

Ráztocký vápenec štureckej faciálnej oblasti hronika

Ráztoka Limestone of the Šturec Facies Area in the Hronicum

JAKUB HAVRILA¹, DANIELA BOOROVÁ² a MILAN HAVRILA³

¹Katedra geológie a paleontológie, Prírodovedecká fakulta, Univerzita Komenského v Bratislave, Mlynská dolina, Ilkovičova 6, 842 15 Bratislava, Slovenská republika, e-mail: havrila@nic.fns.uniba.sk

²Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovenská republika, e-mail: daniela.boorova@geology.sk

³Slovenská geologická spoločnosť, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovenská republika, e-mail: havrila@gmail.com

Abstrakt. V juhovýchodnej časti Veľkej Fatry je ráztocký vápenec súčasťou vrstvového sledu štureckej faciálnej oblasti hronika centrálnych Západných Karpát. Pri Hornom Harmanci je veľmi dobre a súvislo odkrytá celá jeho hrúbka. Vo vrstvovom slede tvorí dve telesá. Spodné teleso leží nad jasenským vápencom a pod reiflinským vápencom. Vrchné vystupuje v spodnej časti reiflinského vápenca. Táto lokalita je vhodná ako hypostratotyp ráztockého vápenca. Venovali sme sa jeho litofaciálnemu, mikrofaciálnemu aj mikrobiostratigrafickému štúdiu. Ráztocký vápenec je z veľkej časti resedimentom. Je zmesou najmä detritického materiálu pochádzajúceho z plytkovodného prostredia karbonátovej plošiny a z menšej časti materiálu pelagického prostredia, v ktorom sa usadil. Bioklastický materiál ráztockého vápenca má veľmi podobné zloženie ako gaderský vápenec (sensu M. Havrila, 2011). Jeho zdrojom pre obe fácie bol priestor karbonátovej plošiny. Oba vápence sedimentovali súčasne počas vrchného pelsónu až spodného ilýru.

KLúčové slová: hronikum, šturecká faciálna oblasť, ráztocký vápenec, foraminifery, konodonty, mikrofácie

Abstract. In the southeastern part of the Veľká Fatra Mountains the Ráztoka Limestone is a part of the bed sequence of the Šturec Facies Area of the Central Western Carpathian Mountains. It is very well and continuously exposed in the surroundings of Horný Harmanec. In the bed sequence it forms two bodies. The lower body is above the Jasenie Limestone and below the Reifling Limestone. The upper body is in the lower part of the Reifling Limestone. The locality near Horný Harmanec is suitable as a hypostratotype of the Ráztoka Limestone. Lithofacies, microfacies and microbiostratigraphic research of this limestone was carried out. The Ráztoka Limestone is largely a resediment. It is a mixture of mainly detrital material originated from a shallow water carbonate platform environment and in its minor part of the material originated in a pelagic environment, where it sedimented. The bioclastic material of the Ráztoka Limestone has very similar composition as the Gader Limestone (sensu M. Havrila, 2011). Its source for both facies was the area of the carbonate platform. Both limestones sedimented synchronously during Late Pelsonian – Early Illyrian time range.

Key words: Hronicum, Šturec Facies Area, Ráztoka Limestone, foraminifers, conodonts, microfacies

1. Úvod

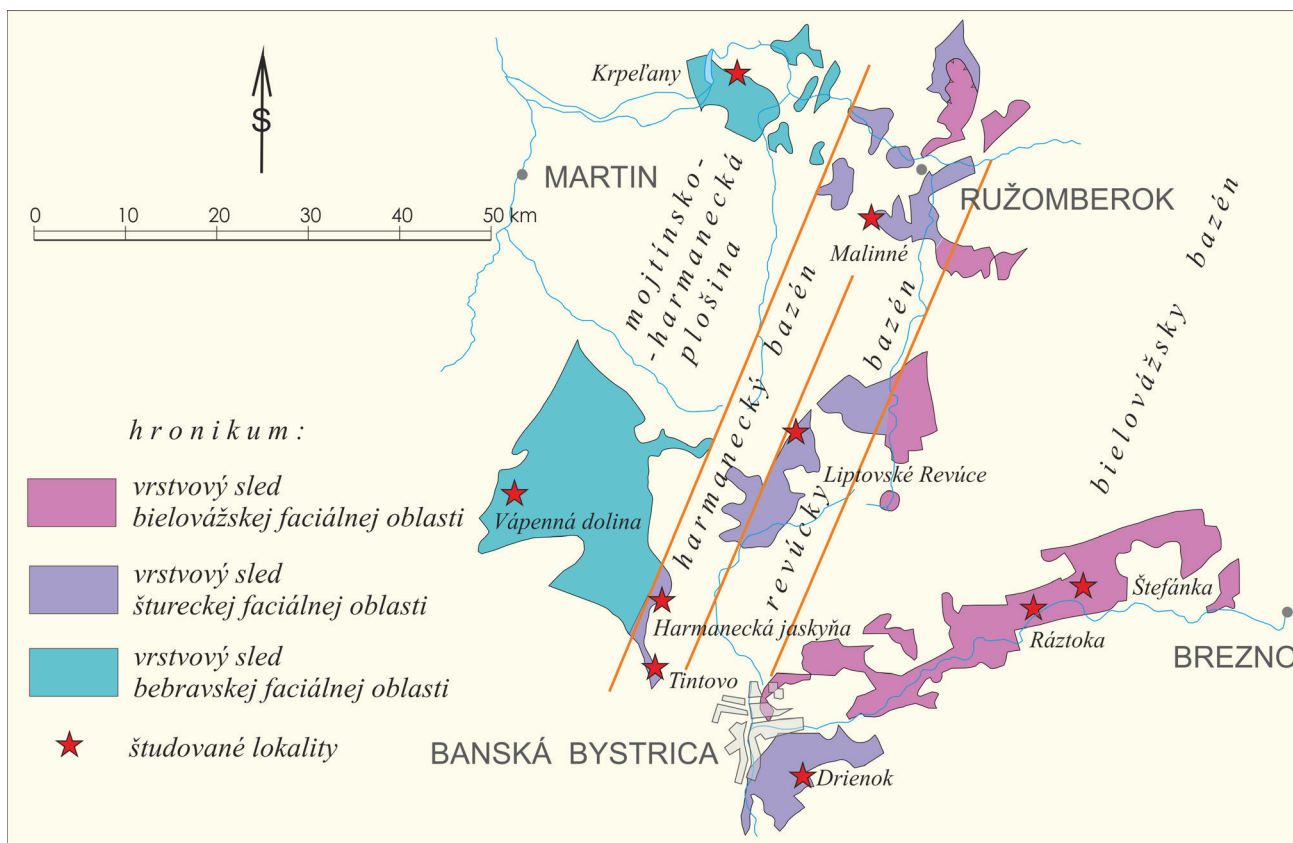
Ráztocký vápenec poznal už Stúr (1868), keďže uviedol, že „*Terebratula*“ *angusta* nájdená pri Tintove pochá-

dza z jedného z litotypov *muschelkalku*, z krinoidového vápenca. Napriek tomu dlho unikal pozornosti výskumníkov. Z horného Pohronia, odkiaľ bol opísaný, boli spočiatku z tejto stratigrafickej úrovne známe len: sivý rohovcový vápenec s „*Terebratula*“ *angusta*, korelovaný s reiflinským vápencom Álp (Stur, 1868), čierny rohovcový vápenec s faunou „*Terebratula*“ (Šťastný, 1928) a reiflinský vápenec, v spodnej časti obsahujúci „*Rhynchonella*“ *trinodosi* (Andrusov, 1937; Roth, 1939). Spomenuté fácie možno paralelizovať s reiflinským vápencom alebo s neskôr vyčleneným jasenským vápencom. Prehľad histórie výskumov študovanej časti vrstvového sledu vystupujúceho na hornom Pohroní podali Kochanová a Michalík (1986). Fácia zodpovedajúca ráztockému vápenču, t. j. organodetritický (krinoidový) vápenec, bola odlišená až v sedemdesiatych a osemdesiatych rokoch minulého storočia. Bujnovský (in Bujnovský et al., 1973 a 1978) informoval, že v okolí vrchu Malinné (Malinô Brdo) vo Veľkej Fatre vo vrchnej časti spodného reiflinského vápenca (zhodujúceho sa podľa neho so schreyeralmským vápencom) ilýrskeho veku prevládajú vložky organodetritických krinoidových vápencov s bohatou faunou ramenonožcov, lastúrníkov a amonitov. Z Podhradia v Považskom Inovci bol „organodetritický vápenec“ opísaný ako jedna z facií reiflinského vápenca (M. Havrila a Vaškovský, 1983; M. Havrila in Ivanička et al., 2011) a ako popolavo sivý organodetritický vápenec bol zo súvrstvia vápencov reiflinského typu opísaný z horného Pohronia (Jendrejáková et al., 1981).

Od reiflinského vápenca ráztocký vápenec ako člen zámostského súvrstvia odlišili a pomenovali Kochanová a Michalík (1986). Urobili to po výskumoch južných svahov Nízkyh Tatier pri Ráztoke (stratotyp) a na Štefánke pri Zámostí (hypostratotyp).

Novšie bol ráztocký vápenec zistený (J. Havrila a M. Havrila, 2014) v štureckej faciálnej oblasti vo Veľkej Fatre, napr. v Liptovských Revúcach a pri Hornom Harmanci.

Ráztocký vápenec doteraz viac-menej nebol mikrofaciálne študovaný a nejstvovala presná predstava o jeho paleogeografickej pozícii v sedimentačnom priestore. Cieľom výskumu bolo vyplniť tieto medzery v poznaní a zároveň získať nové biostratigrafické údaje. Stratotypová lokalita ráztockého vápenca nie je ideálne odkrytá a neumožňuje



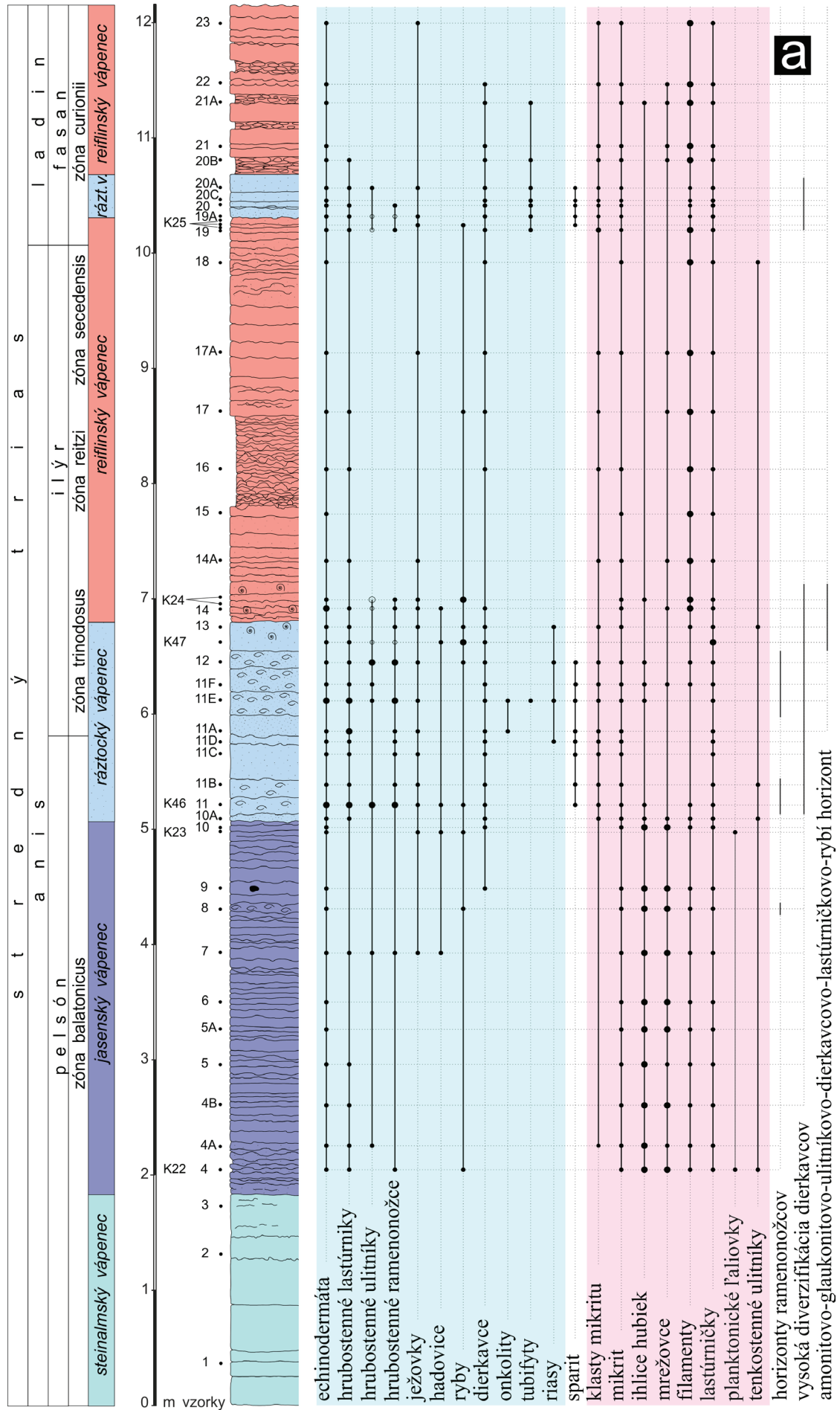
<i>bebravská faciálna oblasť</i> príkrov Malého Šturca (Veľká Fatra-západ)	<i>šturecká faciálna oblasť</i> príkrov Veľkého Šturca <i>harmanecký b. revúcky b.</i> (Veľká Fatra-východ)	<i>bielyáňska faciálna oblasť</i> (Nízke Tatry)	V E K		
wettersteinský dolomit	reiflinsko - rážtocký vápenec - schreyeralmské vápenec	reiflinský vápenec	fasan	ladin	S T R I A S
VD★ gaderský vápenec	★HJ T MB★LR rážtocký vápenec ★R		ilýr	anis	
★jasenský vápenec ponorenie	★jasenský vápenec s.v.	jasenský vápenec	pelsón		
KR steinalmský vápenec	ponorenie ramsauský dolomit	farkašovská megabrekcia			

Obr. 1. Hore: geologická mapa hronika študovanej oblasti s pozíciou skúmaných lokalít, s označením typov vrstvových sledov (podľa M. Havrila in Bezák et al., 2004, upravené) a s náčrtom príslušnosti sledov tektonických trosiek k sedimentačným bazénom; dole: litostratigrafická tabuľka hronika študovanej oblasti (podľa M. Havrila 2011, upravené). Použité skratky: VD – Vápenná dolina, KR – Krpeľany, HJ – Harmanecká jaskyňa, T – Tintovo, LR – Liptovské Revúce, MB – Malinné (Malinô Brdo), R – Ráztocka; s. v. – schreyeralmský vápenec; b. – bazén.

Fig. 1. Top: the geologic map of the Hronicum in the studied area with the position of the studied localities, with indicated types of bed sequences (according to M. Havrila in Bezák et al., 2004, revised) and with a sketch that represents the competence of the bed sequences of tectonic outliers to the sedimentary basins; bottom: the litostratigraphic table of the Hronicum of the studied area (according to M. Havrila 2011, revised). Applied abbreviations: VD – Vápenná dolina valley, KR – Krpeľany, HJ – Harmanecká jaskyňa Cave, T – Mt. Tintovo., LR – Liptovské Revúce, MB – Malinné (Malinô Brdo Mt.), R – Ráztocka; s. v. – Schreyeralm Limestone; b. – basin.

Obr. 2. Litologický profil lokality nachádzajúcej sa nad Harmaneckou jaskyňou pri Hornom Harmanci s vyznačením mikrofaciálnych (a) a biostratigrafických (b) údajov. Vysvetlivky: vzorky 1 – 23 – výbrusy; vzorky K22 – K25 a K46 – K47 – konodonty; svetlomodré polia obsahujú organizmy plytkovodného prostredia, ružové polia obsahujú organizmy pelagického prostredia, veľké body znázorňujú veľké, resp. dominantné množstvo, prípadne znamenajú, že prvok je charakteristický, prípadne dosahuje veľké rozmery, krúžky označujú bližšie nešpecifikované prvky.

Fig. 2. The lithological section of the locality situated above the Harmanec Cave near to Horný Harmanec with indicated microfacies (a) and biostratigraphical (b) data. The legend: the samples 1 – 23 thin sections; the samples K22 – K25 and K46 – K47 conodonts; light blue fields include shallow water environment organisms, pink fields include pelagic environment organisms, greater dots signify large and/or dominant amount, or imply that the element is characteristic and/or attains large dimensions, circles signify not more precisely specified elements.



Geological Column and Fossil Distribution

Stratigraphic Column (Left):

- 0 - 12 m: **steinalmský vápenec**
- 12 - 18 m: **jasenský vápenec**
- 18 - 23 m: **ráztocký vápenec**
- 23 - 25 m: **zóna trinodosus**
- 25 - 30 m: **reiflinský vápenec**
- 30 - 35 m: **zóna secedensis**
- 35 - 40 m: **zóna reitzi**
- 40 - 45 m: **zóna curionii**
- 45 - 50 m: **rážt.v. reiflinský vápenec**
- 50 - 55 m: **fasán**

Fossil Distribution (Right):

- Gondolella** species: *Gondolella cornuta*, *Gondolella trammeri*, *Gondolella bifurcata*, *Gondolella bifurcata bifurcata*, *Gondolella bifurcata hanbulogi*, *Gondolella bulgarica*, *Gondolella excelsa*, *Gondolella elongata*, *Gondolella constricta*, *Gondolella pseudolonga*, *Bacinella ordinata*.
- Meandrospira** species: *Meandrospira dinarica*.
- Pilamina** species: *Pilamina densa*, *Pilamina almitalensis*, *Pilaminella semiplana*.
- Trochammina** species: *Trochammina almitalensis*.
- Permodiscus** species: *Permodiscus pragsoides*, *Permodiscus oscillans*, *Permodiscus generica*.
- Lenitculina** species: *Lenitculina* sp.
- Ophthalmidium** species: *Ophthalmidium tricki*, *Ophthalmidium abriolense*, *Ophthalmidium ubeyliense*.
- Paulbronimannella** species: *Paulbronimannella judicariensis*, *Paulbronimannella whittakeri*.
- Turriglomina** species: *Turriglomina mesotriassica*.

Key Horizons: K22, K23, K24, K25, K46, K47, K25.

Other Labels: horizonty ramenozořcov, vysoká diverzifikácia dierkavcov, amonitovo-glaukonitovo-ulitmikovo-dierkavcovo-lastúrníčkovo-rybí horizont.

študovať jeho kontakt s podložím a nadložím. Na hypostratotypovej lokalite Štefánka pri Zámostí je v súčasnosti jeho sled zasutinený. Preto vznikla potreba tieto lokality nahradiť. Nové lokality boli podrobne zdokumentované so zámerom získať hypostratotyp ráztockého vápenca. Ich výhodou je aj znalosť ich paleogeografickej polohy v sedimentačnom priestore hronika. Prístupnejšia z nich je lokalita v Liptovských Revúcach. Kvôli lepšej odkrytosti, ale hlavne z bezpečnostných dôvodov bol však na tento účel vybraný prirodzený stenový odkryv pri Hornom Harmanci (lokalita Harmanecká jaskyňa).

2. Geografické a geologické pomery

Skúmaná lokalita sa nachádza v južnej časti Veľkej Fatry južne od cesty vedúcej z Banskej Bystrice do Turčianskych Teplíc na hrebeni južne od Horného Harmanca (GPS N 48° 48,582' E 19° 02,265'). Prístupná je po dobre schodnom značenom turistickom chodníku vedúcom od parkoviska pri spomenutej ceste k Harmaneckej jaskyni a ďalej na hrebeň k lokalite. Prevýšenie trasy je 450 m.

Vrstvový sled zachovaný na tejto lokalite je sledom štureckej faciálnej oblasti (M. Havrila, 2011) hronika, zachovanej v príkrove Veľkého Šturca. V paleogeografikom priestore sa šturecká faciálna oblasť rozprestierala sprvu medzi harmaneckou, neskôr mojtínsko-harmaneckou plošinou a bielovážskou panvou. Podľa M. Havrila (2011) štureckú faciálnu oblasť počas stredného triasu až spodnej časti vrchného triasu tvorili dve panvy (obr. 1) prebiehajúce rovnobežne pôvodne s okrajom harmaneckej, neskôr mojtínsko-harmaneckej plošiny. Sedimentačnú výplň oboch paniev tvoria porovnateľné vrstevné sledy (obr. 1). Ráztocký vápenec oboch paniev možno študovať v dobre odkrytých vrstevných sledoch. Panvu priľahlú ku karbonátovej plošine, ktorú predstavuje súvisle odkrytý vrstevný sled pri Hornom Harmanci na lokalite Harmanecká jaskyňa, sme nazvali harmanecká. Panvu priľahlú k bielovážskemu bazénu, ktorú predstavuje vrstevný sled odkrytý v kameňolome pri Liptovských Revúcach (GPS N 48° 55,651' E 19° 10,979'), sme nazvali revúcka.

Najstarším členom vrstevného sledu lokality Harmanecká jaskyňa je steinalmský vápenec, ktorý sa usadil v priestore karbonátovej plošiny. V jeho nadloží je zachovaná spodnejšia časť pelagickej sedimentačnej výplne harmaneckej panvy štureckej faciálnej oblasti. Tvorí ju odspodu jasenský, ráztocký a reiflinský vápenec (obr. 2). Jasenský vápenec dosahuje hrúbku 3,3 m. Ráztocký vápenec tvorí vo vrstevnom slede dve telesá. Spodné teleso hrubé 1,7 m leží nad jasenským vápencom a pod reiflinským vápencom. Vrchné teleso hrubé 0,4 m vystupuje v spodnej časti reiflinského vápenca, 3,5 m nad jeho spodnou hranicou. Odkrytá časť reiflinského vápenca má hrúbku 5 m.

3. Metódy výskumu

Mikroštruktúry sedimentov boli stanovené na základe klasifikácie Folka (1962), Dunhama (1962), ako aj klasifikácie Embryho a Klovana (1971), rozširujúcej

klasifikáciu Dunhama (l. c.). Zistené mikrofacie boli zaradené k štandardným mikrofaciálnym typom modelu tropickej lemovanej karbonátovej plošiny Wilsona (1975), upraveného Flügelom (2010). Percentuálne hodnoty výskytu alochémov boli v jednotlivých výbrusoch odhadnuté podľa porovnávacích tabuliek určených na vizuálny percentuálny odhad alochémov vo vápencoch od Baccelleho a Boselliniho (1965). Zo získaných hodnôt boli stanovené ďalej uvedené percentuálne údaje. Na vyjadrenie frekvencie mikrofosílií v čase bola použitá frekvenčná analýza. Mikrofosílie v mikrofaciálnych opisoch sú zoradené zostupne podľa počtu výbrusov (vrstiev), v ktorých sa vyskytujú.

Dierkavce sme študovali vo výbrusoch na polarizačnom mikroskope a do systému boli zaradené v zmysle práce Salaja et al. (1983). Konodonty a iné zvyšky mikrofosílií sme získali z rezídua po rozpúšťaní vápencov 10 % kyselinou octovou.

4. Ráztocký vápenec

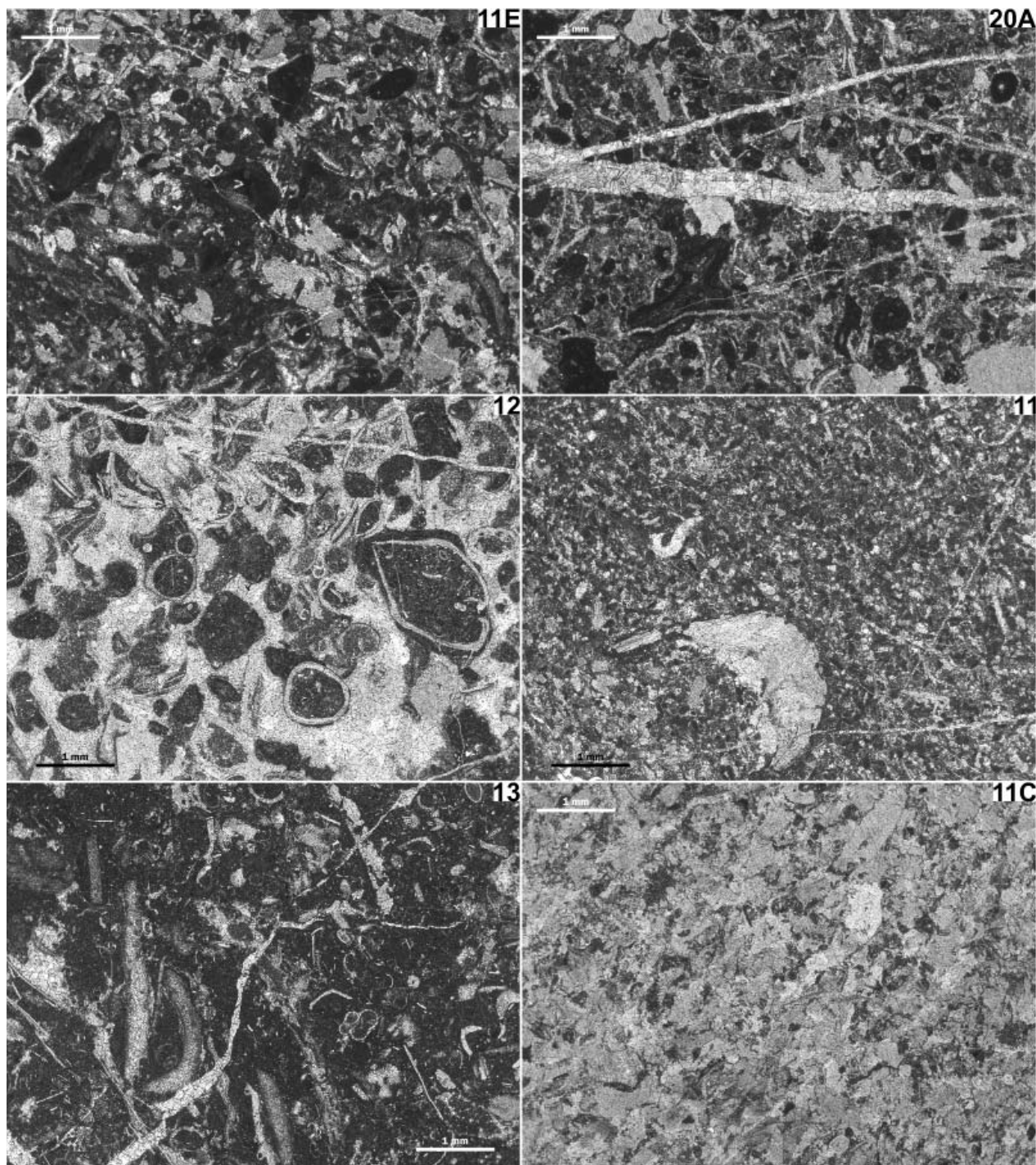
4.1. Litologický opis

Ráztocký vápenec je sivý až tmavosivý, prípadne svetlohnedosivý až tmavohnedosivý. Je vrstevovitý, s hrúbkou vrstiev od 5 do 30 cm, priemerne 15 cm. Vrstevné plochy sú nerovné až mierne zvlnené. Obsahuje premenlivé množstvo jemnozrnného až hrubozrnného organického detritu. Často je organodetrítický. V organodetríte prevládajú úlomky ľalioviek. Z makrofosílií obsahuje pomerne veľké množstvo schránok ramenonožcov, v najvyššej vrstve jeho spodného telesa aj schránky amonitov (obr. 2). Medzi vrstvami je veľmi zriedkavo nesúvislo zachovaný žltosivý vápnitý ílovec neobsahujúci organický detrit. Vo vápenci sme nepozorovali gradačné usporiadanie. Od pelagických sedimentov vystupujúcich v jeho podloží (jasenský vápenec) a nadloží (reiflinský vápenec) sa zreteľne odlišuje svetlejšou farbou, zrnitosťou spôsobenou obsahom organodetrítu, väčšou hrúbkou vrstiev a rovnejšími vrstevnými plochami.

4.2. Mikrofaciálny opis

Ráztocký vápenec je mikroštruktúrne a mikrofaciálne opísaný zo štrnástich výbrusov (obr. 2).

Z hľadiska mikroštruktúry ho možno charakterizovať ako intrabiopelmikrosparit/intrabiopelmikrit (*wackestone*, *packstone*, resp. *wackestone/packstone*), zriedkavejšie ako intrabiosparit/intrabiopelsparit (*grainstone*). Vzácné sa vyskytujú lokálne pasáže pelsparitu/pelbiosparitu (*grainstone*). Základná hmota je prevažne mikrosparitová, zriedkavejšie mikritová a sparitová, pričom sa aj plynule prelínajú. Mikrit je prevažne neomorfne premenený na mikrosparit. Hlavne vo vápencoch so sparitovou základnou hmotou sú dobre viditeľné zvyšky zrejme pôvodnej mikritovej (*mudstone*), niekedy čiastočne rekryštalizovanej základnej hmoty (obr. 3/12). Obyčajne majú nepravidelný tvar, premenlivú veľkosť a v porovnaní s okolitým sedimentom obsahujú menšie množstvo alochémov (väčšinou



Obr. 3. Mikrofacie ráztockého vápenca. Mierka: 1 mm. 11E a 20A – wackestone až packstone s úlomkami ostnatokožcov, intraklastami mudstone a peloidmi, vo vzorke 20A s tubifytmi; 11 – wackestone až packstone s nevytriedenými bioklastami, úlomkami ramenonožcov (veľký klast) a peloidmi; 12 – grainstone s úlomkami ostnatokožcov, ramenonožcov a intraklastami mudstone a wackestone obsahujúcimi ramenonožce a ulitníky; 13 – wackestone až packstone s úlomkami hrubostenných lastúrníkov, ramenonožcov, ulitníkov, ostnatokožcov a s lastúrníčkami a filamentmi; 11C – packstone s ostnatokožcovou mikrofaciou.

Fig. 3. The microfacies of the Ráztoka Limestone. The scale is one millimeter. 11E and 20A – wackestone – packstone with echinoderm fragments, mudstone intraclasts and peloids, in sample 20A with tubiphytes; 11 – wackestone – packstone with unsorted bioclasts, brachiopod fragments (large clast) and the peloids; 12 – the grainstone with fragments of echinoderms, brachiopods and with mudstone intraclasts and wackestone intraclasts that contain brachiopods and gastropods; 13 – wackestone – packstone with fragments of thick-walled bivalves, brachiopods, gastropods, echinoderms and with ostracods and filaments; 11C – packstone with echinoderm microfacies.

aj drobný detrit). Mikrofácia je dierkavcová (obr. 4/11C), dierkavcovo-echinodermátová, echinodermátovo-dierkavcová, echinodermátová až echinodermátovo-dierkavcová a echinodermátovo-lastúrnikovo-ulitníková.

Alochémy tvoria 15 až 92,5 %, priemerne 33 %. Ich veľkosť, množstvo a vytriedenie sa v čase menia. Obyčajne sú nevytriedené, nepravidelne až chaoticky, pomerne husto usporiadané, neraz sa dotýkajú. Len výnimočne sú komponenty lokálne usmernené. Výrazne väčšie rozmery dosahujú niektoré fragmenty ostnatokožcov a úlomky schránok hrubostenných lastúrnikov a ramenonožcov. Ostnatokožce sú najbežnejšie sa vyskytujúce bioklasty. Časť echinodermát je skorodovaná. Na schránkach ramenonožcov možno pozorovať stopy po vrtavej činnosti organizmov. Intraklasty majú rôzny tvar, veľkosť a stupeň opracovania. Vyskytujú sa ostrohranné, hranaté so zaoblenými hranami až oblé, resp. dokonale opracované úlomky. Najmä dokonale opracované úlomky majú väčšie rozmery. Prítomné sú intraklasty mikritu (*mudstone*), biomikritu, prípadne biopelmikritu (*wackestone*) so zachovanými fosilnými zvyškami (napr. lastúrnikmi a ramenonožcami). Niekedy sú v nich aj peloidy, ktoré sú v základnej hmote ráztockého vápenca pomerne bežnými alochémami. Vyskytuje sa pyrit, klastický kremeň a ojedinele zirkón.

V najspodnejšej vrstve ráztockého vápenca ešte čiastočne pretrvávajú znaky podložného jasenského vápenca. Dokumentujú to hlavne pomerne vytriedené alochémy, prítomnosť niektorých dierkavcov vrchného pelsónu, malé klasty mikritu (*mudstone*) bez alochémov a peloidy. Mikroštruktúrne možno vápenec charakterizovať ako intrabiopelmikrosparit (*wackestone*).

Najvyššia vrstva spodného telesa ráztockého vápenca už inklinuje k nadložnému reiflinskému vápencu. Z hľadiska mikroštruktúry je to intrabiopelmikrit/intrabiopelmikrosparit (*wackestone*/lokálne *packstone*). Mikrofácia je filamentovo-echinodermátovo-ulitníková. Alochémy sú nevytriedené, chaoticky usporiadané, lokálne usmernené. Objavujú sa dokonale opracované úlomky čiastočne dolomitizovaného vápenca, prípadne karbonátu impregnovaného minerálmi železa.

Z mikrofosílií ráztocký vápenec obsahuje úlomky ostnatokožcov (*tvoriace* < 1 – 60 %, priemerne 7 %, obsahuje ich 14 výbrusov zo 14), dierkavce (1 – 60 %, priemerne 6,5 %, 14/14), lastúrníčky (< 1 %, priemerne < 1 %, 14/14), úlomky lastúrnikov (0 – < 1 %, priemerne < 1 %, 13/14), úlomky aj celé schránky ramenonožcov (0 – 10 %, priemerne 1,7 %, 12/14), úlomky tenkostenných pelagických larválnych lastúrnikov – „filamentov“ (0 – 25 %, priemerne 2,5 %, 9/14), ostne ježoviek (0 – < 1 %, priemerne < 1 %, 9/14), úlomky aj celé schránky ulitníkov (0 – < 1 %, priemerne < 1 %, 7/14), globochéty (0 – < 1 %, priemerne < 1 %, 6/14), tubifyty (0 – 1 %, priemerne < 1 %, 5/14), kalcifikované ihlice hubiek (0 – 10 %, priemerne < 1 %, 5/14), úlomky *Plexoramea gracilis* (SCHÄFER et SENOWBARI-DARYAN) (0 – < 1 %, priemerne < 1 %, 3/14), zúbky a úlomky pravdepodobne rybích skeletov (0 – < 1 %, priemerne < 1 %, 3/14) a kalcifikované mrežovce (0 – 2,5 %, priemerne < 1 %, 2/14).

Zvyšné alochémy tvoria peloidy (0 – 30 %, priemerne 7,4 %, 10/14), fekálne pelety (0 – < 1 %, priemerne < 1 %, 2/14), intraklasty (0 – 17,5 %, priemerne 3,4 %, 9/14) a onkoidy (0 – < 1 %, priemerne < 1 %, 2/14).

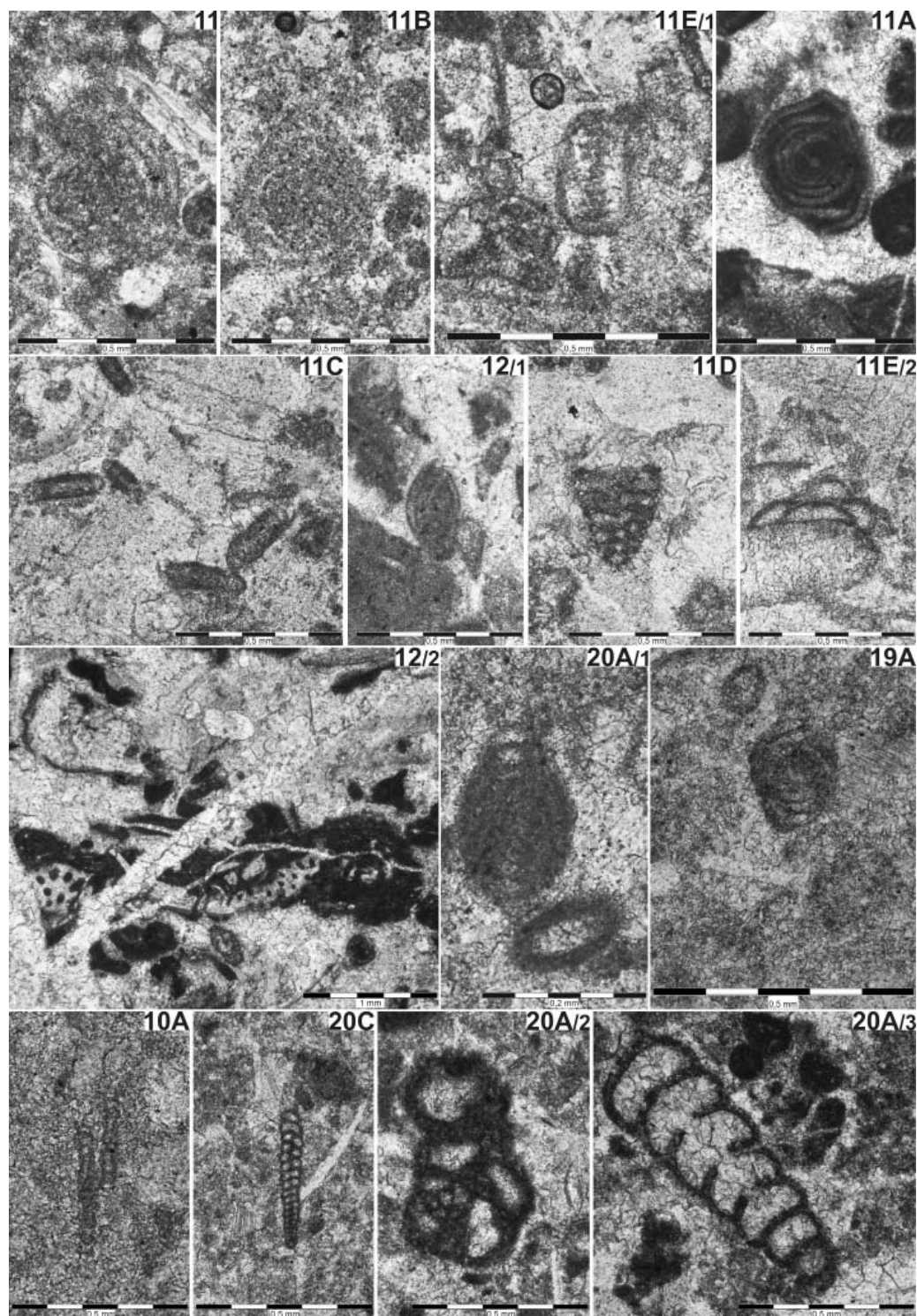
Mikrofaciálne má ráztocký vápenec prevažne najbližšie k štandardnému mikrofaciálnemu typu štyri (obr. 3/11E, 20A, 11, 12, 13), zriedkavo k typu dvanásť (ľaliiovkovému) (obr. 3/11C).

4.3. Mikrofosílie

V ráztockom vápenci boli identifikované dierkavce *Ammodiscus* sp., *Glomospirella* sp., *Glomospirella* cf. *falsoriedli* (SALAJ, BORZA et SAMUEL), *Pilamina densa* PANTIĆ (obr. 4/11, 11B), *Pilaminella gemerica* (SALAJ) (obr. 4/19A), cf. *Pilaminella grandis* (SALAJ), *Pilaminella semiplana* (KOCHANSKY-DEVIDÉ et PANTIĆ), *Turriglomina mesotriassica* (KOEHN-ZANINETTI) (obr. 4/20C), *Paulbronnimannia judicariensis* (PREMOLI SILVA) (obr. 4/12/1), *Paulbronnimannella whittakeri* RETTORI (obr. 4/10A), *Tolypamina gregaria* WENDT, *Ammobaculites* sp., *Textularia* div. sp., *Trochammina* sp., *Trochammina alpina* KRISTAN-TOLLMANN, *Trochammina almtalensis* KOEHN-ZANINETTI, *Valvulina azzouzi* SALAJ, *Earlandinita* sp., *Earlandinita grandis* SALAJ (obr. 4/20A/3), *Earlandinita ladinica* SALAJ, *Tetrataxis inflata* KRISTAN (obr. 4/11D), *Endoteba* sp., *Endoteba* cf. *elegans* (SALAJ, BORZA et SAMUEL), *Endoteba* ex gr. *obturata* (BRONNIMANN et ZANINETTI), *Endotebanella* sp., *Endotebanella robusta* (SALAJ) (obr. 4/20A/2), *Agathammina austroalpina* KRISTAN-TOLLMANN et TOLLMANN, *Meandrospira deformata* SALAJ, *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDÉ et PANTIĆ, *Meandrospiranella samueli* SALAJ, *Planiinvoluta carinata* LEISCHNER (obr. 4/11E/2), *Arenovidalina amylovoluta* HO, *Arenovidalina chialingchiangensis* HO, *Ophthalmidium* sp., *Ophthalmidium abriolense* (LUPERTO), *Ophthalmidium ubeyliense* DAGER (obr. 4/11C, 12/2), *Ophthalmidium tricki* (LANGER) (obr. 4/11A), *Hoyenella sinensis* (HO), *Nodosaria* sp., *Nodosaria* cf. *ordinata* TRIFONOVA, *Dentalina* sp., *Dentalina hoi* TRIFONOVA, *Pseudonodosaria* sp., *Lenticulina* sp., *Frondicularia* sp., *Frondicularia woodwardi* HOWCHIN, *Austrocolomia* sp., *Austrocolomia* cf. *marschalli* OBERHAUSER, *Permodiscus* sp., *Permodiscus oscillens* (OBERHAUSER) (obr. 4/20A/1), *Permodiscus pragsoides* OBERHAUSER (obr. 4/11E/1), *Diploctremmina* gr. *astrofimbriata* KRISTAN-TOLLMANN, *Diploctremmina subangulata* KRISTAN-TOLLMANN a *Variostoma* gr. *pralongense-exile* KRISTAN-TOLLMANN.

Zriedkavo sa vyskytujú aj plytkovodné organizmy, zaradované do skupiny *incertae sedis*, zastúpené *Plexoramea gracilis* (SCHÄFER et SENOWBARI-DARYAN), *Tubiphytes obscurus* MASLOV, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI) a tiež *Globochaete alpina* LOMBARD a *Didemnoides moreti* (DURAND DELGA).

Z rezídua po rozpúšťaní vápencov sme získali: kono-donty *Gondolella* sp. a multielementy *Gladigondolella tethydis*, holotúrie *Tetravirga* sp., *Priscopedatus* sp., *Theelia* sp. a *Achistrum* sp., veľké množstvo zúbkov a šupín rýb a lastúrníčiek (sú to dominantné skupiny), ulitníky, články



Obr. 4. Dierkavce z ráztockého vápenca: 11 a 11B – *Pilammina densa* PANTIĆ; 11E/1 – *Permodiscus pragsoides* OBERHAUSER; 11A – *Ophthalmidium tricki* (LANGER); 11C – dierkavcová mikrofacia – zástupcovia ophthalmidií, vľavo pri okraji *Ophthalmidium ubeyliense* DAGER; 12/1 – *Paulbronnimannia judicariensis* (PREMOLI SILVA); 11D – *Tetrataxis inflata* KRISTAN; 11E/2 – *Planiinvoluta carinata* LEISCHNER; 12/2 – približne v strede hore *Ophthalmidium ubeyliense* DAGER a v strede dolu duostomidná forma; 20A/1 – *Permodiscus oscillens* (OBERHAUSER); 19A – *Pilamminella gericica* (SALAJ); 10A – *Paulbronnimannella whittakeri* RETTORI; 20C – *Turriglomina mesotriassica* (KOEHN-ZANINETTI); 20A/2 – *Endotebanella robusta* (SALAJ); 20A/3 – *Earlandinita grandis* SALAJ. Mierka: 0,5 mm, okrem 12/2, kde je 1 mm, a 20A/1, kde je 0,2 mm.

Fig. 4. The foraminifers of the Ráztocka Limestone: 11 and 11B – *Pilammina densa* PANTIĆ; 11E/1 – *Permodiscus pragsoides* OBERHAUSER; 11A – *Ophthalmidium tricki* (LANGER); 11C – foraminifer microfacies – forms ophthalmids, to the left at the margin *Ophthalmidium ubeyliense* DAGER; 12/1 – *Paulbronnimannia judicariensis* (PREMOLI SILVA); 11D – *Tetrataxis inflata* KRISTAN; 11E/2 – *Planiinvoluta carinata* LEISCHNER; 12/2 – part of punctate brachiopod shell with micrite ground mass remnants (mudstone), approximately in top centre *Ophthalmidium ubeyliense* DAGER and in bottom centre duostomid form; 20A/1 – *Permodiscus oscillens* (OBERHAUSER); 19A – *Pilamminella gericica* (SALAJ); 10A – *Paulbronnimannella whittakeri* RETTORI; 20C – *Turriglomina mesotriassica* (KOEHN-ZANINETTI); 20A/2 – *Endotebanella robusta* (SALAJ); 20A/3 – *Earlandinita grandis* SALAJ. The scale: 0,5 mm except for 12/2 where is 1 mm and 20A/1 where is 0,2 mm.

ostnatokožcov, hadovice, ostne a interambulakrálné doštičky ježoviek.

4.4. Vek

Stratigrafické rozpätie spodného telesa ráztockého vápenca je na základe dierkavcov vrchný pelsón – ilýr. To zodpovedá časovému obdobiu zóny *Pilamina densa* (Acma-zone), ktorú v Západných Karpatoch vyčlenili Salaj et al. (1983). Vrchný pelsón je preukázaný *Paulbronnimannella whittakeri* RETTORI, vyskytujúcou sa v spoločenstve s *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDÉ et PANTIĆ, *Pilamina densa* PANTIĆ a *Paulbronnimannia judicariensis* (PREMOLI SILVA). Posledný výskyt *Paulbronnimannella whittakeri* RETTORI sme zaznamenali vo vzorke 11C. Hranica medzi pelsónom a ilýrom prebieha medzi vzorkami 11C a 11A (obr. 2). Vo vzorke 11A sa objavuje *Permodiscus pragsoides* OBERHAUSER spolu s formou *Ophthalmidium tricki* (LANGER), ktorá je známa z územia Západných Karpát od ilýru. Vrchná časť prvého telesa ráztockého vápenca reprezentuje ilýr, zónu *Permodiscus pragsoides* (Interval-range zone), ktorá môže byť v zmysle Salaja et al. (l. c.) vyčlenená ako podzóna v rámci zóny *Pilamina densa*, resp. ju môže čiastočne alternovať. Na základe asociácie konodontov spodnoilýrskeho veku získaných zo spodnej časti reiflinského vápenca (vzorka K24, obr. 2) vrchná hranica spodného telesa ráztockého vápenca je na základe superpozície spodný ilýr. Amonity vyskytujúce sa na rozhraní ráztockého a reiflinského vápenca (obr. 2) určené na iných lokalitách patria do zóny *trinodosus* spodného ilýru. Vrchné teleso ráztockého vápenca leží v reiflinskom vápenci fasanského veku (obr. 2). Prítomné sú dierkavce podzóny *Pilaminella gemerica* s. s. (Interval-range subzone), ktorá v zmysle Salaja et al. (1983) zodpovedá fasanu. Vyskytuje sa spoločenstvo dierkavcov s indexovou formou *Pilaminella gemerica* (SALAJ), ktoré je v porovnaní s prvým telesom ráztockého vápenca odlišné. Spoločenstvo konodontov získané z reiflinského vápenca z bezprostredného podložja vrchného telesa ráztockého vápenca má stratigrafický rozsah vrchný ilýr až spodný fasan. Na základe superpozície vek vrchného telesa ráztockého vápenca bol stanovený na spodný fasan.

4.5. Rozšírenie a synonymá

V hroniku bol ráztocký vápenec pred jeho vyčlenením súčasťou reiflinského vápenca. Na jeho pomenovanie boli v minulosti použité termíny „krinoidové vápence“, resp. „organodetrítické vápence“ – v Starohorských vrchoch na Tintove pri Uľanke, kde bol považovaný za jeden z litotypov „*muschelkalku*“ (Stúr, 1868), vo Veľkej Fatre v okolí Malinného (Malinô Brdo) bol pokladaný za súčasť „spodných reiflinských vápencov, zhodujúcich sa so schreyeralmskými vápencami“ (Bujnovský in Bujnovský et al., 1973 a 1978, in Polák et al., 1997) a v Považskom Inovci pri Podhradí, kde bol opísaný ako jeden z litotypov „reiflinského vápenca“ (M. Havrila a Vaškovský, 1983; M. Havrila in Ivanička et al., 2011). Okrem toho, v Nízkych Tatrách na Štefánke, kde bol skúmaný ako jeden z litoty-

pov „súvrstvia vápencov reiflinského typu“, bol pre tento vápenec použitý opisný termín „popolavo šedý organodetrítický vápenec“ (Jendrejáková et al., 1981). V Nízkych Tatrách na Zámostí-Štefánke, kde bol považovaný za súčasť „reiflinských vápencov“, bol použitý opisný termín „vápence s lokálnymi akumuláciami krinoidových článkov“ (Rakús, 1986). V Strážovských vrchoch na Ostrej Malenici, kde bol pokladaný za súčasť „zámostského súvrstvia“, bol použitý opisný termín „krinoidové vápence s rohovcami“ (M. Havrila a Pevný, 1991). Z reiflinského súvrstvia v Nízkych Tatrách na lokalite Ráztocka bol vyčlenený pod názvom „ráztocký vápenec“ ako člen „zámostského súvrstvia“ (Kochanová a Michalík, 1986). Pod týmto názvom bol opísaný aj z Veľkej Fatry z Liptovských Revúc a z okolia Horného Harmanca (J. Havrila a M. Havrila, 2014). Litotyp stotožnený s ráztockým vápencom je známy aj z ďalších lokalít hronika, napr. z Hurtovca v Malých Karpatoch, z Trstenej a z ďalších lokalít v Strážovských vrchoch. Pravdepodobne k nemu možno zahrnúť aj vápenec vystupujúci v Žiari pri Ráztočne, ktorý bol považovaný za reiflinský vápenec (Mello in Šimon et al., 1997), alebo bol charakterizovaný ako „lavcovité vápence preplnené organodetrítom, obsahujúce množstvo ramenonožcov“ a považovaný za súčasť zámostského súvrstvia (M. Havrila, 1997).

V Starohorských vrchoch v príkrove Drienka bol tento typ vápenca pod názvom „krinoidové vápence“ pokladaný za súčasť silicika (Bystrický, 1964; Mello et al. in Polák et al., 2003). Podľa M. Havrila (2011) nie je však vylúčené, že táto lokalita je súčasťou hronika.

V Severných Vápencových Alpách vystupuje porovnateľný vápenec v tektonickej jednotke zodpovedajúcej hroniku. Pri Palfau v gamssteinskej jednotke bajuvarika je charakterizovaný ako vápenec s ramenonožcami a s pribúdaním krinoidov a amonitov vo vrchnej časti je pod názvom „prechodný horizont“ považovaný za súčasť reiflinského súvrstvia (Lein et al., 2012).

Porovnateľný organodetrítický krinoidovo-amonitový vápenec (*Vászoly Formation*) a krinoidovo-ramenonožcový vápenec (*Horoghegy Member z Felsőörs Formation*) bol opísaný aj z vrchného ilýru Balatonskej vysočiny transdanubika (Vörös et al., 2003, s. 10 – 11).

4.6. Paleogeografická pozícia

Podľa paleogeografickej schémy hronika (M. Havrila, 2011) väčšina spomenutých lokalít ráztockého vápenca spätých s hronikom je spojená s faciálnym vývojom lokalizovaným po obvode mojtínskej a harmaneckej, neskôr mojtínsko-harmaneckej karbonátovej plošiny, ktorý ich oddeľuje od karbonátových paniev. Na východnej strane harmaneckej, neskôr mojtínsko-harmaneckej karbonátovej plošiny (kde sa výskum realizoval) je to priestor so štureckým faciálnym vývojom, oddeľujúci plošiny od bielovážskej panvy. Tento vývoj sa uplatnil v dvoch úzkych bazénoch, v harmaneckom (lokalita Harmanecká jaskyňa, Tintovo a podmienčne aj lokalita Malinné, ktorá leží na hranici bazénov, a mohla by patriť aj do revúckeho bazéna) a revúckom bazéne (lokalita Liptovské Revúce) (obr. 1).

Lokality Ráztoka, Dubová-Zámotie a Štefánka sú späť s priestorom, v ktorom sa vyvinul bielovážsky bazén (v období sedimentácie ráztockého vápenca bielovážsky bazén ešte nebol až tak zreteľne individualizovaný, znalosť paleogeografie tohto priestoru v danom čase je obmedzená, jeho výraznejšie prehĺbovanie oproti okoliu nastalo až neskôr). S vývojom lemujúcim karbonátovú plošinu je späť aj porovnateľný vápenec vystupujúci v gamssteinskej jednotke bajuvarika v Severných Vápencových Alpách.

4.7. Prostredie sedimentácie

Fosilny (v značnej miere aj mikrofaciálny a litologický) obsah ráztockého vápenca na lokalite Harmanecká jaskyňa je veľmi podobný fosilnému obsahu gaderského vápenca (sensu M. Havrila, 2011), opísaného z Vápennej doliny vo Veľkej Fatre (Polák et al., 1996).

Dominantné až horninotvorné sú v oboch vápencoch ostatnokožce. Pre oba je charakteristický detrit hrubostenných schránok ramenonožcov, lastúrníkov a ulitníkov. Dierkavce sú v oboch zastúpené pomerne veľkým počtom jedincov aj druhov. V gaderskom vápenci sa vyskytujú iba druhy obývajúce plytké prostredie, v ráztockom vápenci, aj keď v menšej miere, sa vyskytujú aj druhy obývajúce hlbšie prostredie. V spodnom telese ráztockého vápenca je to *Ophthalmidium abriolense* a *Ophthalmidium ubeyliense*, vo vrchnom telese ráztockého vápenca je to *Turriglomina mesotriassica*. Nittel (2006) tieto druhy uvádza z „hlbšieho“ neritického stanovišťa. Dierkavce sú sprevádzané zvyškami ježoviek, hadovíc, rýb, lastúrníčiek a vyskytujú sa aj konodonty a holotúrie. Odlišnosť ráztockého vápenca spočíva aj v zriedkavo sa vyskytujúcich organizmoch rifového ekosystému (napr. tubifytov), ako aj v pomerne zriedkavo sa vyskytujúcich pelagických organizmoch (napr. amonitov, ihlic hubiek, mrežovcov a filamentov). Uvedené skutočnosti napovedajú, že zdrojom organodetrického materiálu v prípade oboch vápencov bol priestor karbonátovej plošiny. Organodetrit obsiahnutý v gaderskom vápenci sedimentoval viac-menej in situ, na plošine. Ráztocký vápenec sa usadil v hlbšom prostredí, do ktorého bol organodetrit z plošiny premiestnený prúdmi.

Lein et al. (2012) predpokladajú, že bioklastické komponenty tohto vápenca vystupujúceho v Severných Vápencových Alpách pri Palfau v gamssteinskej jednotke bajuvarika boli možno redeponované z plytkého mora vďaka zvýšenej energii vodného prúdu. Predpokladajú pokles morskej hladiny.

4.8. Porovnanie ráztockého, gaderského a raminského vápenca

Gaderský aj ráztocký vápenec sú alodapické horniny. Taký je aj raminský vápenec. Vychádzajúc z týchto znakov, mohlo by vzniknúť podozrenie, či názvy gaderský a ráztocký vápenec nie sú nadbytočné, resp. duplicitné. Oprávnenosť ich používania spočíva v znakoch odlišujúcich ich navzájom aj od raminského vápenca.

Vápenec s hojným krinoidovým detritom a s ramenonožcami, akým je gaderský aj ráztocký vápenec, vystupuje v hroniku v dvoch typoch vrstvových sledov. Gaderský vápenec (lokality Vápená dolina, Krpeľany) vystupuje

v plytkovodnom slede karbonátovej plošiny, nad sledom krátkodobo a čiastočne zaplavenej steinalmskej (harmaneckej) plošiny a pod sledom wettersteinskej (mojtínsko-harmaneckej) plošiny. Ráztocký vápenec vystupuje v pelagickom slede harmaneckého (lokality Tintovo, Harmanecká jaskyňa, prípadne aj Malinné), revúckeho (lokality Liptovské Revúce) a bielovážskeho bazéna (lokality Ráztoka, Štefánka) nad jasenským a pod reiflinským vápencom. Raminský vápenec vystupuje v harmaneckom a revúckom bazéne nad pelagickým reiflinským a pod rifovým wettersteinským vápencom, v bielovážskom bazéne nad horninami partnašského súvrstvia a pod korytnickým vápencom.

Z toho vyplýva aj iný podstatný rozdiel medzi nimi. Je to charakter zdroja klastického, resp. bioklastického materiálu (ostnatokožcov, hrubostenných schránok ramenonožcov, lastúrníkov a ulitníkov). V gaderskom a ráztockom vápenci zdrojom tohto materiálu bola karbonátová plošina. Malá časť materiálu ráztockého vápenca má pôvod v menších rifových telesách formujúcich sa na okraji plošiny (napr. tubifyty). Materiál raminského vápenca v harmaneckom, revúckom aj bielovážskom bazéne pochádza z rifov wettersteinského vápenca tvoriacich okraje karbonátovej plošiny, resp. okraje bazénov.

Gaderský a ráztocký vápenec sa usadili v batymetricky rozdielnom prostredí. V gaderskom vápenci, na rozdiel od ráztockého vápenca, sa nevyskytujú organizmy obývajúce pelagické prostredie (amonity, filamenty, mrežovce, ihlice hubiek).

Ramenonožce, pre gaderský a ráztocký vápenec typické, sa v raminskom vápenci nevyskytujú, ten navyše nemá charakter krinoidového vápenca.

Gaderský vápenec sedimentoval vo vrchnom pelsóne až spodnom ilýre (M. Havrila a Pevný, 1996). Predpokladalo sa (M. Havrila, 2011), že sedimentoval bezprostredne na steinalmskom vápenci. Staršie údaje o výskyte pelagických vápencov v tomto priestore (Polák et al., 1996, lokalita Krpeľany), ktoré sa teraz potvrdili aj na typovom profile gaderského vápenca vo Vápennej doline (Boorová a J. Havrila, 2015), však naznačujú, že plošina (alebo jej časť) pred ich sedimentáciou bola počas vrchného pelsónu krátkodobo zatopená a prechodne v tomto priestore prebehla pelagická sedimentácia zakončujúca vývoj steinalmskej plošiny. Nová karbonátová plošina (wettersteinská) sa v tomto priestore vytvorila až po sedimentácii gaderského vápenca. Ráztocký vápenec sedimentoval v susedných oblastiach v rovnakom čase a za tých istých okolností (po pelagizácii priestoru) vďaka redepozícii organodetritu z plytkomorského priestoru vodnými prúdmi. Raminský vápenec sedimentoval pri progradácii karbonátovej plošiny v dôsledku rozpadu rifového okraja wettersteinskej plošiny počas vrchného longobardu až kordevolu.

Markantným znakom raminského vápenca je mnohonásobne sa opakujúce gradačné usporiadanie detritu (aj v rámci vrstiev), ktoré je dôsledkom jeho transportu turbiditnými prúdmi. Také usporiadanie detritu v gaderskom ani v ráztockom vápenci sme nepozorovali, transport detritického materiálu bol pri nich odlišný.

Skúmaný typ vápencov (organodetrický, resp. krinoidový vápenec s ramenonožcami ilýrskeho veku) sa vyskytuje aj v Severných Vápencových Alpách v tektonických

jednotkách zodpovedajúcich hroniku. V gamssteinskej jednotke bajovarika pri Palfau (Lein et al., 2012) je súčasťou sledu rovnakej sukcesie (tvorenej steinalmským vápencom, spodným reiflinským vápencom, v hroniku zodpovedajúcim jasenskému vápenču, krinoidovým vápencom, v hroniku zodpovedajúcim ráztockému vápenču, vrchným reiflinským vápencom, v hroniku zodpovedajúcim reiflinskému vápenču, a wettersteinským vápencom) ako ráztocký vápenec vystupujúci v harmaneckom bazéne štureckej faciálnej oblasti. Sled študovaný v Karwendelgebirge pri Innsbrucku v inntalskom príkrove (Nittel, 2006) sa od tejto sukcesie odlišuje len chýbaním spodného reiflinského vápenca.

Krinoidovo-ramenonožcový bioevent spodného ilýru sa v Západných Karpatoch uplatnil aj mimo hronika. „*Krinoidové vápence a brachiopódové biosparitické vápence s Piarorhynchella trinodosi*“ vystupujúce v nadloží steinalmského a v podloží schreyeralmského vápenca boli pod názvom vápenec Zakázaného opísané zo spodného ilýru silicika Slovenského krasu na lokalite Zakázané (Pevný a Salaj, 1997). Tak ako ráztocký vápenec v hroniku, aj vápenec Zakázaného v nadloží sprevádza amonitový horizont. V siliciku pohoria Aggtelek-Rudabánya v priestore medzi obcami Aggtelek, Jósvalfő a Égerszög bol krinoidovo-ramenonožcový vápenec považovaný za súčasť „*Jenei Formation*“ (Velledits et al., 2011, obr. 31), neskôr za „*Raming Formation*“ (Péró et al., 2015). Jeho spodná časť (zodpovedajúca zóne *trinodosus*) vystupuje v nadloží schreyeralmského a v podloží wettersteinského vápenca (v zásade tak isto ako gaderský vápenec nad steinalmskou pelagizovanou plošinou a pod wettersteinskou plošinou). Jeho vyššia časť (zodpovedajúca zóne *reitzei* až *curionii*) sa tak ako raminský vápenec laterálne zastupuje s wettersteinským vápencom.

5. Podložie ráztockého vápenca

Najspodnejším členom vrstvomého sledu na lokalite Harmanecká jaskyňa je steinalmský vápenec. Nad ním v priamom podloží ráztockého vápenca vystupuje jasenský vápenec (obr. 2).

5.1. Steinalmský vápenec

Na skúmanej lokalite je odkrytá najvyššia časť steinalmského vápenca, ktorá predstavuje len zlomok jeho celkovej hrúbky. Nebol predmetom podrobného výskumu. Fosílie z neho priamo z profilu neboli získané. Zo zberov M. Havrila a Bučeka zo steinalmského vápenca vystupujúceho v blízkom okolí profilu južne od kóty Kozelník (1 024) v nadmorskej výške 1 000 m z výbrusov ŠGÚDŠ č. 2 391, 2 392, 2 394 a 2 395 určili Salaj (dierkavce) a Buček (dasykladálne riasy) (in Buček a Halouzka, 1998) nasledujúce spoločenstvo pelsónu až spodného ilýru: *Earlandita oberhauseri* SALAJ, *?Reophax* sp., *Valvulina* sp., *Endothyra kuepperi* OBERHAUSER, *Bathysiphon* sp., *Diplotremmina* sp., *Tetrataxis* sp., *Physoporella dissita* (GÜMB.) PIA, *Physoporella* cf. *praealpina* PIA, *Teutloporella* cf. *peniculiformis* OTT, *Physoporella pauciforata* (GÜMB.) STEINM. var.

pauciforata BYSTR. a *Physoporella* sp. Z pozície steinalmského vápenca vo vrstvomom slede na študovanom profile však vyplýva, že vrchná časť steinalmského vápenca patrí k vrchnému pelsónu. Vystupuje totiž v podloží jasenského vápenca, v ktorom sa konodontmi preukázal pelsónsky a dierkavcami vrchnopelsónsky vek.

5.2. Jasenský vápenec

5.2.1. Litologický opis

Jasenský vápenec je sivohnedý, menej tmavohnedosivý, tmavosivohnedý a tmavosivý. Je mikrokryštalický. Obsahuje jemnozrnný organický detrit a ílovitú prímes. Je vrstvomitý, sčasti vrstvomitý až hľuznatý. Vrstvové plochy má nerovné, mierne zvlnené alebo zvlnené. Na niektorých vrstvomých plochách je okrovožltý vápnitý ílovec s detritom ľaliovkových článkov jemnozrnej alebo hrubozrnej veľkosti (sporadicky aj menšie časti ľaliovkových stoniek). Hrúbka vrstiev je od 2 do 16 cm, priemerne 6 cm. Sporadicky sú prítomné rohovce. Z makrofosílií obsahuje ramenonožce (v jednej vrstve) a články ľalioviiek (v spodnej časti).

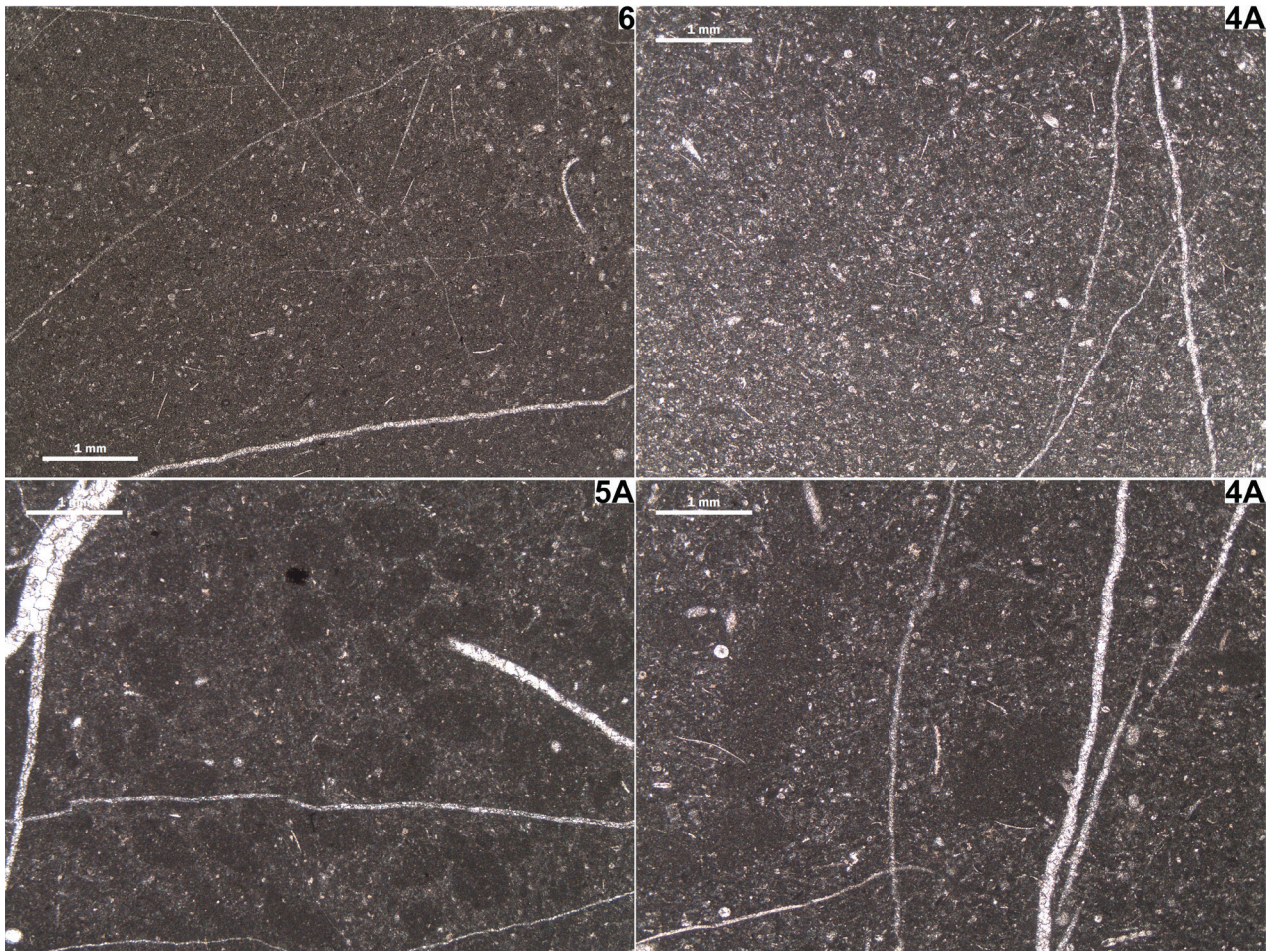
5.2.2. Mikrofaciálny opis

Jasenský vápenec sme z mikrofaciálneho a mikroštruktúrneho hľadiska študovali z desiatich výbrusov. Bol opísaný zo spodných deviatich výbrusov (obr. 2). Najvyšší výbrus nebol do opisu zahrnutý, lebo už obsahuje aj znaky typické pre ráztocký vápenec.

Pre jasenský vápenec je typická intrabiopelmikrosparitová/intrapelbiomikrosparitová (*wackestone*) mikroštruktúra. Mikrit je neomorfne premenený na mikrosparit. Zachované zvyšky pôvodnej mikritovej (*mudstone*) základnej hmoty sú takmer bez alochémov, prípadne obsahujú iba drobnú drvinu. Ojedinele je lokálne zachovaná mikrolaminácia. Vyskytuje sa aj bioturbácia (obr. 5/6, 4A dole).

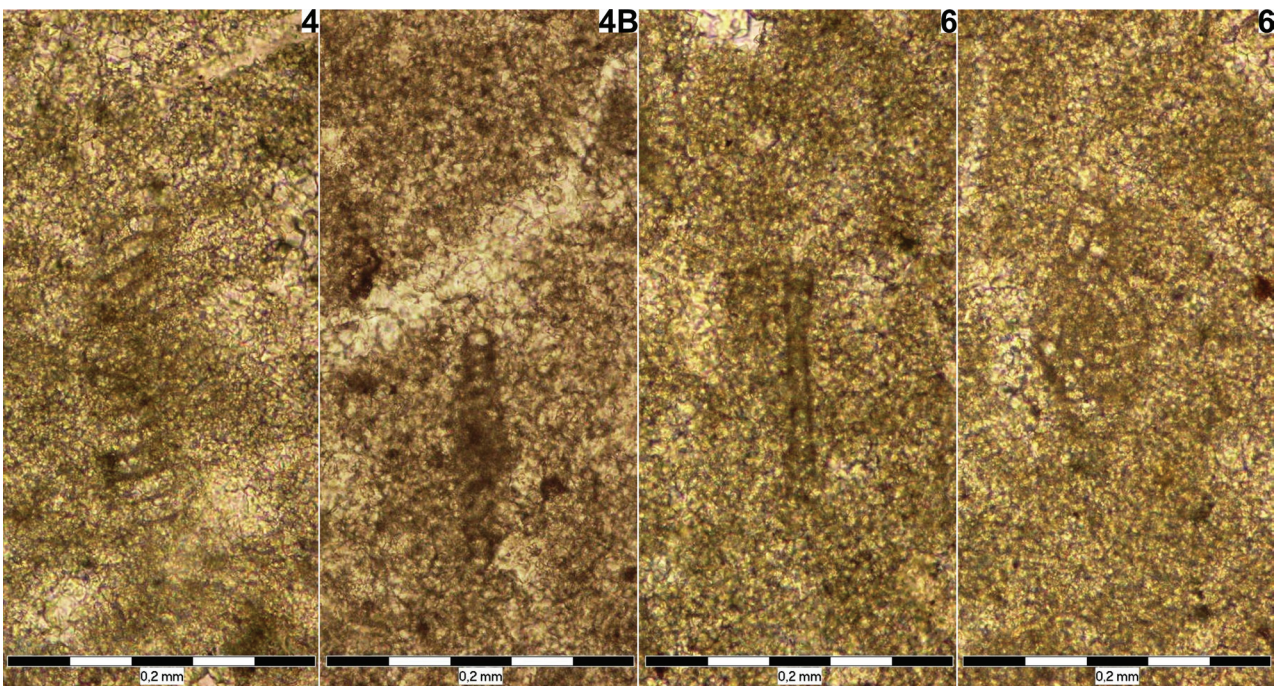
Alochémy tvoria 3,7 až 30 %, priemerne 15,5 %. Okrem výnimiek sú relatívne vytriedené, menších rozmerov. Len lokálne sme pozorovali náznaky usmernenia jednotlivých komponentov. Litoklasty sú spravidla malé, s mikritovou (*mudstone*) štruktúrou. Niekedy sa svojou veľkosťou pohybujú na hranici s bežnými peloidmi. Len vzácne sme pozorovali väčšie úlomky. Mikrofosílie, z ktorých sú pre jasenské vápence charakteristické hlavne ihlice hubiek a mrežovce, sú silno rekryštalizované. Sporadicky sa časť z nich, hlavne kolumnálií ľalioviiek, úlomkov ostnatokožcov a výnimočne ulitníky, svojimi výrazne väčšími rozmermi vymyká z veľkostného rámca.

Z mikrofosílií obsahuje jasenský vápenec kalcifikované mrežovce (*tvoriace* < 1 – 7,5 %, priemerne 2,9 %), kalcifikované ihlice hubiek (< 1 – 10 %, priemerne 2,5 %), úlomky tenkostenných pelagických larválnych lastúrníkov – „filamentov“ (< 1 %, priemerne < 1 %), úlomky ostnatokožcov (< 1 %, priemerne < 1 %), dierkavce (< 1 %, priemerne < 1 %), lastúrníčky (< 1 %, priemerne < 1 %), globochéty (0 – < 1 %, priemerne < 1 %), lastúrníky (0 – < 1 %, priemerne < 1 %), ulitníky (0 – < 1 %, priemerne < 1 %), úlomky ramenonožcov (0 – < 1 %, priemerne



Obr. 5. Mikrofacie jasenského vápenca. Mierka: 1 mm. Bioturbovaný sediment. Wackestone až mudstone s mrežovcami a ihlicami hubiek.

Fig. 5. The microfacies of the Jasenie Limestone. The scale: 1 mm. Bioturbated sediment. The wackestone – mudstone with radiolarians and sponge spicules.



Obr. 6. Dierkavce z jasenského vápenca: 4, 4B a 6 vľavo – *Paulbronnimannella whittakeri* RETTORI; 6 vpravo – *Paulbronnimannia judicariensis* (PREMOLI SILVA). Mierka: 0,2 mm.

Fig. 6. The foraminifera of the Jasenie Limestone: 4, 4B and 6 left – *Paulbronnimannella whittakeri* RETTORI; 6 right – *Paulbronnimannia judicariensis* (PREMOLI SILVA). The scale: 0,2 mm.

< 1 %), úlomky pravdepodobne rybích skeletov (0 – < 1 %, priemerne < 1 %), ostne ježoviek (0 – < 1 %, priemerne < 1 %) a hadovice (0 – < 1 %, priemerne < 1 %).

Zvyšné alochémy tvoria peloidy (1 – 20 %, priemerne 8 %), fekálne pelety (obr. 5/5A), sporadicky sa vyskytujúce v zhlukoch, a intraklasty mikritu (*mudstone*).

Sediment je bioturbovaný. Vyskytujú sa mikroskopické neptunické dajky. Prítomný je aj pyrit.

Mikrofaciálne má jasenský vápenec najbližšie k štandardnému mikrofaciálnemu typu jeden (bioturbovanému).

5.2.3. Mikrofosílie

V jasenskom vápenci sme zistili spoločenstvo dierkavcov *Paulbronnimannella whittakeri* RETTORI (obr. 6/4, 4B, 6 vľavo), *Paulbronnimannia judicariensis* (PREMOLI SILVA) (obr. 6/6 vpravo), cf. *Trochammina* sp., cf. *Meandrospira* sp., *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDÉ et PANTIĆ a bežnejšie sa vyskytujúci nodosaridných foriem zastúpených hlavne *Nodosaria* sp., *Dentalina* cf. *hoi* TRIFONOVA a *Fronicularia woodwardi* HOWCHIN. Z ďalších mikrofosíli sa vyskytujú *Didemnooides moreti* (DURAND DELGA) a *Globochaete alpina* LOMBARD.

Z rezídua po rozpúšťaní sme získali: konodonty *Gondolella bulgarica* (BUDUROV et STEFANOV), *Gondolella bifurcata* (BUDUROV et STEFANOV), *Gondolella bifurcata bifurcata* (BUDUROV et STEFANOV), *Gondolella bifurcata hanbulogi* (SUDAR et BUDUROV), *Gondolella trammeri* KOZUR a *Gondolella ?cornuta* BUDUROV et STEFANOV, multielementy *Gladigondolella tethydis*, planktonické ľaliovky, holotúrie *Tetravirga* sp., *Priscopodatus quadratus* MOSTLER, *Priscopodatus* sp. a *Theelia* sp., zúbky a šupiny rýb, ostne ježoviek, články hadovic a články ostatokožcov.

5.2.4. Vek

Zo spodnej časti jasenského vápenca (vzorka K22, obr. 2) sme získali spoločenstvo konodontov pelsónu a z jeho vrchnej časti (vzorka K23, obr. 2) vrchného pelsónu. Dierkavec *Paulbronnimannella whittakeri* RETTORI, vyskytujúci sa priebežne v celej sekvencii jasenského vápenca, potvrdil, že aj jeho spodná časť patrí do vrchného pelsónu.

6. Nadložie ráztockého vápenca

6.1. Amonitový horizont

Na rozhraní ráztockého a nadložného reiflinského vápenca (obr. 2) sa vyskytuje veľké množstvo schránok amonitov. Tento horizont je v hroniku známy z viacerých lokalít. Je to významný vedúci horizont sprevádzajúci ráztocký vápenec v čase aj priestore.

V štureckej faciálnej oblasti bol amonitový horizont zaznamenaný v harmaneckom aj revúckom bazéne.

V harmaneckom bazéne na lokalite Harmanecká jaskyňa je viazaný na najvyššiu vrstvu ráztockého vápenca a na niekoľko najspodnejších vrstiev reiflinského vápenca. Na tejto lokalite sme nezískali určiteľné exempláre. Amonity nájdené v blízkom okolí zatiaľ neboli spracované.

S harmaneckým bazénom je spojená aj lokalita Tintovo pri Uľanke, z ktorej Stur (1868) určil pomerne rozmanitú faunu obsahujúcu *Ceratites nodosus*, *Terebratula vulgaris*, *Terebratula angusta*, *Spiriferina Mentzelii*, *Myophoria Goldfussii*, *Lima* sp. a *Encrinus liliiformis*. Každý druh, ktorý uvádza, pochádza podľa neho z iného bloku vápenca. Vzhľadom na to, že konštatoval bohaté litologické členenie tamjšieho *muschelkalku*, nie je možné usúdiť, z ktorej litofácie amonit pochádza. Len pri *Terebratula angusta* uviedol, že pochádza z krinoidového vápenca, v súčasnosti zodpovedajúceho ráztockému vápencu. Sled na lokalite pozostáva z jasenského, ráztockého a reiflinského vápenca.

S harmaneckým bazénom sú pravdepodobne spojené aj lokality nachádzajúce sa v okolí Malinného. Bujnovský (in Bujnovský et al., 1973 a 1978; in Polák et al., 1997) z nich z organodetrítických krinoidových vápencov zodpovedajúcich ráztockému vápencu získal pestré spoločenstvo fauny. Z ramenonožcov z dokumentačných bodov 1 130 a 1 131 uviedol *Mentzelia mentzeli* (DUNKER), *Mentzelia mentzeli judicarina* BITTNER, *Cingulothyris angustaeformis* BOECKH, *Tetractinella trigonella* (SCHLOTH.) a *Coenothyris vulgaris* (SCHLOTH.), z lastúrníkov z dokumentačného bodu 1 128 *Pexidella sturi* (BOECKH) a *Daonella* sp. a z amonitov z dokumentačných bodov 1 129 a 1 130 *Paraceratites* cf. *multinodosus* HAUER, *Langobardites* cf. *farows*, *Bulogites* sp., *Beyrichites* (*Beyrichites*) cf. *renthensis* (BEYR.), *Beyrichites* sp., *Flexoptychites* sp. a *Ptychites* sp. Amonitová fauna zodpovedá zóne trinodosus. Zvláštnosťou tejto lokality je, že krinoidové vápence tvoria prevládajúcu faciú hornej časti „spodných reiflinských vápencov zhodujúcich sa so schreyeralmskými vápencami“. Na iných lokalitách vystupujú vždy v nadloží jasenského vápenca. Kollárová-Andrusovová a Bystrický (1974) zo Sidorova z Veľkej Fatry (pravdepodobne z lokality študovanej Bujnovským) z „vápenca porovnateľného so schreyeralmským vápencom“ uviedli spoločenstvo amonitov zodpovedajúce zóne trinodosus: *Longobardites* (*Longobardites*) cf. *sigmondyi* (BOECKH), *Paraceratites multinodosus* (HAUER) a *Flexoptychites* sp. Z nadložného reiflinského vápenca uviedli *Beyrichites* (*Beyrichites*) cf. *reutensis* (BEYR.), patriace tiež k zóne trinodosus.

Aj v revúckom bazéne na lokalite Liptovské Revúce je amonitový horizont viazaný na rozhranie ráztockého a reiflinského vápenca. Tvorí ho mierne väčší počet vrstiev ako v harmaneckom bazéne. Amonity získané z tejto lokality zatiaľ neboli spracované.

Z lokality Zámotie-Dubová patriacej k bielovážskemu bazénu z „bazálnej časti reiflinských vápencov“ zo „sivých biomikritických vápencov s lokálnymi akumuláciami krinoidových článkov s pestrým spoločenstvom fauny (amonity, ramenonožce, malé lastúrniky, ulitníky a hojné konodonty) určil Rakús (1986) spoločenstvo amonitov *Pleuromytilus* sp., *Proavites* cf. *proavitus* ARTH., *Ptychites* sp., *Judicarites* aff. *eryomphalus* (BEN.), *Bulogites* ex gr. *zoldianus* (MOJ.), *Semiornites* cf. *petersi* (MOJ.) a *Semiornites* sp. Aj toto spoločenstvo zodpovedá zóne trinodosus.

Amonitový horizont bol zaznamenaný aj v iných priestoroch hronika (Hurtovec v Malých Karpatoch, Markovica v Strážovských vrchoch, Podhradie v Považskom Inovci), ale aj mimo centrálnych Západných Karpát.

Zo Severných Vápencových Álp amonitový horizont spomínajú napr. Nittel (2006) a Lein et al. (2012).

Podľa Nittel (2006) amonitový horizont v pohorí Nordkette (časť pohoria Karwendel) v inntalskom príkrove severne od Innsbrucku tvorí bázu reiflinského súvrstvia. Oberhauser na lokalite Brandjochrinne našiel *Paraceratites trinodosus* a *Flexoptychites flexuosus* poukazujúce na neskoroilýrsky vek (zóna avisianus).

Lein et al. (2012, obr. 3 a 13 – rez, obr. 5 – tabuľka) amonitový horizont v profile Mendlingbauer v gamssteinsko-scheibenberskej jednotke stotožňujú s prechodným horizontom umiestneným medzi spodným a vrchným reiflinským vápencom. Na základe pozície vo vrstvovom slede aj na základe litologického zloženia zodpovedá v hroniku Západných Karpát spodný reiflinský vápenec jasenskému vápenču, prechodný horizont obsahujúci ramenonožce a smerom k vrchnej časti pribúdajúce ostnatokožce a amonity ráztockému vápenču a vrchný reiflinský vápenec reiflinskému vápenču.

Horizont porovnateľného krinoidovo-amonitového vápenca (*Vászoly Formation*) a vápenca obsahujúceho amonity (*Bocsár Member z Felsőörs Formation*) vystupujúceho nad krinoidovo-ramenonožcovým vápencom (*Horoghegy Member z Felsőörs Formation*) z vrchného ilýru Balatonskej vysočiny transdanubika uvádzajú Vörös et al. (2003).

V amonitovom horizonte na lokalite Harmanecká jaskyňa sme pozorovali (najmä v rezíduu po rozpúšťaní vápencov zo vzoriek K46 a K47, v menšej miere aj vo výbrusoch) enormne zvýšený výskyt niektorých mikrofosílií (ulitníkov, zvyškov rýb, čiastočne aj dierkavcov) a glaukonitu. Glaukonit tvorí vo vzorkách K47, V13, V14, K24, K29 a V14A jadrá schránok mikrofosílií, napr. hojných dierkavcov aj masovo sa vyskytujúcich ulitníkov.

Nittel (2006) glaukonitový horizont kladie do hornej časti steinalmského vápenca a predpokladá, že možno usudzovať na morskú sedimentáciu vo veľmi malej hĺbke vody pri silne zníženej rýchlosti sedimentácie. Lein et al. (2012) uvádzajú glaukonit z hiátu na hranici steinalmského a reiflinského vápenca a z masívneho hrubovrstvovitého a fosiliferného intervalu tvoreného bioklastickým *packstone* bohatým na ostnokožce (t. j. z prechodného horizontu, korelovaného v Západných Karpatoch s ráztockým vápencom). Ich vyšší horizont výskytu glaukonitu zodpovedá skúmanému amonitovému horizontu.

6.2. Reiflinský vápenec

Reiflinský vápenec je opísaný na základe výskumu spodnejšej časti jeho vrstvového sledu, keďže jeho vyššia časť nie je odkrytá. Jeho vrstvový sled bol prerušený sedimentáciou vrchného telesa alodapického ráztockého vápenca (obr. 2).

6.2.1. Litologický opis

Reiflinský vápenec je svetlosivý, žltosivý, svetložltosivý, sivý, hnedosivý a tmavohnedosivý. Vyskytujú sa aj prelivy hnedosivej farby do tmavosivej. Je mikrokryštalický. Obsahuje prímes ílu, niekedy aj jemnozrnný alebo

strednozrnný organický detrit, ktorý je niekedy gradačne usporiadaný. Vápenec je prevažne vrstvovitý, menej hľuznatý. Obe fácie sa najmä nad vrchným telesom ráztockého vápenca striedajú. Vrstvové plochy má nerovné až mierne zvlnené, prípadne zvlnené. Hrúbka vrstiev je od 4 do 30 cm, priemerne 11 cm. Zo skamenenín obsahuje amonity (obr. 2).

6.2.2. Mikrofaciálny opis

Reiflinský vápenec je mikrofaciálne a mikroštruktúrne opísaný z deviatich výbrusov (obr. 2) (zo vzoriek 15, 16, 17, 17A, 18, 21, 21A, 22, 23).

Z hľadiska mikroštruktúry patrí reiflinský vápenec k intrabiopelmikrosparitu (intraklastovo-biogénno-peloidný *wackestone*) s poľami husto usporiadaných alochémov (*packestone*). Mikrit je prevažne neomorfne premenený na mikrosparit. Vzácné je základná hmota lokálne sparitová. Mikrofácia je filamentová a filamentovo-ostnatokožcová. Vo vzorke 14 (bezprostredné nadložie spodnej polohy ráztockého vápenca) je mikrofácia filamentovo-ostnatokožcovovo-ulitníková a vo vzorke 19 (bezprostredné podložie vrchnej polohy ráztockého vápenca) je mikrofácia ostnatokožcová. Alochémy sú prevažne nevytriedené, nepravidelne až chaoticky, miestami husto (*packstone*) usporiadané. Tvoria 8,5 až 40 %, priemerne 25 %. Výnimočne sa vyskytujú lokálne pasáže s náznakmi usmernenia (najmä filamentov) a ojedinele s náznakmi laminácie (vzorka 19), ktorá je spôsobená prínosom detritu ostnatokožcov, ako aj zreteľne väčšími alochémy (temer bez filamentov). V hornine sú zachované nepravidelné polia pôvodnej mikritovej základnej hmoty so zreteľne menším nahromadením alochémov. Filamenty v nej nie sú zastúpené a vyskytuje sa hlavne rekryštalizovaný organodetrit, prípadne klasty mikritu (*mudstone*) a peloidy.

V základnej hmote reiflinského vápenca sa vyskytujú prevažne pomerne menšie, len výnimočne väčšie klasty s mikritovou štruktúrou (*mudstone*). Časť klastov je dokonale opracovaná. Zaznamenali sme aj ojedinelý výrazne väčší klast mikritu (*mudstone*), ktorý obsahoval rekryštalizovaný detrit. Z veľkostného rámca sa vymyká hlavne dokonale opracovaný klast biomikritu (*wackestone*), v ktorom sa vyskytujú zriedkavé filamenty. Bežné sú peloidy.

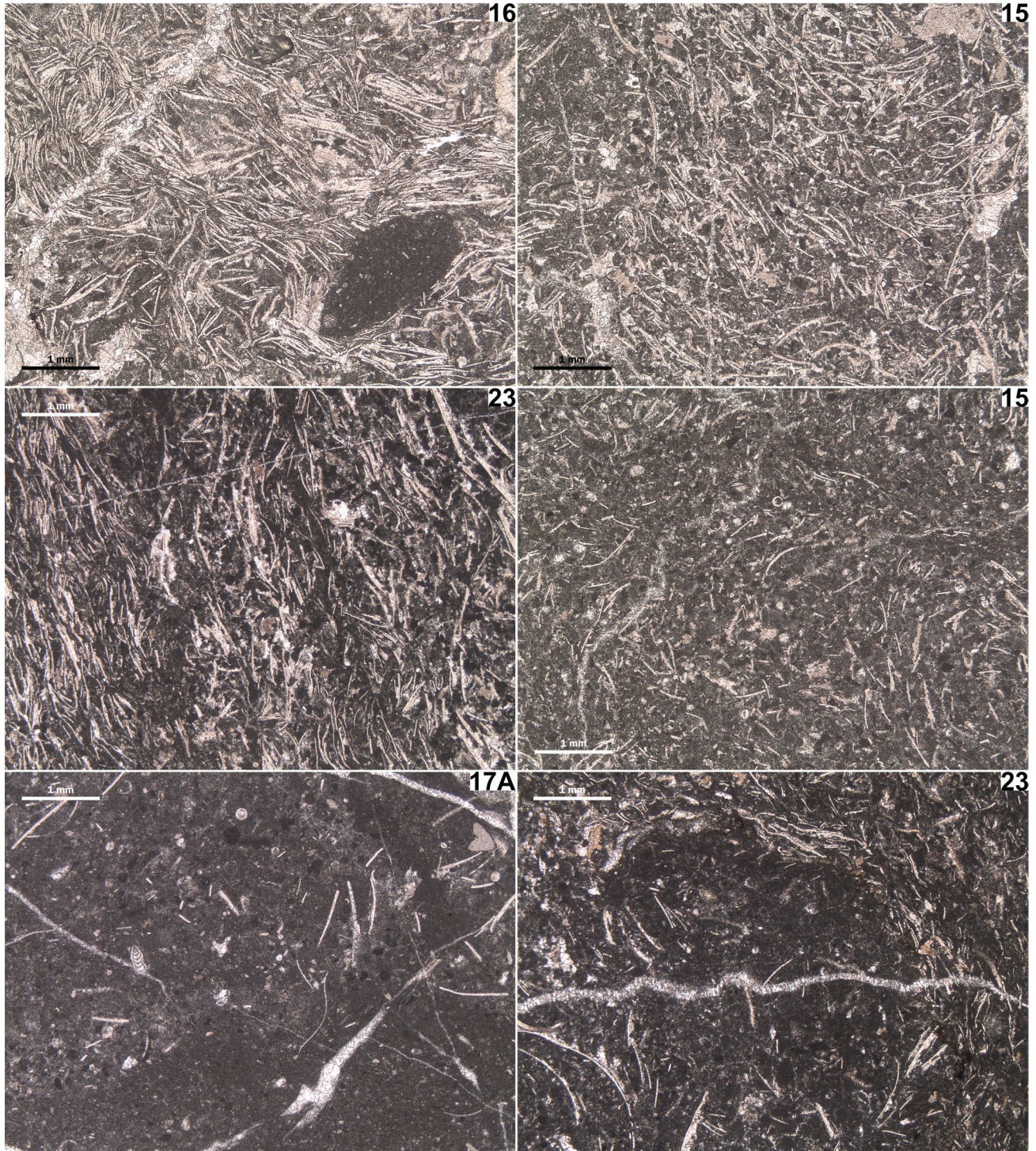
Z fosilných zvyškov dominujú filamenty, ktoré sú miestami horninotvorné (filamentový *packstone*). V niektorých vrstvách ich podiel viditeľne klesá. Bežne sú silno rekryštalizované, vzácne až do takej miery, že splývajú so sparitom a sú pozorovateľné len ako fantómy. Z bioklastov dosahujú najväčšie rozmery fragmenty ostnatokožcov, z ktorých niektoré veľkosťou výrazne presahujú ostatné alochémy.

Nad vrchnou polohou ráztockého vápenca v reiflinskom vápenci badať zmenu. Materiál je pestrejší. V základnej hmote sa vyskytujú nepravidelne rozmiestnené nevytriedené alochémy. Plytkovodné elementy, typické pre podložné ráztocké vápenca, sa vytrácajú.

Z mikrofosílií obsahuje reiflinský vápenec úlomky tenkostenných pelagických larválnych lastúrníkov – „filamentov“ (tvoria 3,7 – 25 %, priemerne 12,8 %),

úlomky ostnatokožcov (< 1 – 1,7 %, priemerne < 1 %), lastúrníčky (0 – < 1 %, priemerne < 1 %), dierkavce (0 – < 1 %, priemerne < 1 %), kalcifikované mrežovce (0 – 1,7 %, priemerne < 1 %), globochéty (0 – < 1 %, priemerne < 1 %), lastúrníky (0 – < 1 %, priemerne

< 1 %), ostne ježoviek (0 – < 1 %, priemerne < 1 %), ulitníky (0 – < 1 %, priemerne < 1 %), úlomky ramenonožcov (0 – 2,5 %, priemerne < 1 %), tubifyty (0 – < 1 %, priemerne < 1 %), úlomky pravdepodobne rybích skeletov (0 – < 1 %, priemerne < 1 %), kalcifikované ihlice hubiek



Obr. 7. Mikrofacie reiflinského vápenca. Mierka: 1 mm. 16, 15 hore a 23 hore – filamentový packstone s úlomkami ostnatokožcov a peloidmi, vzorka 16 aj s intraklastami mudstone; vo vzorke 23 hore sú prúdovo usmernené filamente; 15 dole – wackestone až packstone s filamentmi a peloidmi; 17A – wackestone so zriedkavými filamentmi a peloidmi; 23 dole – wackestone s filamentmi, úlomkami ostnatokožcov, peloidmi a intraklastami mudstone, v strednej časti obrázka je bioturbácia.

Fig. 7. The microfacies of the Reifling Limestone. The scale is one millimeter. 16, 15 top and 23 top – the filament packstone with echinoderm fragments and peloids; the sample 16 also with mudstone intraclasts; in the sample 23 top are filaments directed by current; 15 bottom – wackestone – packstone with filaments and peloids; 17A – wackestone with rare filaments and peloids; 23 bottom – wackestone with filaments, echinoderm fragments, peloids and mudstone intraclasts, in the central part of the figure is bioturbation.

(0 – < 1 %, priemerne < 1 %) a hadovice (0 – < 1 %, priemerne < 1 %).

Zvyšné alochémy tvoria peloidy (5 – 20 %, priemerne 12,3 %), z ktorých časť má rovnaký charakter ako intraklasty mikritu (*mudstone*), ale dosahujú menšiu veľkosť, a intraklasty. Prítomné sú intraklasty mikritu (*mudstone*), intraklasty mikritu (*mudstone*) obsahujúce kalcifikované ihlice hubiek alebo kalcifikované mrežovce a intraklasty biopelmikritu (*wackestone*) s úlomkami lastúrníkov, kalcifikovanými mrežovcami a peloidmi.

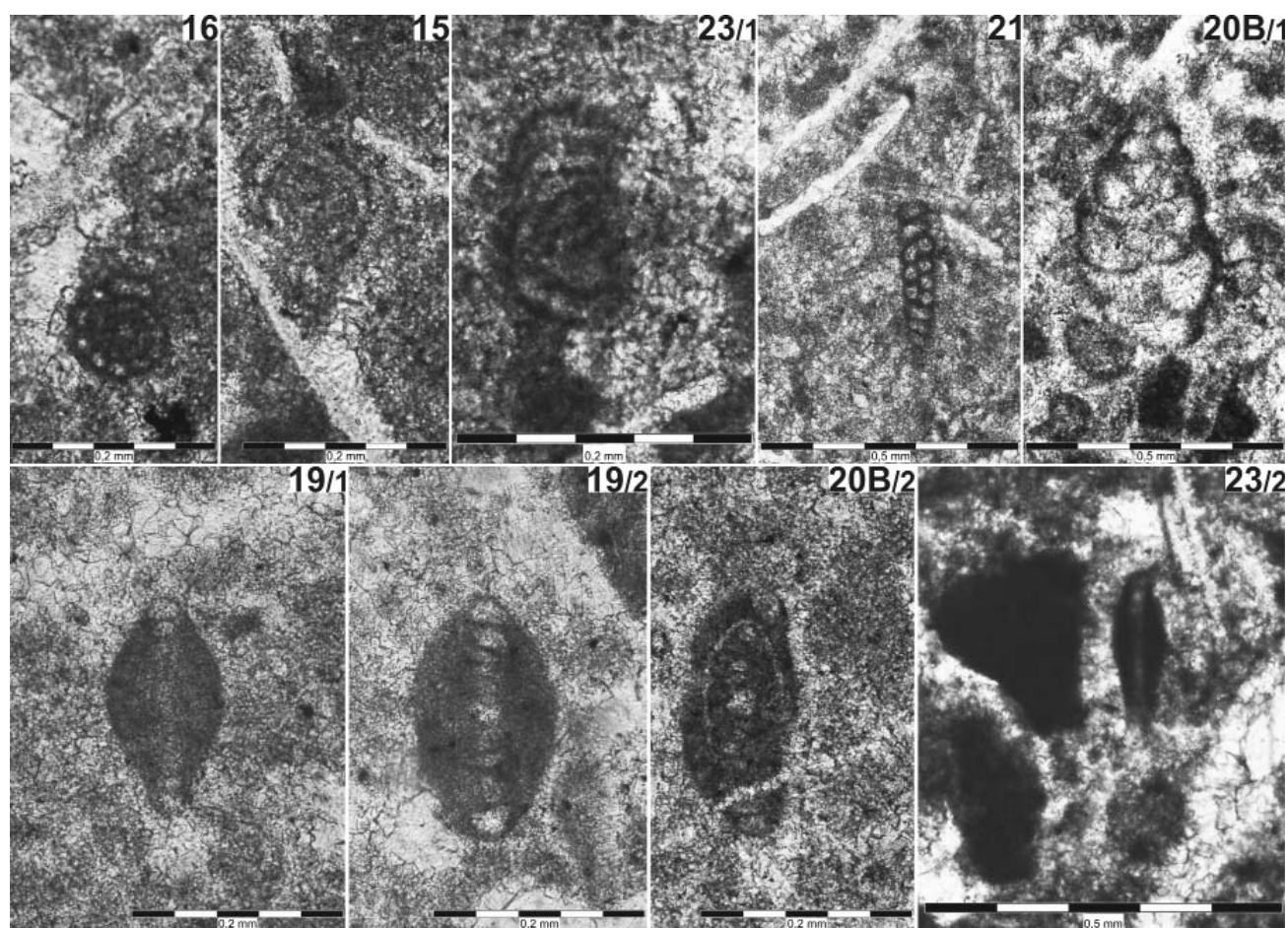
Sediment je čiastočne bioturbovaný. Vyskytuje sa pyrit a klastický kremeň.

Mikrofaciálne má reiflinský vápenec najbližšie k štandardnému mikrofaciálnemu typu tri (filamentovému) (obr. 7/16, 15, 23).

6.2.3. Mikrofosílie

V reiflinskom vápenci sme identifikovali dierkavce reprezentované *Glomospira* sp., ?*Glomospirella* cf. *falsofriedli* (SALAJ, BORZA et SAMUEL), *Pilammina densa* PANTIĆ (obr. 8/15), *Pilamminella gemerica* (SALAJ) (obr. 8/23/1),

Turriglomina mesotriassica (KOEHN-ZANINETTI) (obr. 8/21), *Trochammina* sp., *Trochammina almtalensis* KOEHN-ZANINETTI, *Earlandia gracilis* (PANTIĆ), *Earlandinita ladinica* SALAJ, ?*Endoteba* aff. *obturata* (BROENNIMANN et ZANINETTI), *Pachyphloides* sp., *Endotriadella wirtzi* (KOEHN-ZANINETTI), *Meandrospira deformata* SALAJ, *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDÉ et PANTIĆ (obr. 8/16), *Planiinvoluta carinata* LEISCHNER, *Arenovidalina chia-lingchianensis* HO, *Ophthalmidium* sp., *Ophthalmidium abriolense* (LUPERTO) (obr. 8/23/2), *Ophthalmidium plectospirus* ORAVECZNE-SCHEFFER, *Ophthalmidium* cf. *tricki* (LANGER), *Ophthalmidium* cf. *ubeyliense* DAGER, *Hoyenella sinensis* (HO), *Nodosaria* sp., *Pseudonodosaria* sp., *Lenticulina* (*Astacolus*) sp., *Frondicularia woodwardi* HOWCHIN, *Austrocolomia* sp., *Permodiscus oscillens* (OBERHAUSER) (obr. 8/19/2, 20B/2), *Permodiscus* cf. *planidisoides* OBERHAUSER, *Permodiscus pragsoides* OBERHAUSER (obr. 8/19/1), *Diplotremmina* sp., *Diplotremmina astrofimbriata* KRISTAN-TOLLMANN, *Diplotremmina* cf. *subangulata* KRISTAN-TOLLMANN a *Variostoma* gr. *pralongense – exile* KRISTAN-TOLLMANN (obr. 8/20B/1).



Obr. 8. Dierkavce z reiflinského vápenca: 16 – *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDÉ et PANTIĆ; 15 – *Pilammina densa* PANTIĆ; 23/1 – *Pilamminella gemerica* (SALAJ); 21 – *Turriglomina mesotriassica* (KOEHN-ZANINETTI); 20B/1 – *Variostoma* gr. *pralongense-exile* KRISTAN-TOLLMANN; 19/1 – *Permodiscus pragsoides* OBERHAUSER; 19/2 a 20B/2 – *Permodiscus oscillens* (OBERHAUSER); 23/2 – *Ophthalmidium abriolense* (LUPERTO). Mierka: 0,2 mm, okrem 21, 20B/1 a 23/2, kde je 0,5 mm.

Fig. 8. The foraminifera of the Reifling Limestone: 16 – *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDÉ et PANTIĆ; 15 – *Pilammina densa* PANTIĆ; 23/1 – *Pilamminella gemerica* (SALAJ); 21 – *Turriglomina mesotriassica* (KOEHN-ZANINETTI); 20B/1 – *Variostoma* gr. *pralongense-exile* KRISTAN-TOLLMANN; 19/1 – *Permodiscus pragsoides* OBERHAUSER; 19/2 and 20B/2 – *Permodiscus oscillens* (OBERHAUSER); 23/2 – *Ophthalmidium abriolense* (LUPERTO). The scale: 0,2 mm except for 21, 20B/1 and 23/2 where is 0,5 mm.

Celkový obraz fosilného spoločenstva dotvárajú *Baccanella floriformis* PANTIĆ, *Bacinella ordinata* PANTIĆ, zástupcovia *incertae sedis Plexoramea* sp., *Tubiphytes obscurus* MASLOV, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI) a *Didemnooides moreti* (DURAND DELGA).

Z rezídua po rozpúšťaní sme získali: a) zo spodnej časti vápenca (vzorka 24): konodonty *Gondolella excelsa* (MOSHER), *Gondolella elongata* SWEET, *Gondolella ?contracta* MOSHER et CLARK, multielementy *Gladigondolella tethydis*, holotúrie *Priscopedatus* sp., *Theelia* sp., *Tetravirga* sp. a masovo sa vyskytujúce dierkavce, zúbky a šupiny rýb a ulitníky, okrem toho skolekodonty, ostne ježoviek, juvenilné ramenonožce a lastúrniky, lastúrnicky, ihlice hubiek, ostatokožce a koprolity; b) z podložia vrchného telesa ráztockého vápenca (vzorka 25): konodonty *Gondolella pseudolonga* KOVACS, *Gondolella trammeri* KOZUR, *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE), multielementy *Gladigondolella tethydis*, holotúrie *Priscopedatus* sp., okrem toho interambulakrálne doštičky ježoviek a zúbky rýb.

6.2.4. Vek

Z amonitového horizontu na báze reiflinského vápenca (vzorka K24, obr. 2) sme získali spoločenstvo konodontov spodného ilýru. Amonitové spoločenstvá tohto horizontu spracované na iných lokalitách náležia k zóne trinodosus a potvrdzujú vek spodnej časti reiflinského vápenca stanoveného na základe konodontov. Z podložja vrchného telesa ráztockého vápenca (vzorka K25, obr. 2) sme získali spoločenstvo konodontov vrchného ilýru až spodného fasanu. Dierkavce umožnili stanoviť stratigrafické rozpätie skúmanej časti reiflinského vápenca ilýr až fasan. Ilýrsky vek bol určený na základe prítomnosti *Pilamina densa* PANTIĆ a *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDÉ et PANTIĆ, ktorej posledný výskyt sa zistil vo vzorke 16 (obr. 2). Tieto formy neprekračujú hranice ilýru (Salaj et al., 1983, obr. 12). Vo vzorke 19 bol po prvýkrát identifikovaný indexový dierkavec *Pilaminella gemerica* (SALAJ), ktorého meno nesie rovnomenná podzóna (Interval-range subzone) vyčlenená Salajom et al. (l. c.) vo fasane. Spolu s touto formou sa objavujú *Permodiscus oscillens* (OBERHAUSER) a *Permodiscus* cf. *planiscooides* OBERHAUSER, ktoré sú dôležitými druhmi tejto podzóny. Mladší ako fasanový vek, podzóna *Angulodiscus gaschei praegaschei* (Interval-range subzone) – longobard, nebol preukázaný.

7. Vývoj harmaneckej panvy a priľahlej časti mojtínsko-harmaneckej plošiny

Vývoj harmaneckej panvy a priľahlej časti mojtínsko-harmaneckej plošiny v období pelsónu až fasanu bol rekonštruovaný v súlade s paleogeografickou schémou, ktorú načrtol M. Havrila (2011). Bol rekonštruovaný na základe analýzy vrstvomého sledu harmaneckej panvy štureckej faciálnej oblasti, ale aj vrstvomých sledov usadených v priľahlej oblasti s vývojom karbonátovej (najprv steinalmskej, následne wettersteinskej) plošiny.

Nad pelsónskym horizontom laterálne sa zastupujúceho steinalmského vápenca (zodpovedajúceho sekvencii A2

vyčlenenej *Leinom* et al., 2012) s ramsauským dolomitom, uloženými v batymetricky porovnateľnom plytkovodnom šelfovom prostredí, ležia v študovanej oblasti hronika pelagické sedimenty vrchnopelsónskeho veku (zodpovedajúce už sekvencii A3 vyčlenenej *Leinom* et al., 2012). To svedčí o náhlom ponorení prevažnej časti plytkovodného priestoru vo vrchnom pelsóne. Predpokladá sa, že sa tak udialo v dôsledku riftingu.

Pelagické sedimenty nie sú celkom identické na celej ploche ponoreného priestoru. Tvoria ich dva odlišné litotypy vápencov (prevažne jasenský vápenec a sporadicky schreyeralmský vápenec). Ani ich hrúbka nie je rovnaká v celom priestore. To napovedá, že riftingom sa vytvoril batymetricky členený šelf, že nastalo rozčlenenie podmorského reliéfu, prípadne že prehlbovanie malo v rôznych priestoroch odlišnú rýchlosť.

Paleogeografickú rekonštrukciu študovaného priestoru načrtol M. Havrila (2011). Predpokladal, že vo vrchnom pelsóne vznikli tektonicky izolované, odlišne subsidujúce a tiltujúce kryhy (bloky), oddeľujúce počas ďalšieho vývoja karbonátovú plošinu od panvy. Výsledok takého procesu v Severných Vápencových Alpách v pohorí Karwendel v tektonickej jednotke zodpovedajúcej hroniku znázornila Nittel (2006, obr. 3). Rovnaký proces, t. j. vznik systému halfgrabenov v siliciku pohoria Aggtelek-Rudabánya na základe premenlivej hrúbky pelagických sedimentov načrtli Péro et al. (2015, obr. 6). Vznik halfgrabenov počas anisu bol opísaný (Vörös et al., 2003, s. 45) aj z Balatonskej vysočiny tektonickej jednotky transdanubika.

Hrúbka a typ litofácií v uvedených modeloch závisí od pozície na tiltujúcich kryhách, resp. od pozície v halfgrabenoch.

Ukázalo sa, že proces tvorby kryh prebehol aj na karbonátovej plošine, kde niektoré kryhy boli pelagizované.

Na najmenej poklesnutých nepelagizovaných „plytkovodných“ kryhách priestoru karbonátovej plošiny nastala masová produkcia fauny a jej pomerne vysoká diverzifikácia. Vzniknuté akumulácie plytkovodného organodetritu boli počas vrchného pelsónu až spodného ilýru redeponované na susedné pelagizované kryhy priestoru karbonátovej plošiny, kde sa usadil krinoidový vápenec obsahujúci ramenonožce (gaderský vápenec). Akumulácie sa súčasne prúdmi a gravitáciou premiestňovali aj do pelagických bazénov (napr. harmaneckého) formujúcich sa nad príľahlými, viac poklesnutými kryhami, kde sa usadil ráztocký vápenec.

Vo vyššej časti ilýru sa na menej poklesnuté priestory (so sedimentáciou gaderského vápenca) vrátil vývoj karbonátovej plošiny zastúpený wettersteinskou faciou, ktorý sa ukončil až lunzským eventom v jule.

Počiatočný rozsah wettersteinskej plošiny sa celkom nezhoduje s rozsahom steinalmskej plošiny.

V panvách sformovaných nad viac poklesnutými kryhami pokračovala počas vyššej časti ilýru pelagická sedimentácia (zodpovedajúca sekvencii L1 vyčlenenej *Leinom* et al., 2012) zastúpená reiflinským vápencom. Skončila sa v dôsledku progradácie plošiny raminským eventom v kordevole. V harmaneckom bazéne sa v spodnej časti fasanu krátkodobou zopakovala sedimentácia ráztockého vápenca. Predpokladáme, že na priestore plošiny sa v tom čase zopakovali podmienky sedimentácie gaderského vápenca.

8. Záver

1. Súvislý a dobre odkrytý vrstvový sled štúreckej faciálnej oblasti hronika centrálnych Západných Karpát vystupujúci na lokalite Harmanecká jaskyňa, obsahujúci vrchnú časť steinalmského súvrstvia, jasenský vápenec, ráztocký vápenec a spodnú časť reiflinského vápenca, sme podrobne zdokumentovali a študovali so zameraním najmä na krinoidovo-ramenonožcový ráztocký vápenec vrchného pelsónu až spodného ilýru. Lokalitu navrhujeme za hypostratotyp ráztockého vápenca.
2. Krinoidovo-ramenonožcový vápenec sa počas vrchného pelsónu až spodného ilýru usadil v oveľa širšom paleogeografickom priestore, ako zaberá štúrecká faciálna oblasť. V hroniku je táto fácia spojená s faciálnym vývojom karbonátových plošín a s faciálnymi vývojmí lokalizovanými po ich obvode, ktoré karbonátové plošiny oddeľujú od karbonátových paniev. Z tektonických jednotiek zodpovedajúcich hroniku je fácia krinoidovo-ramenonožcového vápenca z podobnej pozície známa zo Severných Vápencových Álp. V Západných Karpatoch je známa aj zo silicika. Porovnateľná fácia vápenca je známa aj z transdanubika.
3. Charakter krinoidovo-ramenonožcového vápenca nie je v celom sedimentačnom priestore rovnaký. V závislosti od paleogeografickej pozície a od hĺbky depozície ho tvoria dva základné faciálne typy zastúpené v hroniku centrálnych Západných Karpát: ráztocký vápenec a gaderský vápenec.
4. Sedimentačný priestor ráztockého vápenca je viazaný na faciálne vývoje lokalizované po obvode karbonátových plošín (na lokalite Harmanecká jaskyňa na štúrecký faciálny vývoj rozprestierajúci sa medzi harmaneckou, neskôr mojtínsko-harmaneckou karbonátovou plošinou a bielovážskou panvou). Sedimentačný priestor gaderského vápenca je viazaný na faciálny vývoj karbonátovej plošiny.
5. Vo vrstvovom slede priestoru karbonátovej plošiny vystupuje gaderský vápenec buď priamo nad plošinovým steinalmským vápencom, alebo nad pelagickým jasenským vápencom usadeným počas ponorenia časti steinalmskej plošiny a pod plošinovým wettersteinským dolomitom. Ráztocký vápenec vystupuje vo vrstvových sledoch pelagických bazénov lemujúcich karbonátové plošiny v nadloží jasenského vápenca a v podloží reiflinského vápenca. Ráztocký vápenec je v nadloží počas spodného ilýru, na rozdiel od gaderského vápenca, sprevádzaný amonitovým horizontom vystupujúcim v najvyššej časti ráztockého, a najmä v bazálnej časti reiflinského vápenca.
6. Organodetrít krinoidovo-ramenonožcového vápenca (dominantné sú ostnatokožce, charakteristický je detrit hrubostenných schránok ramenonožcov, lastúrníkov a ulitníkov) bol produkovaný v plytkovodnom priestore karbonátovej plošiny, odkiaľ bol redeponovaný na ponorené priestory karbonátovej plošiny, kde sa usadil gaderský vápenec, a do priľahlých bazénov (na skúmanej lokalite do harmaneckého bazéna), kde sa usadil ráztocký vápenec. Ráztocký vápenec, na rozdiel od gaderského

ho vápenca, obsahuje zmes alochémov pochádzajúcich z plytkovodného prostredia karbonátovej plošiny a sva-hového aj panvového pelagického prostredia.

7. Ráztocký ani gaderský vápenec, aj keď sú to resedimentované (alodapické) vápence, nie je možné považovať za raminský vápenec. Zdrojom detritického materiálu raminského vápenca bola rifová fácia wettersteinského vápenca tvoriaca okraje karbonátovej plošiny, kým organodetrít tvoriaci ráztocký a gaderský vápenec bol produkovaný v priestore karbonátovej plošiny. Raminský vápenec sedimentoval v hroniku centrálnych Západných Karpát až od vrchného longobardu, kým gaderský a ráztocký vápenec sedimentovali už počas vrchného pelsónu až spodného ilýru. Predpokladalo sa, že v tom čase rifové telesá v hroniku nejestvovali. Výskyt úlomkov tubifytov a plexorámeí zistený v ráztockom vápenci naznačuje, že rifové telesá sa začínali v hroniku tvoriť už počas jeho sedimentácie (v ilýre, najmä však vo fasane).

Pod'akovanie

Príspevok vznikol aj vďaka finančnej podpore Univerzity Komenského prostredníctvom grantov UK/81/2013 a UK/116/2014 a Agentúry na podporu výskumu a vývoja prostredníctvom grantov APVV-0212-12 a APVV-14-0118.

LITERATÚRA

- Andrusov, D., 1937: Die Gastropoden der oberschlesischen Trias. Jb. Preuss. geol. Landesanst. Berl., 44, 1 – 48.
- Baccelle, L. a Bosellini, A., 1965: Diagrammi per la stima visiva della composizione percentuale nelle rocche sedimentarie. Ann. Univ. Ferrara (Nuova Serie), Sez. 9, Sci. Geol. Paleont., 1, 3, 59 – 62.
- Boorová, D. a Havrila, J., 2015: Revízia typového profilu gaderských vupencov vo Vápenej doline (Veľká Fatra, Západné Karpaty). In: Bubík, M., Ciurej, A. a Kaminski, M. A.: 16th Czech-Slovak-Polish palaeontological conference and 10th Polish micropalaeontological workshop. Abstracts book and excursion guide. Krakov, Grzybowski Foundation, 21 – 22.
- Buček, S. a Halouzka, R., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, časť listu 36-132 Horná Štubňa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 31 s.
- Bujnovský, A., Rakús, M. a Polák, M., 1973: Geologický výskum mezozoika Nízkyh Tatier, Veľkej a Malej Fatry. Veľká Fatra a Nízke Tatry (oblasť Revúckej doliny). In: Mello, J. (Ed.), Began, A., Bujnovský, A., Kullmanová, A. a Maheľ, M., 1973: Regionálny geologický výskum mezozoika Západných Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 77 s.
- Bujnovský, A., Gross, P., Lukáčik, E., Kullman, E. a Hanáček, J., 1978: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list Ružomberok. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 160 s.
- Bystrický, J., 1964: Stratigrafia a vývin triasu série Drienka. Zpr. geol. Výsk. v r. 1963 (Bratislava), 9 – 96.
- Dunham, R. J., 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. (Tulsa), 1, 108 – 121.
- Embry, A. F. a Klovan, J. E., 1971: A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, N. W. T. Bull. canad. Petrol. Geol. (Calgary), 19, 730 – 781.

- Flügel, E., 2010: Microfacies of carbonate rocks. An analysis, interpretation and application. 2nd ed. Berlin – Heidelberg, Springer, 984 s.
- Folk, R. L., 1962: Spectral subdivision of limestone types. In: Ham W. E. (Ed.): Classification of carbonate rocks. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. (Tulsa), 1, 62 – 84.
- Havrila, J. a Havrila, M., 2014: Ráztocký vápenec v štureckej faciálnej oblasti. In: Németh, Z., Šimon, L., Kováčiková, M., Ozdínová, S. a Plašienka, D. Miner. slov. (Bratislava), 46, 3 – 4, Geovestník, 21 – 22.
- Havrila, M., 1997: Progradácia rífového komplexu hronika. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 23 s.
- Havrila, M., 2011: Hronikum: paleogeografia a stratigrafia (vrchný pelson – tuval), štrukturalizácia a stavba. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 117, 5 – 103.
- Havrila, M. a Vaškovič, I., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape južnej časti Považského Inovca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 112 s.
- Havrila, M. a Pevný, J., 1991: Profil Ostrá Malenica (stratigrafia na základe konodontov a holotúrií). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 12 s.
- Havrila, M. a Pevný, J., 1996: Stratigrafické vyhodnotenie fauny konodontov z vápencov vrásky Tlstej vo Veľkej Fatre. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 3 s.
- Ivanička, J., Kohút, M. (Eds.), Havrila, M., Olšavský, M., Hók, J., Kováčik, M., Madarás, J., Polák, M., Rakús, M., Filo, I., Elečko, M., Fordinál, K., Maglay, J., Pristaš, J., Buček, S., Šimon, L., Kubeš, P., Scherer, S., Zuberec, J., Dananaj, I. a Klukanová, A., 2011: Vysvetlivky ku Geologickej mape Považského Inovca a juhovýchodnej časti Trenčianskej kotliny 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 389 s.
- Jendrejáčková, O., Michalík, J. a Papšová, J., 1981: A contribution to the stratigraphy of Middle Triassic carbonates of Hronic (Choč-nappe of Upper Hron-valley, Western Carpathians). Zem. Plyn Nafta (Hodonín), 26, 4, 611 – 624.
- Kochanová, M. a Michalík, J., 1986: Stratigraphy and microfauna of the Zámotie limestones (upper pelsonian – lower illyrian) of the Choč nappe at the southern slopes of the Nízke Tatry Mts. (West Carpathians). Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 37, 4, 501 – 531.
- Kollárová-Andrusovová, V. a Bystrický, J., 1974: Übersicht über den gegenwärtigen Stand der Biostratigraphie der Trias der Westkarpaten. In: Zapfe, H. (Ed.): Die Stratigraphie der alpin-mediteranen Trias. Symposium Wien 1973. Schr.-Reihe Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss. (Wien), 125 – 136.
- Lein, R., Krystyn, L., Richoz, S. a Lieberman, H., 2012: Middle Triassic platform/basin transition along the Alpine passive continental margin facing the Tethys Ocean – the Gamsstein: the rise and fall of a Wetterstein Limestone Platform (Styria, Austria). Journal Alpine Geol. (Wien), 54, 471 – 498.
- Mello, J., Elečko, M., Pristaš, J., Reichwalder, P., Snopko, L., Vass, D., Vozárová, A., Gaál, L., Hanzel, V., Hók, J., Kováč, P., Slavkay, M. a Steiner, A., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského krasu 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 255 s.
- Nittel, P., 2006: Beiträge zur Stratigraphie und Mikropaläontologie der Mitteltrias der Innsbrucker Nordkette (Nördliche Kalkalpen, Austria). Geol. Alp, 3, 93 – 145.
- Pérol, C., Velledits, F., Kovács, S. a Blau, J., 2015: The Middle Triassic post-drowning sequence in the Aggtelek Hills (Silica nappe) and its Tethyan context – first description of the Raming Formation from Hungary. Newslett. Stratigr. (Leiden), 48, 1, 1 – 22.
- Pevný, J. a Salaj, J., 1997: The Anisian-Ladinian boundary at Zakázané (Slovak Karst, Western Carpathians). Zem. Plyn Nafta (Hodonín), 42, 2, 97 – 149.
- Polák, M., Havrila, M., Filo, I. a Pevný, J., 1996: Gader Limestones – a new lithostratigraphic unit of the Hronicum in the Veľká Fatra Mts. and its extension in the Western Carpathians. Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 3 – 4/96, 293 – 310.
- Polák, M., Bujnovský, A., Kohút, M. (Eds.), Pristaš, J., Filo, I., Havrila, M., Vozárová, A., Vozár, J., Kováč, P., Lexa, J., Rakús, M., Malík, P., Liščák, P., Hojstričová, V., Žáková, E., Siráňová, Z., Boorová, D. a Fejdiová, O., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Veľkej Fatry 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 206 s.
- Polák, M. (Ed.), Filo, I., Havrila, M., Bezák, V., Kohút, M., Kováč, P., Vozár, J., Mello, J., Maglay, J., Elečko, M., Vozárová, A., Olšavský, M., Siman, P., Buček, S., Siráňová, Z., Hók, J., Rakús, M., Lexa, J., Šimon, L., Pristaš, J., Kubeš, P., Zakovič, M., Liščák, P., Žáková, E., Boorová, D. a Vaněková, H., 2003: Vysvetlivky ku Geologickej mape Starohorských vrchov, Čierťaze a severnej časti Zvolenskej kotliny 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 218 s.
- Rakús, M., 1986: The ammonites of basal Reifling Limestones in Choč nappe of Nízke Tatry Mts. southern slopes. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 37, 1, 75 – 89.
- Roth, Z., 1939: Etwas über die stratigraphische Einteilung der Trias der Choč-Serie bei Lopej und Podbrezová in der Slowakei (German summ.). Příroda (Brno), 32, 3, 1 – 3.
- Salaj, J., Borza, K. a Samuel, O., 1983: Triassic Foraminifers of the West Carpathians. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 213 s.
- Stur, D., 1868: Bericht über die geologische Aufnahme im oberen Waag- und Gran-Thale. Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 18, 3, 337 – 426.
- Šimon, L. (Ed.), Elečko, M., Lexa, J., Kohút, M., Halouzka, R., Gross, P., Pristaš, J., Konečný, V., Mello, J., Polák, M., Vozárová, A., Vozár, J., Havrila, M., Köhlerová, M., Stolár, M., Jánová, V., Marcin, D. a Szalaiová, V., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 282 s.
- Šťastný, V., 1928: Príspevek k poznání geologie pravého břehu řeky Hronu na Slovensku. Geologických studií v Nížkých Tatrách, část VI. Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 4, 6, 1 – 7.
- Velledits, F., Pérol, C., Blau, J., Senowbari-Daryan, B., Kovács, S., Piros, O., Pocsai, T., Szügyi-Simon, H., Dumitrică, P. a Pálffy, J., 2011: The oldest triassic platform margin reef from the Alpine-Carpathian region (Aggtelek NE Hungary): Platform evolution, reefal biota and biostratigraphic framework. Riv. ital. Paleont. Stratigr. (Milano), 117, 2, 221 – 268.
- Vörös, A. (Ed.), Budai, T., Lelkes, G., Kovács, S., Pálffy, J., Piros, O., Szabó, I., Sente, I. a Vörös, A., 2003: The Pelsonian Substage on the Balaton Highland (Middle Triassic, Hungary). Geol. Hung. (Budapest), Ser. Paleont., 55, Geol. Institut. Hung., 195 s.
- Wilson, J. L., 1975: Carbonate facies in geologic history. Berlin – Heidelberg – New York, Springer-Verlag, 471 s.

Summary

Continuous and well exposed bed sequence of the Šturec facies area of the Hronicum of the Central Western Carpathians exposed at the Harmanecká jaskyňa Cave locality, containing the upper part of the Steinalm Formation, the Jasenie Limestone, the Ráztočka Limestone and the lower part of the Reifling Limestone, was evidenced in detail and studied focusing mainly on Upper Pelsonian to Lower Illyrian crinoidal-brachiopod Ráztočka Limestone. We propose the Harmanecká jaskyňa Cave locality as the hypostratotype of the Ráztočka Limestone.

The crinoidal-brachiopod limestone was deposited during the Late Pelsonian to Early Illyrian time in a much wider paleogeographical area, than that of the Šturec facies area. In the Hronicum this facies is linked to the facies development of carbonate platforms and to facies developments localized at their periphery, which separate carbonate platforms from carbonate basins. From tectonic

units corresponding to the Hronicum, the facies of crinoidal-brachiopod limestone is known from similar position in the Northern Calcareous Alps. In the Western Carpathians it is also known from the Silicicum. A comparable limestone facies is also known from the Transdanubicum.

The character of crinoidal-brachiopod limestone is not equal in the whole sedimentation area. Depending on both the paleogeographical position and on the depth of deposition it is formed by two basic facies types present in the Hronicum of the Central Western Carpathians: the Ráztoka Limestone and the Gader Limestone.

The area of sedimentation of the Ráztoka Limestone is linked to facies developments localized at the periphery of carbonate platforms (at the Harmanecká jaskyňa Cave locality to the Štúrec facies development extending between the Harmanec, later Mojtiín-Harmanec Carbonate Platform and the Biely Váh Basin). The sedimentation area of the Gader Limestone is linked to facies development of the carbonate platform.

In the bed sequence of the carbonate platform area the Gader Limestone is found either directly above the platform Steinalm Limestone or above the pelagical Jasenie Limestone deposited during submersion of part of the steinalm platform and below the platform Wetterstein Dolomite. The Ráztoka Limestone is found in bed sequences of pelagical basins rimming carbonate platforms overlying the Jasenie Limestone and underlying the Reifling Limestone. In the time of the Early Illyrian, the Ráztoka Limestone is (in contrast to the Gader Limestone) accompanied by overlying ammonite bed occurring in the uppermost part of

the Ráztoka Limestone and mainly in the basal part of the Reifling Limestone.

The organodetritus of crinoidal-brachiopod limestone (dominated by echinoderm fragments, thick-valved brachiopod, bivalves and gastropod shells debris) was produced in a shallow water carbonate platform area, from where it was redeposited to deeper carbonate platform area, where the Gader Limestone was deposited and into adjacent basins (into the Harmanec Basin at the studied locality), in which the Ráztoka Limestone was deposited. In contrast to the Gader Limestone, the Ráztoka Limestone contains a mixture of allochems coming from the shallowwater environment of the carbonate platform and also from a basinal pelagic environment.

The Ráztoka and also the Gader Limestone, although both belonging to resedimented (allodapic) limestones, cannot be merged with the Raming Limestone. The source of detrital material of the Raming Limestone was the Wetterstein Limestone reef facies forming margins of carbonate platform, whereas the organic debris forming the Ráztoka Limestone and Gader Limestone was produced in the area of carbonate platform. The Raming Limestone was deposited as late as the Late Longobardian in the Hronicum of the Central Western Carpathians, whereas the Gader Limestone and Ráztoka Limestone were deposited as early as in the Late Pelsonian to Early Illyrian. It was assumed that in that time reef bodies had not existed in the Hronicum. The occurrence of tubiphyte and plexoramean fragments found in the Ráztoka Limestone indicated that reef bodies started to form already during its sedimentation (in the Illyrian, mainly however Fassanian).