

Rudistové vápence bělohorského souvrství u Bíliny: paleogeografie, stratigrafie, sedimentologie

Rudist limestones of the Bílá Hora Formation (Lower-Middle Turonian) near the town of Bílina (NW Bohemia): palaeogeography, stratigraphy, sedimentology

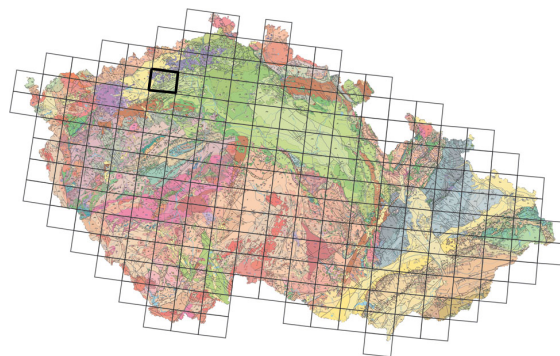
JAROSLAV VALEČKA

Česká geologická služba, Klárov 3, 118 21 Praha 1;
jaroslav.valecka@geology.cz

Please cite this article as: Valečka, J. (2017): Rudist limestones of the Bílá Hora Formation (Lower-Middle Turonian) near the town of Bílina (NW Bohemia): palaeogeography, stratigraphy, sedimentology. – Geoscience Research Reports, 50, 103–110. (in Czech)

Key words: Bohemian Cretaceous Basin, Bílá Hora Formation, Lower-Middle Turonian, rudist carbonates, palaeogeography, sedimentology, Northwest Bohemia.

Summary: The open lagoon (bay) originated on the foot of a crystalline elevation (the so-called Most-Teplice elevation) during the Lower Turonian transgression at the NNW margin of the Bohemian Cretaceous Basin (Figs 1 and 3). The carbonates up to 12 m thick, due to limited siliciclastic input, deposited in the lagoon. Microfacies analysis enabled to distinguish two microfacies, comparables with SMF 9 and SMF 12-Bs sensu Flügel (2004). Microfacies indicate two various zones in the lagoon with different energy regime. Sparitic, bioclastic grainstones and rudstones with well-rounded and sorted bioclasts providing mutual support were deposited (Figs 4 to 7) in very shallow zone near the beach, under the low tide sea level. Floatstones (micritic carbonates) with abundant, floating, less rounded and sorted bioclasts accumulated (Figs 8 to 11) in deeper zone with low water energy, below the fair-weather wave base. Except for bioclasts only some peloids were found. The scattered terrestrial grains (quartz, muscovite, gneisses) are present in small amount (max.



(02-34 Bílina)

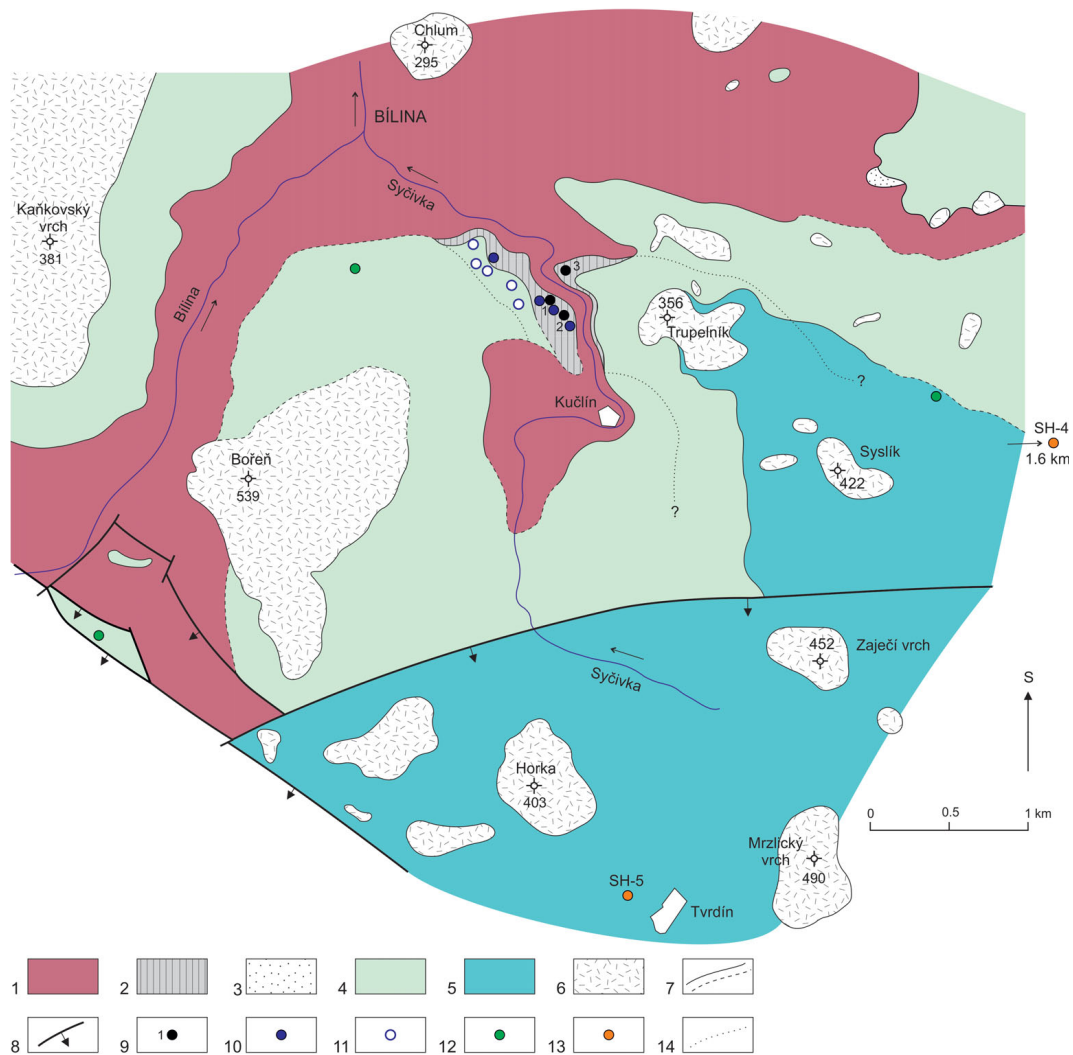
3 vol.%). The bioclasts predominantly comprise the fragments of rudist shells (around 95 vol.%). Sparse red algae, echinoderms, bryozoans and molluscs were identified. The siliciclastic sands with sponge spicules admixture simultaneously with carbonates settled in the adjacent open sea. The carbonate sand was transported away from the lagoon, forming thin layers in siliciclastic sands (Fig. 3) during extremely strong storms or ebb currents. The psammitic sequence with thin layers of the rudist carbonates belongs to the uppermost part of the Bílá Hora Formation of the Lower to Middle Turonian (Fig. 2). Rudist carbonates deposited in the lagoon correspond to a simple noncyclic transgressive succession. The sedimentation of rudist carbonates was suddenly terminated due to a rapid sea-level rise during the Middle Turonian transgression. The transgression was followed by sedimentation of basal marlstones. Marlstones covered both the rudist carbonates and the uppermost part of the crystalline elevation.

V okolí Bíliny a obce Kučlín (obr. 1) transgredují na ruly krušnohorského krystalinika křídové brekcie, konglomeráty, biodetritické vápence a slínovce. Tyto sedimenty náležejí bělohorskému až jizerskému souvrství, stáří spodního až svrchního turonu. Křídové sedimenty zde transgredují na elevaci krystalinika, která patří v české křídové pánvi k morfologicky nejvýraznějším. Elevaci nazvali Čech a Valečka (1991) mostecko-teplickou a zjistili, že byla zaplavována během několika transgresních fází v turonu. Cajz a Valečka (2010) upřesnili rozsah elevace a rozdělili ji na dvě části, na vlastní mostecko-teplickou, jejíž osa je orientována do směru JZ-SV a na ni navazující oparenskou, s orientací osy ZSZ-VJV. Brekcie a konglomeráty, často prokřemenělé, tvořené fragmenty rul, se slínitým až karbonátovým matrixem a s fosiliemi (mj. i s rudisty) vyplňují hlavně drobné trhliny v rulách (např. Reuss 1844 či Zahálka 1914). Mezi jv. okrajem Bíliny a Kučlínem jsou na

větší souvislé ploše (obr. 1) již od dob výzkumů Reusse (1840) a Geinitze (1842) známé biodetritické vápence. Největší plošný rozsah mají slínovce transgredující na vrcholové části mostecko-teplické elevace na téměř souvislé ploše v rozsahu 260–300 km² (obr. 1). V této práci je pozornost soustředěna na biodetritické vápence mezi jv. okrajem Bíliny a Kučlínem. Ty zatím byly zkoumány jen paleontologicky. Jejich paleogeografická pozice, mikrofaciální charakteristika a sedimentační prostředí zatím nebyly řešeny, dlouho zůstávalo problematické i jejich stratigrafické zařazení.

Dosavadní výzkumy vápenců

Křídové vápence transgredující u Bíliny a Kučlína na rulové podloží popsali již Reuss (1840, 1844, 1845–1846)



Obr. 1. Schematická geologická mapa okolí Bíliny. 1 – krušnohorské krystalinikum; česká křídová pánev, bělohorské souvrství: 2 – rudistové, biosparitické a biomikritické vápence, 3 – pískovce, jizerské a teplické souvrství: 4 – slínovce, jílovité, mikritické vápence, březenské souvrství a rohatecké vrstvy: 5 – vápnité jílovce, slínovce, silicifikované jílovité vápence, terciér: 6 – vulkanity, sedimenty; 7 – hranice geologických jednotek, 8 – zlomy, 9 – dokumentované skeletové výchozy, 10 – vrty s rudistovými vápenci transgredujícími na krystalinikum, 11 – vrty s rudistovými vápenci transgredujícími na krystalinikum a překrytými slínovci jizerského souvrství, 12 – vrty s transgresí jizerského souvrství na krystalinikum, 13 – vrty s pískovcovým vývojem bělohorského souvrství, 14 – předpokládaný rozsah rudistových vápenců pod slínovci jizerského souvrství.

Fig. 1. Simplified geological map of the town Bílina vicinity. 1 – crystalline complex of the Krušné hory Mts., Bohemian Cretaceous Basin, Bílá Hora Formation: 2 – biosparitic and biomicritic rudist limestones (grainstones and floatstones), 3 – sandstones, Jizera and Teplice Formation: 4 – marlstones, clayey, micritic limestones (wackstones), Březno Formation and Rohatce member: 5 – calcareous claystones, marlstones, silicified, micritic limestones, Tertiary: 6 – volcanics and sediments; 7 – limits of geological units, 8 – faults, 9 – documented skeletal outcrops, 10 – boreholes with rudist limestones transgreding on crystalline complex, 11 – boreholes with rudist limestones transgreding on crystalline complex and covered with marlstones of Jizera Formation, 12 – boreholes with marlstones of Jizera Formation transgreding on crystalline complex, 13 – boreholes with psammitic development of the Bílá Hora Formation, 14 – supposed extent of rudist limestones covered with marlstones of the Jizera Formation

a Geinitz (1842). Tito autoři z vápenců uvedli bohaté výčty fauny, hlavně rudistů, a popisovali je jako hippuritový vápenc (Hippuritenkalk) či hippuritové vrstvy (Hippuriten-schichten). V jejich době byly vápence odkryty v lůmcích, kde se těžily pro výrobu vápna. Geinitz (1842) je považoval za místní facií „spodních opuk“ (Unterer Pläner) a Reuss (1844) je řadil do „skupiny opukových vrstev“ (II. Gruppe: Plänerschichten), která v jeho stratigrafii české křídové pánve zaujímala střední pozici v rámci dělení do tří „skupin“. Později Reuss (1845–1846) vápence přiřadil k nej-

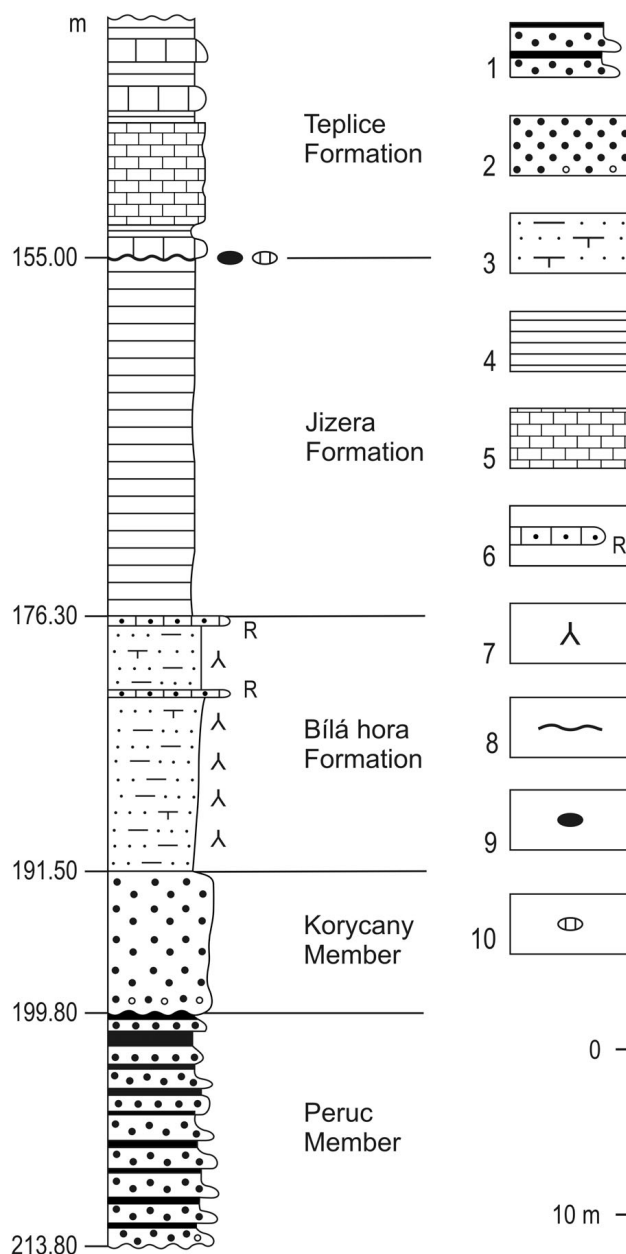
starší skupině (III. Gruppe Unterer Quadersandstein) a porovnal je s vápenci korycanských vrstev na lokalitách v s. okolí Prahy. Ke korycanským vrstvám (cenomanu) je zařadil i Krejčí (1870) a Frič (1889). Frič na profilu u Kučlína zakreslil uložení teplických vrstev s košťickým horizontem na bazální, cenomanský „slepenc rudistový“; teplické vrstvy nad slepencem paralelizoval s kysterskými slínami, které na typové lokalitě patří k jizerskému souvrství. Další výzkumy prováděl Zahálka (1914), který popisoval místní lůmky a vápenky jako zaniklé a vápence, nalezené

jen ve skeletu, považoval za transgresivní uloženiny pásma Xa, tj. svrchněturonského teplického souvrství. Hibsč (1924) vápence opět zařadil do cenomanu. V roce 1961 byly vápence v mocnosti až 2,7 m odkryty ve výkopu pro základy polikliniky na jv. okraji Bíliny (Müller – Macák 1961). Na jejich nerovný povrch transgredovaly slínovce středního turonu, tj. jizerského souvrství. Müller a Macák (1961) nenalezli určité druhy fauny, vápence zařadili do spodního turonu vzhledem k výskytu druhu *Inoceramus mytiloides* Mantell., uváděného Reussem (1845–1846), který ztotožnili s druhem *Inoceramus labiatus* (Schlotheim), vůdčím pro spodní turon a pro bělohorské souvrství. Nadložní slínovce s výskytem druhu *Inoceramus lamarcki* Parkinson přičlenili ke střednímu turonu. Čech a Váně (1988) vápence zařadili ke spodnímu turonu na základě druhu *Inoceramus (Mytiloides) mytiloides* z lokality Kučlín, uloženého ve sbírkách PřF UK (určení revidoval S. Čech). Müller in Kopecký et al. (1990) vápence zařadil k bělohorskému souvrství. Do spodního turonu kladla vápence Kloučková (2002) mj. na základě druhu *Mytiloides labiatus* nalezeného v roce 1999. Vápence jako facii bělohorského souvrství popsali Valečka et al. (2008), a to s uvedením pouze základní petrografické charakteristiky bez podrobnějšího studia.

Stratigrafická pozice a mocnost vápenců

Stratigrafickou pozici vápenců kromě zmíněných nálezů inoceramidů potvrzují četné vrty v blízkém okolí polikliniky a Kučlína (obr. 1) i terénní revize autora. Ve vrtech u polikliniky transgredují na vápence slínovce jizerského souvrství, a to v úrovni kolem 230–235 m n. m. Těsně nad silnicí Louny–Bílina, naproti poliklinice, byla při revizi zjištěna v příležitostných výkopech bazální část teplického souvrství v typovém vývoji, tj. pevné mikritické vápence s polohami slínovců; báze souvrství je v úrovni přibližně 252 m n. m.

V pouze 150 m vzdáleném vrtu Tc-2 u polikliniky je báze jizerského souvrství v úrovni 228,6 m n. m. Úplná mocnost jizerského souvrství se tak u jv. okraje Bíliny pohybuje kolem 23–24 m. Významným potvrzením vápenců jako ekvivalentu bělohorského souvrství bylo zjištění dvou poloh rudistových vápenců ve vrtu SH-5 Tvrdín, vzdáleném 3 km j. od Kučlína (obr. 1). Ve vrtu dokumentovaném autorem jsou obě vápencové polohy, mocné 0,2 m a 0,7 m, vloženy do pískovců v nejvyšší části bělohorského souvrství; mladší z poloh tvoří strop souvrství (obr. 2). Vzhledem k přesahu nejvyšší části bělohorského souvrství do středního turonu (Čech et al. 1980) je zřejmé, že sedimentace rudistových vápenců skončila až ve středním turonu. Úplná mocnost vápenců byla ověřena v sedmi vrtech řady Tc, JBA a JBB, lokalizovaných v blízkém okolí polikliniky v Bílině. Vápence v nich transgredují na slídnaté ruly a většinou jsou překryty slínovci jizerského souvrství (obr. 1). Mocnost vápenců silně kolísá v rozmezí 0,3–11,8 m. Mocnosti maximálně do 12–13 m potvrdila i terénní revize.

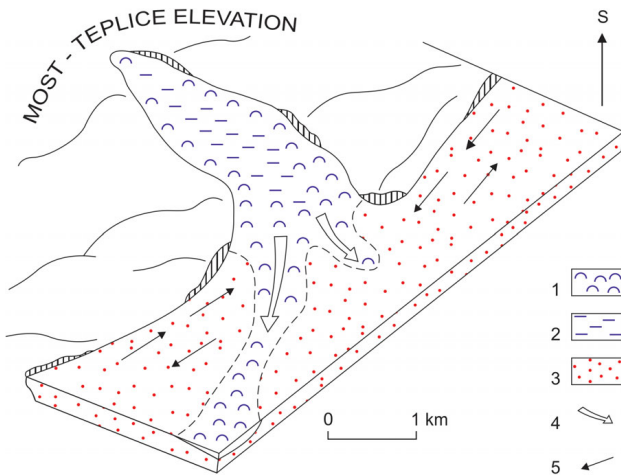


Obr. 2. Profil vrtu SH-5 Tvrdín. 1 – cyklické střídání pískovců (až slepenců) a jílovců, 2 – středně až hrubě zrnité křemenné pískovce, 3 – jemnozrné jílovité, místy vápnité pískovce, 4 – slínovce, 5 – mikritické vápence, 6 – bioklastický rudistový grainstone, 7 – příměs jehlic spongií, 8 – erozní hranice, 9 – fosfatické konkrerce, 10 – koprolity.

Fig. 2. Borehole SH-5 Tvrdín section. 1 – cyclic arrangement of sandstones, conglomerates and claystones, 2 – medium to coarse-grained quartzose sandstones, 3 – clayey fine-grained, partly calcareous sandstones, 4 – marlstones, 5 – micritic limestones, 6 – bioclastic rudist grainstones, 7 – admixture of sponge spicules, 8 – erosive surface, 9 – phosphatic concretions, 10 – coprolites.

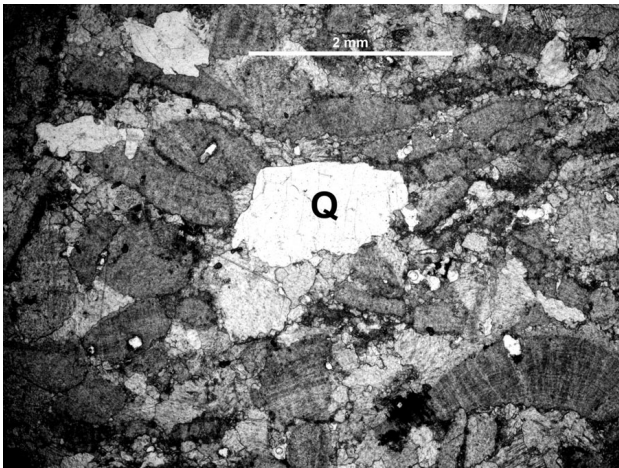
Makroskopická a mikroskopická charakteristika vápenců

Vápence ve vrtech v okolí polikliniky jsou vesměs popsány jen jako „bělavé, organodetrické vápence“ bez dalších detailů. Při terénní revizi nebyly výchozy vápenců zjištěny,



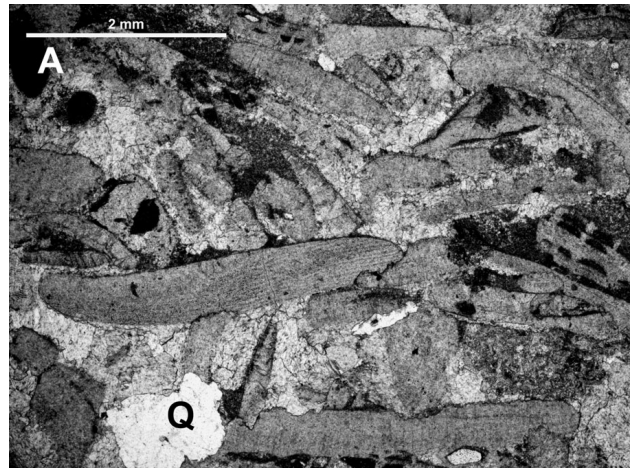
Obr. 3. Paleogeografické schéma ukládání rudistových vápenců. 1 – bioklastický rudistový grainstone až rudstone, 2 – bioklastický rudistový floatstone, 3 – jemně až středně zrnité jílovité pískovce, 4 – extrémní bouřkové a odlivové proudění, 5 – příbřežní proudění.

Fig. 3. Palaeogeographic sketch of the rudist bearing limestone sedimentation. 1 – bioclastic rudist grainstones and rudstones, 2 – bioclastic rudist floatstones, 3 – fine- to medium-grained clayey sandstones, 4 – extremely strong storm and ebb currents, 5 – longshore currents (drift).



Obr. 4. Mikrofacie A, bioklastický rudistový grainstone. Fragmenty schránek rudistů jsou dobře vytříbené a zaoblené, matrix tvoří nestejnzrná sparitová mozaika; uprostřed zrno křemene (Q).
Fig. 4. Microfacies A, bioclastic rudist grainstones. Densely packed, well sorted and rounded rudist shell fragments, matrix is characterised by pore-filling calcite crystals of variable size (sparite mosaic), isolated quartz grain (Q).

vzorky k analýzám (výbrusy, karbonátové analýzy) byly odebrány ze skeletových výchozů (dok. body 1–3 na obr. 1). Makroskopicky jsou vápence ve skeletových výchozech bělavé až bělavě šedé, méně slabě narezle žlutavé, s masivní texturou. Jsou detritické, většinou s podpůrnou strukturou klastů. Klasty (alochemy) tvoří hlavně fragmentované schránky makrofauny, tj. bioklasty, jejichž velikost se pohybuje poněkud více mezi 1 až 5 mm. Tmel je především sparitový, bez větších mikritických partií. Řídce se vyskytují drobná nepravidelná hnízda sparitu o velikosti

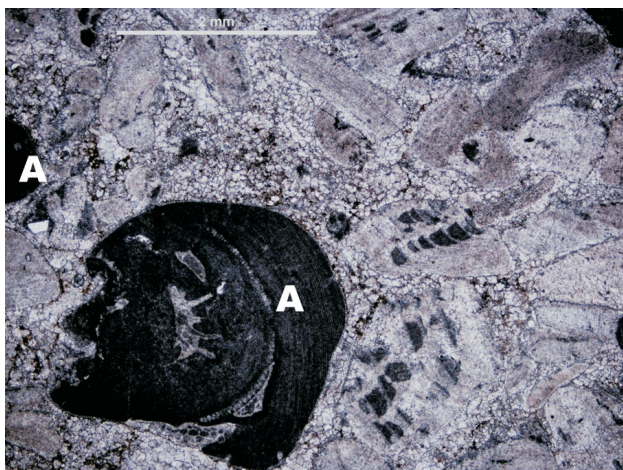


Obr. 5. Mikrofacie A, bioklastický rudistový rudstone. Matrix vyplňující prostor mezi dobře zaoblenými a vytříbenými fragmenty rudistových schránek tvoří hlavně nestejnzrný sparit, méně mikrit až mikrosparit; sporadicky se vyskytují fragmenty červených řas (A), dole zrno křemene (Q).

Fig. 5. Microfacies A, bioclastic rudist rudstone. Well rounded and sorted fragments of rudist shells, rare red algae fragments (A), quartz grain (Q); the pores are infilled mainly with sparite cement of variable crystal size, subordinately with micrite or microsparite.

několika milimetrů až 1 cm; typické fenestrální textury zjištěny nebyly. Méně často je patrné, že bioklasty plavou v jemnozrném mikritickém matrixu. Zřetelná jsou vtoušená zrna křemene, úlomky rul a vzácně i lišty klastického muskovitu. Vápence lze makroskopicky klasifikovat jako grainstones až rudstones, méně jako floatstones (podle upravené klasifikace Dunhama 1962, viz dále).

Mikroskopicky byly rozlišeny dvě příbuzné mikrofacie, lišící se hlavně obsahem mikritu, které označují jako mikrofacii A, resp. B. Převažující podíl má mikrofacie A s podpůrnou strukturou klastů a s výrazně převažujícím sparitovým matrixem (obr. 4–7). Kromě sparitu jsou mezi klasty (alochemy) patrné drobné partie tmavého mikritu, popř. i mikrosparitu (obr. 5 a 7). Sparitový tmel má charakter jednak hrubší mozaiky s variabilní velikostí krystalů kalcitu (obr. 4 a 5), jednak drobnozrná sparitová mozaika, v níž mají kalcitové krystaly zhruba stejnou velikost (obr. 6 a 7). V drobnozrné mozaice se mezi kalcitovými zrny místy vyskytují zbytky mikritu (obr. 7). V drobných partiích mezi klasty se objevuje i hrubozrný sparit, s krystaly kalcitu o velikosti až 2–4 mm. Některé klasty mají tenké nesouvislé lemy z drobných, stejně velkých zrn kalcitu (obr. 7). Tyto skutečnosti svědčí pro rekrystalizaci mikritického matrixu na sparit. Mikrofacie B se vyznačuje podpůrnou strukturou matrixu, tvořeného tmavým mikritem, v němž klasty převážně plavou a jen zřídka se dotýkají (obr. 8–11). I v této mikrofacii lze pozorovat začínající proces sparitizace. Ta se projevuje tenkými nesouvislými lemy světlého kalcitu ve formě zubovitých krystalů, méně i drobných, stejně velkých kalcitových zrn na povrchu fragmentů schránek rudistů i echinodermát či bryzozoi (obr. 8–11). Drobně zubovitý sparit se vyskytuje i na stěnách mikritem vyplněných buněk v celulárních vrstvách schránek rudistů (obr. 10). V mikritickém matrixu se vy-

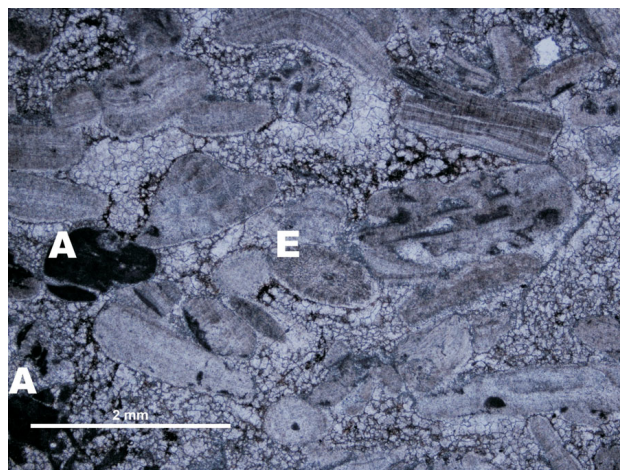


Obr. 6. Mikrofacie A, bioklastický rudistový rudstone. Mezi dominantními, dobře zaoblenými a vytříděnými fragmenty schránek rudistů se vyskytují fragmenty červených řas (A), matrix tvoří drobnozrná sparitová mozaika, v níž mají kalcitové krystaly zhruba stejnou velikost.

Fig. 6. Microfacies A, bioclastic rudist rudstone. The red algae fragments (A) occur among predominant, well rounded and sorted rudist shell fragments; the matrix comprises granular mosaic of small calcite crystals of approximately equal size.

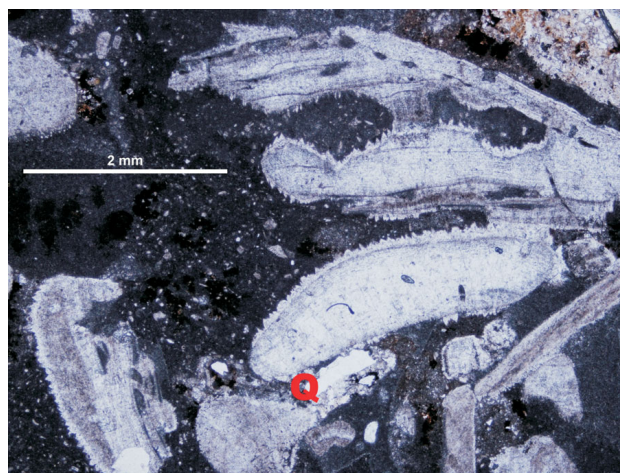
skytují difúzně ohraničené partie, jejichž světlejší barva je dána přítomností zrněk mikrospáritu (obr. 9–11). Obsah klastů v mikrofacii A se pohybuje mezi 55–70 %, v mikrofacii B 30–40 %. Velikost většiny klastů kolísá mezi 1–5 mm, řídce se vyskytují i klasty větší, až několik centimetrů velké. V mikrofacii B jsou místy hojně rozptýlené, velmi drobné klasty pod 1 mm i 0,1 mm. Průměrná velikost klastů osciluje mezi 1,5–2,5 mm. Jejich zaoblení je variabilní, v mikrofacii A je vyšší, střední až dobré, řídce až velmi dobré (stupně 2 až 3, řídce i 4 podle Pilkeye et al. 1967), v mikrofacii B je střední, méně dobré, vyskytují se i klasty bez zaoblení (stupně 2, řídce 3, resp. 1).

Klasty jsou v obou mikrofaciích tvořeny výhradně bioklasty, jako ojedinělý byl zjištěn 1,3 mm velký zaoblený mikritický peloid bez vnitřní struktury, s trhlkami vyplněnými sparitem. Bioklasty jsou v naprosté většině (kolem 95 %) tvořeny fragmenty schránek rudistů (obr. 4–11). Vzácně, s podílem pod 1 % až 1 % na složení horniny, byla nalezena bryozoa (obr. 11), echinodermáta (obr. 7 a 9) i fragmenty schránek dalších mlžů i brachiopodů, s jemně fibrózní, zrnitou i nedokonalou prizmatickou strukturou. Častější jsou červené řasy, které tvoří často až 2 % horniny (obr. 5, 6, 7 a 10). Rudistové fragmenty tvoří ponejvíce kompaktní vrstvy schránek s fibrózně prizmatickou strukturou typickou pro skupinu Hippuritidae (Skelton 1976, Philip et al. 1978). V některých kompaktních vrstvách jsou zřetelné kanálky (póry) vyplněné tmavým mikritem. Časté jsou také kompaktní vrstvy s výraznými pravidelnými přírůstkovými liniemi, náležející zřejmě skupině Radiolitidae (Philip et al. 1978). Ve výbrusech byly zjištěny i několik centimetrů velké fragmenty pravé, kónické misky, v příčném řezu s buněčnatou strukturou, patřící zřejmě ke skupině Caprinidae. Buňky jsou vyplněny sparitem, sporadicky mikritem (obr. 10 a 11). V kompaktních vrstvách rudistů se



Obr. 7. Mikrofacie A, bioklastický rudistový grainstone. Převažují dobře zaoblené a vytříděné fragmenty rudistových schránek, řídce jsou červené řasy (A) či ostny echinodermat (E), matrix tvoří drobnozrná sparitová mozaika s kalcitovými krystaly zhruba stejné velikosti; některé bioklasty obaluje tenký nesouvislý lem z drobných, stejně velkých krystalů kalcitu.

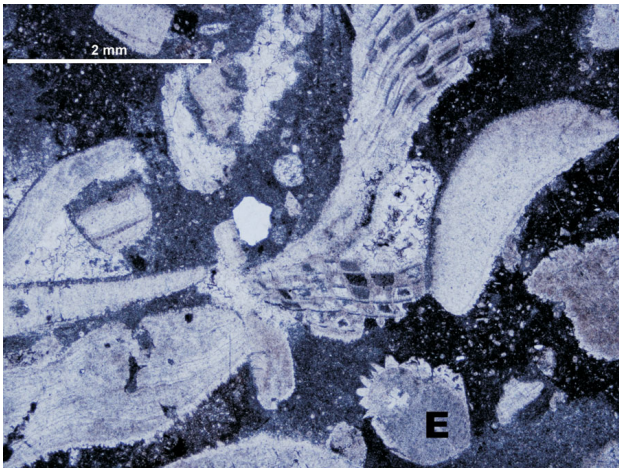
Fig. 7. Microfacies A, bioclastic rudist grainstone. Well sorted and rounded fragments of the rudist shells predominate; rare red algae (A) fragments, echinoderm spine (E); matrix comprises granular mosaic of small calcite crystal of approximately equal size and small relics of micrite; some bioclasts exhibit thin discontinuous cement rim, consisting of small equidimensional calcite crystals.



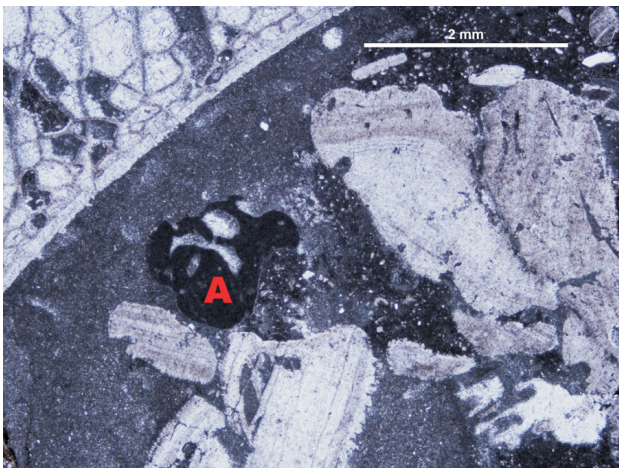
Obr. 8. Mikrofacie B, bioklastický rudistový floatstone. Málo vytříděné fragmenty rudistových schránek plavou v mikritickém matrixu, některé fragmenty jsou obaleny nesouvislým lemem ze zubovitých krystalů kalcitu, řídce jsou rozptýlená zrna křemene (Q).

Fig. 8. Microfacies B; bioclastic rudist floatstone. Poorly sorted rudist shell fragments, floating in the micritic matrix; some fragments exhibit discontinuous rim of toothlike calcite crystals; scattered quartz grains (Q).

objevují stopy po vrtavé činnosti, nepravidelné dutinky a tenké chodbičky, vyplněné mikritem. Vzácně akcesoricky se ve vápencích nacházejí drobná zrna trávově zeleného glaukonitu. Terigenní složku zastupují rozptýlená, málo opracovaná až velmi angulární zrna převážně polykrystalického křemene (obr. 4, 5, 8 a 11), méně i rul (méně 1 % až

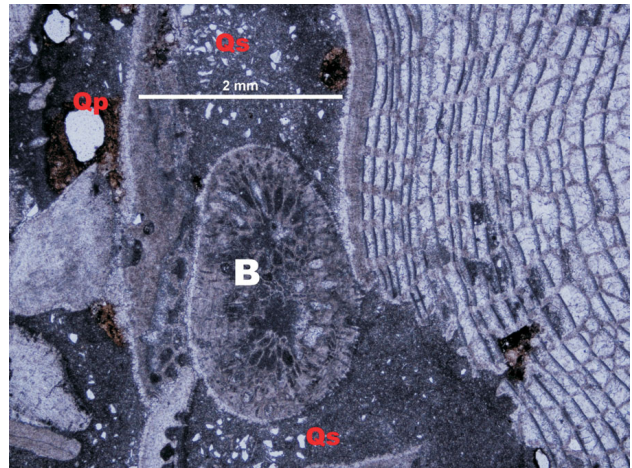


Obr. 9. Mikrofacie B, bioklastický rudistový floatstone. Málo vyříděné fragmenty schránek rudistů plavou v mikritickém matrixu, některé fragmenty, včetně fragmentu echinodermat (E) jsou obaleny nesouvislým lemem ze zubovitých krystalů kalcitu; mikritická matrix je místy světlejší díky přítomnosti zrněk mikrosparitu.
Fig. 9. Microfacies B, bioclastic rudist floatstone. Poorly sorted rudist shell fragments, floating in the micritic matrix, some fragments inclusive of echinoderm fragment (E) exhibit discontinuous rim of toothlike calcite crystals; the micrite matrix is in places less dark due to presence of microsparite grains.



Obr. 10. Mikrofacie B, bioklastický rudistový floatstone. Výplň centrální dutiny pravé (kónické) misky rudista s celulární strukturou (vlevo), nevyříděné fragmenty schránek rudistů plavou v mikritickém matrixu spolu s řídkými fragmenty červených řas (A), některé rudistové fragmenty obaluje nesouvislý lem zubovitých kalcitových krystalů, buňky v rudistové misce vyplňuje sparit, méně i mikrit.
Fig.10. Microfacies B, bioclastic rudist floatstone. Infilling of the central cavity of the right (conic) rudist valvae with cellular structure (on the left), the unsorted rudist shell fragments floating in the micrite matrix together with sparce red algae fragments (A); some rudist fragments exhibit discontinuous rim of toothlike calcite crystals; the cells of rudist valvae are infilled with sparite, less frequently with micrite.

3 %) o variabilní velikosti mezi 0,02–3,5 mm. Podle klasifikace Dunhama (1962), upravené Embrym a Klovanem (1971) a Wrightem (1992) a užívané Flügelem (2004), klasifikují mikrofacii A jako bioklastický rudistový grainstone



Obr. 11. Mikrofacie B, bioklastický rudistový floatstone. Špatně vyříděné fragmenty rudistů plavou v mikritickém matrixu (vpravo příčný řez pravou miskou rudista s celulární strukturou); kromě rudistů jsou sporadické fragmenty bryozoi (B); mikritický matrix je místy světlejší kvůli přítomnosti zrněk mikrosparitu, rozptýlená zrna terigenního křemene náležejí do psamitické (Qp) i siltové (Qs) frakce.
Fig.11. Microfacies B, bioclastic rudist floatstone. Poorly sorted rudist shells fragments (on the right the transversal section of the right rudist valve with cellular structure), floating in the micrite; except rudist shells sporadic bryozoan fragments (B) are present; the micrite matrix is in places less dark due to presence of microsparite grains; the scattered terrestrial quartz occur both in psammitic (Qp) and silt (Qs) fraction.

Fig.11. Microfacies B, bioclastic rudist floatstone. Poorly sorted rudist shells fragments (on the right the transversal section of the right rudist valve with cellular structure), floating in the micrite; except rudist shells sporadic bryozoan fragments (B) are present; the micrite matrix is in places less dark due to presence of microsparite grains; the scattered terrestrial quartz occur both in psammitic (Qp) and silt (Qs) fraction.

až rudstone, mikrofacii B jako bioklastický rudistový floatstone. V pojetí Flügela (2004) lze mikrofacii A porovnávat se standardní mikrofacií SMF 12-Bs, charakteristickou dominancí jednoho typu schránek (bivalvií), ukládanou v mělkém, v našem případě příbřežním prostředí (faciální zóna FZ 8) se silným prouděním a vlněním, vymývající mikrit. Mikrofacie B je srovnatelná se SMF 9, tj. mikritickým vápencem s hojnými plovoucími bioklasty. SMF 9 je typická pro prostředí otevřené laguny (zálivu), pod dosahem vlnění za normálního počasí (faciální zóna FZ 7).

Paleogeografie a sedimentační prostředí vápenců

Paleogeografická pozice a rozsah rudistových vápenců vyplývá z geologické situace (obr. 1) a z paleogeografické skici (obr. 3), konstruované na základě vrtů a moderních mapování v měřítkách 1 : 25 000 a 1 : 10 000 (Kopecký et al. 1990, Valečka et al. 2008). Z obrázků 1 a 3 je zřejmé, že vápence se uložily při jv. úpatí morfoloogické elevace krystalinika, na které chybí perucko-korycanské souvrství a na kterou postupně transgredovaly až sedimenty bělohorského a jizerského souvrství. Nejvyšší části elevace překrývají pouze několik málo metrů mocné slínovce jizerského souvrství.

Vznik rudistových vápenců je ohraničen dvěma transgresními fázemi. Po transgresi, k níž došlo ve spodním turonu, proniklo moře do nižší části mostecko-teplické elevace, v níž vznikl otevřený záliv s normální salinitou.

Podle rozšíření vápenců a s ohledem na rozsah krystalinika překrytého až jizerskými slínovci (obr. 1) byl záliv široký asi 0,7–1,5 km a pronikal 3 km hluboko do pevniny (obr. 3). Do zálivu nezasahovaly příbřežní proudy transportující siliciklastický materiál a ukládaly se v něm hrubé karbonátové bioklastické (rudistové) písky spolu s mikritem; jejich sedimentace byla jen minimálně ředěna detritem z krystalinika, pocházejícím z abraze skalnatých úseků pobřeží zálivu. Jako ekvivalent karbonátů se v přiléhající otevřené části pánve, dotované přínosem siliciklastického materiálu, ukládaly křemenné jemně až středně zrnité písčovce s jílovitou příměsí a s příměsí jehlic silicispongií. Sedimentace křemenných písků byla občas přerušena přínosem karbonátového písku ze zálivu, k němuž docházelo při extrémních bouřích či mimořádně silném odlivovém proudění (obr. 3). Ukládání rudistových vápenců bylo náhle ukončeno po další výrazné transgresivní fázi ve středním turonu. Po této transgresi se na rudistové vápence a na krystalinický povrch mostecko-teplické elevace začaly ukládat slínovce, na bázi lokálně s akumulací koster hub. Záliv byl natolik hluboký, že v něm vznikly dvě hloubkové zóny, lišící se energií vodního prostředí a charakterem karbonátové sedimentace. Ve velmi mělkovodní, k břehu zálivu přiléhající zóně – o hloubce řádově v prvních metrech, s vysokou energií prostředí, ovlivňovanou silným prouděním (a zpětným splachem) a vlněním, avšak pod úrovní hladiny za odlivu (pod příbojovou zónou) – se ukládaly hrubé karbonátové písky (mikrofacie A). Karbonátové písky vznikající dominantně fragmentací schránek rudistů se vyznačují vyšším zaoblením i vytříděním bioklastů a vymýváním mikritu, kdy vznikaly větší póry, vyplněné později sparitem. V hlubší zóně, mimo dosah proudění spjatého s příbojem, pod úrovní dosahu vlnění za normálního počasí, sedimentoval především mikrit s plovoucími bioklasty. Ty sem byly přinášeny z mělké zóny, v níž setrvaly příliš krátkou dobu na to, aby byly dobře zaobleny a vytříděny (mikrofacie B). Hlubší část zálivu mohla být oddělena od otevřeného moře subakvatickým valem (bariérou), tvořeným karbonátovým pískem mikrofacie A.

Během existence zálivu vznikla jednoduchá transgresivní sekvence rudistových vápenců, bez přítomnosti hub a korálů, která není součástí geneticky složitější (para)sekvence. Takovéto jednoduché sekvence rudistových vápenců podle Sanderse a Ponse (1999) vznikají v lagunách (zálivech) s redukováným přínosem siliciklastického materiálu během transgresivní fáze. Četnost schránek rudistů svědčí pro jejich výskyt v hustých, trsovitých porostech. Doklady o srůstání schránek rudistů, tj. o tvorbě útesových struktur, zjištěny nebyly.

Závěr

1. Po transgresi ve spodním turonu vznikl v sz. části české křídové pánve, na úpatí elevace krystalinika, záliv s karbonátovou sedimentací, kterou umožnil minimální přínos terigenního detritu.
2. Mělké okraje zálivu byly kolonizovány rudisty, bez

konkurence korálnatců a houbovců. Sporadicky se vyskytovala echinodermata, mechovci, červené řasy, další mlži a brachiopodi.

3. V zálivu lze odlišit dvě hloubkové zóny s odlišnou energií prostředí. V mělké, příbřežní zóně s trvalým prouděním a vlněním se ukládaly hrubé karbonátové písky s částečně vymytým mikritem; v hlubší zóně, pod hladinou klidného vlnění, sedimentoval mikritický karbonát s hojnými plovoucími bioklasty.
4. Rudistové vápence představují jednoduchou transgresivní sekvenci, jejíž ukládání ukončila další středněturonská transgrese, po níž vápence i krystalinickou elevaci pokrývaly relativně hlubokovodní „pánevní“ slínovce.
5. Sedimentace rudistových vápenců skončila později, než se dosud předpokládalo, a to ve středním turonu. Rudistové vápence u Bíliny jsou nejmladší rudistovou formací v české křídové pánvi.

Poděkování. Tento článek vznikl v rámci úkolu 339200, dokončené projektem Rebilance. Autor děkuje recenzentům, Mgr. Janu Juráčkovi z Východočeského muzea v Hradci Králové a PaedDr. Tomáši Kočímu, Ph.D., z Pedagogické fakulty UK za podnětné připomínky, které přispěly ke zlepšení formální i věcné úrovně článku. Mgr. Anně Zelenkové-Trubačové autor děkuje za technické zpracování obrázků.

Literatura

- CAJZ, V. – VALEČKA, J. (2010): Tectonic setting of the Ohře/Eger Graben between the central part of the České Středohoří Mts. and Most Basin, a regional study. – *J. Geosci.* 55, 201–215.
- ČECH, S. – KLEIN, V. – KRÍŽ, J. – VALEČKA, J. (1980): Revision of the Upper Cretaceous stratigraphy of the Bohemian Cretaceous Basin. – *Věst. Ústř. Úst. geol.* 55, 277–296.
- ČECH, S. – VALEČKA, J. (1991): Významné transgrese a regrese v české křídové pánvi. – *MS Čes. geol. služba, Praha.*
- ČECH, S. – VÁNĚ, M. (1988): K otázkám vývoje cenomanu a spodního turonu v Podkrušnohoří. – *Čas. Mineral. Geol.* 33, 4, 395–410.
- DUNHAM, R. L. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: HAM, W. E., ed: Classification of carbonate rocks. A symposium. – *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.* 1, 108–171.
- EMBRY, A. F. – KLOVAN, J. E. (1971): A Late Devonian reef tract on northeastern Bank Island. – *Bull. canad. Petrol. Geol. Mem.* 1, 730–781.
- FLÜGEL, E. (2004): *Microfacies of carbonate rocks.* – 976 str. Springer. Berlin, Heidelberg, New York.
- FRÍČ, A. (1889): Studien im Gebiete der Böhmisches Kreideformation. Paleontologische Untersuchungen der einzelnen Schichten. IV. Die Teplitzer Schichten. – *Arch. naturwiss. Landes-Durchforsch. Böhm. Prag.*
- GEINITZ, H. B. (1842): Charakteristik der Schichten und Petrefakten des sächsisch-böhmischen Kreidegebirges. Drittes Heft. Die sächsisch-böhmische Schweiz, Die Oberlausitz und das Innere von Böhmen. – Dresden und Leipzig.
- HIBSCH, J. E. (1924): Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Bilin. – *Knih. St. geol. Úst. Čs. Republ.* 8.
- KLOUČKOVÁ, B. (2002): Přehled rudistů české křídové pánve, systematická, paleoekologie a stratigrafie. Diplomová práce. – *MS Přírodověd. fak. Univ. Karl. Praha.*
- KOPECKÝ, L. et al. (1990): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1 : 25 000, list 02-341 Bílina. – *Ústř. úst. geol. Praha.*
- KREJČÍ, J. (1870): Studie v oboru křídového útvaru v Čechách. I. Všeobecné a horopisné poměry jakož i rozčlenění křídového útvaru českého. – *Arch. přírodověd. Prozk. Čech* 1, 35–161.

- MÜLLER, V. – MACÁK, F. (1961): Příspěvek k paleogeografii svrchní křídly na Bílinsku. – *Věst. Ústř. Úst. Geol.* 36, 213–214.
- PHILIP, J. – AMICO, S. – ALLEMAN, J. (1978): Role de Rudistes dans la sédimentation calcaire au Crétacé supérieur. – *Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, 4, 343–359.
- PILKEY, O. H. – MORTON, R. W. – LUTENAUER, J. (1967): The carbonate fraction of beach and dune sands. – *Sedimentology*, 8, 311–327.
- REUSS, A. E. (1840): *Geognostische Skizzen aus Böhmen. I. Bd. Die Umgebung von Teplitz und Bilin.* – Prag, Leitmeritz, Teplitz.
- REUSS, A. E. (1844): *Geognostische Skizzen aus Böhmen. II. Bd. Die Kreidegebilde des westlichen Böhmen.* – Prag.
- REUSS, A. E. (1845–1846): *Die Versteinerungen der böhmischen Kreideformation. 1. Abt. 2 Abt.* – Stuttgart.
- SANDERS, D. – PONS, J. M. (1999): Rudist formation in mixed siliciclastic-carbonate depositional environments, Upper Cretaceous, Austria: stratigraphy, sedimentology, and models of development. – *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 148, 249–284.
- SKELTON, P. W. (1976): Functional morphology of the Hippuritidae. – *Lethaia*, 9, 83–100.
- VALEČKA, J. – CAJZ, V. – RAPPRIČH, V. – ZELENKA, P. – MLČOCH, B. (2008): *Geologie, geologická mapa a legenda (Dokumentace a mapování svahových pohybů – oblast České středohoří).* – MS Čes. geol. služba. Praha.
- WRIGHT, V. P. (1992): A revised classification of limestones. – *Sedimentary Geol.* 76, 177–186.
- ZAHÁLKA, Č. (1914): *Útvar křídový v Českém středohoří. Díl prvý.* – Nákl. spisovatelovým.