REZISTIVIMETRICKÉ A TERMOMETRICKÉ MERANIA PODZEMNÉHO VODNÉHO TOKU V GOMBASECKEJ JASKYNI

RESISTIVIMETRIC AND THERMOMETRIC MEASUREMENTS OF UNDERGROUND STREAM IN THE GOMBASECKÁ CAVE

Peter Malík, Miloš Gregor, Jaromír Švasta, Dagmar Haviarová, Ľudovít Gaál

ABSTRACT

Application and interpretation of longitudinal profile measurement of specific electric conductivity (resistivimetry) and water temperature (thermometry) along karstic underground stream in the cave are presented on the example of Gombasecká cave in the Slovenský kras Mts. Measurements of underground river water temperature and specific electric conductivity were performed there on Oct. 15, 2009, with the step of 1.0 meter in the streamline of active flow or (if wider than 1.0 meter), along its left and right side, 20 cm aside the stream-bank. Results of such measurements can be used especially for identification of hidden tributaries into the main stream, but also can help us to decide on the water communication with the surface. This simple, but very sensitive method can be also helpful in stream hydrodynamics description within the karst system. This paper documents probably the first use of such a method in the cave environment.

KEY WORDS

Water electric conductivity of water, resistivimetry, thermometry, longitudinal profile measurement, underground stream, Gombasecká jaskyňa cave, Slovenský kras Mts.

KĽÚČOVÉ SLOVÁ

Elektrolytická vodivosť vody, rezistivimetria, termometria, pozdĺžne profilovanie, krasový podzemný tok, Gombasecká jaskyňa, Slovenský kras

ÚVOD

Pre krasové oblasti je charakteristický vysoký stupeň heterogenity hydraulických vlastností horninového prostredia, silná filtračná anizotropia a extrémne nerovnomerné rozloženie prúdového poľa obiehajúcich podzemných a podpovrchových vôd a z nich rezultujúca typická zložitosť odtokových pomerov. Vlastnosti horninového prostredia a podzemných vôd, ktoré boli stanovené v istom čase a v určitom bode krasového prostredia majú často iba veľmi obmedzenú časovú a priestorovú platnosť. Preto je pri regionalizácii / zovšeobecňovaní hydrogeologických pomerov v tomto prostredí prakticky nemožný jeho dôsledný priestorový opis, ktorý býva potom často nahradený číselnou charakteristikou heterogenity alebo iba jej verbálnym konštatovaním. Jedným z miest, kde je možné podrobne hodnotiť a analyzovať hydrodynamické vlastnosti skrasovateného horninového prostredia sú jaskynné priestory, často zasahujúce hlboko do krasového masívu.

RNDr. Peter Malík, CSc.
Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, oddelenie hydrogeológie a geotermálnej energie, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava 11, peter.malik@geology.sk

RNDr. Miloš Gregor
Katedra hydrogeológie, Prírodovedecká fakulta, Univerzita Komenského, Mlynská dolina, pavilón G, 842 15 Bratislava 4
Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, oddelenie hydrogeológie a geotermálnej energie, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava 11, milos.gregor@geology.sk

Mgr. Jaromír Švasta, PhD.
Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, oddelenie hydrogeológie a geotermálnej energie, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava 11, jaromir.svasta@geology.sk

Mgr. Dagmar Haviarová
Štátna ochrana prírody Slovenskej republiky, Správa slovenských jaskýň, Hodžova 11, 031 01 Liptovský Mikuláš, haviarova@ssj.sk

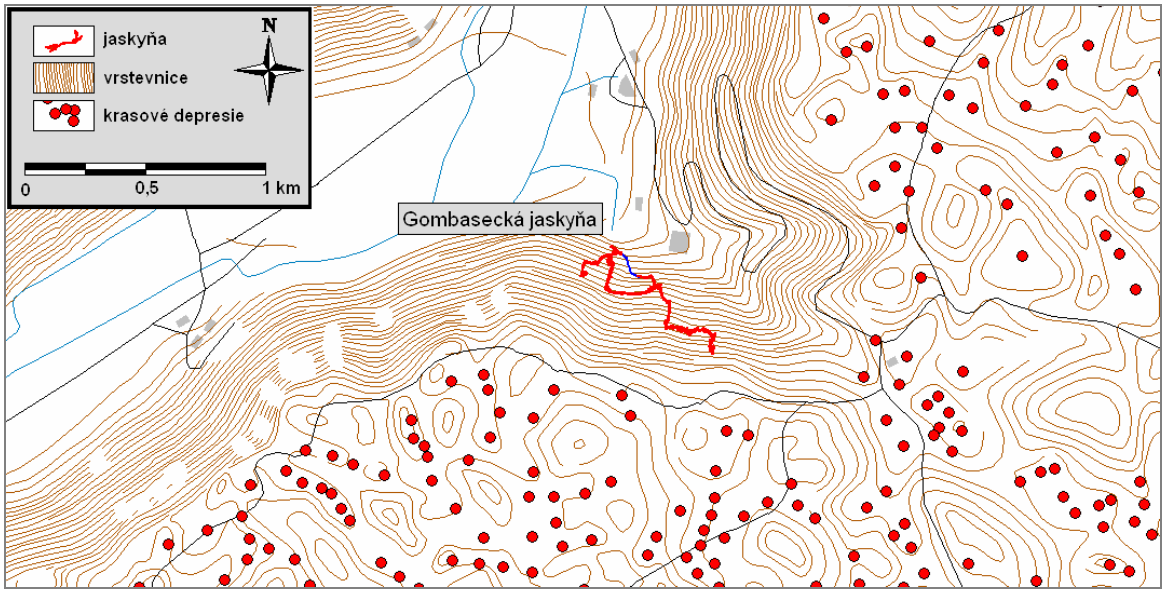
RNDr. Ľudovít Gaál, PhD.
Štátna ochrana prírody Slovenskej republiky, Správa slovenských jaskýň, pracovisko Rimavská Sobota, Železničná 31, 979 01 Rimavská Sobota, gaal@ssj.sk

V rámci tohto typu prieskumu sa používa viacero metodík, avšak medzi základné a finančne najmenej náročné patria predovšetkým geofyzikálne metódy. Spomedzi týchto sa na povrchových tokoch v krasových oblastiach oddávna osvedčili jednoduché rezistivimetrické a termometrické merania (Husák, Lizoň, 1980; Lizoň, 1980; Foltán, 1982; Kullman et al., 1985 a i.). V rámci tohto príspevku predstavujeme výsledky meraní teplôt a elektrolytickej vodivosti vôd (t.j. veličiny niekedy uvádzanej aj ako merná elektrická vodivosť vody), vykonávaných pozdĺž aktívnych vodných tokov jaskýň, na príklade podzemného vodného toku Gombaseckej jaskyne v Slovenskom krase. Podľa publikovanej domácej literatúry neboli ešte takéto detailné rezistivimetrické a termometrické merania na našich krasových podzemných tokoch doposiaľ aplikované. Zaujímavosťou je, že ani v zahraničných časopisoch sme nenarazili na zmienku o dokumentácii súvislých meraní elektrolytickej vodivosti a teploty vôd v profiloch pozdĺž krasových podzemných tokov, a to i napriek jednoduchosti opisovanej metódy.

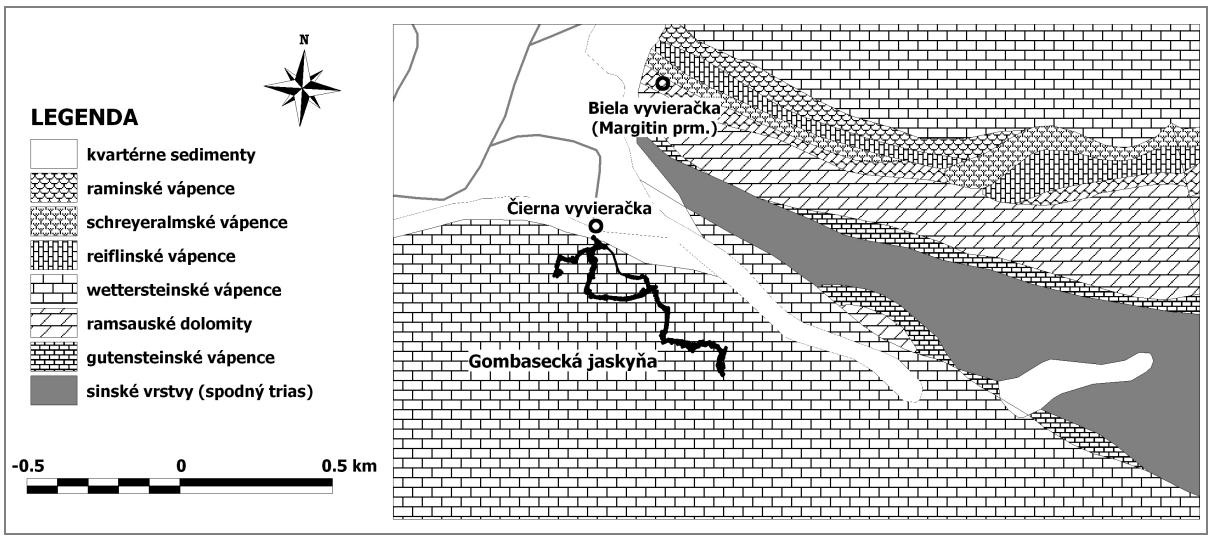
GEOLOGICKÉ A HYDROGEOLOGICKÉ POMERY OKOLIA GOMBASECKEJ JASKYNE

Gombasecká jaskyňa sa nachádza na západnom úpätí Silickej planiny, na ľavej strane kaňonu Slanej medzi Rožňavou a Plešivcom, v katastrálnom území obce Slavec (obr. 1). Vytvorená je v stredno- až vrchnotriasových, prevažne wettersteinských vápencoch silického príkrovu pozdĺž tektonických porúch korózno a eróznou činnosťou podzemného toku Čierneho potoka a jeho prítokov (obr. 2). Jaskyňa sa nachádza v tesnej blízkosti násunovej línie plešivsko-brezovskej kryhy silického príkrovu, čo má zrejme vplyv na porušenie horninového prostredia a následne na vytváranie podzemných priestorov. Gombasecká jaskyňa s dĺžkou 1525 metrov predstavuje druhý najdlhší známy jaskynný systém Silickej planiny v Slovenskom krase.

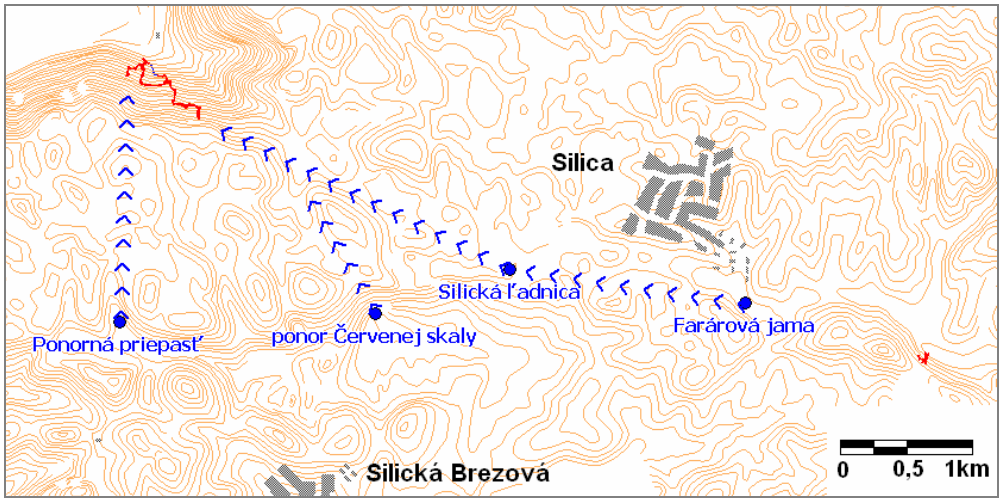
Gombaseckou jaskyňou preteká celoročne aktívny vodný tok Čierneho potoka, ktorý z jaskyne vyteká v nadmorskej výške 240 m n.m. v Čiernej vyvieračke. Táto vyvieračka je podľa Gaála (2008) výverovým centrom troch hlavných vetiev rozsiahleho silicko-gombaseckého podzemného hydrologického systému (obr. 3). Hlavnou osou tohto systému je Čierny potok v Silickej ľadnici (Turkota, 1972; Lalkovič, 2001), ktorý na neznámych miestach priberie minimálne dokumentované dva prítoky od ponoru Červenej skaly (Orvan, 1999) a od Ponorovej priepasti (Stibrányi, Gaál, 1984). Prvým (najvyšším) dostupným miestom v podzemí, kde sa objavuje podzemný tok silicko-gombaseckeho systému, je však jaskyňa Silická ľadnica. Podľa niektorých autorov je najvyššou časťou silicko-gombaseckého systému, ktoré sa už nachádza na povrchu, jazero Farárova jama. Jazero Farárova jama je vytvorené na kontakte pásma spodnotriasových slienitých bridlíc so strednotriasovými wettersteinskými vápencami. Na mieste dnešného jazera jazero bol v minulosti údajne otvorený ponor na konci slepej krasovej doliny, avšak tento bol v päťdesiatych rokoch minulého storočia úmyselne zaslepený – upchaný miestnymi rybármi (Seneš, 1964). Z tejto lokality sa nezachovala priama zmienka o realizovaných stopovacích skúškach, avšak pri pretrhnutí zátky v ponore v šesťdesiatych rokoch bol v Gombaseckej jaskyni identifikovaný zápach antropogénneho znečistenia vôd, ktorý bol s touto lokalitou spájaný (Stankovič, Horváth, 2004).



Obr. 1: Lokalizácia Gombaseckej jaskyne v Slovenskom krase
Fig. 1: Position of the Gombasecká cave in the Slovenský kras Mts.



Obr. 2: Geologické pomery okolia Gombaseckej jaskyne (podľa Mello et al., 1996)
Fig. 2: Geological settings of the Gombasecká cave surroundings (after Mello et al., 1996)



Obr. 3: Ideová schéma zbernej oblasti krasového podzemného toku Čierneho potoka (podľa Gaál, 2008, upravené)
Fig. 3: Schematic map of the Čierny potok karst underground stream recharge area (after Gaál, 2008, modified)

HYDROLOGICKÉ A HYDROGEOLOGICKÉ POMERY ČIERNEJ VYVIERAČY

Čierna vyvieračka, vystupujúca pri obci Slavec v miestnej časti Gombasek, predstavuje výstup aktívneho vodného toku Gombaseckej jaskyne na zemský povrch. Táto vyvieračka je dlhodobo pozorovaná Slovenským hydrometeorologickým ústavom (SHMÚ) pod katalógovým číslom 1869 – od roku 1968 s týždenným časovým krokom pozorovaní; od roku 1982 s denným krokom pozorovaní. Jej hydrologické číslo je 43101062002. V období od roku 1970 do roku 2005 bola priemerná výdatnosť prameňa 79,6 $l \cdot s^{-1}$; najnižšia zistená výdatnosť bola 7,35 $l \cdot s^{-1}$ a najvyššia dosiahnutá výdatnosť 1892,0 $l \cdot s^{-1}$.

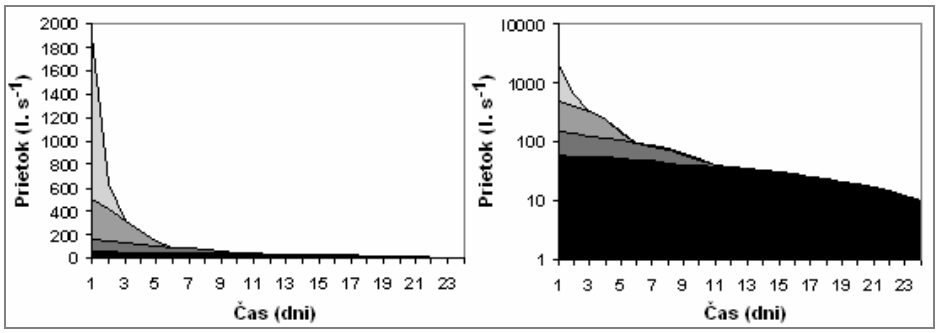
Z časového radu výdatností Čiernej vyvieračky bola zostrojená skladaná výtoková čiara (obr. 4). Skladaná výtoková čiara bola vytvorená pomocou hybridného genetického algoritmu z vybraných neovplyvnených poklesových úsekov výdatností. Celkovo boli v odtoku identifikované štyri turbulentné subrežimy odtoku (tab. 1), pričom touto analýzou výtokovej čiary nebola identifikovaná prítomnosť ani jedného laminárneho subrežimu (!).

Vzhľadom k identifikovaným štyrom subrežimom odtoku môžeme podľa klasifikácie Kullmana (1990) konštatovať, že prameň odvodňuje intenzívne skrasovatené horninové prostredie, s výskytom významných krasových kanálov, ktoré nie sú vo významnej miere hydraulicky späté so saturovanými puklinovými systé-

mami horninových blokov. Hlavné krasové kanály v danom území umožňujú rýchlo evakuovať pritekajúce prívalové zrážkové vody, čo naznačuje, že ide o rozsiahly systém otvorených kanálov veľkého dosahu. Ostatné kanálové systémy indikujú podľa tejto zloženej výtokovej čiary rozsahovo menší systém krasových kanálov, avšak s vyššou akumulačnou a retardačnou schopnosťou. Aj podľa výsledkov stopovacích skúšok umožňuje hlavný silicko-gombasecký krasový systém rýchlo odvádzať prívalové vody, čím však zároveň stúpa riziko rýchleho prejavenia sa potenciálneho antropogénneho znečistenia v prameňoch na okrajoch skrasovatenej Silickej planiny.

Tab. 1: Prehľad koeficientov vyprázdňovania, získaných pri analýze skladanej výtokovej čiary prameňa č. 1869 Slavec – Čierna vyvieračka
Tab. 1: Overview of the recession coefficients estimated by the analysis of the assembled master recession curve of the spring #1869 Slavec – Čierna vyvieračka

Subrežim	Počiatočná výdatnosť Q_0 (l·s^{-1})	Výtokový koeficient β
1	60	$5{,}5 \cdot 10^{-3}$
2	90	$1{,}4 \cdot 10^{-2}$
3	350	$3{,}2 \cdot 10^{-2}$
4	1400	$1{,}2 \cdot 10^{-1}$



Obr. 4: Tvar skladanej výtokovej čiary prameňa Slavec – Čierna vyvieračka (kat. č. SHMÚ1869)
Fig. 4: Shape of assembled master recession curve of the spring Slavec – Čierna vyvieračka (SHMÚ #1869)

METODIKA

Rezistivimetrické a termometrické metódy (meranie elektrolytickej vodivosti – ***EC***; a teploty vody – t_{vody}) bývajú v praxi zamerané na identifikáciu skrytých prestupov podzemných vôd do povrchových tokov. Termometrická metóda je založená na rozdieloch teplôt podzemných vôd (vstupujúcich priamo do tokov) a vôd povrchových tokov. Zvyčajne sa pre merania uprednostňujú obdobia extrémnych teplôt vzduchu (vrcholiace zimné alebo letné obdobie). V letnom období je predpokladaná teplota povrchových tokov vyššia ako teplota podzemných vôd, preto namerané lokálne zníženie teploty na povrchovom toku väčšinou indikuje skrytý prestup podzemnej vody do tohto toku. Pri aplikácii vodivostných meraní sa vychádza z predpokladanej rozdielnej mineralizácie povrchových a podzemných vôd a teda miesta skrytých prestupov sa prejavujú lokálnou zmenou mernej vodivosti (v prípade vstupu podzemných vôd do povrchových zväčša zvýšením).

Tieto metódy registrujú bodové prestupy a pásma prestupov podzemných vôd do povrchových vôd. Intenzita prítokov sa odráža v priebehu a rozsahu teplotných a vodivostných anomálií, s prihliadnutím k celkovému prietoku skúmaného toku. Korelácia obidvoch údajov umožňuje kvalitatívne analyzovať anomálie prítokov a vylúčiť tzv. falošné anomálie spôsobené inými príčinami.

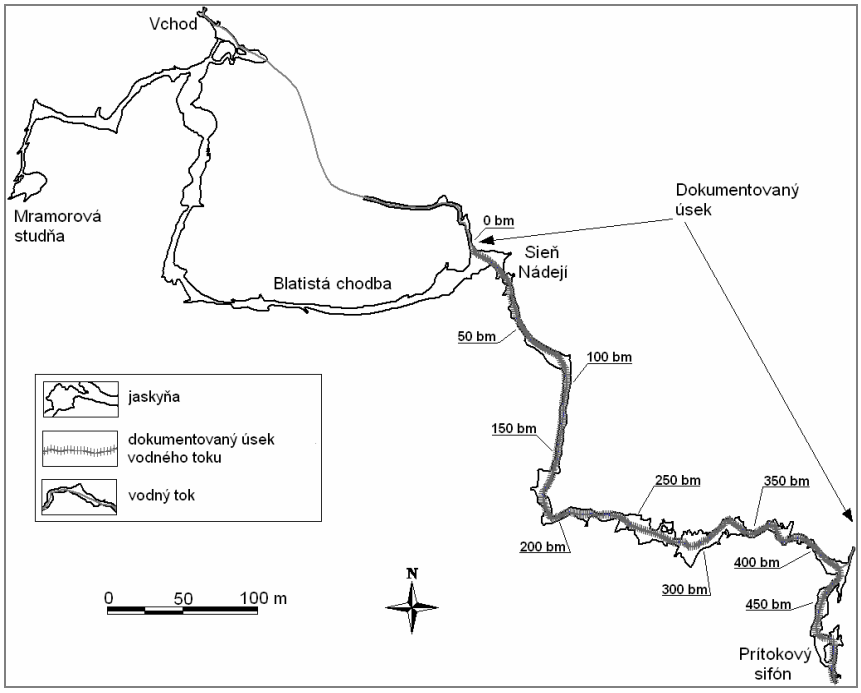
Termometrické a rezistivimetrické merania bývajú zväčša realizované proti smeru toku (kvôli zabráneniu prípadného ovplyvnenia najmä vodivosti suspenziami rozvíreného dnového sedimentu). Oba parametre (elektrolytická vodivosť i teplota vody) sa merajú pri dne, cca 5 cm nad jeho úrovňou a cca 20 až 40 cm od brehov v prípade meraní na oboch stranách toku, alebo pri dne v prúdnici v prípade meraní na úzkom toku. Krok meraní býva 1,0 až 2,0 m, pred meraním sa pomocou pásma vytyčuje trasa meraní určovaná priebehom prúdnice meraného toku. Trasovanie pri meraniach povrchových tokov môže byť kombinované so záznamami GPS, pre reprodukovateľnosť meraní sú dôležité i záznamy o významných orientačných bodoch, vzťahujúcich sa na metrážne body vytýčenej trasy (mosty, viditeľné povrchové prítoky, vyústenia kanalizácie...). Merania v blízkosti brehov sú potom realizované v priesečníku brehovej línie a kolmice

ku prúdnici. V prípade zaústenia viditeľných povrchových prítokov do meraného toku sa podľa možností zameriava ich teplota a vodivosť cca 2,0 m nad sútokom so skúmaným tokom (kvôli zamedzeniu vplyvu miešania vôd na výsledky merania).

Uvedenými metódami nie je možné kvantifikovať množstvá prestupujúcich vôd, zistené anomálie sa však s ohľadom na predpokladanú výdatnosť skrytých prestupov kvantifikujú na viacero typov. Základom pre klasifikáciu anomálií je ich maximálny zistený teplotný rozdiel a/alebo rozdiel v elektrolytickej vodivosti, charakter jeho vyznievania, prietokové množstvo meraného toku a prípadne vizuálne zistená prítomnosť povrchového prítoku či blízkeho prameňa. Termometrické a rezistivimetrické anomálie sa zväčša členia na (a) skryté prestupy podzemných vôd I. rádu; (b) skryté prestupy podzemných vôd II. rádu; (c) pramene v blízkosti toku I. rádu; (d) pramene v blízkosti toku II. rádu; a (e) povrchové prítoky. Anomálie vyvolané skrytými prestupmi podzemných vôd (a) a (b) je možné verifikovať len na základe fyzikálnych anomálií, pramene a prítoky (c) až (e) je možné verifikovať aj vizuálne. Prístup pri zaraďovaní prítokov do I. alebo II. rádu je individuálny a závisí od miestnych pomerov. Zvyčajne to býva rozdiel o veľkosti 1,0 až 3,0 °C pre teplotné rozdiely a rozdiel o veľkosti 10 až 30 $\mu S \cdot cm^{-1}$ pre elektrolytickú vodivosť. Interpretované anomálie sa dokumentujú do máp a/alebo do grafov podľa metráže, označujú sa grafickými symbolmi a prípadne (v závislosti od hustoty zobrazených anomálií) bývajú uvedené i parametre týchto anomálií, v prípade prítokov povrchových tokov i názov prítoku.

V našom prípade sme realizovali rezistivimetrické a termometrické merania v prostredí jaskyne, teda v miestach s relatívne (oproti povrchu) ustálenou teplotou vzduchu i okolitého horninového prostredia. Teoreticky je teda možné predpokladať nevýrazný priebeh teplotných anomálií, resp. v prípade ich existencie sa dá dedukovať na výrazne odlišný pôvod pritekajúcej vody. Dôraz pri speleomeraniach mal byť teda skôr kladený na rezistivimetriu – merania elektrolytickej vodivosti.

Dňa 15. 10. 2009 sme sa uvedenou metódou pokúsili identifikovať skryté bočné prítoky vôd do hlavného krasového kanálu Čierneho potoka v Gombaseckej jaskyni. Predpokladali sme, že vyššie uvedeným spôsobom opísané rezistivimetrické a termometrické merania umožnia nielen spoznať detailne lokálnu hydrodynamiku známych častí jaskyne, ale aj napomôcť pri praktickom speleologickom prieskume, kde môžu nasmerovať aktivity pre lokalizáciu a prípadné objavy bočných vetiev krasových systémov. Merania boli realizované konduktometrami LF 325-A a Cond 340i výrobcu WTW, umožňujúce merať teplotu s presnosťou na 0,1 °C a elektrolytickú vodivosť s presnosťou (v závislosti od veľkosti meranej hodnoty) až na 0,1 $\mu S \cdot cm^{-1}$. Teplota vody a jej elektrolytická vodivosť boli premeriavané na úseku 529 m dlhého prístupného vodného toku v oblasti známej ako „kaňon“ (obr. 5) s krokom 1,0 m.



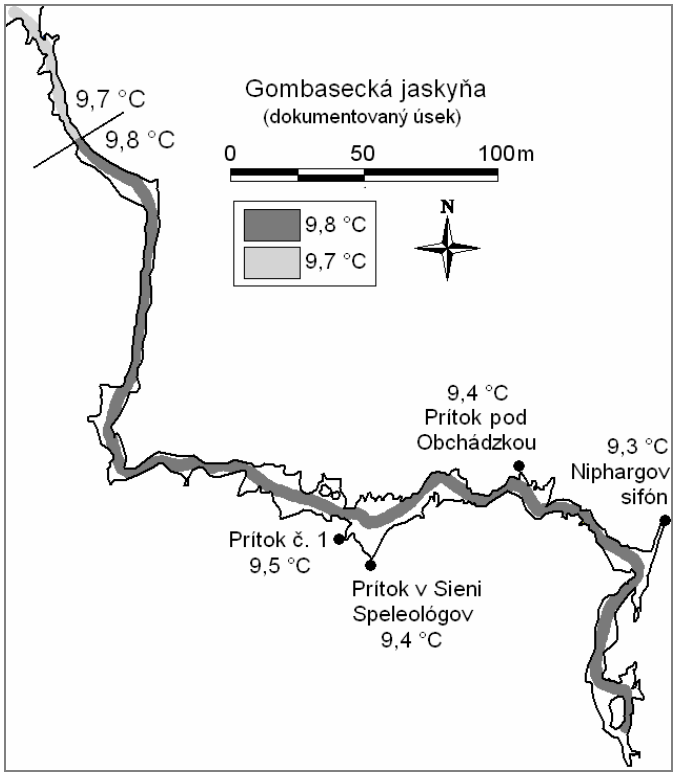
Obr. 5: Rezistivimeticky a termometricky premeriavaný úsek krasového podzemného toku Čierneho potoka v Gombaseckej jaskyni

Fig. 5: Part of Čierny potok karstic underground stream in the Gombasecká cave, with resistivimetric and thermometric measurements in its longitudinal profile

V prípade, že šírka toku Čierneho potoka presahovala 1 meter, boli merania realizované popri oboch brehoch vodného toku. Pri meraniach sme postupovali proti prúdu krasového podzemného toku v smere od siene Nádejí po záverečný Prítokový sifón jaskyne. Nulová metráž (začiatok meraní) sa nachádzala na veľkom balvane v strede toku oproti vyústeniu Blatistej chodby. Teplota vzduchu v jaskyni sa pohybovala okolo 10,0 °C.

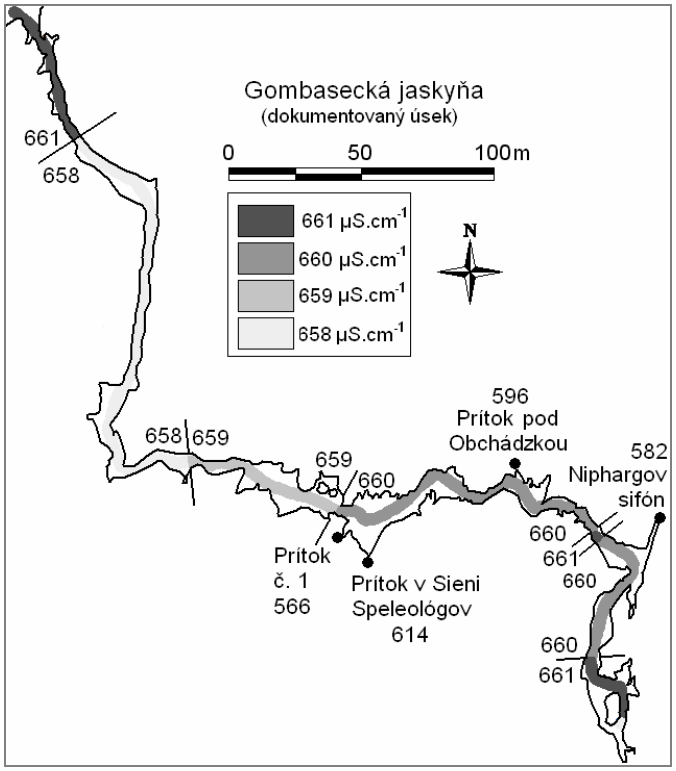
VÝSLEDKY

Ako je zrejmé z obr. 6, teplota vody prvých 57 metrov dosahovala hodnoty 9,7 °C a následne sa zvýšila na hodnotu 9,8 °C a táto teplota ostala konštantná až po záverečný Prítokový sifón v jaskyni. Dokumentovaná zmena teploty vody je však len zdanlivá, nebola totiž spôsobená skrytým prítokom, ale výmenou poškodeného konduktomera. Preto je možné konštatovať, že teplota vody v celej dĺžke meraného toku bola konštantná. Vyššia variabilita bola preukázaná v prípade elektrolytickej vodivosti vody (*EC*). V počiatočnom úseku siene Nádejí boli namerané hodnoty EC = 661 $\mu S \cdot cm^{-1}$ a táto vodivosť bola konštantná až po metráž 57 bm proti prúdu vodného toku. Rovnako ako v predošlom prípade sa na 57 metri dokumentovaného úseku toku bola registrovaná zmena EC, resp. jej pokles o 3 $\mu S \cdot cm^{-1}$ z hodnoty 661 na 658 $\mu S \cdot cm^{-1}$ spôsobená výmenou nefunkčného konduktomeru. Z dôvodu použitia dvoch rôzne nakalibrovaných konduktomerov teda merané hodnoty zdanlivo poklesli, je však ale možné tvrdiť, že v celom počiatočnom 217 m dlhom úseku sú hodnoty EC konštantné. Prvá, geogénne indukovaná zmena nastala až na profilovej metráži 225 bm dokumentovaného úseku toku, kde sa EC zvýšila z 658 na 659 $\mu S \cdot cm^{-1}$ (obr. 7). Jej nasledujúce zvýšenie bolo registrované hneď po ďalších 50 metroch, kde sa EC zvyšuje z hodnoty 659 $\mu S \cdot cm^{-1}$ na 660 $\mu S \cdot cm^{-1}$. Táto hodnota ostáva konštantná ďalších 180 metrov. Iba v jednom meracom bode (405 bm) sa zvýšila elektrolytická vodivosť na hodnotu 661 $\mu S \cdot cm^{-1}$, čo však môže byť aj chyba merania (obr. 8). V rámci tohto úseku vodného toku Čierneho potoka (od 284 do 468 bm) boli dokumentované štyri vizuálne viditeľné prítoky vôd zo strán, nad úrovňou hladiny v hlavnom toku (bližšie opísané v ďalšom texte). Hodnoty EC v týchto prítokoch boli vždy nižšie ako hodnoty v hlavnom toku a to o 56 až 94 $\mu S \cdot cm^{-1}$. Prítokové množstvá však boli veľmi malé vzhľadom k prietoku vôd v hlavnom toku a preto sa neprejavili znížením hodnoty EC v hlavnom toku. V úrovni 465 bm, medzi pravým bočným sifónom Niphargov a Prítokovým sifónom sa však hodnota EC definitívne zvýšila na 661 $\mu S \cdot cm^{-1}$ (obr. 7). V poslednom bode dokumentovaného úseku v záverečnom Prítokovom sifóne jaskyne bola zaznamenaná hodnota EC o veľkosti 611 $\mu S \cdot cm^{-1}$. Takýto záznam existuje iba pre tento jeden merací bod (metráž 529 bm), je možné, že je spôsobený miešaním sa vôd v jazierku sifónu, alebo sa jedná len o chybu merania, keďže pri paralelnom odbere vzorky zo sifónu bola iným konduktomerom zistená veľkosť EC analogická s hodnotami



Obr. 6: Pozdĺžny profil výsledkov meraní teploty vody prítokov a hlavného krasového podzemného toku Gombaseckej jaskyne („Čierny potok“)

Fig. 6: Results of the water temperature measurements in longitudinal profile of the karstic underground stream in the Gombasecká cave (“Čierny potok creek”)



Obr. 7: Pozdĺžny profil výsledkov meraní elektrolytickej vodivosti vody prítokov a hlavného krasového podzemného toku Gombaseckej jaskyne („Čierny potok“)

Fig. 7: Results of the specific electric conductivity measurements in longitudinal profile of the karstic underground stream in the Gombasecká cave (“Čierny potok creek”)

v toku. V tomto prípade sme preto túto zaznamenanú zmenu hodnoty EC pri ďalšej analýze zanedbali.

V priebehu meraní boli v meranom úseku vodného toku vizuálne dokumentované 4 malé prítoky. Prvý, ľavostranný prítok v Sieni speleológov v metráži 345 bm mal hodnoty teploty vody (t_{vody}) 9,5°C a elektrolytickej vodivosti (EC) 566 µS·cm^{-1}. Jeho výdatnosť (Q) bola odhadnutá na 0,005 l·s^{-1}. O 7,1 m povyše, na metráži 352,1 bm sa v Sieni speleológov objavil druhý, výdatnejší ľavostranný prítok (t_{vody} = 9,4 °C; EC = 614 µS·cm^{-1}; Q ≈ 0,05 l·s^{-1}). Pravostranný prítok pod Obchádzkou sa nachádzal v metráži 398 bm a dosahoval teplotu 9,4 °C; EC = 596 µS·cm^{-1}; Q ≈ 0,02 l·s^{-1}. Posledným, najvyšším vizuálne zisteným prítokom bol pravostranný prítok zo Sifónu Niphargov, kde bola zistené hodnoty t_{vody} = 9,3 °C; EC = 582 µS·cm^{-1}; a výdatnosť bola odhadnutá na Q ≈ 0,05 l·s^{-1}. Prítok sa nachádzal v úrovni metráže 447 bm profilu meraní.

Nižšia teplota prítokových vôd, ani nižšie hodnoty elektrolytickej vodivosti sa na hodnotách t_{vody} a EC hlavného toku neprejavili, čo je spôsobené ich nízkymi výdatnosťami (0,005 – 0,05 l·s^{-1}) vzhľadom ku prietoku vôd v hlavnom toku Čierneho potoka (≈ 15 l·s^{-1}).

Smerom nadol od najnižšieho dokumentovaného (nulového) bodu profilu krasového podzemného toku Čierneho potoka v sieni Nádejí nebol vodný tok termometricky a rezistivimetricky premeriavaný. Úsek toku medzi sieňou Nádejí až po jeho výstup na povrch terénu v Čiernej vyvieračke, čiastočne ešte prístupný, ostal nateraz bez systematických merní t_{vody} a EC v profile. Medzi týmito dvoma bodmi preteká tok jaskyňou ešte na dĺžke približne 400 metrov. Z meraní teploty vody a jej EC vo vyvieračke však nie je zrejmé, že by v tomto úseku dochádzalo k významnému skrytému prítoku, pretože po prepočítaní (z rôzne kalibrovaných konduktomerov) bola v rovnakom čase teplota vody v Čiernej vyvieračke 9,8 °C, a EC = 659 µS·cm^{-1}. Teplotne sa jedná o rovnakú hodnota ako v Prítokovom sifóne, EC je o 2 µS·cm^{-1} nižšia ako v sifóne, avšak približne rovnaká ako v dokumentovanom úseku profilovej metráže 225 – 275 bm.

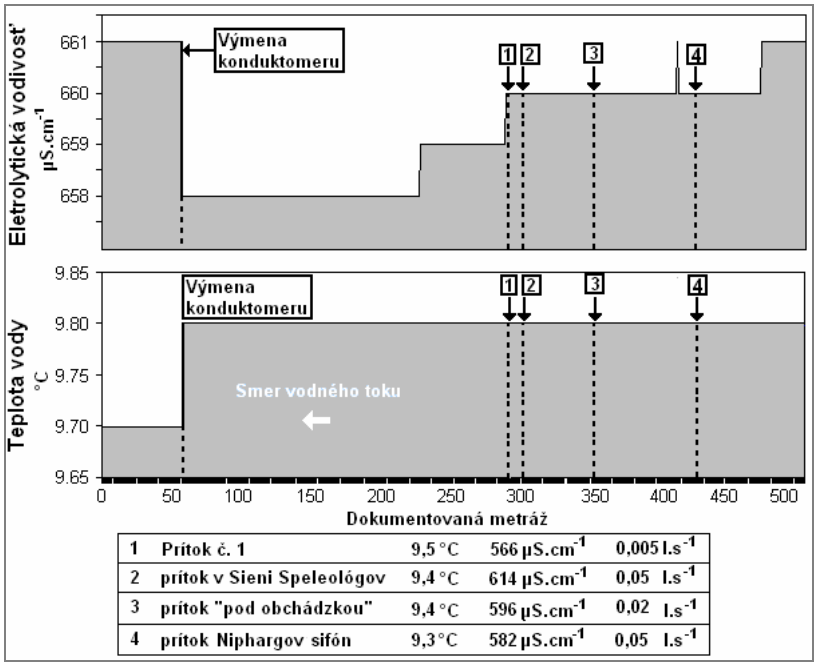
Z pozdĺžneho profilu meraných hodnôt na obr. 8 je zrejmé, že hodnoty EC sa v smere od záverečného Prítokového sifónu v jaskyni po prúde postupne znižujú od hodnoty 661 µS·cm^{-1} pri sifóne po 658 µS·cm^{-1} na začiatku dokumentovaného úseku v sieni Nádejí. V nezdokumentovanom úseku medzi sieňou Nádejí a Čiernou vyvieračkou sa hodnoty EC pravdepodobne nemenia, resp. môžu byť o niečo zvýšené (prepočítaná hodnota EC v Čiernej vyvieračke bola 659 µS·cm^{-1}).

Z celkových výsledkov meraní je možné povedať, že voda pretekajúca podzemným vodným tokom Gombaseckej jaskyne je „tepelne stabilizovaná“ vzhľadom k okolitému prostrediu a udržiava si konštantnú teplotu v celom dokumentovanom úseku. K výraznejším prítokom vôd do hlavného toku pravdepodobne neprichádza ani v nedokumentovanom úseku medzi sieňou Nádejí a Čiernou vyvieračkou, kde sa po prepočítaní výsledkov z rôzne kalibrovaných kon-

duktomerov teplota nemení a ostáva na úrovni 9,8 °C. Všetky menšie dokumentované prítoky však majú nižšiu teplotu vody ako je v hlavnom toku (9,3 – 9,5 °C). Tieto hodnoty indikujú, že dokumentované menšie prítoky sú v horninovom prostredí zdržané kratšiu dobu a pravdepodobne ide o vody, ktoré boli infiltrované z povrchu nad jaskyňou. Voda vytekajúca zo záverečného Prítokového sifónu je teplejšia, čo naznačuje, že bola v horninovom prostredí zdržaná dlhšiu dobu.

Rovnako na zdrojovú oblasť malých prítokov nad jaskyňou poukazujú aj hodnoty elektrolytickej vodivosti. Tieto hodnoty sú nižšie ako v hlavnom toku, pretože infiltrujú v zalesnenej oblasti bez priameho antropogénneho ovplyvnenia. Vody zo záverečného Prítokového sifónu majú hodnoty EC taktiež pomerne stabilné, i keď sa postupne znižujú zo 661 na 658 $\mu S \cdot cm^{-1}$. Tieto hodnoty môžu predsa len naznačovať, že v priebehu toku Čierneho potoka pod sifónom dochádza k slabému postupnému doplňovaniu prietokových množstiev o vody s podobným charakterom vodivosti, aké boli zistené vo viditeľných prítokoch. Vo vodách hlavného toku sa však prejavuje aj zrejmý vplyv antropogénnej (poľnohospodárskej) činnosti, resp. prítomnosti osídlenia v oblasti Silice na ich kvalitu, premietnutý do hodnôt EC. Na doplnenie je potrebné uviesť tiež prepočítané hodnoty z rôzne kalibrovaných konduktomerov (pri predpoklade konštantnej hodnoty teploty vody a jej elektrolytickej vodivosti v Čiernej vyvieračke v uvedenom časovom intervale), ktoré boli zistené na toku Čierneho potoka pod Archeologickým dómom Silickej ľadnice v čase 06. 10. 2009. Zistená teplota vody tu bola 9,0 °C v najvyššom bode prejavu vody (EC = 721 $\mu S \cdot cm^{-1}$), tesne nad (polo)sifónom „Kufor“ potom 9,1 °C, resp. 723 $\mu S \cdot cm^{-1}$. Prietok Čierneho potoka bol v týchto miestach stanovený hydrometrovaním a jeho veľkosť bola 4,60 $l \cdot s^{-1}$. Dosadením do jednoduchej trojčlenky zmiešavacieho pravidla by sme dostali priemernú teplotu vody, dotekajúcej do systému medzi (polo)sifónom „Kufor“ v Silickej ľadnici a Prítokovým sifónom Gombaseckej jaskyne o veľkosti 10,12 °C. Jej priemerná EC by bola 633,0 $\mu S \cdot cm^{-1}$, pri veľkosti jej prietokového množstva 10,20 $l \cdot s^{-1}$.

Na základe vyššie uvádzaných známych skutočností o zbernej oblasti hydrologického systému Čierneho potoka môžeme takto potvrdiť silnejší antropogénny



1	Prítok č. 1	9,5 °C	566 $\mu S \cdot cm^{-1}$	0,005 $l \cdot s^{-1}$
2	prítok v Sieni Speleológov	9,4 °C	614 $\mu S \cdot cm^{-1}$	0,05 $l \cdot s^{-1}$
3	prítok "pod obchádzkou"	9,4 °C	596 $\mu S \cdot cm^{-1}$	0,02 $l \cdot s^{-1}$
4	prítok Niphargov sifón	9,3 °C	582 $\mu S \cdot cm^{-1}$	0,05 $l \cdot s^{-1}$

Obr. 8: Grafické znázornenie výsledkov rezistivimetrických a termometrických meraní v pozdĺžnom profile toku krasového podzemného toku Čierneho potoka v Gombaseckej jaskyni

Fig. 8: Overview of the results of water temperature and specific electric conductivity measurements in longitudinal profile of the Čierny potok karstic underground stream in the Gombasecká cave

vplyv na kvalitu vôd v oblasti nad Silickou ľadnicou, ako aj pravdepodobnosť riedenia prítokmi od Ponornej priepasti a Červenej skaly (obr. 3) aj pri nízkych stavoch, keď výdatnosť Čiernej vyvieračky dosahuje hodnoty len 10,0 – 20,0 $l \cdot s^{-1}$. Zároveň môžeme konštatovať, že v priebehu jeho prestupovania podzemím dochádza k postupnému ohrievaniu vôd Čierneho potoka dlhším zdržaním sa v horninovom prostredí, resp. ku zatiaľ skrytým prítokom mierne teplejších (o ~0,3 °C) vôd s nižšou hodnotou EC (~630 $\mu S \cdot cm^{-1}$).

Veľkosť prítokov od Ponornej priepasti a Červenej skaly v čase veľmi nízkych stavov temer dvojnásobne prevyšuje prietok Čierneho potoka v Silickej ľadnici (10,2 $l \cdot s^{-1}$ oproti 4,6 $l \cdot s^{-1}$). K ich zmiešaniu však musí dochádzať v oblasti vzdialenejšej od Prítokového sifónu Gombaseckej jaskyne, keďže sa už na priebehu toku v tejto jaskyni nevyskytujú tepelné prejavy miešania sa vôd.

Neznámy prítok vôd do hlavného toku Čierneho potoka medzi sieňou Nádejí a Čiernou vyvieračkou, na ktorý upozorňujú Seneš (1964), Roda a Abonyi (1954), ako aj novšie práce Orvana (1999) a Haviarovej (2005) sa pri nízkych hydrologických stavoch, aké boli v čase nami realizovaných rezistivimetrických a termometrických meraní, pravdepodobne neprejavuje. Pri intenzívnejších prívalových dažďoch bývajú tieto prítokové vody merateľné v Mramorovej studni, prípadne dochádza až k ich preliatiu a prúdeniu Suchou chodbou smerom ku vchodu do jaskyne. Podľa Haviarovej (2005) zistené mikrobiologické ukazovatele jednoznačne potvrdili iný pôvod vôd Mramorovej studne v porovnaní s Čiernym potokom (z poľnohospodársky nevyužívanej, prípadne len veľmi málo využívanej oblasti – predpokladá sa, že môže ísť o oblasť Mokré lúky / Ponorná priepasť, ale jednoznačný dôkaz by priniesla len realizovaná stopovacia skúška). Pri nižších stavoch by mohla voda z oblasti Mramorovej studne skryto pritekať do vodného toku v nedokumentovanom úseku jaskynného systému medzi sieňou Nádejí a Čiernou vyvieračkou. V čase našich meraní, po dlhšom období sucha bola Mramorová studňa suchá, a v úseku medzi sieňou Nádejí a Čiernou vyvieračkou bol len malý rozdiel medzi hodnotami EC (prepočítaná elektolytická vodivosť vody – sieň Nádejí: 658 $\mu S \cdot cm^{-1}$; Čierna vyvieračka: 659 $\mu S \cdot cm^{-1}$). Výdatnosť Čiernej vyvieračky mala v čase meraní (15. 10. 2009) veľkosť 14,9 $l \cdot s^{-1}$. V suchých stavoch teda môžeme predpokladať len veľmi obmedzenú aktivitu hydrologického subsystému prejavujúceho sa výronmi v oblasti Mramorovej studne.

ZÁVER

Predložený článok prestavuje možnosti využitia a skúsenosti s aplikáciou detailných súvislých rezistivimetrických a termometrických meraní (meraní elektrolytickej vodivosti / mernej elektrickej vodivosti a teploty) vôd v profiloch pozdĺž krasového podzemného toku, ktoré sa už niekoľko dekád osvedčujú v hydrogeologických prieskumoch na povrchových tokoch. Napriek jednoduchosti a nenáročnosti použitej metódy nebola v domácej a ani zahraničnej literatúre nájdená zmienka o použití tejto metódy v speleologickej praxi. Pri týchto meraniach, vykonaných 15. 10. 2009, bolo v Gombaseckej jaskyni zdokumentovaných 529 metrov prístupného vodného toku Čierneho potoka medzi sieňou Nádejí (pri vyústení Blatistej chodby) a záverečným Prítokovým sifónom jaskyne. Merania prebehli v hydrologickom stave dlhotrvajúceho sucha, prejavujúcom sa stabilizovaným stavom nízkych prietokov v celom regióne. Z Čiernej vyvieračky vytekalo v čase meraní iba 14,9 $l \cdot s^{-1}$ vody.

Meranie teploty vôd preukázalo konštantnú hodnotu pre celý dokumentovaný úsek vodného toku 9,8 °C. Merania EC vôd preukázali postupný pokles vodivosti vôd v smere toku od sifónu po sieň Nádejí z hodnoty 661 na 658 $\mu S \cdot cm^{-1}$. Uvedené výsledky umožňujú konštatovať, že na uvedenom úseku nedochádza k výraznému skrytému prestupu vôd z okolitého horninového prostredia, avšak krasový podzemný tok má mierny drenážny účinok voči svojmu okoliu. Pokles hodnôt EC môže nasvedčovať o prítokoch z menej mineralizovaných vôd z bezprostredného okolia jaskyne, akými sú napríklad počas meraní zdokumentované štyri menšie viditeľné prítoky (t_{vody} = 9,3 až 9,5 °C; EC = 566 až 614 $\mu S \cdot cm^{-1}$; Q ≈ 0,005 až 0,05 $l \cdot s^{-1}$). Tieto prítoky boli klasifikované ako prítoky z bočných krasových kanálov malého rozsahu a dosahu s blízkou infiltračnou oblasťou. Naproti tomu vody hlavného toku pochádzajú z väčšej vzdialenosti a zvýšená mineralizácia pravdepodobne indikuje ovplyvnenie antropogénnou činnosťou v oblasti Silice. Na toku Čierneho potoka pod Archeologickým dómom Silickej ľadnice, tesne nad (polo)sifónom „Kufor“, bola dňa 06. 10. 2009 nameraná hodnota EC 723 $\mu S \cdot cm^{-1}$ a teplota vody 9,1 °C pri prietoku 4,60 $l \cdot s^{-1}$, teda v týchto miestach (1,5 km od Silice, 4,0 km od Čiernej vyvieračky) je ešte citeľnejší vplyv antropogénneho ovplyvnenia. Krasový podzemný tok Čierneho potoka je potom zjavne pod Silickou ľadnicou riedený prítokmi od Ponornej priepasti a Červenej skaly (obr. 3) aj pri nízkych stavoch, keď výdatnosť Čiernej vyvieračky dosahuje hodnoty len 10,0 – 20,0 $l \cdot s^{-1}$. Podľa zmiešavacieho pravidla by sme dostali priemernú teploty vody, dotekajúcej do systému medzi (polo)sifónom „Kufor“ v Silickej ľadnici a Prítokovým sifónom Gombaseckej jaskyne pravdepodobne z prítokov od Ponornej priepasti a Červenej skaly o veľkosti 10,12 °C. Jej priemerná hodnota EC by bola 633,0 $\mu S \cdot cm^{-1}$, pri veľkosti jej prietokového množstva 10,20 $l \cdot s^{-1}$. Táto voda má iné vlastnosti, než aké boli zistené vo viditeľných prítokoch; má vyššiu konduktivitu i teplotu vody. Tieto hodnoty boli zistené pri výdatnosti Čiernej vyvieračky 14,9 $l \cdot s^{-1}$; veľkosť prítokov od Ponornej priepasti a Červenej skaly v čase takýchto veľmi nízkych stavov potom temer dvojnásobne prevyšuje prietok Čierneho potoka v Silickej ľadnici (10,2 $l \cdot s^{-1}$ oproti 4,6 $l \cdot s^{-1}$).

Neznámy prítok vôd do hlavného toku Čierneho potoka medzi sieňou Nádejí a Čiernou vyvieračkou, na ktorý upozorňujú viacerí autori, sa tiež pri takýchto nízkych hydrologických stavoch pravdepodobne neprejavuje. V úseku medzi sieňou Nádejí a Čiernou vyvieračkou bol zistený len malý rozdiel medzi

hodnotami EC – sieň Nádejí: 658 $\mu S \cdot cm^{-1}$; Čierna vyvieračka: 659 $\mu S \cdot cm^{-1}$.

Praktické skúsenosti z meraní ukazujú na potrebu prípravy vhodného logistického zázemia meraní jednak z časového hľadiska (vytyčovanie trasy) a jednak v oblasti vybavenia prístrojmi, resp. starostlivosťou o ne počas meraní. V priestoroch s vysokou vlhkosťou sú konduktometre vystavené zvýšenému ataku prostredia, a ako vyplynulo z vyššie uvedeného textu, bola potrebná ich výmena v priebehu meraní, nielen v prípade Gombaseckej jaskyne. V článku publikované výsledky boli získané meraniami na troch prístrojoch. Z dôvodu porovnateľnosti výsledkov však (pri prakticky nedosiahnuteľnom stave rovnakej kalibrácie konduktomerov v súčasnosti) by však bolo ideálnym riešením použitie jediného prístroja pri všetkých meraniach. Preto sa ukazuje ako veľmi vhodné dostatočne zabezpečiť prístroje pred meraním, ale zároveň mať k dispozícii i možnosť náhradných riešení v často extrémnych podmienkach v podzemí.

Vzhľadom ku krátkosti dokumentovaného úseku vodného toku sú výsledky iba čiastkové, vzťahujú sa k obdobiu veľmi nízkych vodných stavov a nedá sa z nich interpretovať charakter krasového toku v tých častiach silicko-gombaseckého krasového systému, ktoré sú doteraz neznáme. Ukazuje sa však, že aplikáciou detailných súvislých rezistivimetrických a termometrických meraní vôd v profiloch pozdĺž krasového podzemného toku je možné získať výsledky zaujímavé z hydrogeologického i speleologického pohľadu.

LITERATÚRA

FOLTÁN, J. 1982: Geofyzikálny výskum povodia Hrona, Hornádu, Podhradského potoka a Necpalského potoka – hydrogeológia, záverečná správa za rok 1982, termometrické merania. Manuskript – archív odboru Geofondu ŠGÚDŠ Bratislava, arch. č. 55112, 11 s.

GAÁL, Ľ. 2008: *Geodynamika a vývoj jaskýň Slovenského krasu*. Speleologia Slovaca 1. Liptovský Mikuláš, Správa slovenských jaskýň, 2008. 168 s. ISBN 978-80-8064-330-0.

HAVIAROVÁ, D. 2005: Pôvod vôd Mramorovej studne v Gombaseckej jaskyni. *Aragonit*. ISSN 1335-213X, 2005, roč. 10, s. 9-12

HUSÁK, Ľ., LIZOŇ, I. 1980: Jasenie – Horná Lehota – termometrické merania v rokoch 1978, geofyzikálny prieskum. Manuskript – archív odboru Geofondu ŠGÚDŠ Bratislava, arch. č. 44471, 10 s.

KULLMAN, E., KULLMANOVÁ, A., RAPANT, S. 1985: Zhodnotenie hydrogeologických pomerov mezozoika Slovenského raja s ocenením prognóznych prírodných zdrojov a prognóznych využiteľných množstiev podzemných vôd. Manuskript – archív odboru Geofondu ŠGÚDŠ Bratislava, arch. č. 62260, 134 s.

KULLMAN, E. 1990: *Krasovo-puklinové vody. Karst-fissure waters*. Bratislava, Geologický ústav Dionýza Štúra, 1990. s. 184

LALKOVIČ, M. 2001: *Ján Majko – životné osudy jaskyniara*. Liptovský Mikuláš, Slovenské múzeum ochrany prírody a jaskyniarstva, 2001, 183 s.

LIZOŇ, I. 1980: Základný hydrogeologický výskum Belianskych Tatier. Termometrické a vodivostné merania v Belianskej doline – technická správa. Manuskript – archív odboru Geofondu ŠGÚDŠ Bratislava, arch. č. 47489, 17 s.

MELLO, J., ELEČKO, M., PRISTAŠ, J., REICHWALDER, P., SNOPKO, L., VASS, D., VOZÁROVÁ, A. 1996: Geologická mapa Slovenského krasu 1: 50 000. Mapový list v mierke 1:50 000. Ministerstvo životného prostredia, Geologický služba Slovenskej republiky, Bratislava.

ORVAN, J. 1999: Podzemné vody Slovenského krasu. In: *Šmídt, J. (Ed.): Výskum a ochrana prírody Slovenského krasu. Zborník referátov zo seminára uskutočneného pri príležitosti 25. výročia vyhlásenia CHKO Slovenský kras.* Brzotín, SAŽP – Centrum ochrany kultúrnej krajiny a prírodného dedičstva, Správa CHKO Slovenský kras, ZO SZOPK Makatanhan Oyate Moldava n. Bodvou, 1999. ISBN 80–88850–26–6, s. 51-59.

RODA, Š., ABONYI, A. 1954: Výskum silicko-gombaseckej jaskynnej sústavy. *Krásy Slovenska*. ISSN 0323-0643, 1954, roč. 31, č. 6, s. 185-190.

SENEŠ, J. 1964: Výskumné práce v Juhoslovenskom krase. *Krásy Slovenska*. ISSN 0323-0643,1964, roč. 23, č. 6, s. 128-132.

STANKOVIČ, J., HORVÁTH, P. 2004: *Jaskyne Slovenského krasu v živote Viliama Rozložníka*. Rožňava, Speleoklub Minotaurus, 2004. 193 s. ISBN 80-966963-6-X.

STIBRÁNYI, G., GAÁL, Ľ. 1984: Ponorná priepasť v Slovenskom krase. *Slovenský kras*. ISSN 0560-3137, 1984, roč. 22, s. 157-167.

TURKOTA, J. 1972: Exkurzia po Silicko-Gombaseckej jaskynnej sústave. *Prírodné vedy – Geogr., Acta Fac. Paed. Univ. Com. Tyrnaviensis 2*, s. 33-66.

SUMMARY

The paper presents possibilities of interpretation and experiences with application of longitudinal profile measurement of water temperature and specific electric conductivity along the karstic underground stream in the cave environment. Despite the simplicity of the method, it was not previously in practise applied by neither domestic, nor foreign researchers.

During the measurements of water temperature and specific electric conductivity in the Čierny potok underground

stream, which were performed on Oct. 15, 2009 in the Gombasecká cave, 529 meters of accessible cave stream between the Sieň Nádejí hall and final cave's Prítokový sifón siphon were documented (Fig. 5). Measurements were performed with the step of 1.0 meter in the streamline of active flow, or (if wider than 1.0 meter), along its left and right side, 20 cm aside the stream-bank. Position of the measuring cell was kept approximately 5 cm from the stream bed. The measured route was set in advance by measuring-tape, individual measurements were projected perpendicularly to the stream banks from the route, marked by the tape. WTW conductivity meters LF 325-A and Cond 340i were applied. The discharge of the stream outlet to the ground surface, Čierna vyvieračka spring, was only 14.9 $l \cdot s^{-1}$ in the time of measurements, although its average is 79.6 $l \cdot s^{-1}$, with extreme values of 7.35 $l \cdot s^{-1}$ for minimum and 1892.0 $l \cdot s^{-1}$ for maximum (result of monitoring by Slovak Hydrometeorological Institute since 1970).

The Čierny potok karstic underground stream water temperature measurements show constant values of 9.8 °C for the whole documented part of stream. Slightly lower temperature of water was found on documented four visible small tributaries (9.3 – 9.5 °C; Figs. 6 and 7). The measurements of water specific electric conductivity (EC) show gradual decline of values downstream, from the value of 661 in Prítokový sifón siphon to 658 $\mu S \cdot cm^{-1}$ in the Sieň Nádejí hall (Figs. 6 and 8). In the case of all small tributaries, EC values were lower than in the main stream (566 – 614 $\mu S \cdot cm^{-1}$). Discharge of these small inflows was negligible (≈0.005 to 0.05 $l \cdot s^{-1}$), but they probably represent the water generated in the environment just above the cave. These tributaries were thus classified as the inflows from small-scale side karsts canals with and with limited recharge areas. On the other hand, water in main underground stream has its recharge areas at greater distances (Fig. 3), and the increased EC values (pointing to the increased total dissolved solids content) probably indicate the anthropogenic pollution in Silica village area, both of agricultural and municipal origin. Previous trace experiments had proven the connection of the overall hydrologic system with at least 3 spots in larger areas (Fig. 3), one of them the Silická ľadnica cave. On Oct. 6, 2009 (9 days before the resistivimetry and thermometry in the Gombasecká cave), EC values of the upper part of Čierny potok underground stream measured in the Archeologický dóm hall of the Silická ľadnica cave were 723 $\mu S \cdot cm^{-1}$, water temperature 9.1 °C. This means that the anthropological impact on water is more visible here, 1.5 km from Silica village and 4.0 km from the Gombasecká jaskyňa cave. This also means, that the underground stream is also diluted by tributaries from the both Červená skala swallow hole and Ponorná priepasť abyss (Orvan 1999; Haviarová 2005), also in the low water stages when discharge of the Čierna vyvieračka spring is only 10 – 20 $l \cdot s^{-1}$. When Čierna vyvieračka spring is on 14.9 $l \cdot s^{-1}$, discharge of these tributaries should be of ~10.2 $l \cdot s^{-1}$, as the underground stream measured in the Archeologický dóm hall of the Silická ľadnica cave was only on 4.6 $l \cdot s^{-1}$. Using simple mixing rule, "average water" from Červená skala swallow hole and Ponorná priepasť abyss tributaries should have temperature ≈10.1 °C and EC ≈ 633.0 $\mu S \cdot cm^{-1}$, i.e. much more warmer and more conductive than the water from four visible small tributaries under the Prítokový sifón siphon. Some authors had also pointed to the possible hydraulic function of the second branch of karst channel system in the Gombasecká jaskyňa cave, draining water from the Ponorná priepasť abyss. This system probably does not work in the dry periods, as an EC difference a between the Sieň Nádejí hall and Čierna vyvieračka spring is only 1 $\mu S \cdot cm^{-1}$ (658/659 $\mu S \cdot cm^{-1}$), after a long part of the underground stream is not accessible for measurements (Fig. 5).

Presented results represent a short documented section of the Čierny potok karst underground stream of the Gombasecká cave, and are bound to low water stage – period of hydrological drought. They cannot be used for description of the whole Silica-Gombasek karst system, with its large currently unknown parts. However, they had shown that the use of longitudinal profile measurement of water temperature and specific electric conductivity along the karstic underground stream in the cave environment can bring new light to the both hydrogeological and speleological knowledge of the cave hydrological systems.