moravské brány (sv. od Běloučky) začíná dříve. Na paleozoikum transgredují sedimenty karpátu, které jsou místy překryty paleogenními jílovci flyšových příkrovů. Na sedimenty karpátu, popř. příkrovů pak diskordantně nasedají klastika a výše i pelity spodního badenu (Czudek & Dvořák 1989). Tyto sedimenty byly identifikované ve dvou vrtech - Běloučka NP 673 a Blahutovice (Jurková 1985) – a v řadě výchozů či mělkých sond (viz dále).

4.1 Vývoj a geomorfologie Moravské brány

Okolí Moravské brány, tak jak ho známe dnes, je výsledkem dlouhodobého geologického vývoje, trvajícího přes 350 milionů let. Za svou rozmanitost vděčí hlavně pozici na hranici mezi evropsky významnými geograficko-geologickými celky: Českým masivem a Karpatami

(Janoška 1998). Nejstarší varijské vrásnění, které utvářelo Český masiv v okolí Moravské brány je reprezentováno prvohorními horninami. Na dnešní povrch vystupují ve tvaru zarovnaných, navzájem izolovaných a více či méně morfologicky významných ker, které jsou od sebe odděleny hlubokými zlomy. Jde o kru Maleníku, Oderských vrchů a Tršické pahorkatiny. Nejmladší orogeneze na tomto území je alpínské vrásnění, jež způsobilo vznik karpatského horského oblouku. Kenozoické horniny vyplňují sníženinu Moravské brány a podílejí se na stavbě Kelčské pahorkatiny (Janoška 1998). Podle Czudka & Dvořáka (1989) tvoří Moravská brána morfologicky velice výraznou, tektonicky vzniklou sníženinu SV- JZ směru, která vznikla v souvislosti s alpínským vrásněním. Jednotlivé příkrovy Karpat se nasouvaly k severovýchodnímu okraji Českého masivu a jejich tlakové působení mělo za následek rozlámání zarovnaného Českého masivu na kry. Poklesem právě jedné z těchto ker na východním okraji masivu (JV okraj Nízkého Jeseníku) vznikla příkopová propadlina – Moravská brána. Morfologicky se může rozdělit na jihozápadní část (Bečevskou bránu) a severovýchodní část (Oderskou bránu). Každá tato část má odlišný morfologický vývoj. Od Přerova po Hranice tvoří výrazný prolom s příkrými zlomovými svahy Nízkého Jeseníku. Jeho tvar v bezprostředním okolí Jezernice dokumentuje profil K-1 (Tomanová Petrová et al. 2007). Dále k severovýchodu se tento prolom morfologicky ztrácí (Czudek & Dvořák 1989). Na severovýchodě tento pokles nastal v miocénu ještě před transgresí karpátu. Při této transgresi mořská záplava zasahovala až k okrajům dnešního Nízkého Jeseníku. Jižně byl zaplaven jihovýchodní okraj kry Maleníku (Czudek & Dvořák 1989). Během spodního badenu poklesává celé území i oblast Nízkého Jeseníku. V severovýchodní části Moravské brány dochází k výraznému a rychlému zahloubení údolí, transgredují zde bazální spodnobadenské sedimenty a pelity do hlubokých údolních zářezů, jejichž tvar byl více či méně podobný rozevřenému písmenu V nebo tvar neckovitý s příkrými svahy (Czudek & Dvořák 1989). Tyto příkré svahy jsou v Hranicích tvořeny devonskými vápenci. Jedná se o tzv. „mogoty“, které jsou navzájem oddělené hlubokými suchými depresiemi. Plochy těchto útesů jsou vlivem spodnobadenského příbojového moře dokonale ohlazené, místy až vyleštěné. Velice hojná jsou zde společenstva živočišných druhů, kteří obývají toto příbojové prostředí. Jedná se především o miocenní ústřice a skulaře, kteří se do těchto útesů zavrtávali, aby lépe vzdorovali síle mořského příboje (Janoška 1998). Tato společenstva se vyskytují v různých částech karpatské předhlubně a lokálně se mohou lišit (Stráník 2010). Často převládá např. *Entobia* ispp., *Gastrochaenolites* ispp., nebo *Circolites koutoucensis*. Jíly

spodního badenu jsou v zájmovém území rozdílně tektonicky deformovány. V zářezu železniční trati západně Běloutína byly nejprve doloženy drobné poklesové dislokace, směrem k východu pak metrové až desetimetrové vrásky. Jejich osy jsou orientovány VSV-ZJZ až V-Z. Jsou interpretovány jako kompresní deformace způsobené dosouváním příkrovů (Havíř et al. 2004). Pohyby ker, které ovlivnily vznik Moravské brány, dosud neskončily. Ještě dnes se kra Maleníku pomalu posunuje na jihovýchod a zlehka se zvedá. Tyto pohyby se dějí rychlostí až 1cm za rok a patří k největším v celé České republice (Janoška 1998). Podle Vyskočila & Zemana (1980) se nemusí jednat o pokračující tvorbu reliéfu, ale zřejmě o rotační pohyb vrcholu kry, při jejím doznívajícím podsouváním pod Karpaty.

4.2 Dosavadní mikropaleontologické výzkumy

Mikropaleontologicky byly v zájmovém území bakalářské práce doloženy jen uloženiny spodního badenu.

V okolí hradu Helfštýna nacházejícího se jižně od Lipníka nad Bečvou, byly výkopovými pracemi zjištěny a odkryty sedimenty spodního badenu, jež leží na kulmských prachovcích hradecko-kyjovického souvrství. Byly zastiženy výkopem pod hlinitokamenitými deluviálními sedimenty v hloubce 1,0-1,5 m. Reprezentují je silně ovětralé hnědošedé, zelenošedé slabě vápnité jílovce a jíly, z části vrstevnaté (Čtyrská & Pálenský 1996). Z této lokality byla získána společenstva foraminifer spodního badenu, s dobře vyvinutými schránkami většinou planktonních druhů. V hojném až masovém množství se vyskytují především globorotalie a globigeriny. Za význačný lze pokládat výskyt planktonních druhů *Globorotalia mayeri* (Cushman & Ellis), *Globorotalia bykova* (Aisenstat), *Globorotalia siakensis* Le Roy, *Globigerina bulloides* d'Orb., *Globigerina praebulloides* Blow, *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Globigerinoides bisphericus* Todd, *Globigerinoides quadrilobatus* (d'Orb.) a *Globoquadrina larmei* Akers. Benthos je mimo jiné tvořen druhy *Uvigerina macrocarinata* Papp & Turn., *Uvigerina acuminata* Hosi, *Uvigerina semiornata* d'Orb., *Bolivina dilatata dilatata* Reuss, *Hanzawaia boueana* (d'Orb.), *Valvulineria complanata* (d'Orb.), *Martinottiella communis* (d'Orb.), *Karreriella* sp. Součástí nálezů byly i fragmenty ostnů a schránek skupin Echinoidea a Ostracoda (Čtyrská & Pálenský 1996).

Výskyt vápnatých jílu v erozivních vápencích nejvyšší etáže lomu cementárny v Hranicích na Moravě je zmiňován i v souvislosti s hodnocením miocenních sedimentů v čele flyšových příkrovů (Stráník & Brzobohatý 2000). Obsahují bohaté společenstvo foraminifer s druhy *Orbulina suturalis* Bronn. a *Lenticulina echinata* (Soldani) včetně úlomků ostnů ježovek a korálů.

Další výzkum v okolí Bělotína byl proveden Petrovou (2001), která za účelem mikrobiostratigrafických a paleoekologických studií, zkoumala sedimenty z vrtných jader, při stavbě dálnice D-47. Jednalo se o 12 vzorků, převážně prachovito-písčité, vápnité, olivově zelené, zelenavě šedé až zelenošedohnědé jíly bez textur, s občasnými drobnými valounky křemene a lupínky muskovitu. Byla zde získána společenstva, která stratigraficky patří do spodního badenu. Jednalo se hlavně o foraminifery, ale také o úlomky křemitých hub, úlomky ostnů ježovek, radiolárie a schránky ostrakodů. Foraminiferová společenstva bylo možné podle obsažené mikrofauny rozdělit na hlubokovodní a mělkovodní (Petrová 2001). Mělkovodní společenstva byla relativně dobře vyvinuta, s převahou bentických jedinců. Jednalo se o druhy *Heterolepa dutemplei* (d'Orb.), *Elphidium crispum* (L.), *E. flexuosum* (d'Orb.), *E. fichtelianum* (d'Orb.), *E. macellum* (Ficht. & Mol.), *Hansenisca soldanii* (d'Orb.), *Ammonia beccarii* (L.), *Asterigerinata planorbis* (d'Orb.), *Hanzawaia boueana* (d'Orb.), *Valvulineria complanata* (d'Orb.) a dalšími. Hlubokovodní společenstva foraminifer jsou dobře vyvinuta, některé formy byly drobné. Vyskytují se zde planktonní druhy *Globorotalia bykovae* (Aisenstat), *Globorotalia ppheroronda* Blow & Banner, *Globigerina praebulloides* Blow, *G. bulloides* d'Orb., *G. diplostoma* Rss, *G. tarchanensis* Sub. & Chutz., *Orbulina suturalis* Brön., *Globigerinoides bisphericus* Todd, *Globigerinella regularis* (d'Orb.). Z bentických druhů můžeme vyjmenovat například *Uvigerina macrocarinata* Papp & Turn., *Siphonodosaria verneuilli* (d'Orb.), *Stilostomella scabra* (Rss.), *Bolivina antiqua* d'Orb. (Petrová 2001).

V sedimentech spodního badenu železniční tratě západně od Bělotína byla rovněž zjištěna bohatá společenstva foraminifer s převládajícími mělkovodními druhy *Elphidium crispum* (L.), *Ammonia beccarii* (L.), *Heterolepa dutemplei* (d'Orb.), *Asterigerinata planorbis* (d'Orb.) a dále s běžným planktonem s globigerinami, globorotáliemi a *Globigerinoides bisphericus* Todd. Poměr plankton/benthos zde dosahuje 50 %. Vápnitý nannoplankton se

Sphenolithus heteromorphus Deflandre umožnil korelovat tyto sedimenty se zónou NN4-? NN5 (Havíř et al. 2004).

Nejnovější průzkum území byl proveden Českou geologickou službou, kdy v průběhu let 2005-2008 probíhala výstavba dálnice D47 v trase Lipník nad Bečvou-Klimkovice (Petrová et al. 2009). Byly zde zjištěny paleozoické, terciérní a kvartérní sedimenty, které v převážné části trasy dálnice dominují. V úseku od vesnice Loučka (5 km severně od Lipníka nad Bečvou) až po Střítež nad Ludinou (3 km severně od Hranic) se na povrchu objevují sedimenty paleozoika Nízkého Jeseníku a jeho moravického souvrství. Z velké části se jedná o rytmičné střídání břidlic, prachovců a drob, jež vznikly usazováním v hlubokomořských pánvích (Petrová et al. 2009). Protože skoro celá trasa dálnice v tomto úseku odkrývá také horniny karpatské předhlubně, jsou nejbližší sedimenty u tělesa dálnice tvořeny spodnobadenskými sedimenty. Jsou zde vyvinuty hlavně ve štěrkovo-písčitém a jílovo-prachovitém vývoji. Jsou překryty převážně sprašovými hlínami a glaciálními sedimenty kvartérního stáří. V okolí obce Loučka leží při úpatí zlomových svahů Oderských vrchů hlinito-písčité a kamenito-hlinité svahoviny pleistocén-/holocenního stáří. Samotný holocén je tvořen splachovými písčito-hlinitými sedimenty, fluvialními písčitoštěrkovými sedimenty, fluvialními štěrky a organickými sedimenty-hnilokaly (Petrová et al. 2009).

5 SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY

Brzobohatý, R. (2001): Karpat-stupeň regionální stratigrafické škály Cenrální Paratethydy a jeho problematiky. – Scripta Fac. Sci. Nat. Univ. Masaryk. Brun., Vol. 30 (2000), Geology., 17-22. Brno.

Brzobohatý, R., Cicha, I., Kováč, M. & Rögl, F., eds (2003): The Karpatian-a Lower Miocene Stage of the Central Paratethys. – Masaryk University Brno, 360s. Brno.

Czudek, T. & Dvořák, J. (1989): Vznik morfostruktury Moravské brány. – Sborník Československé geografické společnosti, 4 (1989), 241-248. Praha.

Čtyroká, J. & Pálenský, P. (1996): Stratigrafie a litologie miocénu (spodní baden) v okolí Přerova. – Zprávy o geologických výzkumech v roce 1996, 66-70.

Doláková, N., Brzobohatý, R., Hladilová, Š., & Nehyba, S. (2008): The red-algal facies of the Lower Badenian limestone of the Carpathian Foredeep in Moravia (Czech Republic). – Geologica Carpathica 59, 2, 133-146.

Eliáš, M. & Pálenský, P. (1997): Model vzniku miocenních předhlubní na Ostravsku. – Zprávy o geologických výzkumech v roce 1997, 65-66.

Eliáš, M. (1999): Neoidní vývoj karpatského předpolí na Ostravsku. – Documenta geonica 1999, 207-214.

Havíř J., Otava J., Petrová P. & Švábenická L. (2004): Geologická dokumentace zářezu železničního koridoru západně Bělolína (Moravská brána). - Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 11, 18-23.

Chlupá, I., Brzobohatý, R., Kovanda, J., & Stráník, Z. (2002): Geologická minulost České republiky. – Academia Praha, 436s. Praha

Janoška, M. (1998): Moravská brána očima geologa. – Universita Palackého v Olomouci, 48s. Olomouc.

Jurková, A. (1985): Moravská brána jako dědičná depresní morfostruktura. – Sborník GPO, 3, 129-133. Ostrava.

Kalvoda, J., Bábek, O. & Brzobohatý, R. (1998): Historická geologie. – Universita Palackého v Olomouci, 199s. Olomouc.

Kopecká, J. (2009): Hlubokovodní a mělkovodní vývoj spodního badenu na střední Moravě. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 16 (2009), 13-16. Brno

Kumpera, O. & Vašíček, Z. (1988): Základy historické geologie a paleontologie. – SNTL, 565s. Praha.

Petrová, P. (2001): Zpráva o společenstvech foraminifer z J-vrtů (dálnice D47, Běloutín) u Hranic na Moravě. – Geologické výzkumy na Moravě a Slezsku v r. 2000, 35-36.

Petrová, P., Gilíková, H., Čurda, J., Petrová, V., Krejčí, O. & Nývlt, D. (2009): Dokumentace tělesa dálnice D47 v úseku Lipník nad Bečvou-Klimkovice. – Geologické výzkumy na Moravě a Slezsku, 16 (2009), 48-52. Brno.

Rögl, F. & Steininger, F. (1984): 10. Neogene Paratethys, Mediterranean and Indo-pacific Seaways. In: P. Brenchley (ed.): Fossils and Climate. – Geol. J., Spec. Iss., 11, 171-200. John Wiley & Sons Ltd. London.

Stráník, Z. (2010): Vysvětlivky ke geologické mapě České republiky 1: 500 000. – MS, Archiv autora. Brno.

Stráník, Z. & Brzobohatý, R. (2000): Paleogeographic significance of the Upper Karpatian and Lower Badenian deposits along the eastern margin of the Carpathian Foredeep (South Moravia). – Slovak Geological Magazine, 6, 88-91.

Tomanová Petrová, P., Gilíková H., Otava J., Pálenský P. & Šrámek J. (2007): Badenian clastics in the Moravian Gate from the viewpoint of mapping geologists. – Skripta Fac. Sci. Nat. Univ. Masaryk. Brunn., 36, 31-38.

Vyskočil, P. & Zeman, A. (1980): Problematika a dosavadní výsledky studia recentních pohybů zemského povrchu na styku Českého masivu a Karpat. – Časopis pro mineralogii a geologii, 25 (1980), 389-407, Praha.