

Speleogenéza Havranickej jaskyne ako významného fenoménu Plaveckého krasu (Malé Karpaty)

Tomáš Lánczos¹, Alexander Lačný², Michal Jánošík³ & Zuzana Feketeová⁴

¹Katedra geochemie, Prírodovedecká fakulta, Univerzita Komenského v Bratislave, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava; lanczos@fns.uniba.sk

²Katedra geológie a paleontológie, Prírodovedecká fakulta, Univerzita Komenského v Bratislave, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava

³Katedra ložiskovej geológie, Prírodovedecká fakulta, Univerzita Komenského v Bratislave, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava

⁴Katedra pedológie, Prírodovedecká fakulta, Univerzita Komenského v Bratislave, Mlynská dolina B2, 842 15 Bratislava

AGEOS Speleogenesis of the Havranická Cave as an important phenomenon of the Plavecký Karst (Malé Karpaty Mts.)

Abstract: The investigation of the Havranická Cave situated in the northern part of the Malé Karpaty Mts. included geological, mineralogical, geochemical, and microbiological methods aimed at the explanation of the speleogenesis of the cave. The karstification process in the Malé Karpaty Mts. started in the Pliocene at earliest, after emerging the mountains, what performed during the Upper Miocene. The origin of the investigated cave is connected with the N–S directed fault, activated during the Pliocene–Quaternary. The material deposited into the crevices of the cave walls was undergone by mineralogical study showing mainly allochthonous clayey material strongly calcified by percolating water. The XRD analyses identified clayey minerals like kaolinite, chlorite, and illite. The chemical composition of a water sample from a small pool collecting the percolation water was investigated. Following the thermodynamical calculations the water is equilibrated with calcite and dolomite under circumstances of CO₂ partial pressure (p_{CO₂}) approximately ten times higher than the p_{CO₂} value of the atmosphere causing more intensive carbonate dissolution. The microbiological investigation of the cave sediments identified ten species of microscopic fungi, mostly represented by genus *Aspergillus* and *Penicillium*.

Key words: Malé Karpaty Mts., Havranická Cave, speleogenesis, karstification process, water geochemistry, cave microbiology, terra rossa

1. ÚVOD

V Malých Karpatoch sa nachádza vyše 300 jaskýň, vyskytujúcich sa v rámci viacerých krasových oblastí. Pre krasové útvary Malých Karpát je typická nevýrazná vyvinutosť, ako podzemných, tak i povrchových krasových foriem. K ich dokonalejšiemu poznaniu je potrebný komplexný výskum, ktorý v sebe zahŕňa viacero vedných disciplín. Komplexnosť prístupu spočívala v aplikácii metód štruktúrno-geologického, mineralogického, geochemického a mikrobiologického výskumu.

Práve z tohto dôvodu sme vybrali Havranickú jaskyňu ako objekt nášho výskumu, situovanú asi 1 km severozápadne od obce Smolenice (Obr. 1), v blízkosti kóty Havrania skala (599 m n. m.), ktorá je súčasťou vrchu Havrania (717 m n. m.). Jaskyňa je v rámci krasového členenia zaradená do Plaveckého krasu (Šmída, 2010). Náš výskum bol zameraný na objasnenie genézy jaskyne a procesov, ktoré sa na jej vývine podieľajú až po súčasnosť.

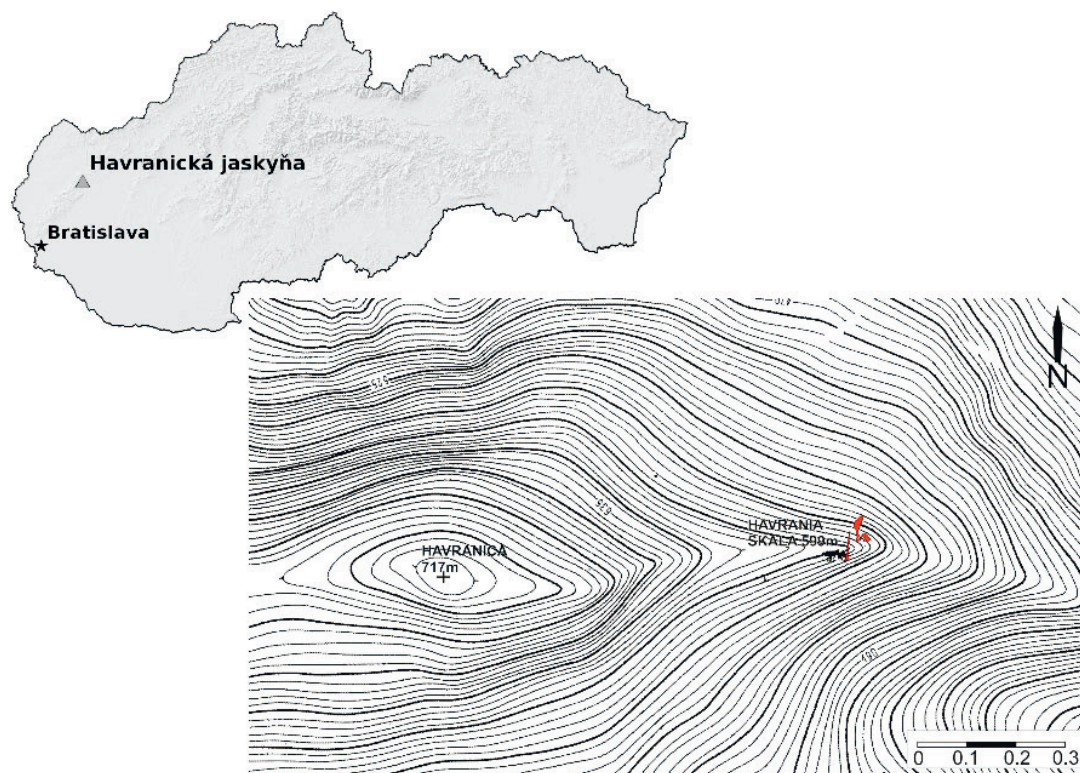
Samotná oblasť Havranej skaly je zaujímavá geologickou stavbou a zlomovými štruktúrami pozorovateľnými na ich povrchu a vďaka existencii jaskynných priestorov aj v podzemí. Tento fakt nám poskytuje lepší základ k poznaniu priestorových vzťahov zlomových štruktúr. Tým, že študovaná jaskyňa evidentne vznikla vďaka korozívnym účinkom vôd presakujúcich puklinami, v nej zostal zachovaný generálny smer zlomových

štruktúr pozorovateľný priamo v jaskynných priestoroch, resp. tvar a samotné usporiadanie jaskynných priestorov je nimi kontrolované. Na niektorých miestach možno dokonca konštatovať zvýraznenie niektorých štruktúrnych prvkov.

Napriek tomu, že jaskyne sú aj z mikrobiologického hľadiska nesporné veľmi zaujímavé, zatiaľ máme k dispozícii len veľmi málo údajov o jaskynnej mikrobiote nespriístupnených jaskýň Malých Karpát. Naše znalosti o úlohe mikroorganizmov v speleogenéze a vývoji speleotém sú mimoriadne obmedzené, avšak existujú indicie o tom, že majú oveľa väčší význam ako sme si doteraz mysleli (Barton, 2006; Seman et al., 2009; Seman & Gaálová, 2009^a, 2009^b; Lee et al., 2012). Vzhľadom na fakt, že Havranická jaskyňa patrí medzi nespriístupnené jaskyne, článok prináša prvé výsledky mikrobiologického výskumu pôdnej zložky tejto pozoruhodnej jaskyne.

2. OPIS HAVRANICKEJ JASKYNE

Jaskyňa bola ľuďom známa od nepamäti. Spomína sa dokonca vo viacerých poverách a legendách. Na základe historickej fotodokumentácie sa dá predpokladať, že do jaskyne sa dalo dostať v minulosti iným vchodom ako tým súčasným. Pôvodný vchod mohol byť zasypaný koncom druhej svetovej vojny, kedy



Obr. 1. Topografická mapa s vyznačením Havranickej jaskyne a Jaskyne v Havranej skale.

Fig. 1. Topographic map of the area with localization of the Havranická cave and the V Havranej skale cave.

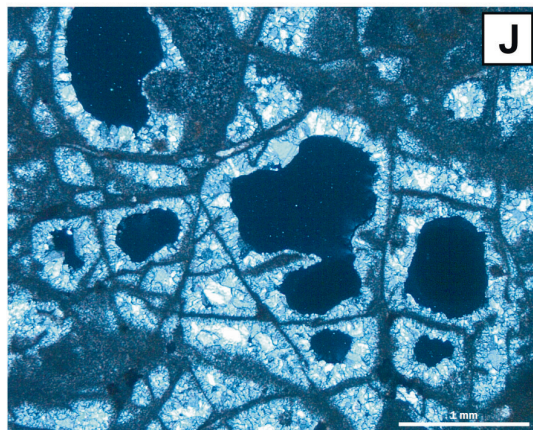
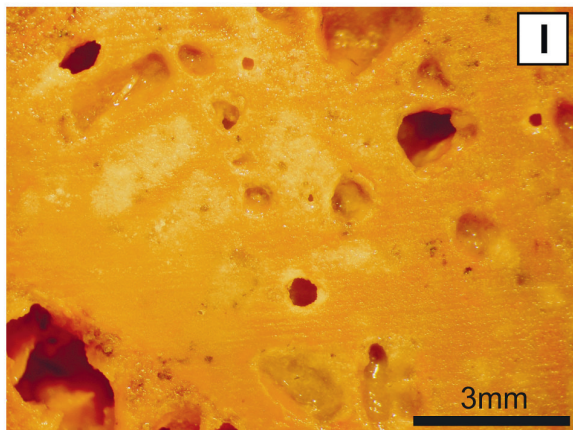
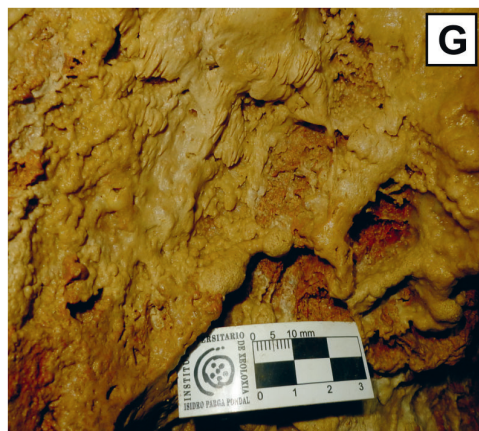
tu prebiehali boje a Havrania skala bola ostreľovaná. V jaskyni sa na niektorých miestach nachádzajú stopy po dyme na stenách a možno pozorovať odbité kvaple. Súčasným vchodom jaskyňa znovuobjavili jaskyniari v roku 2004 (Lačný, 2006), ale dá sa predpokladať, že tento vchod bol používaný aj v minulosti, čo dokazuje nápis v jaskyni okolo roku 1965. Od roku 1952 nebolo možné vrámci speleologického prieskumu jaskyňa lokalizovať (Droppa, 1952). Odborne problematiku Havranickej jaskyne a okolitých jaskýň spracoval Šmída (2010) v komplexnom súhrne všetkých poznatkov o skúmanom území. Od roku 2004 až po súčasnosť na lokalite intenzívne pracujú jaskyniari zo Speleoklubu Trnava.

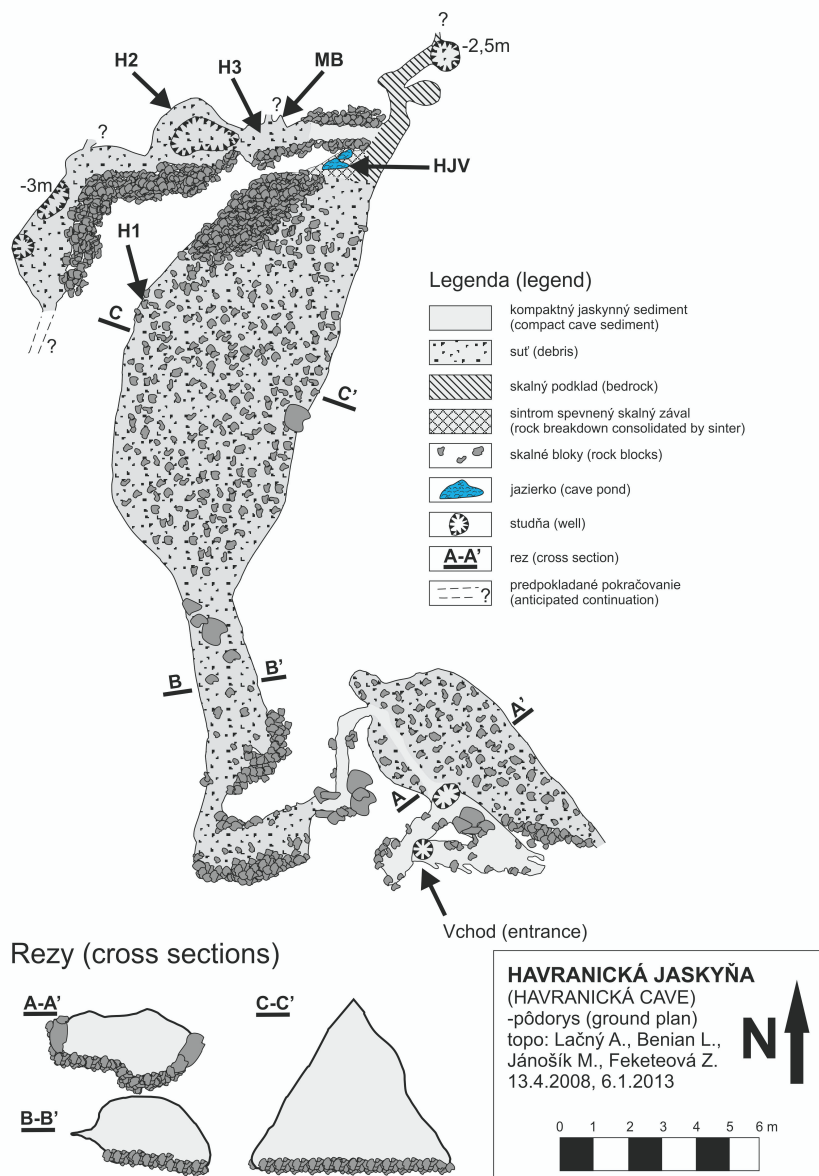
Havranická jaskyňa leží v nadmorskej výške 585 m n. m. Súčasná dĺžka jaskyne dosahuje 95 metrov (Obr. 2, 3). Vchod sa nachádza na hrebni, len niekoľko desiatok metrov východne

od kóty Havrania skala (599 m n. m.). Strmým komínom sa dá zliezť do prvej sienky s rozmermi 4 × 3 m, odkiaľ vedie úzka plazivka. Prievan v tejto časti sa správa dosť netypicky, jeho teplota kolíše v závislosti od ročného obdobia a závisí aj od sily nárazového vetra, ktorý sa prejavuje na jeho intenzite (Lačný, 2012^a). Jaskyňa sa neskôr zatača, rozširuje do väčších priestorov a prechádza až do najväčšej siene s rozmermi 5 × 10 m a výškou 5 m, nazvanej „Zbojnícka sieň“. Sieň je vyvinutá na tektonickej poruche (azimut 19°) a upadá pod sklonom 40° na sever. Zakončená je presintreným závalom, za ktorým speleológovia razia sondu v smere poruchy. Čiastočne sa tu pri výkopových prácach objavujú menšie dutinky. Z tejto sondy vedie v závalových častiach umelo vykopaná chodbička (azimut 250°), ktorá sa po šiestich metroch rozširuje do väčšej sienky o rozmeroch

Obr. 2. Fotodokumentácia: A – jazierko naplnené priesakovými vodami v obdobiach s intenzívnejšou zrážkovou činnosťou na severnom okraji Zbojníckej siene, miesto odberu vzorky vody; b – vertikálna puklina na konci Jaskyne v Havranej skale. Foto: A. Lačný; C – povrchová zlomová štruktúra, na ktorej je založená Jaskyňa v Havranej skale. Foto: A. Lačný; D – kalcifikovaná terra rossa s klastami karbonátov z výplne otvorenej pukliny. Foto: A. Lačný; E – klinovitý profil Zbojníckej siene. Foto: A. Lačný; F – akumulácie terra rossy prekryté sintrovými nátekmi. Foto: T. Lánczos; G – prejavy korózie sintrov a speleotém kondenzovanou vzdušnou vlhkosťou. Foto: T. Lánczos; H – makroskopická vzorka terra rossy z Havranickej jaskyne s typickou kostrovitou štruktúrou. Foto: T. Lánczos; I – nábrus terra rossy dokazujúci rozpúšťanie karbonátových klastov. Foto: T. Lánczos; J – mikrofotografia kostrovitej stavby terra rossy, XN. Foto: A. Lačný.

Fig. 2. Photodocumentation: A – a small pool filled with seepage water during rainy time periods. The water sampling site; B – vertical fracture at the termination of the V Havranej skale cave. Photo: A. Lačný; C – exposed fault surface on which the V Havranej skale Cave is formed. Photo: A. Lačný; D – calcified terra rossa with clasts of carbonatic rocks, which fill the open joint. Photo: A. Lačný; E – wedge-shaped profile of the Zbojnícka hall. Photo: A. Lačný; F – accumulations of the terra rossa covered with sinter. Photo: T. Lánczos; G – sinter and speleothemes corrosion caused by precipitated water vapor. Photo: T. Lánczos; H – macroscopic sample of the terra rossa in the Havranická cave with typical skeletal structure. Photo: T. Lánczos; I – sharpen of the terra rossa proving dissolution of the carbonate clasts. Photo: T. Lánczos; J – microphotography of the skeletal structure in the terra rossa, XN. Photo: A. Lačný.





Obr. 3. Pódorys Havranickej jaskyne s vyznačenými miestami odberu vzoriek. H1, H2, H3 – miesta odberov vzoriek terra rossy, MB – miesto odberu mikrobiologickej vzorky, HJV – miesto odberu vzorky vody.

Fig. 3. The ground plan of the Havranická Cave with marked sampling locations. H1, H2, H3 – the terra rossa sampling sites, MB – sampling site of the microbiological sample, HJV – the water sampling site.

2 x 3 metre nazvanej „Zadymená sienka“. Odtiaľ vedie vertikálna puklina takmer S–J smeru, ktorá sa v hĺbke rozširuje do ďalšej sienky s rozmermi 1,5 x 3 m. Tu sa nachádza najhlbšie miesto v jaskyni. Denivelácia jaskyne je 37 m.

V tesnej blízkosti Havranickej jaskyne sa nachádza jaskyňa v Havranej skale, ktorá má genetický súvis s Havranickou jaskyňou (Obr. 4). Vchod do jaskyne sa nachádza v južnej stene skalného brala asi 15 m juhozápadne od Havranickej jaskyne, v nadmorskej výške 574 m n. m. a dosahuje dĺžku 20 m. Jaskyňa je tvorená premodelovanou trhlinou 105/76°, šírky 0,5–1 m a vysokej 2–6 m (Šmída, 2010). Na jej konci je citelný prievan (Obr. 2B).

3. GEOLOGICKÉ POMERY ŠIRŠIEHO OKOLIA JASKYNE

Oblasť skúmaného územia Havranice a Havranej skaly je tvorená hronikom (Polák et al., 2012). Na tomto území je tvorené

havranickou kryhou, ktorá je súčasťou považského príkrovu (Havrila & Boorová, 2002).

Oblasť Havranej skaly, kde sa nachádza jaskyňa, je budovaná gutensteinskými vápencami veku ?egej až pelsón. Súvrstvie tvoria čierne a tmavosivé vrstvité vápence a vápencové brekcie. Tvoria komplex hrubý 50–100 metrov v pomerne monotónnom vývoji najmä v spodnejších častiach (Polák et al., 2012).

Práve spodnú časť „havranických vápencov“, resp. „tmavých vápencov s dasykladaciami“ (cf. Bystrický & Maheľ, 1970) koreloval Bystrický (1972, 1973) s anaberskými vápencami Východných Álp, ktoré sú podľa Kristan-Tollmanna & Peržela (1966) faciálnou varietou gutensteinského vápencu.

Vo vrchnej časti sivých gutensteinských vápencov je možné pozorovať miestami nevýrazné polohy detritických vápencov. Prevládajú bezfosílné monotónne mikrity (mudstone-wackestone) so zriedkavými organodetritickými polohami (foraminiferovo-dasykladaciový grainstone-packestone) s východmi JZ a JV od kóty Havranica. Z ojedinelých úlomkov organizmov,

ktoré sa nachádzajú v biodetritických polohách uprostred slabo rekryštalizovaných mikritických vápencov, sú zastúpené ostrakódy, články krinoidov, globochéty, zriedkavo malé ulitníky, foraminifery a dasykladálne riasy. Častá je stylolitizácia, nepravidelná dolomitizácia a polohy brekcií (Buček, 1988; Buček et al., 1991).

Geologická stavba na hrebeni Havranice je pomerne jednoduchá, so strmým sklonom vrstiev 60–80° upadajúcich na sever (Maheľ, 1986). Tento poznatok bol doplnený o vlastné merania vrstvitosti karbonátov v okolí jaskyne (Obr. 5A). Sklon vrstiev je však odlišný na hrebeni, kde dosahuje 76° oproti nameranému sklonu asi 250 metrov severne od jaskyne, kde bol nameraný sklon vrstvitosti iba 36°.

4. METODIKA

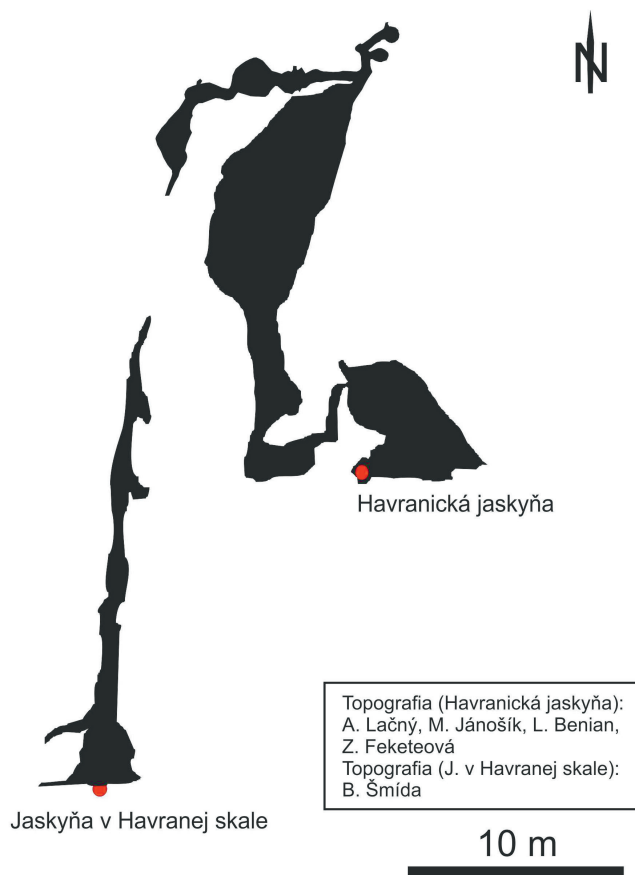
Mapovanie jaskynných priestorov bolo realizované metódou polygónových ťahov za pomoci banskej závesnej súpravy. Štruktúrne merania boli realizované štandardnými metódami terénneho geologického výskumu. Na vyhodnotenie štruktúrnych meraní bol použitý program Wintensor, štruktúrne prvky sú zobrazené v spodnej hemisfére Schmidtovej siete. Autorom programu je Damien Delvaux (Delvaux, 1993; Delvaux & Sperner, 2003).

Počas terénnych prác bolo odobratých niekoľko horninových vzoriek z rôznych častí jaskyne (H1–H3, obr. 3). Z časti vzoriek boli vyhotovené výbrusy, ktoré sme následne podrobili štúdiu pomocou polarizačného mikroskopu.

Z horninových vzoriek bola vykonaná RTG prášková difrakčná analýza orientovaných preparátov a celohorninová analýza, ktoré boli vykonané na difraktometri Philips PW 1710 (CuK α žiarenie s grafitovým monochromátorom). Vzorky pre kvantitatívnu analýzu boli mleté v mlyne McCrone Micronising Mill s vnútorným štandardom Al $_2$ O $_3$ pod 20 μ m. RTG údaje boli prekonvertované na hm. % minerálov použitím programu RockJock (Šrodoň et al., 2001; Eberl, 2003; Uhlík et al., 2012).

Vzorka vody (HJV, obr. 3) bola odobratá z jazierka na severnom konci Zbojníckej siene. Jazierko má rozmery cca 50 \times 30 cm, maximálna hĺbka je do 25 cm (Obr. 2A). V suchých obdobiach býva vyschnuté, naplňa sa po dlhšie trvajúcich zrážkach a v obdobiach so snehovým pokrývkom. Jazierko je zásobované vodou prostredníctvom skvapov zo speleotém a zo steny jaskyne.

Vzorka bola odobratá pomocou 50 ml striekačky a okamžite po odbere prefiltrovaná cez mikrofilter s priemerom oka 0,45 μ m nasadeným na striekačke. Na mieste boli stanovené hodnoty pH, mernej elektrolytickej vodivosti (EC) a teploty vody pomocou prenosného kombinovaného prístroja WTW pH/Cond 340i. ZNK $_{8,3}$ (zásadová neutralizačná kapacita pri pH = 8,3, molárna koncentrácia voľného CO $_2$) a KNK $_{4,5}$ (kyselinová neutralizačná kapacita pri pH = 4,5, molárna koncentrácia HCO $_3^-$) boli stanovené in situ titráciou. ZNK $_{8,3}$ bola stanovená titráciou 0,1M roztoku NaOH na 100 ml vzorky, s indikátorom fenolftaleínom, do hodnoty pH = 8,3. KNK $_{4,5}$ bola stanovená titráciou 0,1M roztokom HCl na 100 ml vzorky so zmesovým indikátorom (brómkrezolová zeleň a metylčerveň) do hodnoty pH = 4,5. Vo vzorke vody boli následne kolorimetricky metódou Merck Spectroquant (R) stanovené koncentrácie Ca $^{2+}$, Mg $^{2+}$, Al $^{3+}$, Fe, Mn a SO $_4^{2-}$.



Obr. 4. Lokalizácia jaskýň.

Fig. 4. Localization of the caves.

Výsledky terénnych stanovení a chemickej analýzy vody boli použité na výpočet rovnovážnych vzťahov s plynými a minerálnymi fázami a na rekonštrukciu reakcií ovplyvňujúcich vývoj chemického zloženia vody. Pre termodynamické výpočty bol použitý software PHREEQC (Parkhurst & Appelo, 2013). Aktivitné (fugacitné) koeficienty plynnej zložky (v tomto prípade CO $_2$ a O $_2$), ktoré vstupujú do výpočtov parciálnych tlakov sú vypočítavané zo vzťahu odvodeného z Peng-Robinsonovej stavovej rovnice (Peng & Robinson, 1976): (1)

$$\log \phi = \left(\frac{pV_m}{RT} - 1 \right) - \ln \left(\frac{p(V_m - b)}{RT} \right) + \frac{a^2}{2.828bRT} \ln \frac{V_m + 2.414b}{V_m - 0.414b}$$

ϕ – fugacitný koeficient;

p – tlak [Pa];

V_m – molárny objem plynu [$\text{cm}^3 \cdot \text{mol}^{-1}$];

R – plynová konštanta [$8,314 \text{ J} \cdot \text{K}^{-1} \cdot \text{mol}^{-1}$];

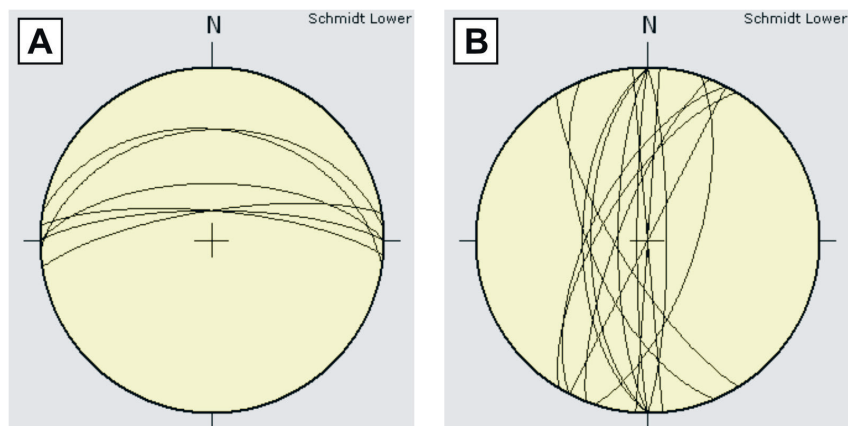
T – teplota [K];

a – Van der Waalsov atrakčný mol 2 faktor [$\text{Pa} \cdot \text{cm}^3 \cdot \text{mol}^{-2}$];

b – minimálny objem plynu [cm^3];

α – acentrický faktor;

Vzorky jaskynného sedimentu (MB, obr. 3) na mikrobiologické analýzy boli odobrané v januári 2013 do sterilných plastových sáčkov, z piatich odberových miest v rámci plochy. Vo vzorkách sme potenciometricky určili hodnoty aktívnej (pH H $_2$ O)



Obr. 5. Tektonogramy: A – vrstvivitosť z Havranickej jaskyne a jeho okolia. B – puklinovitnosť z jaskýň Havranická, v Havranej skale a blízkeho okolia.

Fig. 5. Tectonograms: A – bedding planes from the Havranická cave and the surrounding area of the cave; B – jointing in the Havranická cave, V Havranej skale cave and the surrounding area of the cave.

a výmennej (pH KCl) pôdnej reakcie a gravimetricky hmotnostné percento vlhkosti substrátu. Na stanovenie abundancie mikroorganizmov, vyjadrenej ako počet kolónií tvoriacich jednotky jednotlivých skupín mikroorganizmov, bola použitá platňová zriedňovacia metóda. Ako kultivačné médium boli použité rôzne typy živných pôd. Pre kultiváciu mikroskopických húb boli použité MEA (agar so sladovým extraktom), SAB (Sabouraudov agar), PDA (agar so zemiakovou dextrózou), RBC (ružový bengálsky chloramfenikolový agar). Baktérie boli kultivované na MPA (agar s mäsovým peptómom). Kultivácia v Petriho miskách prebiehala v tme pri izbovej teplote po dobu 7–14 dní. Následne boli jednotlivé kultúry mikromycét determinované na základe mikromorfologických štruktúr pod mikroskopom pri zväčšení 400x, podľa determináčného kľúča (Domsch et al., 1980). Hodnoty mikrobiálnej biomasy boli stanovené metódou substrátom indukovanej respirácie (Schinner et al., 1993).

5. VÝSLEDKY

5.1. Štruktúrno-geologický výskum

Pozičná mapa Havranickej jaskyne a Jaskyne v Havranej skale (Obr. 4) dokladuje genetické prepojenie týchto dvoch jaskýň. Jaskyne vznikli na subvertikálnej diskontinuite severojužného smeru, ktorú je možno pozorovať aj na povrchu (Obr. 2C). Pukliny založené na týchto smeroch sú charakteristické pre celú oblasť okolia jaskyne (Obr. 5B). Pri vzniku jaskyne bol dôležitý ešte jeden systém diskontinuit – a to plochy vrstvivitosti, ktoré sa sklňajú severným smerom s nameraným sklonom 36–76° (Obr. 5A).

S–J subvertikálne smery diskontinuit, na ktoré sú viazané popisované jaskyne, nie sú dominantou iba Plaveckého krasu a často sa vyskytujú aj v iných krasových oblastiach Malých Karpát. Napríklad v Kuchynsko-orešanskom krase je najviac jaskýň viazaných práve na tieto smery (Lačný, 2012^b). Smery jaskynných chodieb majú súvis so zlomami S–J afinity, ktoré so zlomami SZ–JV tvoria párový systém. Počas strednomiocénneho kompresného napätia sa reaktivizovali ako poklesy a súviseli s pull-apartovým otváraním bádenského depocentra Viedenskej panvy (Marko & Jureňa, 1999). Je predpoklad ich reaktivizácie v plio-kvartérnom období

(Marko, 2012). Na týchto poruchách prichádzalo ku krasovej činnosti – rozpúšťaniu karbonátu vplyvom atmosférických zrážok. Uplatnila sa tu najmä korozívna činnosť.

Na povrchoch niektorých otvorených puklín je možné pozorovať ich výplň tvorenú kalcifikovanou terra rossou, v ktorej sa nachádzajú autochtónne klasty karbonátu rôznej opracovanosti a veľkosti od 0,5 do 2,5 cm (Obr. 2D). Prevládajú ostrohranné kataklastické úlomky, ktoré majú súvis s tektonickými procesmi. V menšej miere sa vyskytujú aj zaoblené klasty, taktiež autochtónne. Ich dobrá opracovanosť môže súvisieť s transportom – nie však na veľké vzdialenosti. Stupeň opracovanosti v krasových kanáloch, resp. trubiciach nie je až tak závislá od dĺžky transportu, ako v povrchovom prostredí, čo sa preukázalo napríklad v niektorých jaskyniach Kuchynsko-orešanského krasu (Lačný, 2011). Cudzorodé (alochtónne) klasty, ktoré by svedčili v prospech vzniku jaskyne koróznou-eróznou činnosťou vodného toku alochtónneho pôvodu sa tu nevyskytujú. V súčasnosti sa v jaskyni nenachádzajú ani tvary vytvorené eróziou. To však nemusí znamenať, že sa tu v minulosti nemuseli nachádzať, mohli podľahnúť korozívnej činnosti presakujúcej vody, prípadne deštrukciou časti stien súvisiacou s mladšími tektonickými procesmi. Príkladom takýchto procesov môže byť Zbojnícka sieň (Obr. 2D), pod ktorou sa predpokladá širšia korózná chodba (Šmída, 2010), ktorá po neotektonických až svahovo-gravitačných pohyboch kolabovala a tým zároveň vytvorila sekundárne uvoľnený klinovitý profil siene.

Predpokladá sa pokračovanie siene severným smerom pod sklonom 40–60°, ktorý súvisí s vrstvivitosťou karbonátov V–Z smeru, ktoré upadajú na sever a pokračujúcou subvertikálnou poruchou severojužného smeru. Meranie v severných častiach jaskyne od Zbojníckej siene potvrdilo vrstvivitosť karbonátov so smerom sklonu a veľkosťou sklonu 9/52°. Pokračovanie jaskyne severným smerom naznačuje aj pulzný prievan vychádzajúci z tejto časti jaskyne, kde speleológovia hĺbia sondu v presintrovanom závale. Pre overenie pokračovania voľných jaskynných priestorov bol v rokoch 2009 a 2010 realizovaný geofyzikálny prieskum metódou elektrickej rezistívnej tomografie, ktorý potvrdil pokračovanie jaskynných priestorov severným smerom (Lačný et al., 2012).

Určenie presnejšieho veku genézy jaskyne sa na základe paleontologických nálezov nepodarilo. Dôvodom môže byť aj

Tab. 1. Údaje z kvantitatívnej RTG difrakčnej analýzy zobrazujúca zaznamenané minerály a ich percentuálne zastúpenie vo vzorkách H1, H2 a H3.
Tab. 1. Quantitative XRD data showing recorded minerals and their percentage in samples H1, H2, and H3.

minerál (mineral)	vzorka (sample)		
	H1	H2	H3
	[hm. % (wt. %)]		
kremeň (quartz)	0,4	x	1,1
kalcit (calcite)	83,5	86,1	41,2
dolomit (dolomite)	0,7	10,3	48,2
goethit (goethite)	1,4	x	x
gibbsit (gibbsite)	0,5	x	x
kaolinit (kaolinite)	6,5	x	4
chlorit (chlorite)	1,2	x	x
illit (illite)	2,6	x	2,3
ostatné (others)	3,2	3,6	3

nehostinné prostredie pre ich zachovanie – najmä korozívna činnosť a rútvivé prostredie. V závalových častiach jaskyne sa nachádza iba osteologický materiál recentých druhov; najmä netopierov (*Myotis sp.*, *Myotis brandtii*, *Vespertilionidae* indet.) určené M. Sabolom (Katedra geológie a paleontológie PriF UK v Bratislave), polámané kosti väčšieho cicavca (veľkosti jazveca), ktoré nebolo možné presne určiť. Z hĺbky cca 30 m sa podarilo zo závalu vybrať neporušenú ulitu recentného slimáka *Arianta arbustorum*. Ide o lesný, mierne vlhkomilný druh, presintrovanie ulity však poukazuje na dlhšiu dobu zotrvania ulity v priestoroch jaskyne. Druh určil T. Čejka (Ústav Zoológie SAV v Bratislave). Mohlo by ísť o nález z obdobia atlantiku (klimatické optimum holocénu; cca pred 7500–5000 rokmi).

5.2. Mineralogický výskum terra rossy

Pukliny na stenách jaskyne sú často vyplnené materiálom svetlohnedočervenej farby, vzhľadom pripomínajúcu laterit. Materiál je miestami prekrytý sintrovými nátekmi (Obr. 2F), na mnohých miestach je možné pozorovať ich koróziu (Obr. 2G). Často obsahuje prevažne ostrohranné úlomky horninového materiálu, v menšom množstve aj obliaky v rôznom stupni opracovania, čím nadobúda brekciovitý charakter. Na základe prvotného vizuálneho skúmania sme dospeli k predbežnému názoru, že sa jedná o lateritický materiál (terra rossa) spevnený presintrovaním. Voľným okom bola pozorovateľná kostrovitá štruktúra (Obr. 2H), ktorú považujeme za dôsledok mechanického vypadávanie kúskov spevneného lateritu z karbonátovej matrix.

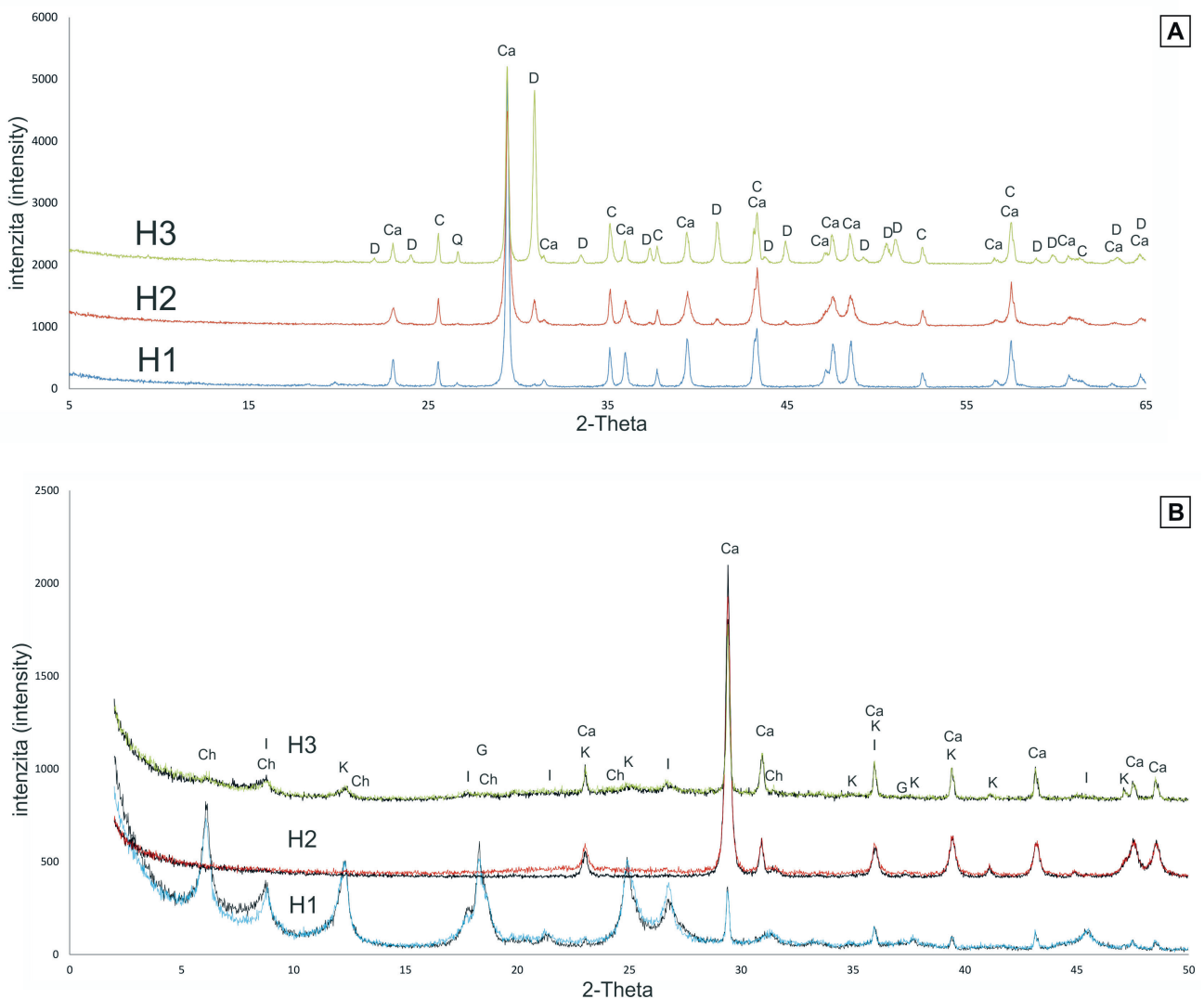
Na základe RTG difrakčnej analýzy (Tab. 1) má tento materiál premenlivé zloženie. Podľa celohorninovej analýzy vzoriek sa vo všetkých skúmaných vzorkách prejavilo výrazné zastúpenie karbonátov (Obr. 6A). Obsah kalcitu sa pohyboval od 41 do

83 hm. % a obsah dolomitu od 0,7 do 48 hm. %, pričom vo vzorke H3 bol obsah kalcitu a dolomitu približne rovnaký. Ďalej boli zaznamenané nízke obsahy ílových minerálov ako je illit, chlorit a kaolinit, pričom vo vzorke H2 neboli vôbec zistené. Medzi akcesorickými minerálmi bol identifikovaný goethit, gibbsit (vzorka H1) a kremeň (vzorka H1 a H3).

Kvalitatívna analýza orientovaných preparátov vzoriek H1, H2 a H3 bola vykonaná pre bližšiu identifikáciu ílových minerálov ako aj ostatných minerálov vyskytujúcich sa vo frakcii pod 2 µm. Analyzované boli rovnaké vzorky ako pri celohorninovej analýze, a to sa prejavilo aj na takmer rovnakom zastúpení vybraných minerálnych fáz (ílové minerály, kalcit a gibbsit) v jednotlivých skúmaných vzorkách (Obr. 6B). Z ílových minerálov boli identifikované kaolinit, illit a chlorit (vzorka H1 a H3), a z ostatných minerálov to bol kalcit so zastúpením vo všetkých skúmaných vzorkách a gibbsit, ktorý bol prítomný len vo vzorke H1.

Výskum horninových preparátov v polarizačnom mikroskope ukázal, že aj vo vnútri materiálu je veľa dutín, ktoré sú vyplnené kalcitovými kryštálmi narastenými v zmysle drúzového zákona, t.j. v smere od stien do vnútra dutín. Na základe uvedených pozorovaní predpokladáme, že sa pravdepodobne jedná o materiál splachovaný prívalovými zrážkami z pôdneho pokryvu, ktorý je tvorený ílovitou suspenziou, drobnými valúnmi, drťou vápencového horninového materiálu a sintrových kôr (Obr. 2I). Časť ílovej zložky môže pochádzať zo zvetrávania alumosilikátových rezíduí prvotne prítomných v gutensteinských vápencoch, uvoľňovaných v procese ich krasovatenia.

V materiáli zachytenom v otvorených puklinách dochádzalo k litifikácii matrix kryštalizáciou karbonátov z roztoku v suspenzii. Ďalším pôsobením prenikajúcich zrážkových vôd dochádzalo k postupnému rozpúšťaniu karbonátových klastov, čím sa vytvárali voľné dutiny v pevnejšej a odolnejšej matrix.



Obr. 6. RTG záznamy: A – z celohorninovej analýzy vzoriek H1, H2 a H3. Význam skratiek: Q (kremeň), Ca (kalcit), D (dolomit), C (korund), ktorý predstavuje pridaný štandard do vzorky. B – orientovaných preparátov zo vzoriek H1, H2 a H3. RTG difrakčný záznam čiernej farby predstavuje pôvodnú vzorku pred nasýtením etylénglykolom a farebný po nasýtení. Význam skratiek: I (illit), K (kaolinit), Ch (chlorit), Ca (kalcit), G (gibbsit). Fig. 6. XRD records: A – from quantitative XRD analyses (bulk fraction) of samples H1, H2 and H3. Legend: Q (quartz), Ca (calcite), D (dolomite), C (corundum) which represents inner standard added into the analysed samples. B – from analyses of oriented preparates of samples H1, H2, H3. Black XRD record represents former sample before ethylene glycol saturation and record in various colours represents sample after saturation. Legend: I (illite), K (kaolinite), Ch (chlorite), Ca (calcite), G (gibbsite).

Kryštalizáciu z prenikajúcich roztokov sú tieto dutiny opäť vyplňané kryštálmi kalcitu. Prítomnosť ílových minerálov (siliciklastická komponenta) v matrix obmedzuje resp. blokuje rozpúšťanie kalcitovej zložky v nej. Výsledkom uvedeného procesu je kostrovitá štruktúra (Obr. 2J).

5.3. Vyhodnotenie chemickej analýzy vody

Výsledky terénnych stanovení a kolorimetrickej analýzy vzorky vody (Tab. 2) boli použité ako vstupné údaje pre výpočet rovnovážnych vzťahov s minerálnymi a plynnými fázami (Tab. 3).

Hodnoty indexu nerovnovážnosti (I) vyjadrujú odchýlku od rovnovážneho stavu reakcie rozpúšťania daného minerálu (Appelo & Postma, 2006) a predstavujú rozdiel logaritmu iónového

aktivného produktu rozpúšťajúcej reakcie (IAP) a logaritmu termodynamickej rovnovážnej konštanty reakcie (K):

$$I = \log IAP - \log K \quad (2)$$

Nulové hodnoty I , resp. hodnoty blízke nule, indikujú rovnovážny stav, záporné hodnoty indikujú priebeh reakcie zľava doprava, teda rozpúšťanie minerálu vo vode, kladné hodnoty indikujú naopak tendenciu vyzrážavania sa minerálu z roztoku (Tab. 3). Rovnovážne vzťahy rôznych skupín minerálov s vodou definovaných ich charakterom a genézou vykazujú isté, v ďalšom texte popisované zákonitosti. Hodnoty indexov nerovnovážnosti voči karbonátovým minerálom blízke nule (okrem sideritu) indikujú ustálenie rovnováhy ich rozpúšťacích reakcií vo

Tab. 2. Výsledky terénnych stanovení a chemickej analýzy vzorky vody.

Tab. 2. Water sample field parameters and chemical analysis results.

Terénne parametre (Field parameters)					
t vody [°C]	7,1	pH	7,78	EC [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$]	511
ZNK _{9,3} (acidity) [mmol·l ⁻¹]	0,2	Vol. CO ₂ (Free CO ₂) [mg·l ⁻¹]	8,80	KNK _{4,,5} (alkalinity) [mmol·l ⁻¹]	3,96
Výsledky kolorimetrických stanovení (Results of colorimetric measurements)					
Katióny (Cations)			Anióny (Anions)		
	[mg·l ⁻¹]	[mekv·l ⁻¹]		[mg·l ⁻¹]	[mekv·l ⁻¹]
Ca ²⁺	61,0	3,04	HCO ₃ ⁻	241,56	3,96
Mg ²⁺	19,7	1,62	SO ₄ ²⁻	21,0	0,44
Al ³⁺	0,155	0,02	Cl ⁻	< 5	-
Σ	80,86	4,68		262,56	4,40
Mn [mg·l ⁻¹]	0,03	Fe [mg·l ⁻¹]	0,04	Si-SiO ₂ [mg·l ⁻¹]	1,49
Chyba analýzy (Error)	3,14 %				

Vysvetlivky: EC – elektrická vodivosť

Legends: EC – electrical conductivity

vode. Negatívne hodnoty indexu nerovnovážnosti boli zistené voči síranovým minerálom (sádrovec a anhydrit), čo naznačuje ich potenciálne rozpúšťanie vo vode. Negatívne hodnoty indexu nerovnovážnosti voči primárnym silikátovým minerálom (kremeň a anortit) a zároveň pozitívne hodnoty voči ich produktom zvetrávania indikujú prebiehajúci proces zvetrávania primárnych alumosilikátov za procesu tvorby sekundárnych minerálov. Taktiež pozitívne hodnoty indexov nerovnovážnosti voči oxidom Fe a Mn naznačujú ich potenciálne vyzrážanie sa za prítomnosti kyslíka.

Pre simuláciu reakcií, ktoré vplývajú na chemické zloženie analyzovanej vzorky vody sme vychádzali z reálneho predpokladu, že vzorka vody predstavuje pôvodne zrážkovú vodu. Táto voda sa pri presakovaní cez pôdny pokryv nasycuje s CO₂, ktorý pochádza z rozkladu organického detritu za prítomnosti kyslíka. Appelo & Postma (2006) udávajú priemernú hodnotu p_{CO₂} v pôdnom vzduchu 3242 Pa (10^{-2,5} atm), ktorú sme použili ako vstupný údaj do simulácie. Chemické zloženie vody je podľa simulácie ovplyvnené najmä rozpúšťacími reakciami gutens-teinských vápencov a dolomitu (dolomitizovaných vápencov) a v menšej miere je tiež ovplyvnené zvetrávaním anortitu, prípadne inými alumosilikátmi. Chemické zloženie vody v jazierku sa napokon ustálilo na rovnovážnom stave s karbonátovými minerálmi, s ktorými je v kontakte pri hodnote p_{CO₂} = 279 Pa. Túto hodnotu môžeme považovať za parciálny tlak CO₂ jaskynnej atmosféry, čo sa však potvrdí až jeho konkrétnymi meraniami.

5.4. Mikrobiota jaskynných sedimentov

Jaskyňa predstavuje extrémny biotop, ktorý sa vyznačuje obmedzeným množstvom dostupných živín, navyše s trvalým nedostatkom svetla, celoročne štandardnou, pomerne nízkou teplotou a prípadne aj sezónne kolísajúcimi koncentraciami CO₂.

Napriek tomu sa aj v takomto nehostinnom prostredí vytvorili podmienky pre relatívne bohaté spektrum organizmov, ktoré sú schopné dlhodobo prežívať v takýchto limitujúcich podmienkach a vytvárajú tak vzájomne prepojený trofický reťazec, na ktorého začiatku stoja mikroorganizmy (Seman & Gaálová, 2009^a). Je možné predpokladať, že mikroorganizmy v jaskynnom prostredí participujú aj na formovaní speleotém (Barton, 2006).

Predbežné výsledky ukázali, že sediment Havranickej jaskyne je osídlený vo väčšej miere baktériami (86 % z celkového počtu mikroorganizmov), čo sa však dalo predpokladať vzhľadom na, pre baktérie priaznivú hodnotu (pH = 8,54), podľa ktorej je možné prostredie charakterizovať ako silne alkalické. Mikroskopické huby sa v jaskynnom sedimente vyskytujú v menšej miere, determináciou bola dokázaná prítomnosť niektorých druhov rodu *Aspergillus*, *Penicillium*, *Mucor*, *Trichoderma*, *Cladosporium*, *Alternaria*, *Stachybotrys* a *Ochroconys*. Celková abundancia pôdnej mikrobioty dosahovala hodnotu 13,9·10⁴ KTJ, z toho vyše 57 % patrilo k r-stratégom (organizmom odolným voči narušovaniu biomasy, uplatňujúcich sa na stanovištiach, kde sú dobré podmienky, ale dochádza k rýchlemu vyčerpaniu živín). Oproti hodnotám abundancie z nadzemných pôdnych vzoriek je veľmi nízka, dokonca niekoľkokrát nižšia ako v silno ekologicky

Tab. 3. Vypočítané rovnovážne vzťahy vody s minerálnymi fázami. *I* – index nerovnovážnosti, *IAP* – iónový aktivný produkt, *K* – rovnovážna termodynamická konštanta rozpúšťacej reakcie minerálu.

Tab. 3. Calculated water-mineral equilibrium relations. *I* – saturation indices, *IAP* – ion activity product, *K* – thermodynamic equilibrium constants of the dissolution reaction.

minerál (mineral)	<i>I</i>	log(<i>IAP</i>)	log <i>K</i>
kalcit (calcite)	0,21	-8,19	-8,4
dolomit (dolomite)	0,00	-16,56	-16,65
aragonit (aragonite)	0,06	-8,19	-8,24
rodochrozit (rodochrosite)	-0,63	-11,7	-11,06
siderit (siderite)	-11,42	-22,2	-10,77
sádrovec (gypsum)	-2,26	-6,85	-4,6
anhydrit (anhydrite)	-2,76	-685	-4,09
amorfný Al(OH) ₃ (amorf Al(OH) ₃)	-0,43	11,61	12,04
gibbsit (gibbsite)	7,64	11,6	9,18
kremeň (quartz)	-0,35	-4,61	-4,26
amorfný SiO ₂ (amorf SiO ₂)	-1,74	-4,61	-2,87
chalcedón (chalcedone)	-0,83	-4,61	-3,77
goethit (goethite)	7,64	7,32	-0,32
hematit (hematite)	17,2	14,64	-2,56
hausmannit (hausmannite)	5,9	71,64	65,74
manganit (manganite)	5,95	31,29	25,34
anortit (anortite)	-2,5	-22,76	-20,26
Ca-montmorillonit (Ca-montmorillonite)	2,51	-45,25	-47,76
chlorit (chlorite)	-4,66	70,81	75,47
kaolinit (kaolinite)	4,91	14,00	9,09
sepiolit (sepiolite)	-5,51	10,75	16,26

zafažených substrátoch alebo fyzikálne degradovaných pôdach vystavených stresovým faktorom (Šimonovičová et al., 2012; Feketeová & Mangová, 2012; Feketeová & Hanajík, in press). Zistili sme spolu 8 rodov mikromycét, z ktorých najpočetnejšie zastúpené boli rody *Penicillium* a *Aspergillus*. Celkovo sme identifikovali 10 druhov mikroskopických húb: *Alternaria alternata*, *Aspergillus fumigatus*, *Aspergillus versicolor*, *Cladosporium sphaerospermum*, *Mucor hiemalis* f. *luteus*, *Penicillium digitatum*, *Penicillium chrysogenum*, *Penicillium nigricans*, *Stachybotrys cylindrospora*, *Trichoderma atroviride*, v jednom prípade sa nám podarilo určiť len rod *Ochroconys*. Malé množstvo druhov, ktoré boli izolované naznačuje, že by bolo do budúcnosti vhodné pri kultivácii použiť koncentrovanejšie riedenie. Koncentrácie uhlíka v pôdnej biomase boli veľmi nízke (39,55 mg C na 100 g sušiny), aj napriek faktu,

že substrát má pre mikroorganizmy vyhovujúcu vysokú vlhkosť (45,2 %). Avšak vhodnosť použitej metódy v prípade jaskynných sedimentov by bolo treba overiť ešte ďalšími analýzami, resp. použitím inej metódy na stanovenie pôdnej biomasy.

6. DISKUSIA

Výsledky výskumu potvrdili, že Havranická jaskyňa vznikla na významnej zlomovej poruche S–J smeru, ktorá v oblasti Havranej skaly dosiaľ nebola pri geologickom mapovaní identifikovaná (Polák et al., 2011). Existuje predpoklad jej aktivity v plio-kvartérnom období. Nie je však vylúčené ani tektonické porušenie v predpliocénom období, keďže zlomy tejto afinity registrujeme

v oblasti Malých Karpát v strednom miocéne. Samotné vynorenie Malých Karpát sa udialo vo vrchnom miocéne (Polák et al., 2012), preto krasovatenie mohlo nastať až po tejto fáze, najskôr v období pliocénu. Podľa našich predpokladov hlavnú fázu krasovatenia priradujeme do kvartérneho obdobia s klímou odlišnou od súčasnej. Najmä striedanie glaciálov a interglaciálov malo za následok akumuláciu zrážok v podobe snehu a pri teplejších interglaciáloch dochádzalo k intenzívnemu otepleniu a k akumulácii vody v krajine, ktorá bola neskôr drenovaná karbonátmi a prispela k ich skrasovateniu. Nevýraznosť niektorých endogénnych krasových procesov v severnej časti Malých Karpát súvisí s nedostatočne vyvinutou riečnou sieťou, ktorá iba v menšej miere umožnila vývoj rozsiahlejších fluviokrasových jaskýň. Ďalším dôvodom môže byť striedanie karbonátových a nekarbonátových súvrství, ktoré sa často paralelne striedajú. Taktiež kvalita niektorých druhov karbonátov, najmä jursko-kriedových, ktoré obsahujú siliciklastické prímesi a nepodliehajú krasovým procesom tak, ako karbonáty bez prímesi.

Vody rôznej genézy hrajú vo všeobecnosti nesporne mimoriadne dôležitú úlohu pri tvorbe a vývoji krasových fenoménov. Havranická jaskyňa v jej dosiaľ objavených priestoroch nie je fluviálnou jaskyňou. V tvorbe jaskynných priestorov hrajú primárnu úlohu korozívne procesy odohrávajúce sa na tektonických poruchách. Okrem predispozície horninového masívu vo forme spomenutých tektonických porúch má podstatnú úlohu pôdny pokryv vyvinutý z lesnej hrabanky nad jaskynnými priestormi. Úloha pôdneho pokryvu spočíva najmä v produkcii CO_2 v dôsledku rozkladu organického detritu, ktorý v podstatnej miere prispieva ku korozívnym vlastnostiam presakujúcich zrážkových vôd. Na základe vyhodnotenia chemickej analýzy vody môžeme konštatovať, že kľúčovými faktormi korozívnych účinkov presakujúcich vôd v pripovrchovej zóne je obohatenie zrážkových vôd o CO_2 v pôdnom pokryve pri $p_{\text{CO}_2} = 3242 \text{ Pa}$ a ich kvantita v obdobiach bohatých na zrážky. V prostredí jaskynných priestorov dochádza k ustanoveniu rovnováhy s karbonátovými minerálmi za podmienok zvýšeného $p_{\text{CO}_2} = 279 \text{ Pa}$. Hodnota predstavuje takmer desaťnásobok parciálneho tlaku CO_2 v atmosfére (32 Pa). Zvýšená hodnota p_{CO_2} v jaskynnej atmosfére môže byť dôsledkom mikrobiálnych procesov, alebo môže predstavovať hlbinný CO_2 migrujúci po tektonickej poruche. Na základe doterajších poznatkov nedokážeme kvantifikovať vplyv týchto zdrojov, ale príspevok hlbinného CO_2 bude z dôvodu prítomnosti tektonickej poruchy asi dominantný. Použitá simulácia nedovoľuje presne kvantifikovať vplyv jednotlivých reakcií, aj z toho dôvodu že neboli stanovené koncentrácie alkalických kovov (Na^+ , K^+ , Li^+), avšak na základe geologickej stavby nepredpokladáme podstatnejší vplyv zvetrávania alumosilikátov. Analyzovaná vzorka vody obsahuje aj menšie množstvo síranového aniónu (Tab. 2). V danom horninovom prostredí nepredpokladáme výskyt sádrovca resp. anhydritu, ktorý by mohol byť jeho zdrojom, avšak je známe, že gutensteinské vápence obsahujú väčšie množstvo rozloženého organického materiálu, ktorý spôsobuje ich tmavosivé až čierne zafarbenie. Ďalším typickým znakom týchto vápencov je sulfán uvoľňujúci sa pri údere kladivom, ktorý pochádza z rozkladu bielkovín. Vďaka vyššiemu obsahu sulfánu v gutensteinských vápencoch sa jeho oxidáciou popri rozpúšťaní vápence uvoľňujú síranové anióny, ktorými sú obohatované

priesakové vody. Kryštalizáciu síranových minerálov sme v skúmaných priestoroch nezaznamenali, záporné hodnoty indexu nerovnovážnosti voči nim tiež indikujú to, že za daných podmienok ich kryštalizácia je nepravdepodobná, avšak nevylučujeme ich tvorbu v hlbších, zatiaľ nepreskúmaných priestoroch jaskyne.

Presakujúce zrážkové vody však nemajú iba korozívny vplyv. Najmä za podmienok menšieho množstva zrážok sa vyparovaním na stenách jaskynných priestorov ich koncentrácia zvyšuje až do stavu presýtenia a následné vyzrážavanie karbonátov prispieva k tvorbe sintrov a speleotém v jaskyni.

Dôležitú úlohu má aj voda kondenzovaná na stenách jaskyne zo vzdušnej vlhkosti jaskynnej atmosféry. K jej vyzrážavaniu dochádza pri zvýšenej teplote, keď je teplota povrchu stien v jaskynných priestoroch nižšia ako je teplota vzduchu v jaskyni (McDonald et al., 2007). Dôkazom tohto javu sú prejavy korózie na sintroch a speleotémach (Obr. 2G). Ku korózii dochádza z dôvodu, že kondenzovaná voda má v podstate chemické zloženie destilovanej vody, čiže je silne nenasýtená voči minerálnym fázam na stenách jaskyne. V dôsledku zvýšeného parciálneho tlaku CO_2 v jaskynnej atmosfére podľa simulácie vo PHREEQC je iniciálna hodnota $\text{pH} = 5,1$ (za podmienok parciálneho tlaku CO_2 v atmosfére má destilovaná voda hodnotu $\text{pH} = 5,6$), čo vo významnej miere prispieva ku korozívnym vlastnostiam kondenzátu. V prípade, že by jaskynná atmosféra obsahovala v aerosole pevné alebo kvapalné častice, tieto by teoreticky mohli neutralizovať kondenzát. Pravdepodobnosť výskytu pevných častíc vo vzduchu je vo vlhkom prostredí jaskyne veľmi malá, taktiež neexistencia toku, ktorý by mohol byť pôvodcom kvapôčok vody so zvýšenou mineralizáciou v aerosole (napr. v dôsledku turbulentného prúdenia v perejách alebo vodopádoch) vylučuje možnosť neutralizácie kondenzátu inou cestou ako je rozpúšťanie minerálov na stenách jaskyne. Počas teplotného režimu s mierne zvýšenou teplotou vzduchu dochádza na chladnejších jaskynných stenách ku kondenzácii vzdušnej vlhkosti a k následnému korozívnemu rozpúšťaniu sintrov, avšak tento proces nemôžeme považovať za významnejší speleogenetický faktor. K detailnejšiemu poznaniu týchto procesov bude potrebné odobrať vzorky vody z jazierka, ako aj skvapových vôd aj v iných obdobiach roka a doplniť ich analýzou stabilných izotopov H a O, ktorá môže pomôcť k presnejšiemu poznaniu pôvodu vody a výparného režimu vo vnútri jaskyne. Taktiež bude potrebné monitorovať koncentrácie CO_2 v jaskynnej atmosfére a teplotu povrchu jaskynných stien.

Sintre vyzrážané z presakujúcich roztokov kalcifikovali akumulácie červenohnedého lateritického materiálu zachyteného v puklinách jaskynných stien, ktoré sme identifikovali ako terra rossa. Na základe RTG analýz boli v tomto materiáli identifikované najmä karbonátové minerály sintrov, ale aj detritického materiálu, ktorý bol postupne vypadávaný, resp. rozpúšťaný. V menšom množstve boli identifikované sekundárne ílové minerály (kaolinit, illit a chlorit) zjavne allochtónneho pôvodu pochádzajúce pravdepodobne zo splachov prívalovými zrážkami z povrchu. Nevylučujeme možnosť ich vzniku v procese zvetrávania alumosilikátových klastov uvoľňovaných z vápencov počas ich rozpúšťania.

Z predbežných výsledkov výskumu jaskynnej mikrobioty vyplýva, že jaskynný sediment je osídlený vo väčšej miere pôdnymi

baktériami, nakoľko výskyt mikromycét pravdepodobne limituje alkalické pH substrátu. Celkovo sme určili desať druhov mikroskopických húb, pričom najviac boli zastúpené rody *Aspergillus* a *Penicillium*. Oproti hodnotám v pôdnom pokryve na povrchu pozorujeme v jaskynnom sedimente nízke množstvá mikrobiálnej biomasy a celkovej abundancie mikroorganizmov, aj napriek faktu, že sediment má pre mikroorganizmy vyhovujúcu vlhkosť. Podrobnejšie poznanie jaskynnej mikrobioty a jej ekologických interakcií s prostredím však vyžaduje ďalší výskum v dlhšom časovom horizonte.

V budúcnosti by bolo vhodné rozšíriť výskum na ďalšie jaskyne nachádzajúce sa v oblasti Havranice a Havranej skaly a vykonať podobný komplexný výskum ako v Havranickej jaskyni. Zároveň by bolo vhodné rozšíriť štruktúrno-geologické merania na zmienenú oblasť a na ich základe interpretovať litologicko-tektonické podmienky vzniku jaskynných priestorov.

7. ZÁVER

Vznik a vývoj Havranickej jaskyne je podmienený existenciou zlomovej poruchy S–J orientácie, aktivovanej v plio-kvartérnom období. Samotné krasovatenie prebiehalo zjavne v pliocéne až kvartére, s hlavnou fázou v období striedania glaciálov a interglaciálov.

Zlomová porucha predstavuje významný speleogenetický faktor, keďže na jednej strane umožňuje vstup zrážkových vôd do horninového prostredia, na druhej predstavuje zdroj CO₂ hlbinného pôvodu, ktorý prispieva k zvyšovaniu korozívnych vlastností prestupujúcich zrážkových vôd. Na základe modelovania vývoja chemického zloženia vody v jazierku s vodou zo skvapov z jaskynnej steny, ktorá dosiahla stav rovnováhy s karbonátovými minerálmi za hodnoty parciálneho tlaku CO₂ p_{CO₂} = 279 Pa, čo predstavuje približne desaťnásobok p_{CO₂} atmosféry. V pripovrchovej zóne pod pôdnym pokryvom je významným korozívnym faktorom pôdny CO₂ pochádzajúci z rozkladu rastlinného detritu v lesnej hrabanke.

Akumulácie červenohnedého lateritického materiálu zachyteného v puklinách jaskynných stien boli identifikované ako terra rossa silne kalcifikovaná presakujúcimi roztokmi. Na základe RTG difrakčnej analýzy boli v nej v najväčšej miere identifikované najmä karbonátové minerály sintrov a detritického karbonátového materiálu, ktorý bol postupne rozpúšťaný a neskôr nahradzovaný vyžrážaným kalcitom. V menšom množstve boli identifikované sekundárne ílové minerály (kaolinit, illit a chlorit) zjavne allochtónneho pôvodu pochádzajúce pravdepodobne zo splachov prívalovými zrážkami z povrchu, v menšej miere tiež zo siliciklastického materiálu vápencov uvoľňovaných v procese ich rozpúšťania.

Podľa predbežného mikrobiologického výskumu jaskynného sedimentu je mikrobiota zastúpená najmä pôdnymi baktériami, z mikroskopických húb boli najviac zastúpené rody *Aspergillus* a *Penicillium*. V tejto fáze výskumu ešte nie je celkom jasné, aká je ich úloha v speleogenetických procesoch a tvorbe speleotém.

závrtov na vybraných plošinách Malých Karpát“, VEGA č. 1/0712/11 „Geodynamický vývin karpatského strižného koridoru v období kenozoika“ a VEGA č. 1/0156/11 “Biomonitoring mikroskopických húb”. Poďakovanie zároveň patrí členom jaskyniarkej skupiny – Speleoklubu Trnava, ktorí sa podieľajú na prieskumných prácach v Havranickej jaskyni.

Literatúra

- Appelo C.A.J. & Postma D., 2006: Geochemistry, Groundwater and Pollution. Balkema, Rotterdam, 649 p.
- Barton H.A., 2006: Introduction to the cave microbiology: a review for the non specialist. *Journal of Cave and Karst Studies*, 68, 2, 43–54.
- Buček S., 1988: Dasykladálne riasy a biostratigrafia Bielych hôr (Malé Karpaty). Kandidátska diz. práca., GIÚ SAV, Bratislava, 258 p.
- Buček S., Jendrejáková O. & Papšová J., 1991: Príspevok k biostratigrafii veterínskej a havranickej jednotky Bielych hôr (Malé Karpaty, Západné Karpaty). *Geologické Práce, Správy*, 92, 29–51.
- Bystrický J. & Maheľ M., 1970: Beitrag zur Stratigraphie der Trias der Kleinen Karpaten. *Geologický Zborník Geologica Carpathica*, 21, 1, 191–196.
- Bystrický J., 1972: Faziesverteilung der mittleren und oberen Trias in den Westkarpaten. *Mitteilungen der Gessellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten*, 21, 1, 289–310.
- Bystrický J., 1973: O stratigrafii a tektonickej príslušnosti vápencov Vajarskej (Malé Karpaty). *Mineralia Slovaca*, 5, 1, 1–7.
- Delvaux D.F., 1993: The TENSOR program for paleostress reconstruction: examples from the east African and the Baikal rift zones. - TERRA nova, 5, suppl n°1, Proceedings of EUG VII, Strasbourg, 4-8 April., s. 216.
- Delvaux D. & Sperner B., 2003: Stress tensor inversion from fault kinematic indicators and focal mechanism data: the TENSOR program. In: Nieuwland D. (Ed.): New Insights into Structural Interpretation and Modelling. Geological Society, London, Special Publications, 212, 75–100.
- Domsch K.H., Gams W. & Anderson T.H., 1980: Compendium of soil fungi. Volume 1. Academic Press, London, New York, 859 p.
- McDonald J., Drysdale R., Hill D., Chisari R. & Wong H., 2007: The hydrochemical response of cave drip waters to sub-annual and inter-annual climate variability, Wombeyan Caves, SE Australia. *Chemical Geology*, 244, 3–4, 605–623.
- Droppa A., 1952: Kras na juhovýchodnej strane Malých Karpát. Sprievodca Slovakotouru. Tatran, Bratislava, pp. 63–138.
- Eberl D.D., 2003: User's guide to RockJock – A program for determining quantitative mineralogy from powder X-ray diffraction data: U.S. Geological Survey, Open-File Report, 78, 47 p.
- Feketeová Z. & Hanajík P., 2012: Mikrobiologické charakteristiky pôd na kalamitných plochách v roku 2011. In: Zborník príspevkov z konferencie „5th Windstorm Research 2012“, Tatranská Lomnica, Štátne lesy TANAP-u, Poprad, in press.
- Feketeová Z. & Mangová B., 2012: Príspevok k poznaniu druhového zloženia panciernikov (Acari: Oribatida) a mikrobiálnej aktivity v pôdach cintorínov. *Phytopedon*, 11, 2, 66–71.
- Havrila M. & Boorová D., 2002: Stop 5.2: Liptovské Matiašovce – profile in the road cut. Pre Congress excursion A. In: Vozár J., Vojtko R. & Sliva, L. (Eds.): Guide to Geological Excursion. XVIIth Congress of Carpathian-Balkan Geological Association, Bratislava, Slovak Republic. *Geologica Carpathica*, Special Issue, 53, 35–38.
- Kristan-Tollmann E. & Peržel M., 1966: Paleontologické vyhodnotenie triasových foraminifer z Malých Karpát a Veľkej Fatry. Manuskript. Archív ŠGÚDŠ, Bratislava, 553 p.

- Lačný A., 2006: Havranické tajomstvo. *Spravodaj Slovenskej speleologickej spoločnosti*, 37, 4, 20–22.
- Lačný A., 2011: Príspevok ku genéze krasu a jaskýň v Dlhom vrchu (Kuchynsko-orešanský kras, Malé Karpaty). *Slovenský kras*, 49, 1, 57–76
- Lačný A., 2012^a: Využitie digitálnych teplomerov v speleologickej praxi II. *Spravodaj Slovenskej speleologickej spoločnosti*, 43, 4, 66–68.
- Lačný A., 2012^b: Kuchynsko-orešanský kras (geológia, tektonika, hydrogeológia). Diplomová práca, Prírodovedecká fakulta, Univerzita Komenského v Bratislave, Bratislava, 85 p.
- Lačný A., Putiška R., Dostál I. & Kušnirák D., 2012: Využitie metódy ERT pri prieskume jaskýň v Havranej skale (Plavecký kras). *Slovenský kras*, 50, 1, 41–60.
- Lee N.M., Meisinger D.B., Aubrecht R., Kovacic L., Saiz-Jimenez C., Baskar S., Baskar R., Liebl W., Porter M. & Summers-Engel A., 2012: Life in caves and karst environments. In: Bell E.M. (Ed.): *Life at Extremes: Environments, Organisms and Strategies for Survival*. CABI International Publishing, Wallingford, 320–344.
- Maheľ M., 1986: Geologická stavba československých Karpát – Palealpínske jednotky 1. Veda, Bratislava, 503 p.
- Marko F. & Jureňa V., 1999: Zlomová tektonika východného okraja viedenskej panvy a hrastu Malých Karpát. *Mineralia Slovaca*, 31, 5–6, 513–524.
- Marko F., 2012: Kenozoické napätové pole a zlomová aktivita severného okraja Dunajskej panvy (Západné Karpaty, Slovensko). *Mineralia Slovaca*, 44, 3, 213–230.
- Parkhurst D.L. & Appelo C.A.J., 2013: Description of input and examples for PHREEQC version 3 – A computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations: U.S. Geological Survey Techniques and Methods, book 6, chap. A43, 497 p.
- Peng D.Y. & Robinson D.B., 1976: A new two-constant equation of state. *Industrial & Engineering Chemistry Fundamentals*, 15, 1, 59–64.
- Polák M., Plašienka D., Kohút M., Putiš M., Bezák V., Filo I., Olšavský M., Havrila M., Buček S., Maglay J., Elečko M., Fordinál K., Nagy A., Hraško L., Németh Z., Ivanička J. & Broska I., 2011: Geologická mapa regiónu Malých Karpát v M 1:50 000. MŽP SR, Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava.
- Polák M., Plašienka D., Kohút M., Putiš M., Bezák V., Maglay J., Olšavský M., Havrila M., Buček S., Elečko M., Fordinál K., Nagy A., Hraško L., Németh Z., Malík P., Liščák P., Madaras J., Slavkay M., Kubeš P., Kucharič L., Boorová D., Zlínska A., Síránová Z. & Žecová K., 2012: Vysvetlivky ku geologickej mape regiónu Malé Karpaty v mierke 1:50 000. MŽP SR, Štátny geologický ústav, Bratislava, 309 p.
- Seman M., Gaál L., Sedláček I., Laichmanová M. & Jelen S., 2009: Mikroflóra mäkkého sintra zo slovenských jaskýň. *Slovenský kras*, 47, 1, 99–111.
- Seman M. & Gaálová B., 2009^a: Mikrobiota jaskynnej niky. *Aragoniť*, 14, 1, 42–45.
- Seman M. & Gaálová B., 2009^b: Enterobakteriálna mikrobiota jaskynných vód Silickej planiny. *Slovenský kras*, 47, 2, 283–290.
- Schinner F., Öhlinger R., Kandler E. & Margesin R., 1993: *Bodenbiologische Arbeitsmethoden*. Springer-Verlag, Berlin, 389 p.
- Šimonovičová A., Hanajík P., Feketeová Z. & Macháčková L., 2012: Mikrobiologické charakteristiky technogénneho substrátu na impoundment dam Slovinky. In: Čablík V. (Ed.): 16th Conference on Environment and Mineral Processing, Ostrava, Czech Republic., 21–25.
- Šmída B., 2010: Geomorfológia a genéza Plaveckého krasu ako modelového územia tzv. kontaktného krasu Západných Karpát s nižšou energiou reliéfov. Dizertačná práca, Prírodovedecká fakulta, Univerzita Komenského v Bratislave, Bratislava, 221 p.
- Šrodoň J., Drits V.A., McCarty D.K., Hsieh J.C.C. & Eberl D.D., 2001: Quantitative X-ray diffraction analysis of clay-bearing rocks from random preparations. *Clays and Clay Minerals*, 49, 6, 514–528.
- Uhlík P., Jánošík M., Kraus I., Pentrák M. & Čaplovičová M., 2012: Charakterizácia bentonitu z ložiska Hliník nad Hronom (jastrabská formácia štiavnického stratovulkánu, Západné Karpaty). *Acta Geologica Slovaca*, 4, 2, 125–137.

Summary: For the surface karstic phenomena of the Malé Karpaty Mts. the weakly developed forms are typical. For this reason a complex investigation approach combining of different scientific methods is required. The Havranická cave located in the northern part of the Malé Karpaty Mts. (Fig. 1) had undergone a complex investigation including geological, mineralogical, geochemical, and microbiological methods. The aim of the investigation was to find an explanation for the genesis of the cave and to identify the processes of its development.

The Havranická cave is located in the altitude of 585 m a.s.l. The length of the known part of the cave is 95 m (Fig. 3). The area near the cave is built up by the Triassic Gutenstein limestone. The most important predisposition for the cave origin is tectonics, as the cave was evidently created by limestone corrosion along crevices in the rock. The Havranická cave and adjacent V Havranej skale cave (the caves are apparently connected, Fig. 4) were created on the subvertical discontinuity directed from north to south observable also on the surface (Fig. 2C). The N–E subvertical directions are more widespread also for other karstic areas of the Malé Karpaty Mts. These are connected with faults with N–S affinity creating with the NW–SE faults a coupled system. During the Middle Miocene tectonic evolution they reactivated as tension faults connected with the pull-apart opening of the Badenian deposition center of the Vienna basin (Marko & Jureňa, 1999). They were probably reactivated during Pliocene–Quaternary, as well.

The crevices in the limestones are preferential routes for the percolating precipitation water, coming to the rock material through the soil cover, where it is saturated by soil CO₂ originating from organic matter decay under oxic circumstances. These slightly aggressive waters are easily dissolving the rock material along the crevices, not eliminating them, but accenting their position in the 3D space. To investigate the rock – water interactions a water sample was taken from a small pool nearby a cave wall collecting the seepage water (Fig. 2A). The water sample undergone standard field hydrochemical methods like electrolytical conductivity (EC) and pH measurements, and determination of alkalinity by titration with 0.1 M HCl solution on mixed indicator (bromocresol green and methyl red) and acidity by titration with 0.1 M NaOH solution on indicator phenolphthalein. The sample was analysed by Merck Spectroquant (R) colorimetric method (Tab. 2). The obtained data were then used for water-mineral relationship calculations using the USGS PHREEQC software (Tab. 3). As a result of the calculation we can conclude that the water saturated by CO₂ under partial pressure $p_{\text{CO}_2} = 3242 \text{ Pa}$ ($10^{-2.5} \text{ atm.}$) percolated along the crevices into the cave system where it reached an equilibria with the carbonate minerals under circumstances of $p_{\text{CO}_2} = 279 \text{ Pa}$. This value is approximately 10 times higher than the CO₂ partial pressure in the atmosphere ($p_{\text{CO}_2} = 32 \text{ Pa}$). The evaporation of the water on the cave walls is causing its oversaturation against carbonate minerals and their precipitation as sinters and speleothemes.

During the periods with slightly elevated cave air temperature the vapor is condensed on the colder cave walls causing corrosion of the sinter and the speleothemes (Fig. 2G).

The crevices in the cave walls are often filled with strongly calcified brown-reddish lateritic matter we identified as terra rossas. According to the XRD analyses (Tab. 1) it is consisting mainly of carbonates (up to 96 %), the rest is formed by clay minerals (kaolinite, illite, chlorite) and goethite. The terra rossas were probably transported to the cave by heavy rain events along the crevices. The material originally consisted of carbonate clasts also, which were removed by dissolution leaving empty spaces (Fig. 2H). The empty spaces are continually filled up by calcite crystallizing by the druze law (Fig. 2J).

Following the preliminary results of the microbiological investigation, the cave sediments are mainly inhabited by soil bacteria as the occurrence of micromycetes are limited by higher pH values of the substrate. Ten fungi species were identified, mostly represented by genus *Aspergillus* and *Penicillium*. The microbial biomass in the cave sediments is less abundant as in the surface soil, in spite of that the cave sediment wetness is satisfactory for the microorganisms. The more detailed knowledge of the cave microbiota and its ecological interactions with the cave environment requires long term investigations.

For the better understanding of the speleogenesis of this and also other caves in the area more detailed study is required, including application of the investigation methods on the wider karstic area and apply also e.g. stable isotope analyses of the percolating water and investigation of the cave atmosphere.