

BIOSTRATIGRAFICKÉ DOKLADY PRO TENCE ŠUPINOVITOU STAVBU HRANICKÉHO PALEOZOIKA, MORAVSKOSLEZSKÁ ZÓNA

Biostratigraphic evidence for thin-skinned structure of the Hranice Palaeozoic, Moravo-Silesian Zone

Ondřej Bábek^{1,2}, Jiří Otava³

¹ Ústav geologických věd, PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno;
e-mail: babek@sci.muni.cz

² Katedra geologie, PřF UP, Tř. Svobody 26, 771 47 Olomouc;

³ Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 69 Brno;
e-mail: otava@cgu.cz

(25-12 Hranice)

Key words: Moravo-Silesian Zone, Devonian, Carboniferous, conodont biostratigraphy, Variscan tectonics

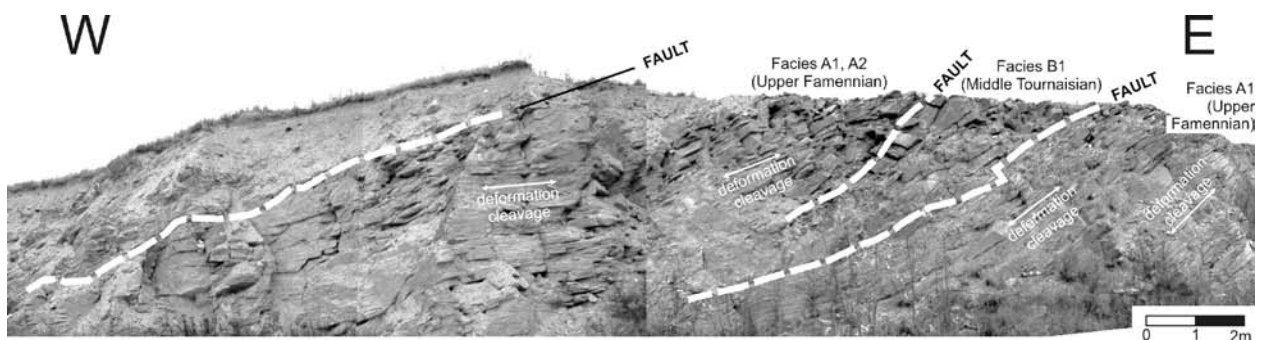
Abstract

The first conodont-supported outcrop evidence of biostratigraphic inversion in the Hranice Palaeozoic, NE Moravo-Silesian Zone, is presented in this paper. About 2m thick lense of Middle Tournaisian skeletal calcarenite and calcirudite with phosphorite fragments (*L. Si. crenulata* to *Si. isosticha* – *U. Si. crenulata*) is enclosed in mylonitised Upper Famennian (?*Pa. marginifera* Zone to *Pa. expansa* Zone) calcilitites at the Černotín section. The lense is oriented parallel to deformation cleavage whose orientation is consistent with that of the shear zones described from other parts of the Hranice Palaeozoic by previous authors. The newly-described biostratigraphic inversion very well fits in the previously proposed models of thin-skinned structure of the Brunovistulic and its sedimentary cover in the NE Moravo-Silesian Zone, derived from interpretation of borehole and seismic data.

Úvod

Pro násunový styl variské tektoniky na východních svazích Českého masivu máme dnes k dispozici poměrně silné argumenty. Přítomnost stratigrafických inverzí interpretovaných jako násuny byla prokázána biostratigrafickým studiem foraminifer, konodontů a korálové a stromatoporoidové fauny z hlubokých vrtů v oblasti „Sever“ a v hranickém paleozoiku (např. Vysoká Cho-9, Opatovice-1, Potštát-1) (Dvořák et al. 1981, Zúkalová 2004). Plochy interpretované jako násunové struktury byly pozorovány ve dvou seismických profilech na SV okraji moravskoslezského paleozoika (Čížek a Tomek 1991). Násunovou stavbu nepřímo podporuje také řada drobně tektonických údajů především z oblasti hranického paleozoika. K hlavním drobně tektonickým argumentům zde patří rychlé střídání téměř

nedeformovaných sedimentů s karbonátovými mylonity („plástevnaté“ nebo „laminované“ vápence hněvotínské) ve kterých mikrostruktury indikují protažení >1000 % paralelně s foliací (Šteffan a Melichar 1996, Bábek a Novotný 1999, Dvořák 2004, Dvořák et al. 2005, Havíř et al. 2004). Dvořák et al. (2005) považují pásma plástevnatých vápenců za násunové střížné zóny, které oddělují litostratigraficky a mikrofaciálně kontrastní horninové celky. Hranické paleozoikum tak představuje jakési referenční odkryté území pro interpretaci tektonické stavby ze seismických a vrtných údajů na sv. okraji Českého masivu. Až doposud však pro násunovou tektoniku hranického paleozoika chyběl přímý biostratigrafický doklad. V tomto příspěvku je předložen první doklad biostratigrafické inverze z profilu na horní etáži činného lomu v Černotíně.



Obr. 1 – Celkový pohled na profil Černotín.
Fig. 1 – General view of the Černotín section.

Litologie a listostratigrafie profilu Černotín



Obr. 3 – Tektonická čočka plástevnatých vápenců facie A1 v brekciích s fosfority facie B1, lom Černotín.

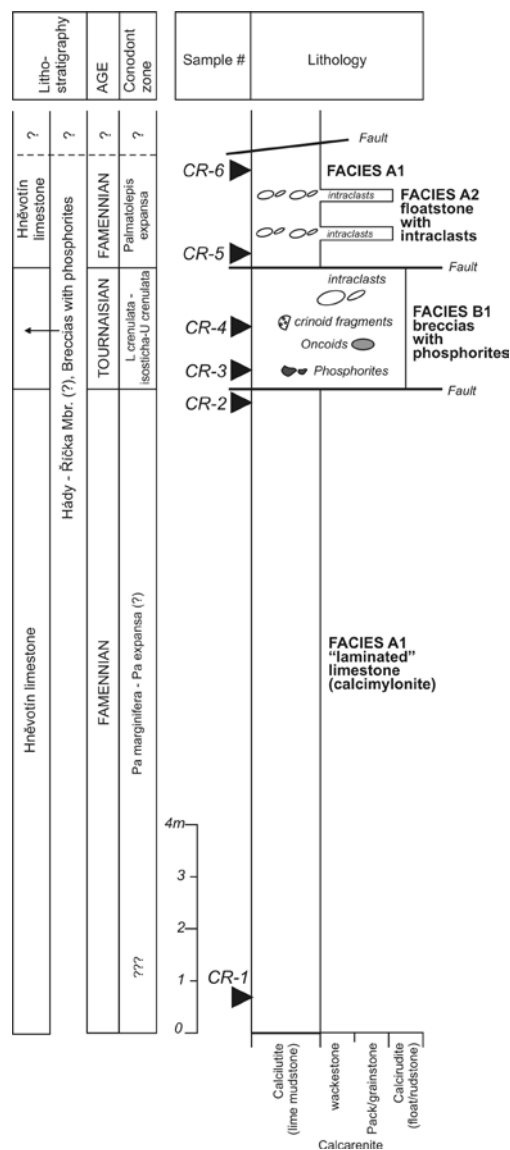
Fig. 3 – Tectonic slice of „laminated“ limestone, facies A1 enclosed in facies B1 breccias. Černotín section.

Stratigrafií hranického paleozoika se podrobně zabývali Dvořák a Friáková (1978) a Dvořák (1991), kteří navrhli poměrně komplikovaný model bloků s odlišnými stratigrafickými vývoji, ohraničených synsedimentárními zlomy. V bližším okolí profilu v Černotíně (kra černotínská) vystupují následující jednotky: (a) masivní nebo hrubě lavicovitě skeletální kalcirudity, kalciarenity a kalcilituty s korálovou, krinoidovou, brachiopodovou stromatoporoidovou faunou stáří spodní až svrchní frasn (vilémovické vápence); (b) kalcilituty (kalcimylonity) stáří famen („plástevnaté“ vápence hněvotínské); (c) hlíznaté kalcilituty s ojedinělou pelagickou faunou, místy silicifikované, stáří famen, které byly zastiženy pouze ve vrtu SV-1 (křtinské vápence); a (d) kalcirudity a kalciarenity stáří střední tournai (vápencové „brekcie s fosfority“ líšeňského souvrství) (Dvořák a Friáková 1978).

Měřený profil se nachází na nejvyšší netěžené etáži velkolomu v Černotíně (Obr. 1). Na profilu byly zastiženy monoklinálně ukloněné karbonáty s velmi stálým středním sklonem foliace cca 40° k ZSZ. Tato orientace velmi dobře koresponduje s orientacemi deformační foliace naměřenými Dvořákem (2004) z bližšího okolí Černotína a Havířem et al. (2004) ze Zbrašovských aragonitových jeskyní. Na profilu byly zastiženy vápence plástevnaté a vápencové brekcie s fosfority. Profil se nachází v nadloží vilémovických vápenců, které jsou odkryty ve stěně pod nejvyšší etáží a nejsou z profilu přístupné. **Plástevnaté vápence jsou na profilu vyvinuty v následujících faciích:**

Facie A1, šedé, jemnozrné mikritické vápence (kalcilituty) s výraznou plošně paralelní texturou tektonického původu (foliace) a ojedinělou faunou krinoidů, radiolárií, ostrakodů a konodontů. Foliace se projevuje jako střídání několik mm mocných lamin a čoček kalcilitutu s velmi tenkými laminami břidlic. Individuální vrstvy nejsou patrné, mocnost celého souboru ve směru kolmém na foliaci dosahuje přes deset metrů.

Facie A2, šedé, jemnozrné mikritické



Obr. 2 – Stratigrafická kolonka profilu Černotín.
Fig. 2 – Stratigraphic log of the Černotín section.

vápence s drobnými intraklasty (floatstone). Intraklasty jsou uspořádány paralelně s foliáci. Mocnost nepřesahuje několik desítek centimetrů.

Vápcové brekcie s fosfority jsou vyvinuty v následujících faciích:

Facie B1, tmavě šedé, masivní nebo lavicovitě hrubozrné biodetritické vápence (kalciarenity až kalci-rudity) s hojnými krinoidy, onkoidy a intraklasty a místy s ostrohrannými úlomky fosforitů.

Na bázi profilu (Obr. 2) vystupuje 12,5 metru mocná poloha facie A1 (plástevnaté vápence), ze které byly odebrány vzorky na konodonty CR/1 (70 cm nad bázi profilu) a CR/2 (20 cm pod stropem této polohy). V nadloží této polohy vystupuje podél ostré hranice poloha facie B1 (brekcie s fosfority) ve vyklínající čočce o maximální mocnosti 230 cm. Uvnitř této polohy se nalézá cca 20 cm mocná čočka facie A1. Z polohy brekcií s fosfority byly odebrány vzorky CR/3 (30 cm nad bázi polohy) a CR/4 (120 cm nad bázi polohy). Nad brekciemi s fosfority vystupuje podél ostré hranice poloha plástevnatých vápenců facie A1 v celkové mocnosti 230 cm. Uvnitř této polohy se objevuje několik vrstev facie A2 s intraklasty. Z této polohy byly odebrány vzorky na konodonty CR/5 (20 cm nad bázi polohy) a CR/6 (230 cm nad bázi polohy). Profil je ukončen výrazným zlomem ukloněným zhruba 25° k ZSZ. V tektonickém nadloží zlomu vystupují opět laminované vápence s velmi silnou příměsí pelitického siliciklastického materiálu.

Konodontová biostratigrafie

Vzorek CR-1 z bazální části profilu byl sterilní (Tab. 1) a neposkytl žádnou konodontovou faunu. Vzorek CR-2

v těsném podloží brekcií s fosfority poskytl nepříliš bohaté společenstvo, ve kterém druh *Palmatolepis perlobata* indikuje famenské stáří. Bližší zařazení do zóny je nemožné vzhledem k tomu, že identifikovaným jedincem je pouze fragment a není možné jej zařadit do poddruhu.

Vzorek CR-3 z báze brekcií s fosfority facie F3 poskytl poměrně bohaté společenstvo konodontů, ve kterém druh *Siphonodella crenulata* indikuje interval od zóny spodní Si. crenulata až spodní části zóny Si. isosticha – sv. Si. screnulata ve středním tournoi. Společenstvo z nadložního vzorku CR-4 je chudší, avšak obsahuje opět tournaiskou siphonodellovou faunu a dle superpozice můžeme předpokládat obdobné stáří jako u vzorku CR-3, tzn. střední tournoi.

Vzorek CR-5 z bazální polohy „plástevnatých“ vápenců facie F4 v těsném nadloží brekcií s fosfority facie F3 poskytl poměrně bohaté společenstvo běžných svrchnofamenských konodontů, ve kterém přítomnost druhu *Bispathodus costatus* morfotyp 1 indikuje svrchnofamenskou zónu *Palmatolepis expansa*. Z posledního vzorku CR-6 bylo získáno velmi chudé společenstvo, ve kterém jedinec *Palmatolepis* sp. indet indikuje svrchní devon. Dle superpozice však můžeme očekávat zónu Pa. expansa.

Litologicky jsou vápence facie A1 ekvivalentní vápencům z Hranické Propasti a Zbrašovských aragonitových jeskyní, jejichž stáří odpovídá svrchnofamenské biozóně Pa. marginifera. Na profilu v Černotíně je jejich stáří spolehlivě určeno pouze ve vzorku CR-5, který indikuje zónu Pa. expansa. Podložní vzorky CR-1 a CR-2 tedy podle superpozice a korelace s výše uvedenými lokalitami mohou spadat do zónového intervalu Pa. marginifera až Pa. expansa.

Vápence facie A1 a B1 se tedy podstatně liší nejen litologicky, ale i stářím. Brekcie s fosfority facie B1 středno-tournaiského stáří tvoří zřetelnou alochtonní čočku ve svrchnofamenských „plástevnatých“ vápencích facie F4.

Diskuze a závěry

Na profilu Černotín v sobě plástevnaté hněvotínské vápence stáří svrchní famen (?Pa. marginifera – Pa. expansa) uzavírají výraznou čočku brekcií s fosfority stáří

Age	Famennian		Middle Tournaisian		Upper Famennian		
ZONE	Pa. triangularis – Pa. expansa		L. Si. crenulata to lower part of Si. isosticha – U. Si. crenulata		Pa. expansa		
Sample #	CR-1	CR-2	CR-3	CR-4	CR-5	CR-6	
<i>Bispathodus costatus</i> M1					1		1
<i>Bispathodus stabilis</i> M2					3		3
<i>Palmatolepis gracilis gracilis</i>					4		4
<i>Palmatolepis perlobata</i> ssp. indet		1					1
<i>Palmatolepis</i> sp. indet						1	1
<i>Polygnathus communis communis</i>					1		1
<i>Polygnathus</i> sp. indet			3	5		1	9
<i>Siphonodella cooperi</i> M2			2				2
<i>Siphonodella crenulata</i>			1				1
<i>Siphonodella</i> cf. <i>obsoleta</i>			2	2			4
<i>Siphonodella</i> sp. indet			3	1			4
Unidentified elements						1	1
Ramiform elements	0	3	2	0	9	0	14
TOTAL	0	4	13	8	18	3	46

Tabulka 1 – Konodontová fauna a biostratigrafie profilu Černotín.
Table 1 – Conodont fauna and biostratigraphy of the Černotín section.

střední tournai (sp. *Si. crenulata* až spodní části *Si. isosticha* – sv. *Si. crenulata*). Vzhledem ke skutečnosti, že mladší karbonáty jsou uzavřeny ve starších, nelze tuto situaci považovat za přirozenou stratigrafickou inkluzi, ale za příklad biostratigrafické inverze. Tato inverze je vyvinuta v zóně karbonátových mylonitů s výraznou foliací o středním úklonu 40° k ZSZ. Biostratigrafickou inverzi a mylonitizaci proto považujeme za společný výsledek tektonického zvrásnění a zešupinatění obou karbonátových litotypů na jedné ze střížných zón ve smyslu Dvořáka et al. (2005), které mají v hranickém paleozoiku stejnou orientaci. Společně s novějšími drobně tektonickými údaji z hranického paleozoika (Šteffan a Melichar 1996, Dvořák 2004, Dvořák

et al. 2005) nový nález biostratigrafické inverze směrně i strukturně velmi dobře zapadá do modelu šupinové (“thin-skinned”) stavby brunovistulika a jeho sedimentárního obalu na severovýchodní Moravě, který je znám z interpretací seismických profilů (Čížek a Tomek 1991).

Předpokládáme, že zešupinatění postihlo nerovný paleokrasový povrch. Existenci paleokrasových procesů poblíž hranice svrchního devonu a spodního karbonu lze považovat za prokázanou v Moravském krasu (Dvořák a Friáková 1981), v Hranickém krasu bude sledování tohoto fenoménu předmětem dalšího podrobného litologického, strukturního a biostratigrafického studia.

Poděkování

Tento výzkum byl financován z prostředků projektu GAČR 205/03/0967.

Literatura

- Dvořák, J. (1991): Geology of the carbonate evolution of the Devonian and the Lower Carboniferous near Grygov, Přerov, Sobíšky and Hranice (Northern Moravia). – *Scripta, Geology*, 21, 37-62. Brno.
- Dvořák, J. – Friáková, O. (1978): Stratigrafie paleozoika v okolí Hranic na Moravě. – *Výzk. Práce Ústř. Úst. Geol.*, 18ú, 5-50. Praha.
- Dvořák, J. – Friáková, O. (1981): Paleogeografie famenu a tournai v severní části Moravského krasu. – *Čas. Mineral. Geol.*, 26, 301-306. Praha.
- Šteffan, M. – Melichar, R. (1996): Tzv. plástevné vápence a tektonika hranického krasu. – *Seminář Skupiny tektonických studií, Jeseník* 26.-29. duben 1996, Program, abstrakta, exkurzní průvodce, 48. Brno-Jeseník.
- Bábek, O. – Novotný, R. (1999): The Hněvotín Limestone Neostatotype Locality Revisited: A Conodont Biostratigraphy and Carbonate Microfacies Approach, Moravia, Czech Republic. – *Acta Univ. Pal. Olom., Fac. Rer. Natural., Geologica*, 36, 63-68. Olomouc.
- Dvořák, V. (2004): Orientační strukturní analýza vápenců hranického krasu. – *Geol. Výzk. Mor. Slez.* v r. 2003, 42-45. Brno.
- Dvořák, V. – Kalvoda, J. – Melichar, R. (2005): Variscan Structure of Hranice paleozoic Area (Moravosilesian Paleozoic Zone). *Geolines* 19, 33-34. Praha.
- Havíř, J. – Bábek, O. – Otava, J. (2004): Vztah struktur, stratigrafie a krasovění ve Zbrašovských aragonitových jeskyních. – *Geol. Výzk. Mor. Slez.* v r. 2003, 46-50. Brno.
- Čížek, P. – Tomek, Č. (1991): Large-Scale Thin-Skinned Tectonics in the Eastern Boundary of the Bohemian Massif. – *Tectonics* 10, 273-286.
- Dvořák, J. – Friáková, O. – Galle, A. – Kalvoda, J. – Maštera, L. – Otava, J. – Přichystal, A. – Skoček, V. (1981): Paleozoikum ve vrtu Opatovice 1 na Hranicku (SV Morava). – *Čas. Slez. Muz.*, 30,(A), 211-229. Opava.
- Zukalová, V. (2004): Devonská stromatoporoidová fauna v hlubokých vrtech na severovýchodní Moravě. – *Přírodovědné studie Muzea Prostějovska*, 7, 74 s. Prostějov.