Nález vulkanoklastik na lokalitě Obora u Boskovic (letovické souvrství, boskovická brázda)

Occurrence of volcaniclastic rocks at Obora locality near Boskovice (Letovice Formation, Boskovice Graben)

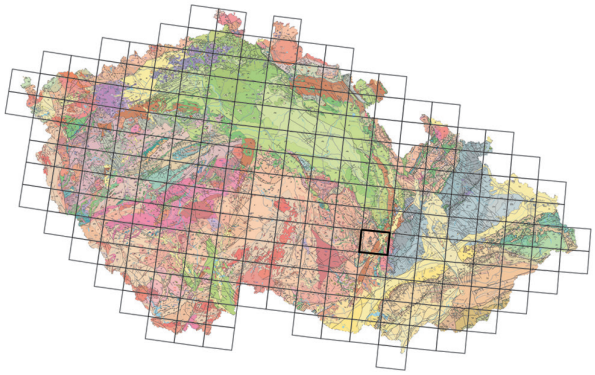
Jakub Jirásek[1, 3] – Dalibor Matýsek[2, 3] – Martin Sivek[3] – Karel Martínek[4]

[1] Centrum ENET Vysoká škola báňská – Technická univerzita Ostrava, Studentská 15/2172, 708 33 Ostrava; jakub.jirasek@vsb.cz
[2] Institut čistých technologií těžby a užití energetických surovin, Hornicko-geologická fakulta, Vysoká škola báňská – Technická univerzita Ostrava, Studentská 15/2172, 708 33 Ostrava; dalibor.matysek@vsb.cz
[3] Katedra geologického inženýrství, Hornicko-geologická fakulta, Vysoká škola báňská – Technická univerzita Ostrava, Studentská 15/2172, 708 33 Ostrava; martin.sivek@vsb.cz
[4] Ústav geologie a paleontologie, Přírodovědecká fakulta, Univerzita Karlova, Albertov 6, 128 43 Praha 2; karel@natur.cuni.cz

Please cite this article as: Jirásek, J. – Matýsek, D. – Sivek, M. – Martínek, K. (2019): Occurrence of volcaniclastic rocks at Obora locality near Boskovice (Letovice Formation, Boskovice Graben). – Geoscience Research Reports, 52, 1, 53–61. (in Czech)

Key words: K-bentonite, tuff, tuffite, volcaniclastic rock, Permian, mineralogy, petrology

Summary: The occurrence of volcaniclastic rocks was confirmed for the first time within the Letovice Formation (Asselian to Artinskian?) of the Boskovice Graben. Volcaniclastics are reported from the Obora locality near Boskovice, ca. 29 km N of Brno. Volcaniclastic admixture was found in samples collected in excavations in sections Obora I and II of the locality (GPS N 49° 27.567′ E 016° 36.143′, Fig. 1) that is outstanding for large number of Permian insects, and also other fossils like discosauriscid amphibians, actinopterygian fish, xenacanthid sharks, pseudestheriid conchostracans, and remarkable ichnoassemblages. Conifers and pteridosperms were also reported. Fifteen samples representing different lithologies (Fig. 2) were taken from the studied sections. Mineralogical composition (Table 1) shows the presence of smectite (assumed montmorillonite according to the PXRD and EDS results) in all samples, with maximum content of 33 wt.% in sample No. 4b. The majority (3/4 of all samples) of investigated samples also contain kaolinite (up to 13 wt.%). Quartz was identified in all samples, and its content varies between 4 to 18 wt.%. Minerals of the feldspar group are also ubiquitous. Most common is albite (5–34 wt.%) and then more basic plagioclase (3–13 wt.%), while K-feldspar (5–15 wt.%) was found to occur only at the base of the profile.



(24-14 Boskovice)

Calcite is also very common. Limonite, several zircon populations (Fig. 4a,b), Ti-rich magnetite (Fig. 4c), prismatic apatite (Fig. 4d), and almandine garnet were identified in heavy mineral fraction of sample No. 4. Magnetic susceptibility varies between 1 and 442. 10^{-6} SI, which confirms the presence of ferromagnetic accessory minerals. Sample No. 4 (Fig. 3), considered to be almost purely of volcaniclastic origin, shows affinity to andesitic rocks, judging from both the TAS diagram after Middlemost (1994), and Zr/Ti vs. Nb/Y diagram after Pearce (1996). The REE distribution pattern (Fig. 5, Table 2) shows also a relationship with andesitic or basaltoid rocks. The Th/ Yb vs Ta/Yb ratios in discriminant diagram (after Gorton & Schandl 2000) are on the boundary indicating a geotectonic environment of intraplate volcanism and volcanites originating in active continental margin. Also interesting is a relatively high content of As (25 ppm), Zr (129 ppm), and Th/U ratio 6.3/7.9 ppm (Table 2). There is a strong evidence for volcaniclastic origin reflected in the composition of clay components (probably altered glass) combined with the well-developed crystals of apatite and zircon. Sample No. 4 contains minimum terrestrial admixture (the lowest content of quartz, the highest content of feldspars), and can be considered to be a true tuff. Other samples from the studied sections are to a various degree "contaminated" by volcanic material coming from adjacent areas, and re-deposited in the basin lake, being actually tuffites (bentonites). This is the first reported occurrence of such rocks in the Boskovice Graben. These rocks indicate the late volcanic activity in the Variscan orogenic belt. It is believed that the deposition of volcanic ash might have affected the basin environment and its close surroundings biota that resulted in extraordinary rich fossil fauna. The tuff containing layer, due to its content of volcanogenic zircon and apatite, seems to be suitable for U-Pb dating.

Boskovická brázda je přibližně 100 km dlouhá a 3–10 km široká struktura, táhnoucí se přibližně ssv.-jjz. směrem mezi Městečkem Trnávka v Pardubickém kraji a Moravským Krumlovem v Jihomoravském kraji. Brázda je vyplněna stefanskými (gželskými) a autunskými (cisuralskými) sedimenty. Jde o nejlépe zachovanou příkopovou

DOI 10.3140/zpravy.geol.2019.09

permokarbonskou strukturu Českého masivu. Tato struktura vznikla na styku dvou jednotek – lugodanubika a moravosilesika, reaktivovaném během závěrečných fází variské orogeneze v Českém masivu (Jaroš – Malý 2001).

Permokarbonské sedimenty zde nasedají přímo na západomoravské krystalinikum a sedimentární pokryv brunovistulika. Celková složená mocnost permokarbonských sedimentů dosahuje 5–6 km. Pánev je asymetrická a tektonicky deformovaná. Vnitropánevní komplex je členěn do čtyř litostratigrafických jednotek. Jednotlivé vrstevní členy jsou tvořeny převážně cyklicky uspořádanými fluviálními až fluviolakustrinními sedimenty. Zatímco rosicko-oslavanské souvrství je díky své uhlonosnosti lépe prozkoumané, množství geologických informací týkajících se zbylých souvrství je výrazně nižší. Jejich výzkum je dlouhodobě založen pouze na studiu povrchových výchozů (Jaroš – Malý 2001).

Předmětem výzkumu je významná paleontologická lokalita Obora. V rámci Boskovické brázdy jde o unikátní paleontologickou lokalitu, proslavenou zejména nálezy fosilního hmyzu (Ivanov 2003). Cílem práce je analýza mineralogického složení zdejších sedimentů, zaměřená především na potvrzení či vyvrácení výskytu tufitu, který na základě makroskopického výzkumu bez dalších údajů uvádějí Mikuláš a Martínek (2006).

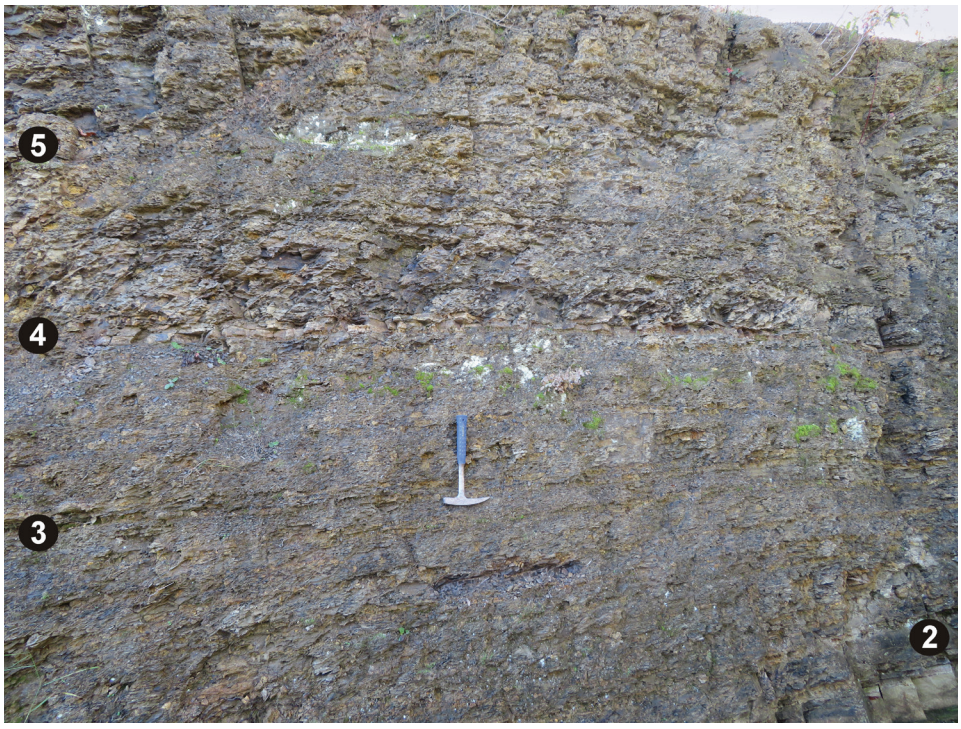
Geologická situace

Litostratigraficky se sedimenty boskovické brázdy dělí na rosicko-oslavanské, padochovské, veverskobítýšské a letovické souvrství. Letovické souvrství, asselského a podle některých autorů až artinského stáří (přehled Opluštil et al. 2017), tvoří cyklicky uspořádaná červená a šedá klastika. Dosahuje mocností max. 3000 m. Je v něm vyvinuto devět šedých faunistických poloh („obzorů“) obsahujících karbonátové konkrece až horizonty. Jejich paralelizace je však problematická, protože na základě faunistických nálezů nelze některé z nich vzájemně odlišit a je také možné, že některé představují vzájemné ekvivalenty (Jaroš – Malý 2001).

Lokalita Obora I byla objevena v roce 1954, i když fosilní flóra byla z blízkého okolí známa už koncem 19. století (Ivanov 2003). Stratigraficky náleží do bačovského obzoru střední části letovického souvrství, do biozóny *Xenacanthus decheni* (Zajíc – Štamberg 2004). Konkrétně je paralelizována (odshora) se „středními bačovskými vrstvami šedými“, „středními bačovskými vrstvami červenými“, „spodními bačovskými vrstvami šedými“ a „šedozelenými vrstvami hlubšími než bačovské vrstvy, které se však stále k bačovským vrstvám řadí“ (Havlena – Špinar 1961). Jde o světovou lokalitu permského hmyzu (např. Kukalová 1958, 1963, 1964, 1965 a 1969, Kukalová-Peck 1972 a 1974, Schneider 1980, Dostál – Prokop 2009), bohatou také na nálezy diskosauriscidů (Dostál 2003), konchostrak (Holub – Kozur 1981, Martens 1982), doplněných nálezy paprskoploutvých ryb (Zajíc – Štamberg 2004), akantodů (Zídek 1966), flóry (Šimůnek – Martínek 2009) a fosilních stop (Mikuláš – Martínek 2006).

Litologií lokality a mineralogickým složením sedimentů se paleontologicky zaměření autoři detailně nezabývali, konstatují pouze přítomnost šedých, zelenošedých a červenohnědých jílovců proložených šedožlutými jílovitými břidlicemi, jílovitým vápencem, dolomitem a bitumenním slínovcem (souhrn viz Ivanov 2003 a Dostál 2004).

Vulkanické horniny byly v letovickém souvrství zjištěny pouze vrtem RPV-47 Bělá u Jevíčka na rozhraní boskovické brázdy a orlické pánve. V něm byly zjištěny stratigraficky



Obr. 1. Čelní stěna výkopu na lokalitě Obora I. Po stranách naznačeny polohy odběru některých vzorků.
Fig. 1. The face wall of the excavation at Obora I locality. Some sampling sites are indicated.

nedokonale zakotvené permské vulkanity s chemismem odpovídajícím bazaltům, andezitům, dacitům až ryolitům (Ondráček 2012). Na nedaleké lokalitě Přední Arnoštov, situované již v orlické pánvi, byly zjištěny úlomky mandlovcového melafyru (Mrázek – Rejl 1979), nově klasifikovaného jako alkalickoživcový trachyt (Krmíček et al. 2010). Vulkanoklastické horniny jsou také známy z několika výskytů v rosicko-oslavanském souvrství (souhrn Jirásek et al. 2017). Ve stratigraficky vyšších jednotkách jsou bez analytických dat tufitické horniny zmiňovány z padochovského souvrství z lokality Neslovice – Rybičková skála 2 a z letovického souvrství z lokality Kochov – V potocích (Štamberg 2007). Detailněji jsou vulkanoklastika popisována pouze z Veverské Bítýšky z veverskobítýšského souvrství (Hrdličková ed. 2014).

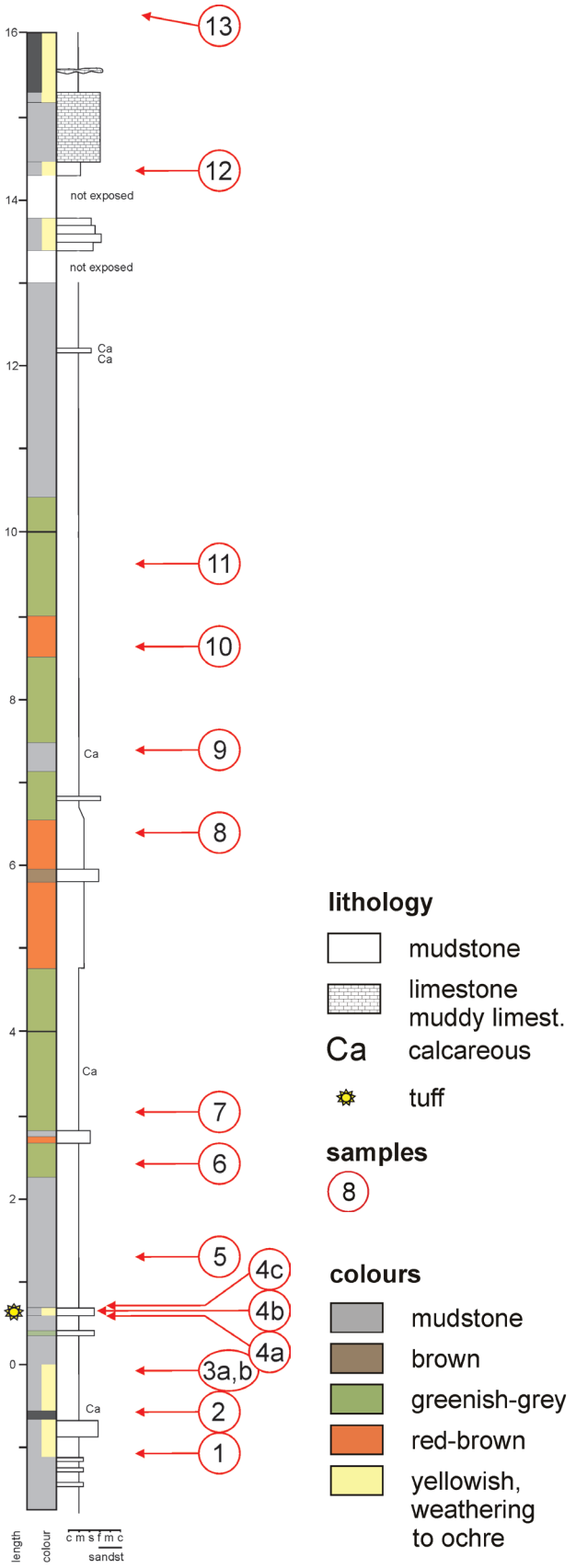
První indicie týkající se výskytu vulkanoklastik v letovickém souvrství i na lokalitě Obora se objevuje v litologickém profilu publikovaném Mikulášem a Martínkem (2006). Tito autoři ve spodní části profilu vyznačili tenkou polohu „částečně silicifikovaného tufitu“ bez dalších informací v textu. Tato poloha byla identifikována pouze na základě makroskopického pozorování a žádné analýzy nebyly provedeny.

Metody studia

Vzorky byly odebrány z výchozu odkrytého výkopem v zatáčce na levé straně silnice z Obory na Jabloňany, přibližně 900 m ssz. od obce Obora (N 49° 27.567‘ E 016° 36.143‘, obr. 1). Vzorky 1–12 byly odebrány v prostoru označovaném (viz Ivanov 2003) jako Obora I, vzorek 13 pochází z lokality označované Obora II, ve stratigrafickém nadloží profilu na obr. 2. Jeho stratigrafickou vzdálenost od vzorku 12 v profilu není možno vzhledem ke stupni odkrytí lokality určit.

V profilu bylo s nepravidelným krokem, sledujícím změny v litologii a závisejícím ve vyšší části také na jeho nedokonalém odkrytí, odebráno celkem 16 vzorků (obr. 2). Vzorek 3 byl odebrán ve dvou variantách ze stejné polohy – 3a v šedé barvě a 3b v okrové. Vzorek 4, označený v kresleném profilu Mikuláše a Martínka (2006) jako „partly silicified tufite“, byl odebrán ve třech po sobě jdoucích polohách v těsné blízkosti od sebe. Vzorek 4a představuje světle šedou vrstvu jen slabě litifikovaného (nebo druhotně zpevněného) jílovce, mocnou nejčastěji do 1 cm, na bázi polohy, 4b je pevnější zelená hornina asi 2–5 cm mocná v jejím nadloží a 4c poloha je 1–2 cm mocná vrstva s jemnou laminací (obr. 3).

Práškové rtg.-difrakční analýzy byly prováděny na přístroji Bruker-AXS D8 Advance s 2θ/θ reflexní geometrií měření, vybaveném polovodičovým silicon strip detektorem LynxEye. Měření probíhalo za podmínek: záření CuKα/Ni, napětí 40 kV, proud 40 mA, krokový režim s krokem 0,014° 2θ, čas na kroku 0,25 s, sumace 3–5 měření. Pro měření a kvalitativní vyhodnocení byl použit firemní software Bruker – AXS Diffrac, resp. Diffrac.EVA a databáze difrakčních dat PDF 2/JCPDS, verze 2011. Semikvantitativní vyhodnocení bylo prováděno Rietveldovou metodou v programu Topas, verze 4.2. Vstupní strukturní



Obr. 2. Profil lokality Obora I (podle Mikuláše a Martínka 2006, zjednodušeno), s vyznačenou polohou odebraných vzorků.
Fig. 2. Section of the Obora I site (after Mikuláš and Martínek 2006, simplified) with position of investigated samples.

Obr. 3. Detail polohy považované za tuf (bentonit).
Fig. 3. Detail of the layer considered to be a tuff (bentonite).

data byla převzata z Bruker Structural Database. Orientačně bylo u vybraných vzorků sledováno také fázové složení jílové frakce (pod 1 µm) na sedimentovaných preparátech.

Separace těžkých minerálů byla provedena v laboratořích České geologické služby v Praze. Použito bylo přibližně 10 kg vzorku z horizontu označeného v profilu na obr. 1 jako 4.

Sledování morfologie a chemického složení těžkých minerálů probíhalo za použití autoemisního elektronového mikroskopu FEI Quanta-650 FEG od firmy FEI. Mikrofotografie byly pořízeny pomocí detektoru zpětně odražených elektronů (BSE) v režimu chemického gradientu. Chemické složení minerálů bylo ověřováno pomocí energiově disperzního spektrometru EDAX Galaxy. Mikroskop pracoval za podmínek: napětí 15 kV, proud 8–10 nA, průměr svazku 4,5–6 µm, vakuum s tlakem v komoře nižším než 10^{-3} Pa. Identifikace spektrálních linií byla prováděna s využitím spektrálního rozkladu za použití funkce halographic peak deconvolution.

Magnetická susceptibilita odebraných vzorků byla měřena přístrojem SM 30 společnosti ZH instruments. Měření probíhalo v režimu „extrapolation mode“ s přesností v řádu 10^{-7} SI jednotek.

Celkový chemismus horniny byl stanoven v laboratořích společnosti Bureau Veritas Mineral Laboratories ve Vancouveru v Kanadě. Vzorek o hmotnosti přibližně 100 g byl podrcen, rozemlet na zrnitost 200 mesh a zredukován kvartováním. Vzorek pro analýzu oxidů hlavních složek byl rozpuštěn v lučavce královské (95 °C) a analyzován metodou ICP-OES. Další prvky byly zjišťovány na podílu vzorku, který prošel rozkladem tavením s borátem lithným, vylouhováním kyselinou dusičnou (5%) a byl analyzován metodou ICP-MS. Obsahy uhlíku a síry byly měřeny analyzátorem LECO. Ztráta žíháním byla zjišťována rozdílem hmotnosti před a po žíhání na 1000 °C.

Výsledky

Studium mineralogického složení hornin za pomocí práškové rentgenové difrakční analýzy dává v případě jílovitých hornin přítomných na studovaném profilu dostatečnou představu o složení horniny (tab. 1, obr. 2). Jílová frakce byla připravena sedimentací vzorků po odstranění karbonátů v sodno-octanovém pufru. Kvalita takto připravených preparátů byla velmi nízká, sedimentované preparáty při sušení silně praskají a odlupují se. Poněkud lépe se chovají sedimentované neupravované vzorky. Podařilo se ale ověřit přítomnost dominantního podílu smektitu na základě expanze bazální linie po aplikaci etylenglykolu (expanze mezivrstevní vzdálenosti ze 14,92 na 16,85 Å). Difrakční linie (001) smektitu (montmorillonitu) jsou nezvykle široké (např. vz. 4, FWHM je 1,15 Å, resp. 1,06 po aplikaci etylenglykolu) a přítomný smektit vykazuje až extrémně nízkou krystalinitu (silně omezená periodicita struktury ve směru 001). Za těchto podmínek není možné vyloučit příměs smíšených struktur typu illit-smektit s vysokým podílem smektitové komponenty. Podle semikvantitativních EDS mikroanalýz obsahuje smektit vysoký podíl Si a Al a nízký podíl Mg a Fe a je tedy blízký montmorillonitu.

Z jílových minerálů je ve všech vzorcích přítomen smektit – montmorillonit (stopy až cca 33 hmot. %) a ve 3/4 vzorků také kaolinit (0–13 hmot. %). Muskovit (resp. illit-muskovit) byl zjištěn ve třinácti vzorcích (7–43 hmot. %), ve vzorcích bez muskovitu byl naopak zjištěn obsah biotitu (0–9 hmot. %). V jediném vzorku byl zjištěn minerál chloritové skupiny (7 hmot. %). Všechny vzorky obsahují také křemen, ale v relativně nízkých obsazích (4–18 hmot. %). Ze živců byl ve všech vzorcích zjištěn albit (5–34 hmot. %) a ve většině vzorků také další bazičtější plagioklasy (3–13 hmot. %), podle vypočtených mřížkových parametrů andezin až labradorit s kolísající bazicitou ve studovaném

profilu. Lehká písčito-prachovitá frakce ale nebyla separována, takže nezávislé ověření chemismu pomocí EDS není k dispozici. Draselný živec byl přítomen pouze ve třech vzorcích na bázi profilu (5–15 hmot. %).

Poměrně vysoké a značně kolísající jsou obsahy kalcitu (až 65 %), zjištěného v každém vzorku profilu. U vzorku 3, kde se střídají šedé polohy (3a) s okrovými (3b), jsou s ohledem na velmi vysoký obsah kalcitu okrové polohy tvořeny primárním karbonátem. Vzorek 12 s ohledem na vysoký obsah kalcitu odpovídá slínovci. V poloze 4 nejsou obsahy montmorillonitu ani kaolinitu výrazně větší než v dalších vzorcích z jiných míst profilu. Charakteristický je pro ně nejmenší obsah křemene a nejvyšší obsah plagioklasů z celého profilu.

V nemagnetické a magnetické frakci těžkých minerálů vzorku 4 byla zjištěna řada akcesorických minerálů. Kromě poměrně běžných agregátů oxidů/hydroxidů železa (*limonit)* jde zejména o zirkony několika populací. Část zirkonů tvoří zaoblená zrna (obr. 4A), převládají ovšem dobře krystalově omezené a často i výrazně sloupcovité krystaly (obr. 4A, B) s délkou až 200 µm. Velmi hojný je také apatit, přítomný jak ve formě dobře krystalově omezených sloupcovitých krystalů, tak jako jejich zlomků (obr. 4D). Mezi vzácnější akcesorie patří krystaly Ti-bohatého magnetitu (obr. 4C) a zrna granátu s převahou almandinové složky (oboje potvrzeno EDS mikroanalýzami), které naprosto postrádají krystalové omezení.

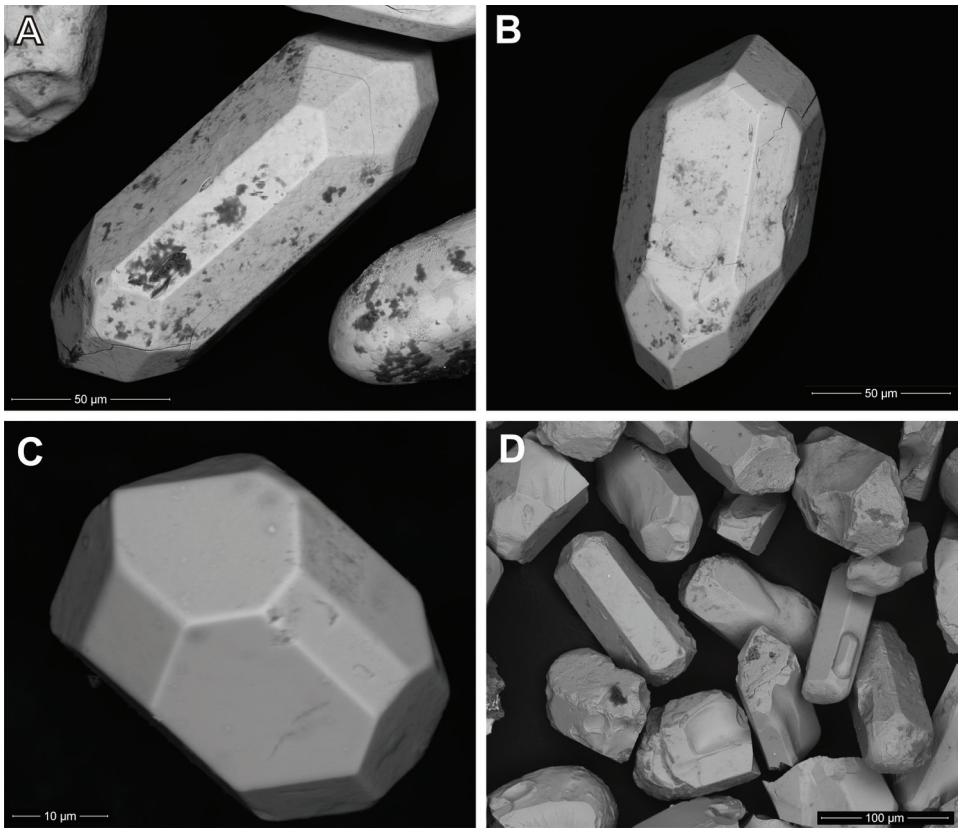
Měření magnetické susceptibility vzorků ukazuje relativně nízké hodnoty, které jsou u sedimentárních hornin zcela běžné (do cca 200–300.10^{-6} jednotek SI). U vzorků se zvýšenou hodnotou susceptibility (≥ 300.10^{-6} SI, vzorky 2, 3a, 3b a 8) je pravděpodobná přítomnost feromagnetické fáze ve stopovém obsahu. Naopak vzorek 12 vykázal nejnižší magnetickou susceptibilitu (1.10^{-6} SI), která se pohybuje kolem meze detekce použitého přístroje a režimu.

U vzorku 4, považovaného za vulkanogenní materiál s nejmenší terigenní příměsí (Mikuláš – Martínek 2006) a ekvivalentního mineralogickým složením bentonitům, bylo analyzováno celkové chemické složení (tab. 2). Při použití TAS diagramu (Middlemost 1994) spadá studovaný

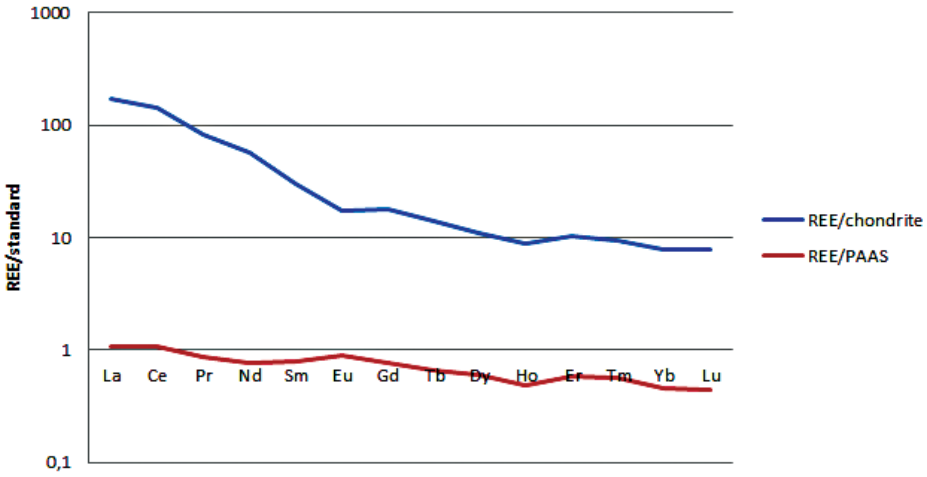
Tabulka 1. Odhad mineralogického složení vzorků na základě Rietveldovy analýzy difrakčních dat a magnetická susceptibilita (× 10^{-6} SI) odebraných vzorků
Table 1. Estimate of mineralogical composition based on the Rietveld analysis of diffraction data and magnetic susceptibility (× 10^{-6} SI) of samples studied

sample	calcite	quartz	albite	plagioclase	K-feldspar	biotite	muscovite	montmorillonite	kaolinite	chlorite	magnetic susceptibility
1	66.7	4.2	14.6		5.3	2.7		6.5			226
2	13.8	15.9	16.6	7.1	14.8	8.8		17.1	5.9		440
3a	3.2	16.1	10.9	6.7	12.2	8.3		13.0	6.0		348
3b	65.41	1.6	5.0				7.4	20.5			295
4a	11.3	4.0	20.5	22.8			24.2	8.0	9.2		59
4b	3.6	5.0	18.0	19.3			21.0	33.1			113
4c	11.0	15.2	17.0	11.0			31.9	11.0	3.9		79
5	26.7	10.6	10.0	5.5			33.0	8.4	5.7		37
6	12.3	10.0	10.1	3.4			42.2	13.7	8.2		99
7	13.9	12.3	9.9	4.6			43.1	10.6	5.5		79
8	16.6	18.3	15.0	12.7			23.5	8.3	5.7		442
9	12.7	12.5	12.9	8.3			30.9	11.0	11.7		51
10	15.0	12.0	12.9	6.6			31.4	9.6	12.6		51
11	18.9	9.6	13.2	5.9			27.4	14.8	3.2	7.0	57
12	52.9	15.3	20.0		2.9		8.3	0.7			1
13	2.0	11.2	34.4	15.1			17.3	16.7	3.4		253

Pozice vzorků viz obr. 2.
For exact location of samples see Fig. 2.



Obr. 4. Vybrané těžké minerály vzorku 4 zobrazené ve zpětně odražených elektronech. A – prizmatický krystal zirkonu a část oválného zrna téhož minerálu, B – krystal zirkonu, C – krystal Ti-bohatého magnetitu, D – zrna a krystaly apatitu.
Fig. 4. BSE images of the selected heavy minerals of sample No. 4. A – prismatic zircon crystal and part of the oval zircon grain, B – zircon crystal, C – crystal of Ti-rich magnetite, D – apatite grains and crystals.



Obr. 5. Chondritem a PAAS normalizované distribuce REE ve vzorku 4. Obsahy REE v chondritech podle McDonough – Sun (1995), v PAAS podle Taylor – McLennan (1995).
Fig. 5. Chondrite and PAAS-normalized REE patterns in sample No. 4. Chondrite normalized values after McDonough – Sun (1995), and PAAS normalized values after Taylor – McLennan (1995).

vzorek sice do pole andezitů. Vzhledem k alteracím, ke kterým u vzorku evidentně došlo (kalcifikace, možná migrace alkálií spojená s předpokládanou devitrifikací skla, následnou hydratací a krystalizací smektitu), ovšem daleko věrohodnější výsledky poskytují klasifikační diagramy založené na podílech relativně stabilních prvků. Podle poměru Zr/Ti vůči Nb/Y (Pearce 1996) náleží studovaný vzorek k andezitům až bazaltickým andezitům. Poměry Th/Yb vůči Ta/Yb jsou na rozhraní indikujícím vznik v geotektonickém prostředí vnitrodeskového vulkanismu a vulkanitů aktivního kontinentálního okraje (Gorton – Schandl 2000).

Distribuční křivka REE (obr. 5) normalizovaná na složení chondritů (McDonough – Sun 1995) má poměrně plochý a také dosti strmý průběh (La_N/Lu_N = 22). Vzorek vykazuje mírné ochuzení o Eu (Eu/Eu*N = 0,76) a jen slabé obohacení o Ce (Ce/Ce*N = 1,19). Odpovídající distribuční křivky vykazují například některé andezitoidní a bazaltoidní vyvřeliny. Sumární obsah REE je 177 ppm, normalizovaný sumární obsah REE je 585 ppm. Při srovnání s průměrným složením sedimentů (např. s Post-Archean Australian Shale standard – PAAS, Taylor – McLennan 1995) je patrná také značná shoda (obr. 5). Zatímco podíl nejlehčích REE (La, Ce) ve studovaném vzorku přibližně odpovídá obsahu v PAAS, především těžké REE jsou oproti tomuto standardu značně ochuzené (u Tm, Yb, Lu je obsah přibližně poloviční).

Z analýzy dále vyplývá, že vzorek má poměrně nízký obsah karbonátů (0,94 % C). Při současné poměrně vysoké

Tabulka 2. Chemické složení vzorku 4
Table 2. Chemical compositions of sample No. 4

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	$Fe_2O_3^{TOT}$	MgO	MnO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
54.28	0.38	16.43	6.00	0.82	0.21	5.66	4.05	1.32	0.26
TOT/C	TOT/S	LOI	Total	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu
0.94	< 0.02	9.51	99.86	12	58	34	3.9	42	30.0
Pb	Zn	Ga	As	Sb	Bi	Rb	Sr	Tl	Hg
25.5	139	12.3	25	0.2	0.4	36.4	365.0	0.9	0.02
Y	Zr	Nb	Mo	Cs	Ba	Hf	Ta	W	Th
13.8	128.7	6.0	0.7	3.9	909	3.0	1.0	1.7	6.3
U	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy
7.9	40.3	86.8	7.68	25.9	4.38	0.98	3.54	0.5	2.7
Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Au				
0.5	1.7	0.2	1.3	0.2	1.9				

Hodnoty hlavních oxidů v hmot. %, další hodnoty v μg/g (ppm), zlato v ng/g (ppb). Obsahy Be, Sn, Cd a Ag byly pod detekčním limitem. TOT/C – celkový obsah uhlíku, TOT/S – celkový obsah síry, LOI – ztráta žíháním při 1000 °C.
Contents of major oxides are in wt.%, while other contents are in μg/g (ppm), gold in ng/g (ppb). Concentrations of Be, Sn, Cd, and Ag were below the detection limit. TOT/C – total carbon content, TOT/S – total sulfur content, LOI – loss on ignition at 1000 °C.

ztrátě žíháním (9,5 %) to ukazuje na vysoký podíl fází s vázanou vodou (smektity). Jinak je zajímavý relativně vyšší obsah As (25 ppm), s ohledem na jílovitý charakter horniny zvýšený obsah Zr (128,7 ppm) a také poměr Th/U (Th je 6,3 ppm, U je 7,9 ppm).

Diskuse

Samotný obsah minerálních fází je poměrně problematickým kritériem pro rozlišení vulkanogenního a terigenního sedimentárního materiálu. Minimálně část vulkanogenního materiálu, např. případné vulkanické sklo, prošla alterací na jílové minerály. Ve sladkovodním jezerním prostředí je výsledkem těchto procesů zjištěný montmorillonit, zatímco kaolinit bývá spojován s přínosem klastického materiálu z okolí pánve (Huff 2016). Přínos montmorillonitu vzniklého například zvětráváním ultrabazických nebo bazických hornin z okolí pánve považujeme za nepravděpodobný, protože pak by tento minerál musel být v pánevní výplni zjišťován daleko hojněji, než uvádějí literární prameny (např. Houzar et al. 2017 v jižní části boskovické brázdy). Výskyty bentonitů bez vulkanoklastických prekurzorů jsou celosvětově méně běžné, navíc často jde o trioktaedrické smektity saponit a stevensit (Christidis – Huff 2009), které jsme na lokalitě nezjistili. Křemen může být sedimentárního i vulkanického původu, jeho morfologie ale nebyla sledována. Pozoruhodné je to, že ve vzorcích se K-živec vyskytuje vždy společně s biotitem a pokud jsou přítomny, nenachází se s nimi muskovit. Vzhledem k topografii pánve a předpokládanému nepříliš dalekému transportu nemusí být biotit výhradně vulkanogenního původu. Kolísající a relativně vysoký obsah kalcitu lze v profilu připsat primární sedimentaci pánve v aridním prostředí. Variabilita obsahu kalcitu u polohy tufu (vzorky 4a–c) souvisí s druhotnou karbonatizací ve vodním prostředí nebo v autigenním stadiu, známou i z jiných poloh vulkanoklastik (např. Dvořák 1999, Jirásek et al. 2013).

Z těžkých minerálů svědčí pro vulkanogenní původ dobře krystalově omezené a protažené krystaly zirkonu a apatitu (např. Pointon et al. 2018). Zejména u apatitu nelze vzhledem k jeho relativně nízké tvrdosti předpokládat, že by transport mezi klasty tvrdších minerálů vydrželo větší množství dlouze prizmatických krystalů včetně zachování jejich terminálních krystalových ploch, případně paralelně srůstajících krystalů (obr. 4d). Drcená zrna granátu bez krystalového omezení mohou být buď vulkanogenního původu, nebo jde o detritická zrna splachovaná z krystalinika na okrajích pánve. Ve druhém z uvedených případů by jako jejich možný zdroj připadaly v úvahu např. horniny olešnické nebo bítešské jednotky (Mísař 1995).

Pokud lze nízký obsah křemene a vysoký obsah plagioklasů považovat na lokalitě Obora za indikátory vyššího obsahu vulkanoklastického materiálu, pak je důležité upozornit, že tyto charakteristiky byly zjištěny i v jediném zkoumaném vzorku bitumenních slínovců (vz. 12). To by mohlo naznačovat, že sedimentární změny v pánvi včetně ukládání fosiliferního obsahu byly distální vulkanickou aktivitou přinejmenším ovlivňovány.

Závěry

Mineralogicko-petrografický výzkum klasické paleontologické lokality Obora (resp. Obora I a II) potvrdil předpoklad naznačený v publikaci Mikuláše a Martínka (2006),

že se zde vyskytuje poloha alterovaného vulkanoklastického materiálu, který je možné označit jako bentonit, resp. K-bentonit ve smyslu Huffa (2016). Vzhledem k přítomnosti montmorillonitu v celém profilu je však pravděpodobné, že kromě tufové vrstvičky (poloha 4) je prakticky celý vrstevní sled ovlivněn vulkanoklastickým materiálem, splachovaným pravděpodobně z okrajů pánve.

Toto zjištění je pozoruhodné z pěti důvodů:

1. Horniny obsahující montmorillonit byly v boskovické pánvi dosud zjištěny jen zcela ojediněle (viz informace pro jižní část pánve publikované Houzarem et al. 2017).
2. Dosud zjištěná vulkanoklastika v Boskovické brázdě byla spíše ryolitového charakteru (Hrdličková ed. 2014, Jirásek et al. 2017), zatímco námi studovaná vrstvička tufu (vzorek 4) odpovídá andezitoidním horninám. Je tak chemicky blízká žílám bazaltických andezitů až trachyandezitů z Oslavan a Budkovic v Boskovické brázdě (Přichystal 1994).
3. Vulkanoklastika nebyla dosud v horninách letovického souvrství zjištěna a představují doklad distální vulkanické aktivity spojené pravděpodobně s dozníváním pozdně variských procesů. Z jiných pánví Českého masivu (vnitrosudetské a podkrkonošské pánve – viz Opluštil et al. 2016) polohy vulkanoklastik ve spodním permu známé jsou, pro jejich možnou paralelizaci se studovanou polohou chybí další údaje.
4. Sedimentace vulkanoklastického materiálu mohla mít zásadní vliv na biotu pánve a jejího blízkého okolí a projevit se tak v obsahu fosilií, který je na lokalitě Obora mimořádný.
5. Díky obsahu vulkanogenních apatitů a zirkonů v tufové poloze je hornina pravděpodobně vhodná pro izotopické U-Pb datování.

Poděkování. Výzkum byl podpořen Grantovou agenturou GAČR 16-24062S. Pro výzkum bylo použito přístrojové vybavení získané z projektů MŠMT ČR LO1404, 1406 a SGS SP2018/33. Děkujeme editorovi V. Zieglerovi, R. Mikulášovi a druhému (anonymnímu) recenzentovi za připomínky, které vedly ke zvýšení kvality rukopisu. Dále děkujeme O. Dostálovi a D. Krejčířovi za umožnění vstupu na lokalitu.

Literatura

Dostál, O. (2003): Zástupci čeledi discosauriscidae (Romer 1947) na lokalitě Obora. – Geol. Výzk. Mor. Slez. 2002 10, 40–43.

Dostál, O. (2004): Paleontologie lokality Obora. – Acta Mus. Mor., Sci. geol. 89, 189–221.

Dostál, O. – Prokop, J. (2009): New fossil insects (Diaphanopterodea: Martynoviidae) from the Lower Permian of the Boskovice Basin, southern Moravia. – Geobios 42, 495–502.

Dvořák, J. (1999): Disharmonicky zvrásněné hradecko-kyjovické souvrství ve Staré Vsi u Bílovce (jv. část Oderských vrchů, sev. Morava). – Čas. Slez. Muz., Vědy přír. 48(1), 91–93.

Gorton, M.W. – Schandl, E.S. (2000): From continents to island arcs: A geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. – Can. Mineralogist 38(5), 1065–1073.

Havlena, V. – Špinar, Z. (1961): Zpráva o paleontologicko-stratigrafickém výzkumu okolí Jabloňan u Skalice n. Svitavou. – Zpr. geol. Výzk. v Roce 1959 43, 70.

Holub, V. – Kozur, H. (1981): Revision einiger Conchostracen-Faunen des Rotliegenden und biostratigraphische Auswertung der Conchostracen Rotliegenden. – Geol.-paläont. Mitt. 11, 39–94.

Houzar, S. – Hršelová, P. – Gilíková, H. – Buriánek, D. – Nehyba, S. (2017): Přehled historie výzkumů permokarbonských sedimentů jižní části boskovické brázdy. Část 2. Geologie a petrografie. – Acta Mus. Mor., Sci. geol. 102, 3–65.

Hrdličková, K., ed. (2014): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČR 1 : 25 000, list 24-323 Veverská Bítýška. – 265 str. MS Čes. geol. služba. Praha.

Huff, W. D. (2016): K-bentonites: A review. – Amer. Mineralogist 101(1), 43–70.

Christidis, G. E. – Huff, W. D. (2009): Geological aspects and genesis of bentonites. – Elements 5(2), 93–98.

Ivanov, M. (2003): Přehled historie paleontologického bádání v permokarbonu boskovické brázdy na Moravě. – Acta Mus. Morav., Sci. geol. 88, 3–112.

Jaroš, J. – Malý, L. (2001): Boskovická brázda. In: Pešek, J., ed.: Geologie a ložiska svrchnopaleozoických limnických pánví České republiky, 208–223. – Čes. geol. úst. Praha.

Jirásek, J. – Hýlová, L. – Sivek, M. – Jureczka, J. – Martínek, K. – Sýkorová, I. – Schmitz, M. (2013): The Main Ostrava Whetstone: composition, sedimentary processes, palaeogeography and geochronology of a major Mississippian volcaniclastic unit of the Upper Silesian Basin (Poland and Czech Republic). – Int. J. Earth Sci. 102, 989–1006.

Jirásek, J. – Matýsek, M. – Sivek, M. (2017): Albitizovaný vulkanoklastický komplex z Padochova u Oslavan (boskovická brázda). – Geosci. Res. Rep. 50(1), 39–44.

Krmíček, L. – Přichystal, A. – Šešulka, V. (2010): Geofyzikální sledování a petrologická charakteristika permského „melafyru“ na jižním okraji orlické pánve u Předního Arnoštova. – Zpr. geol. Výzk. v Roce 2009 43, 229–232.

Kukalová, J. (1960): New Palaeodictyoptera (Insecta) of the Carboniferous and Permian of Czechoslovakia. – Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. paleont. 25, 239–251.

Kukalová, J. (1963): Permian insects of Moravia: Part I – Miomoptera. – Sbor. geol. Věd, Paleont. 1, 7–52.

Kukalová, J. (1964): Review of the Calvertiellidae, with description of a new genus from Permian strata of Moravia (Palaeodictyoptera). – Psyche 71, 153–168.

Kukalová, J. (1965): Permian Protelytroptera, Coleoptera and Protorthoptera (Insecta) of Moravia. – Sbor. geol. Věd, Paleont. 6, 61–98.

Kukalová, J. (1969): On the systematic position of the supposed Permian beetles Tshecardocoleidae, with a description of a new collection from Moravia. – Sbor. geol. Věd, Paleont. 11, 139–162.

Kukalová-Peck, J. (1972): Unusual structures in the Paleozoic insect orders Megasecoptera and Palaeodictyoptera with a description of a new family. – Psyche, J. Entomol. 79, 243–269.

Kukalová-Peck, J. (1974): Woing-folding in the Paleozoic insect order Diaphanopterodea (Paleoptera), with a description of new representatives of the family Elmoidae. – Psyche, J. Entomol. 81, 315–333.

Martens, T. (1982): Zur Taxonomie und Biostratigraphie neuer Conchostraken-Funde (Phyllopoda) aus dem Permokarbon und der Trias von Mitteleuropa. – Freiberg. Forsch. R. C 375, 49–82.

McDonough, W. F. – Sun, S.-s. (1995): The Composition of the Earth. – Chem. Geol. 120(3–4), 223–253.

Middlemost, E. A. K. (1994): Naming materials in magma/igneous rock system. – Earth Sci. Rev. 37(3–4), 215–224.

Mikuláš, R. – Martínek, K. (2006): Ichnology of the non-marine deposits of the Boskovice Basin (Carboniferous-Permian, Czech Republic). – Bull. Geosci. 81(1), 81–91.

Mísař, Z. (1995): VIII.C.1 – Allochthonous Units: Stratigraphy. In: Dallmeyer, R. D. – Franke, F. – Weber, K., ed.: Pre-Permian geology of Central and Eastern Europe, 521–529. – Springer Verlag, Berlin.

Mrázek, I. – Rejl, L. (1979): Jaspisy a acháty širšího okolí Moravské Třebové. – Geol. Průzk. 21(7), 218–220.

Ondráček, J. (2012): Permský vulkanismus v boskovické brázdě a na jejím styku s orlickou pánví. Bakalářská práce. – MS Přírodověd. fak. Masaryk. univ. Brno.

Opluštil, S. – Jirásek, J. – Schmitz, M. – Matýsek, D. (2017): Biotic changes around radioisotopically constrained Carboniferous-Permian boundary in the Boskovice Basin (Czech Republic). – Bull. Geosci. 92(1), 95–122.

Opluštil, S. – Schmitz, M. – Kachlík, V. – Štamberg, S. (2016): Re-assessment of lithostratigraphy, biostratigraphy, and volcanic activity of the Late Paleozoic Intra-Sudetic, Krkonoše-Piedmont and Mnichovo Hradiště basins (Czech Republic) based on new U-Pb CA-ID-TIMS ages. – Bull. Geosci. 91(2), 399–432.

Pearce, J. A. (1996): A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D. A., ed.: Trace element geochemistry of volcanic rocks: Applications for massive sulphide exploration, 79–113. – Geol. Assoc. Canada, Short Course Notes 12, Winnipeg.

Pointon, M. A. – Chew, D. M. – Delcambre, B. – Sevastopulo, G. D. (2018): Geochemistry and origin of Carboniferous (Mississippian; Viséan) bentonites in the Namur-Dinant Basin, Belgium: evidence for a Variscan volcanic source. – Geol. Belg. 21(1, 2), 1–17.

Přichystal, A. (1994): Nové výskyty magmatických hornin v permu boskovické brázdy. – Geol. Výzk. Mor. Slez. v Roce 1993 1, 60–62.

Schneider, J. (1980): Zur Entomofauna des Jungpaläozoikums der Boskovicer Furche (ČSSR), Teil I: Mylacridae (Insecta, Blattodea). – Freiberg. Forsch.-H., R. C 357, 43–55.

Šimůnek, Z. – Martínek, K. (2009): A study of Late Carboniferous and Early Permian plant assemblages from the Boskovice Basin, Czech Republic. – Rev. Palaeobot. Palynol. 155, 275–307.

Štamberg, S. (2007): Permo-Carboniferous actinopterygians of the Boskovice Graben. Part 1. *Neslovicella*, *Bourbonnella*, *Letovichthys*, *Elonichthys*. – 155 str. Mus. Eastern Bohemia, Hradec Králové.

Taylor, S. R. – McLennan, S. M. (1995): The geochemical evolution of the continental crust. – Rev. Geophys. 33(2), 241–265.

Zajíc, J. – Štamberg, S. (2004): A study of Late Carboniferous and Early Permian plant assemblages from the Boskovice Basin, Czech Republic. – Acta Mus. Reginaehradec. S. A 30, 5–14.

Zídek, J. (1966): Nové nálezy žralokovitých ryb skupiny xenacanthodii ve spodním permu Boskovické brázdy na Moravě. – Čas. Nár. Muz., Odd. přírodověd. 135, 74–80.