

SLOVENSKÝ KRAS

ACTA CARSOLOGICA SLOVACA

ROČNÍK 52
ČÍSLO 1



2014

Liptovský Mikuláš

SLOVENSKÝ KRAS ACTA CARSOLOGICA SLOVACA

Vedecký karsologický a speleologický časopis

Časopis vychádza dvakrát ročne

Evidenčné číslo: EV 3878/09

ISSN 0560-3137

Editor / Editor

doc. RNDr. Zdenko Hochmuth, CSc.

Výkonný redaktor / Executive Editor

Ing. Peter Holúbek

Redakčná rada / Editorial Board

Predseda / Chairman

doc. RNDr. Zdenko Hochmuth, CSc.

Členovia / Members

doc. RNDr. Pavel Bella, PhD., prof. RNDr. Pavel Bosák, DrSc., RNDr. Václav Cílek, CSc., RNDr. Ľudovít Gaál, PhD., Dr. hab. Michał Gradziński, Ing. Jozef Hlaváč, Ing. Peter Holúbek, doc. RNDr. Jozef Jakál, DrSc., RNDr. Vladimír Košel, CSc., doc. RNDr. Ľubomír Kováč, CSc., acad. Dr. Andrej Kranjc, Ing. Marcel Lalkovič, CSc., RNDr. Peter Malík, CSc., PhDr. Marián Soják, PhD., prof. Ing. Michal Zacharov, CSc.

Recenzenti / Reviewers

prof. RNDr. Pavel Bosák, DrSc., RNDr. Ľudovít Gaál, PhD., Mgr. Dagmar Haviarová, PhD., doc. RNDr. Zdenko Hochmuth, CSc., RNDr. Peter Malík, CSc., RNDr. Norbert Polčák, PhD., doc. RNDr. Milan Sýkora, CSc., prof. Ing. Michal Zacharov, CSc., RNDr. Ján Zelinka

OBSAH – CONTENTS

ŠTÚDIE A VEDECKÉ SPRÁVY – SCIENTIFIC PAPERS

<i>Magdalena Korzystka-Muskala, Tymoteusz Sawiński, Ján Zelinka, Jacek Piasecki, Piotr Muskala</i> Spatial distribution of air temperature inside Domica Cave (Slovak Karst, Slovakia) – first approach <i>Priestorové rozloženie teploty vzduchu vo vnútri jaskyne Domica (Slovenský kras, Slovensko) – prvý vstup</i>	5
<i>Pavel Bella, Régis Braucher, Juraj Holec, Michal Veselský</i> Datovanie pochovania kremitého štrku na vrchnej vývojovej úrovni jaskyne Domica pomocou kozmogénnych nuklidov <i>Cosmogenic nuclide dating of the burial of quartz gravel in the upper evolution level of the Domica Cave, Slovak Karst</i>	15
<i>Peter Orvoš</i> Exhumovaný kras planiny Slovinská skala, Galmus <i>Exhumed karst of the Slovinská skala Plateau, Galmus</i>	25
<i>Pavel Bella, Peter Holúbek, Michal Gradziński</i> Syngenetická jaskyňa v Dudinských travertínoch, Ipeľská pahorkatina <i>Syngenetic cave in the Dudince travertine, Ipeľská Hill Land, Slovakia</i>	39
<i>Václav Ždimal</i> Proudění vzduchu v Ledové chodbě jeskyně Piková dáma, Moravský kras (Česká republika) <i>Air circulation in the Ice Passage of the Piková dáma Cave, Moravian Karst (Czech Republic)</i>	45
<i>Tamás Csibri, Alexander Lačný</i> Vplyv tektoniky a litológie na génezu jaskýň v oblasti vrchu Veterlín (Malé Karpaty, Plavecký kras) <i>The influence of tectonics and lithology on the genesis of caves in the area of the Veterlín Hill (Plavecký Karst)</i>	55
<i>Alena Petrvalská, Veronika Straková, Martina Kováčová, Michaela Pancuráková</i> Súpis krasových prameňov Jasovskej planiny a priľahlých častí Medzevskej pahorkatiny <i>Inventory of karst springs of the Jasovská Plateau and adjacent parts of the Medzevska Hill Land</i>	67

RECENZIE – REVIEWS

<i>Pavel Bella</i> T. Waltham, D. Lowe (Eds.): Caves and Karst of the Yorkshire Dales	91
<i>Peter Holúbek</i> Ю. С. Ляхницкий, О. А. Минников, А. А. Юшко: Рисунки и знаки пещеры Шульганташ (Каповой)	93
<i>Monika Orvošová</i> В. Н. Андрейчук, О. И. Кадебская, И. И. Чайковский: Криогенные минеральные образования Кунгурской ледяной пещеры	94

SLOVENSKÝ KRAS ACTA CARSOLOGICA SLOVACA	52/1	5 – 14	LIPTOVSKÝ MIKULÁŠ 2014
--	------	--------	------------------------

ŠTÚDIE A VEDECKÉ SPRÁVY – SCIENTIFIC PAPERS

SPATIAL DISTRIBUTION OF AIR TEMPERATURE INSIDE DOMICA CAVE (SLOVAK KARST, SLOVAKIA) – FIRST APPROACH

MAGDALENA KORZYSTKA-MUSKAŁA¹ – TYMOTEU SZ SAWIŃSKI¹
– JÁN ZELINKA² – JACEK PIASECKI¹ – PIOTR MUSKAŁA¹

¹ Institute of Geography and Regional Development, University of Wrocław, pl. Uniwersytecki 1, 50-137 Wrocław, Poland; magdalena.korzystka@uni.wroc.pl, jacek.piasecki@uni.wroc.pl, tymoteusz.sawinski@uni.wroc.pl, piotr.muskala@uni.wroc.pl

² State Nature Conservancy of the Slovak Republic, Slovak Caves Administration, Hodžova 11, 031 01 Liptovský Mikuláš, Slovakia; jan.zelinka@ssj.sk

M. Korzystka-Muskala, T. Sawiński, J. Zelinka, J. Piasecki, P. Muskala: Spatial distribution of air temperature inside Domica Cave (Slovak Karst, Slovakia) – first approach

Abstract: The study presents results of a preliminary investigation on air temperature spatial diversity inside Domica Cave system. The analyses were conducted on the basis of the results of patrol measurements carried out in February 2012, July 2012 and July 2013, complemented by data from the cave microclimate monitoring system. Obtained results allowed to preliminarily recognize the spatial distribution and variability of air temperature in winter and summer season within the parts of the cave open to the tourists. In the cave interior, zones with different thermal conditions were also distinguished. Their occurrence was dependent on both the distance from the cave entrance and morphological features of the cave passages and halls. Presented investigations and analyses are a part of a wider research program aimed at recognition of mechanisms of functioning the Domica Cave climatic system, especially in the context of its potential changes caused by human impact.

Key words: Domica Cave, thermal conditions, temperature distribution

INTRODUCTION

One of the main factors shaping environmental conditions inside cave systems is their climatic regime. Detailed recognition of its characteristics and processes influencing its functioning is particularly important in show caves. Human-driven heat supply, changes in air composition and first of all environmental modifications connected with cave adaptation for tourists may cause significant disturbances or even permanent changes of cave microclimate and as a consequence lead to its partial or total degradation. Therefore, studies on conditions and processes driving cave microclimate are not only of a cognitive character but also apply for use in protection and management of cave environment.

A part of abovementioned studies is research on the conditions responsible for spatial diversity of cave microclimate parameters. Good recognition of these parameters gives information about i.e. processes of matter and energy fluxes in the area of a cave (Roda et al., 1987; Halaš, 1989; Luetscher et al., 2008; Strug et al.,

2008) or functioning of cave ecosystems. It may also be used to define sensitivity of particular cave system parts to any adverse changes connected e.g. with tourism.

This paper presents preliminary results of the first investigations on spatial diversity of microclimate parameters in Domica Cave, Slovak Karst. The main objective of this study was a detailed recognition of air temperature spatial distribution and defining of the processes conditioning such distribution. Another aim was to complete the information obtained from continuous measurements realized in the climatic monitoring of the cave, conducted in a limited number of reference stations. The study is conducted in cooperation between Slovak Caves Administration and University of Wrocław and make a part of a common research project aimed at defining main mechanisms and processes responsible for forming thermal conditions in caves with different environmental features in terms of strong anthropopression.

STUDY AREA

Domica Cave is located on the SW end of Silická Plateau in the Slovak Karst National Park. It is the ponor part of 25 km long Slovak – Hungarian karst system Domica-Baradla. Length of the cave is 5,386 m of what 1,315 m has been opened to the public. Two seasonal watercourses flow through the cave (Styx and Domica Brook). For most of the year both watercourses are completely dry or only a little water flows. However it is characteristic that sudden floods occur what causes great water supply to the cave interior. The floods are connected with mid-winter or Spring thaws or intensive Summer rainfalls.

A vertical rise of the cave is only 12 m and its depth in the rock massif is 70 m. The highest elevated parts of the cave are the Entrance Corridor (Vstupná chodba) and the Dry Corridor (Suchá chodba); (fig. 1). The lowest are the corridors connected with the underground flow of Styx River (fig.1). The cave is connected with the surroundings by ponors of which the most important is Ponor of Domica Brook, where in low water level periods an intensive air exchange occurs between the cave and its surroundings (fig. 2). These belong to the lowest elevated parts of the cave but on the other hand when the Ponor is open they are under the influence of external conditions. Deep parts of the cave – end of Virgin Corridor (Panenská chodba) – also correspond with the cave surroundings. The connection is through a little cave Devil's Pit (Čertova diera), where entrance hole is located on a plateau in the west part of the Domica Cave as well as throughout not penetrated water corridors leading from ponors under Devil's Pit and flowing Styx River waters into the Domica interior.

Domica Cave was discovered in 1926 and already in 1932 opened to the public. As one of the caves in The Slovak Karst it belongs among UNESCO World Heritage site Caves of Aggtelek Karst and Slovak Karst.

MATERIAL AND METHODS

Air temperature data from 1 November 2008 – 30 July 2011 from Domica Cave climatic monitoring system were used as background information for the analyses, but basic data source used in this study were results of patrol air temperature measurements in the cave. The measurements were carried out with the use of a portable logging thermometer enabling continuous air temperature registration with high time

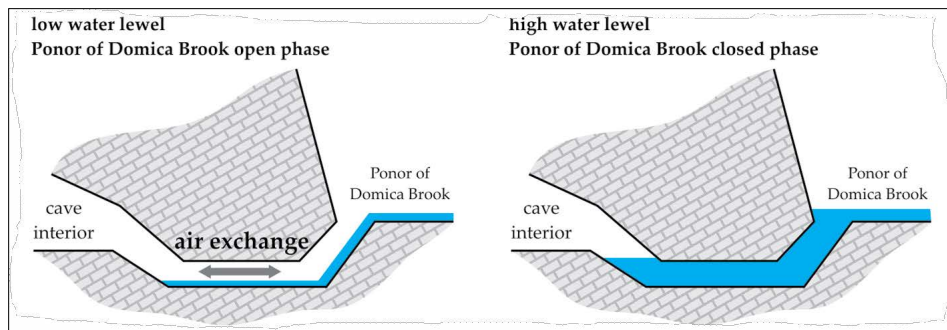


Fig. 2. The scheme of air exchange in the ponor of Domica Brook

resolution of 1 second for 9 hours. Measurement accuracy was ± 0.2 °C and precision 0.01 °C. The measurements were held at the height of 1.5 m above the cave floor with particular emphasis on thermally characteristic points, where additional benchmark measurements were conducted. Such method enabled obtaining of a continuous, real information on the spatial distribution of air temperature inside the cave.

The measurements in the open to the public part of the cave were conducted in three series: 14 February 2012, 15 February 2012 and 24 July 2013. All patrols were along track with respect to the same benchmark points. Besides the measurements in the touristic part of the cave also one series of measurements in a closed for tourists part of the cave was held on 14 February 2012.

The obtained results allowed to determine the real spatial distribution of air temperature without the need for interpolation. Furthermore the results allowed to analyze the relationships between thermal diversity and elevation of each corridor and hall. Necessary geodetic information was taken from detailed cave maps offered by Slovak Cave Administration. Based on the obtained results thermal zones were distinguished in the cave, showing areas with different features of thermal regime.

IN-CAVE CLIMATIC CONDITIONS

First research done in Domica Cave showed that there had been static climatic conditions (Rajman and Roda, 1975). This stability was supposed to be resulting of mainly: large volume of the halls and corridors, extent and segmentation responsible for limited influence of ventilation processes and significant role of the thermals of the rock massif as the main climate driving factor.

More detailed measurements carried out since the half of 1990s (Zelinka, 2003) showed however that the climatic system of Domica is more complex and in-cave climatic conditions are driven by more factors. During the high water periods in the corridors where underground watercourses flow a significant influence of water on cave temperature was noticed (Zelinka, 2003). Such situation occurs especially during spring and winter thaws, when a lot of cold water flows into the cave causing air temperature decrease as well as during intensive summer storms, when the temperature in the cave increases due to the presence of warm rainfall water (Zelinka, 2003). Also air exchange was noticed during low water level periods when the ponors were open. Its significant influence manifested itself especially

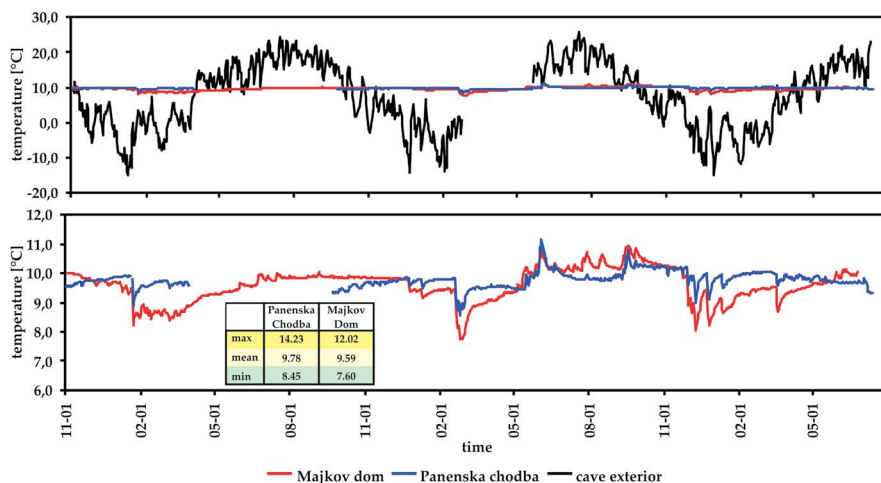


Fig. 3. Results of speleoclimatological monitoring in Domica Cave. Course of air temperature changes inside the cave and its surroundings – 01. 11. 2008 – 31. 07. 2010

in winter season, when episodes with relatively deep decreasing of air temperature were observed, during low water level periods (fig. 3).

Measurements carried out in 2009 – 2011 with the cave monitoring system confirmed the remarks described above. Mean air temperature in this period at Panenská chodba measurement point was 9.78 °C, while at Majkov dóm it was 9.59 °C (fig. 3). The absolute air temperature amplitude was 5.78 °C and 4.42 °C, respectively. It is characteristic that such a high variability was not the result of seasonal changes. In yearly course of air temperature neither summer maximum, nor winter minimum was noticed, what is characteristic in most cave systems. The stability of thermal conditions was clearly visible first of all in dry periods, when the cave watercourses dried or lead very little amount of water. Then the stabilizing influence of the rock massif marked the most significantly. In periods when flowing water occurred in the cave, a sudden increase or decrease of temperature occurred. At such situations extreme air temperature measurements were recorded (fig. 3).

Additional but indirect information about cave climatic system functioning is provided by the characteristics of the connection cave-surroundings throughout the Domica Brook and adjacent corridors. At high water level phase this connection is completely closed and during low water level or drought the corridors open, what enables air exchange (fig. 2) This is important especially in winter when ponor opening allows gravity driven cold exterior air downflow into the cave.

Clear dynamics of the microclimate is also recorded by radon and air movement measurements carried out i.e. in the deep parts of the cave, in Panenská chodba corridor. It showed that changes of radon concentration there is correlated with the changes in the cave ventilation processes, occurring probably due to the communication of this part of the cave system with Čertova diera and further with the cave surroundings (Smetanová et al., 2010, 2012).

entrance hole up to only little lower than the in-cave temperature near the entrance to the Majkov dóm.

Thermal measurements during the winter session included also investigations in a part of Domica Cave not open to the public. The temperature in this part of the cave was stable and reached the range of 9.7 °C – 9.76 °C. Higher values were recorded only in the highest part of the system, in an artificial corridor, where temperature exceeded 10.5 °C, as well as at the very end of the Slovak part of the system, at the grate marking Slovak – Hungarian border. The lowest temperature (approx. 9.5 °C) was measured in halls Kvetnica and Kostnica.

SUMMER MEASUREMENTS

The results of the measurements carried out in the part of the cave open to the public in summer season showed that the cave was only slightly warmer than in winter (fig. 5). During the patrol measurements lead on 24 July 2013 the temperature inside the cave ranged from 9.67 °C to 10.92 °C, while in the cave surroundings it was approximately 23 – 25 °C. In most of the halls and corridors in the cave

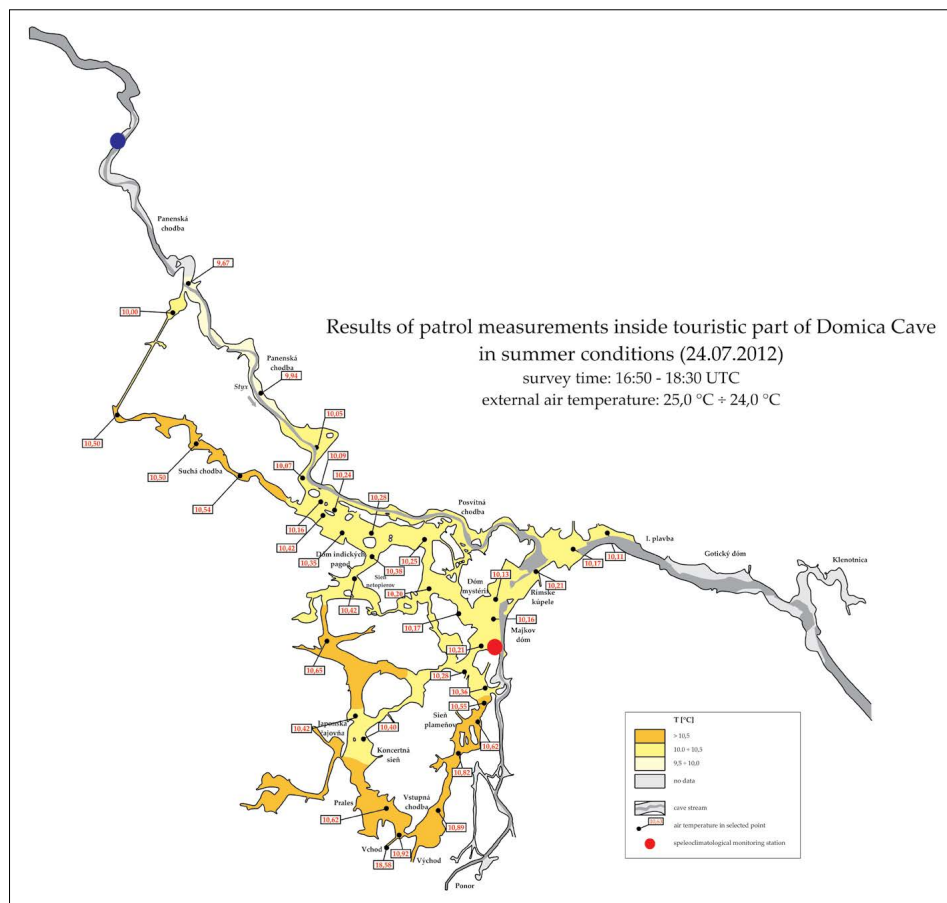


Fig. 5. Results of patrol measurements inside touristic part of Domica Cave in summer conditions (24. 7. 2012)

the temperature reached 10.0 °C – 10.5 °C. Temperature below 10.0 °C was measured only in a small, deep part of the cave – Panenská chodba. Similarly as in the Winter season the highest temperatures ranging from 10.5 °C to 11.0 °C were measured in the area from the cave entrance almost to Majkov dóm and Dóm indických pagod as well as Suchá chodba.

DISCUSSION

According to the authors the observed thermal diversity in the area of the cave is a result of the influence of several factors. Periodically changing dynamics of the microclimate is an effect of changeable heat supply connected with the hydrological regime of the watercourses flowing through the cave. It is also shaped under the influence of thermal conditions in the cave surroundings and air exchange occurring during the opening of the ponor corridors in the low water level conditions.

Apart from the dynamics of air temperature changes the features mentioned above are also responsible for spatial diversity of thermal conditions in the cave. A good example is the area of the Majkov dóm and I. plavba, connected directly with the ponor part of the cave (Domica Brook ponor). At this area a clear expansion of cold was observed from the ponor hole into the depth of the cave during winter measurements. It was connected with penetration of cold external air. The influence of cold or warm water flowing into the cave through the ponor hole has probably analogous influence on in-cave thermal conditions, modifying air temperature spatial distribution. The significance of this influence is indicated in the results of continuous air temperature measurements in the Majkov dóm hall.

Another reason for the spatial diversity of thermal conditions in Domica is shown in the juxtaposition of air temperature values with the elevation of particular benchmark points (fig. 6). It proved the occurrence of a significant correlation between elevation and air temperature with lower temperature in lower parts of the cave and the highest in the highest elevated parts of the cave. A likely reason for such diversity is natural gravitational air stratification connected with cold air subsidence and convective updraft of the warm air. This relationship was found both in winter and Summer measurements. It is best visible in the profile from the cave entrance through Dóm indických pagod to Suchá chodba, which is the highest elevated part of the cave, clearly privileged in terms of thermal conditions (fig. 4 and 5).

Further recognition and analysis is required for the situation observed in the deep part of the cave, in the area of Panenská chodba corridor. It stands out by significantly lower temperature in comparison to surrounding parts (fig. 4 and 5), and this diversity was the clearest in summer. Panenská chodba is one of the lowest parts of the cave where Styx River flows. As shown in radon and anemometric measurements (Smetanová et al., 2010, 2012) it is also included in the ventilation system of Domica Cave.

CONCLUSIONS

Climatic research carried out in Domica Cave proved that the mechanisms and processes responsible for shaping its climatic system have a complex nature. It also showed that in-cave climatic conditions are driven not only by rock massif temperature which is the main factor in large cave systems but also by other factors, actuating the microclimate:

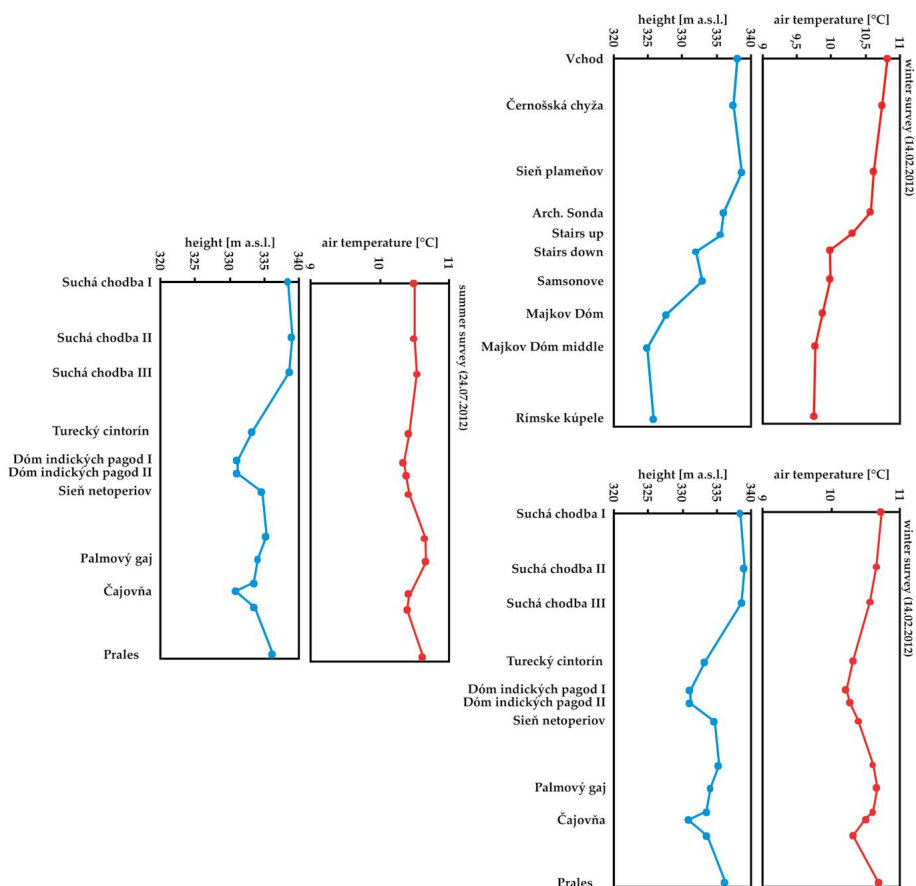


Fig. 6. Course of air temperature changes on the background of corridors elevation in selected profiles of the cave

- Air exchange between the cave and its surroundings through Domica Brook Ponor during the open phase at low water level
- Water flowing in cave watercourses
- Natural processes of convection and subsidence of air resulting in thermal differentiation of the cave related to its elevation diversity

Detailed patrol measurements of air temperature in Domica Cave allowed precise recognition of thermal conditions and temperature distribution in the cave as well as identification of five microclimatic zones with different conditions and microclimate origin:

1st Zone – Ponor of Domica Brook, the coldest part of the cave during Winter measurements, entrance part of the cave under the strong influence of external conditions in case of low water level.

2nd Zone – Majkov dóm and “I. plavba” water corridors; part of the cave with a direct connection to the Ponor of Domica Brook (1st Zone), influenced by its thermal conditions (especially during low water level periods) and flowing water during water presence in the cave during Spring thaws and Summer floods.

3rd Zone – central part of the cave with stable thermal conditions.

4th Zone – a sequence of halls and corridors situated approx. 10 m above the other parts of the cave system; the warmest both in Summer and Winter, stable thermal conditions.

5th Zone – Panenská chodba, clearly colder area in the deep parts of the cave. Thermal conditions shaped mainly by flowing waters of Styx River, air stratification and ventilation processes.

REFERENCES

- HALAŠ, J. 1989. Tepelná bilancia Dobšinskej ľadovej jaskyne, Slovenský kras, 27, 57–71.
- LUETSCHER, M. – LISMONDE, B. – JEANNIN, P.-Y. 2008. Heat exchanges in the heterothermic zone of a karst system: Monlesi cave, Swiss Jura Mountains. *Journal of Geophysical Research*, 113, F02025, doi:10.1029/2007JF000892;
- RAJMAN, L. – RODA, Š. 1975. Príspevok ku charakteristike meteorologického režimu v horizontálnych statických jaskyniach. *Slovenský kras*, 13, 167–172.
- RAJMAN, L. – RODA, Š. – RODA, Š jr. – ŠČUKA, J. 1987. Termodynamický režim Silickej ľadnice, Slovenský kras, 25, 29–63.
- SMETANOVÁ, I. – HOLÝ, K. – JURČÁK, D. – OMEKKA, J. – ZELINKA, J. 2010. Radon monitoring in Domica Cave, Slovakia – preliminary results. 6th Congress International Show Caves Association, Proceedings, 136–140.
- SMETANOVÁ, I. – HOLÝ, K. – ZELINKA, J. – OMEKKA, J. – JURČÁK, D. 2012. Kontinuálne meranie objemovej aktivity radónu v jaskyni Domica. *Aragonit*, 17, 1–2, 24–27.
- STRUG, K. – SOBIK, M. – ZELINKA, J. 2008. The thermal balance of the icy part in the Demänovská Ice Cave (Slovakia) in the 2005 – 2007 period. 3rd International Workshop on Ice Caves, Proceedings, 85–92;
- ZELINKA, J. 2003. Posúdenie vplyvu prírodných a antropogénnych faktorov na zmeny mikroklimatického režimu jaskyne Domica. *Aragonit*, 8, 17–20.

SLOVENSKÝ KRAS ACTA CARSOLOGICA SLOVACA	52/1	15 – 24	LIPTOVSKÝ MIKULÁŠ 2014
--	------	---------	------------------------

DATOVANIE POCHOVANIA KREMITÉHO ŠTRKU NA VRCHNEJ VÝVOJOVEJ ÚROVNI JASKYNE DOMICA POMOCOU KOZMOGÉNNYCH NUKLIDOV

PAVEL BELLA^{1,2} – RÉGIS BRAUCHER³
– JURAJ HOLEC⁴ – MICHAL VESELSKÝ⁴

¹ Katolícka univerzita v Ružomberku, Pedagogická fakulta, Katedra geografie, Hrabovská cesta 1, 031 04 Ružomberok; Pavel.Bella@ku.sk

² Štátna ochrana prírody SR, Správa slovenských jaskýň, Hodžova 11, 031 01, Liptovský Mikuláš; pavel.bella@ssj.sk

³ Aix-Marseille Université, CNRS-IRD-Collège de France, UM 34 CEREGE, Technopôle de l'Arbois, BP80, 13545 Aix-en-Provence, France; braucher@cerege.fr

⁴ Univerzita Komenského v Bratislave, Prírodovedecká fakulta, Katedra fyzickej geografie a geookológie, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava 4; juraj.holec@uniba.sk, michal.veselsky@uniba.sk

P. Bella, R. Braucher, J. Holec, M. Veselský: Cosmogenic nuclide dating of the burial of quartz gravel in the upper evolution level of the Domica Cave, Slovak Karst

Abstract: The Domica Cave presents a part of the multi-levelled Slovak-Hungarian cave system Domica-Baradla (long more than 25 km), which was formed in relation to the incision phases of the Jósva River valley. Several different opinions on the age of the extensive cave system have been published (Pliocene or Quaternary). The U-series dating and paleomagnetism of dripstones, flowstones and fine-grained allochthonous sediments (Lauritzen and Leél-Óssy, 1994; Ford and Zámbo, 1997; Pruner et al., 2000; Zámbo et al., 2002; Bosák et al., 2004) identified only younger accumulative phases of the cave evolution. Cosmogenic nuclide dating (¹⁰Be and ²⁶Al) of cemented quartz gravel from the upper level of the Domica Cave (the passage between the Hall of Terraces and Dome of Mysteries) was used for the geochronological reconstruction of older evolution phase. The burial age is 3.47±0.78 Ma. Quartz gravel and other allochthonous sediments were transported into the cave by inflow streams from the Poltár Formation (Pontian – Late Pliocene?) covering subsided tectonic blocks of Triassic carbonates at the south-western edge of Silica Plateau (Slovak Karst). The upper evolution level of the cave system originated in (or before) Middle Pliocene according to cosmogenic nuclide dating. The middle evolution level (located 10 – 12 m below the upper level) probably also originated in relation to the formation of large pediment (of Pliocene age after Láng, 1955) which remnants (at 250 – 275 m a. s. l.) are conserved on both slopes of the Jósva River valley. The pediment probably correlates to the River level (Late Pliocene – Early Quaternary?) in the denudation chronology of the Western Carpathians.

Key words: karst geomorphology, alogenic karst, speleogenesis, cave level, allochthonous sediment, geochronology, cosmogenic nuclides

ÚVOD

Problematika geochronológie vývoja jaskyne Domica, ako aj celého jaskynného systému Domica-Baradla nie je doteraz uspokojivo doriešená a je predmetom pokračujúcej diskusie. V doterajších prácach sa genéza jaskynného systému rekonštruuje v súvislosti s geologicko-geomorfologickým vývojom okolitého územia, avšak do-

kladá sa iba datovaním jaskynných sedimentov (Lauritzen a Leél-Össy, 1994; Ford a Zambó, 1997; Pruner et al., 2000; Zambó et al., 2002; Bosák et al., 2004), ktoré zodpovedajú mladším fázam vývoja, resp. dotvárania jaskynného systému.

S cieľom doplniť a spresniť doterajšie poznatky o vývoji tohto významného cezhraničného jaskynného systému (lokalita svetového prírodného dedičstva) sme vykonali datovanie doby uloženia alochtónneho kremitého štrku na vrchnej vývojovej úrovni jaskyne Domica, ktorý bol do podzemných priestorov splavený z povrchu v starších obdobiach jej vývoja. Výsledky datovania štrku na základe kozmogénnych nuklidov ^{10}Be a ^{26}Al , ako aj ich základnú interpretáciu podávame v tomto príspevku.

ZÁKLADNÉ ÚDAJE A NÁČRT PROBLEMATIKY

Jaskyňa Domica (Slovenský kras) je súčasťou rozsiahleho riečne modelovaného jaskynného systému, ktorý na maďarskom území pokračuje jaskyňou Baradla až k vyvieraciam v Jósvalfő (Aggtelecký kras). Jeho celková dĺžka presahuje 25 km. Podzemné priestory jaskyne Domice (slovenská časť jaskynného systému) sú vytvorené v dvoch úrovňových chodbách, mierne klesajúcich vo výškach 341 až 338 m a 335 až 314 m n. m. Na základe vrtu v Panenskej chodbe sa predpokladá aj spodná úroveň vo výške 318 m n. m.; v prislúchajúcom úseku jaskyne je vrchná úroveň vo výške 340 m a stredná úroveň vo výške 328 m n. m. (Droppa, 1961, 1972; Jakál, 1975). Najvýraznejšia chodba strednej vývojovej úrovne, ktorá tvorí hlavnú časť jaskynného systému, mierne klesá (so sklonom okolo 7,5 ‰) až do výverovej oblasti v Jósvalfő. V koncovom Jósvalföskom úseku Baradly je vo výške 260 až 270 m n. m. Pod hlavnou úrovňovou chodbou jaskyne Baradla sa v hĺbke 40 m predpokladá Dlhá spodná jaskyňa. Na maďarskom území sa za spodnú úroveň považuje aj Krátka spodná jaskyňa (220 až 230 m n. m.), ústiaca na povrch terajšou vyvieracou pri Jósvalfő (Szilágyi, 1982; Ford, 2000; Gaál, 2008 a iní). Jaskynný systém Domica-Baradla sa vytváral postupne v nadväznosti na etapovité zahĺbovanie doliny Jósvy ústiacej do prielomovej doliny Bodvy, severne od obce Prekupa.

Názory na vek jaskynného systému nie sú jednotné (uvádzame ich v chronologickom poradí). Podľa Cholnokyho (1930) sa jaskyňa Baradla vytvorila v pleistocéne (prvotné menšie dutiny vznikli pred ľadovou dobou, v prvej ľadovej sa vytvorili prvé priestory, súvislé chodby medzi dvomi ľadovými dobami). Kašpar (1936) a Kunský (1950) predpokladajú, že jaskyňa Domica sa vytvorila pred pleistocénom, v medziľadových dobách podzemné toky erodovali kvapľovú výplň a koncom pleistocénu sa chodby vyplnili sedimentmi až po strop. Roth (1937) na základe nálezu kostí jaskynného medveďa (*Ursus spelaeus*) v Suchej chodbe uvažuje o pleistocennom veku jaskyne. Podľa Lánga (1955) sa jaskyňa Baradla vytvárala od začiatku pleistocénu. Droppa (1961, 1972) prvotné obdobie vytvárania jaskyne Domica radí do pliocénu, po uložení poľtárskeho súvrstvia zaradeného do pontu (pozri Vass et al., 1989). Jakál (1975) píše, že jaskynné úrovne v Domici vznikali v pliocéne, v pleistocéne ich vyplňovali štrky. Juhász (1983) odhaduje vek jaskynného systému na 5 až 6 mil. rokov, Jakucs (1984) na 1,5 až 2 mil. rokov. Podľa Sásdiho (1990) sa hlavné časti jaskynného systému vytvorili v spodnom pleistocéne (Domica a Baradla údajne boli pôvodne osobitnými jaskyňami, sífónovým úsekom sa spojili v mladom pleistocéne). Hochmuth (1998) zaradil Domicu medzi predkvartérne jaskyne.

Na presnejšie určenie veku jaskynného systému Domica-Baradla sa uskutočnili viaceré datovania sintrov a jemných povodňových sedimentov (Lauritzen a Leél-Össy,

1994; Ford a Zámbo, 1997; Pruner et al., 2000; Zámbo et al., 2002; Bosák et al., 2004). Výsledky týchto datovaní (U-series, paleomagnetizmus) však poukazujú iba na mladšie akumulčné fázy vývoja, resp. čiastkovej remodelácie jaskynného systému. Preto naďalej pretrvávajú rozdiely v názoroch na geochronológiu vývoja hlavných chodieb jaskynného systému.

Gaál (2008) uvádza, že jaskynný systém Domica-Baradla sa začal vytvárať vo vrchnom pliocéne. Na základe polôh terás v Rimavskej kotline vznik hlavného riečiska predpokladá v glaciáli mindel. Gyuricza a Sásdi (2009) zaraďujú juvenilnú fázu vývoja hlavného riečiska jaskynného systému do stredného pleistocénu (mindel – riss). Veress (2012) predpokladá, že korózne priestory Baradly sa začali vytvárať už v neskorom panóne. Podľa Gyuriczu a Gaála (2014) najstaršia úroveň jaskynného systému (s vyústením na Kaffkovu lúku, cca 270 m n. m.) sa mohla vytvárať v pliocéne a hlavné riečisko v glaciáli gūnz (poukazujú, že nadmorská výška jeho vyústenia na povrch pri Jósfať približne zodpovedá výške gūnzskej terasy v Rimavskej kotline). Na doriešenie problematiky veku jaskynného systému treba využiť ďalšie vhodné metódy datovania sedimentov, ktoré vznikli alebo sa do podzemia dostali v starších fázach vývoja jaskynného systému.

MATERIÁL, METODIKA A VÝSLEDKY DATOVANIA

Jedným z postupov na spresnenie geochronológie starej fázy vývoja jaskynného systému Domica-Baradla je datovanie pochovania (splavenia a uloženia) stmeleného kremitého štrku na vrchnej vývojovej úrovni jaskyne Domica pomocou kozmogénnych nuklidov ^{10}Be a ^{26}Al . Tento štrk patrí medzi najstaršie alochtónne sedimenty v jaskyni Domica i celom jaskynnom systéme. Pomocou kozmogénnych nuklidov ^{10}Be a ^{26}Al možno určiť dobu pochovania sedimentu obsahujúceho kremitý materiál, pričom časové rozpätie metódy je približne 0,1 až 5 mil. rokov (pozri Granger a Muzikar, 2001; Stock et al., 2005; Granger, 2006; Dehnert a Schlüchster, 2008 a iní). Táto metóda sa v poslednom období opakovane využíva na datovanie pochovania alochtónnych fluvialných sedimentov v jaskyniach, resp. na určovanie intenzity zahľbovania dolín na základe veku sedimentov zachovaných v jaskyniach vo svahoch dolín (napr. Granger et al., 1997, 2001; Stock et al., 2004, 2006; Häuselmann a Granger, 2005; Anthony a Granger, 2007; Liu et al., 2013).

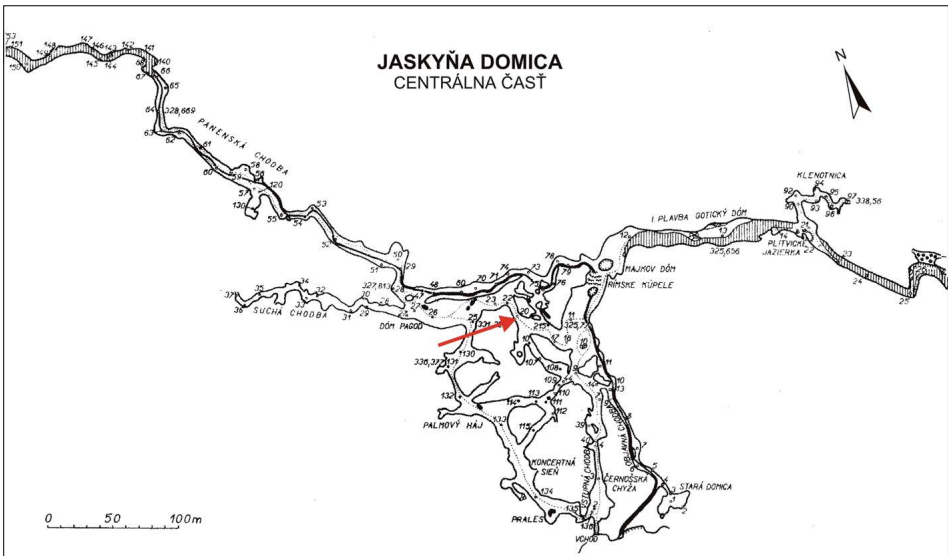
Alochtónny kremitý štrk v jaskyni Domica pochádza z poltárskeho súvrstvia, ktoré na povrchu pokrýva poklesnuté kryhy strednotriasových karbonátov na juhozápadnom okraji Silickej planiny a do jaskyne bol splavený ponornými vodnými tokmi. Na maďarskom území poltárskeho súvrstvia zodpovedá borsodská štrková formácia (Less, Mello et al., 2004 a iní). Štrky a piesky poltárskeho súvrstvia, splavované zo svahov Slovenského rudohoria, sa usadzovali počas pontu (Vass et al., 1989), pravdepodobne až do stredného, resp. vrchného pliocénu (Jaskó, 1932; Horáček a Ložek, 1988; Gaál, 2008). Na viacerých úsekoch bol vodný tok agradáciou štrku v jaskynných chodbách prtláčaný až ku skalnému stropu, pričom stropnou eróziou odspodu nahor vznikli stropné korytá (Roth, 1937). Počas nasledujúceho vývoja bol štrk z jaskyne vyplavovaný. Množstvo štrku sa v jaskyni premiestnilo a opätovne uložilo smerom k výverovej oblasti.

V jaskyni Domica sa kremitý štrk vyskytuje v agradovanom riečisku strednej vývojovej úrovne (miestami je pokrytý a premiešaný s jemnejšími naplaveninami), ako aj na vrchnej vývojovej úrovni, kde sa jeho stmelené zvyšky zachovali vo via-



Obr. 1. Suchá chodba so zvyškami stmelého kremitého štrku v bočnom koryte na skalnej stene (vľavo) a visutou podlahovou sintrovou kôrou vytvorenou na bývalých štrkových sedimentoch (vpravo), jaskyňa Domica. Foto: P. Staník

Fig. 1. Dry Passage with residues of cemented quartz gravel in the wall channel (left) and a hanging floor calcite crust deposited on past gravel sediments (right), Domica Cave. Photo: P. Staník



Obr. 2. Miesto odberu vzorky kremitého štrku na datovanie pomocou kozmogénnych nuklidov (topografický podklad od A. Droppu a A. Chovana z roku 1964)

Fig. 2. Location of the place of quartz gravel sampling for cosmogenic nuclide dating (topography after A. Droppa and A. Chovan from 1964)

cerých výklenkoch bočných korýt (v Suchej chodbe, v úseku medzi Sieňou terás a Dómom mystérií či v podstropných častiach Gotického dómu a pokračujúcej Kle-notnici; obr. 1). Zvyšky štrkov na vrchnej vývojovej úrovni sú spevnené červenohnedou piesčitou hlinou. Klasy štrku, prevažne veľké 1 až 3 cm, sú málo opracované, väčšinou subangulárne. Zastúpené sú aj hranaté, ploché alebo plochostĺpcovité klasy. Litologické zloženie (žilný kremeň 65 %, kremenec a kremitý pieskovec 32 %, kremitý fylit 2 %, červený silicit 1 %) svedčí o ich o pôvode najmä zo Slovenského rudohoria (Gaál et al., 2014). Imbrikácia klastov štrku poukazuje na smer prúdenia vodného toku od ponorov, resp. Suchej chodby smerom k hlavnej prietokovej chodbe Styxu vedúcej do jaskyne Baradla.

Na datovanie doby splavenia a uloženia tohto štrku v jaskyni sme v októbri 2013 odobrali vzorku z chodby medzi Sieňou terás a Dómom mystérií (obr. 2, 3 a 4). V tejto chodbe štrk pokrýva skalnú stenu do výšky 3,5 m (nad ním je vytvorené stropné koryto). Miesto odberu vzorky je vo výške asi 335 m n. m., najbližšie agradované aktívne riečiško Styxu je vo výške 328 m n. m. (údaje odčítané z mapy jaskyne od A. Droppu a A. Chovana z roku 1964). Datovanie pomocou kozmogénnych nuklidov ^{10}Be a ^{26}Al sme zabezpečili v laboratóriu CEREGE, Europôle Méditerranéen de l'Arbois v Aix-en-Provence vo Francúzsku v I. polroku 2014. Výsledky datovania ukazujú, že kremitý štrk bol do jaskyne Domica splavený a uložený asi pred 3,5 mil. rokov (tab. 1).

Tab. 1. Datovanie pochovania kremitého štrku na vrchnej vývojovej úrovni jaskyne Domica (chodba medzi Sieňou terás a Dómom mystérií) pomocou kozmogénnych nuklidov

Table 1. Cosmogenic nuclide dating of the burial of quartz gravel in the upper evolution level of the Domica Cave (the passage between the Hall of Terraces and Dome of Mysteries)

Vzorka	^{26}Al konc. (10^4 atóm.g $^{-1}$)	^{10}Be konc. (10^4 atóm.g $^{-1}$)	$^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$	vek pochovania sedimentu v jaskyni (mil. rokov)
PB2	24,29±5,35	19,50±7,45	1,25±0,28	3,47±0,78

INTERPRETÁCIA VÝSLEDKOV A DISKUSIA

Vek pochovania kremitého štrku 3,47±0,78 mil. rokov na vrchnej vývojovej úrovni jaskyne Domica poukazuje, že táto časť jaskyne bola vytvorená najneskôr v strednom pliocéne (podľa najnovšej medzinárodnej stratigrafickej tabuľky). Ak vytváranie poltárskeho súvrstvia pretrvávalo z pontu do vrchného pliocénu (pozri Gaál, 2008), potom sa jaskyňa Domica vytvárala už počas jeho usadzovania. Niektoré časti jaskyne boli úplne vyplnené alochtónnymi sedimentmi splavenými z povrchu, pričom pôsobením stropnej erózie vznikali stropné korytá. Neskôr sa jaskynné chodby od týchto sedimentov vyprázdňovali, počas ich vyplavovania sa pôvodné tvary chodieb remodelovali a dotvárali do terajšej podoby. V nasledujúcom vývoji jaskynného systému stropná erózia pravdepodobne pôsobila iba v nižšie položených chodbách, ktoré sa takisto vyplňovali alochtónnymi sedimentmi splavenými z povrchu alebo premiestnenými z vyššie položených chodieb.

V čase vytvárania úrovňových chodieb jaskyne Domica ponorné vodné toky ďalej prúdili cez pokračujúcu časť jaskynného systému (ďalšie ponorné vody pritekali



Obr. 3. Chodba medzi Sieňou terás a Dómom mystérií so zvyškami stmelého kremitého štrku na skalnej stene (šípka ukazuje miesto odberu vzorky). Foto: P. Staník

Fig. 3. The passage between the Hall of Terraces and Dome of Mysteries with residues of cemented quartz gravel on the rock wall (the arrow shows the place of sampling). Photo: P. Staník



Obr. 4. Miesto odberu kremitého štrku na datovanie pomocou kozmogénnych nuklidov. Foto: P. Bella

Fig. 4. The place of quartz gravel sampling for cosmogenic nuclide dating. Photo: P. Bella

zo starých ponorov Baradly) až do doliny Jósvy, ktorá bola vtedy zahľbená asi do úrovne výrazného pedimentu vo výške 250 až 275 m n. m. Jeho zvyšky sa zachovali na oboch stranách (svahoch) doliny, najmä v okolí maďarských obcí Szinpetri a Szin. Podľa Lánga (1955) ide o pliocénny pediment. Keďže úroveň tohto pedimentu prebieha pozdĺž doliny Jósvy, v kontexte denudačnej chronológie Západných Karpát pravdepodobne zodpovedá poriečnej rovni (Mazúr, 1963), resp. poriečnemu systému zarovnávania povrchu (Lukniš, 1964). Poriečnej rovni sa prisudzuje vrchnopliocénny vek, jej vytváranie mohlo pokračovať aj v spodnom pleistocéne (Činčura, 1967). Výsledky datovania pochovania alochtónneho štrku v jaskyni Domica ukazujú na starší vek vrchnej jaskynnej úrovne. Vzhľadom na svoju rozsiahlosť sa pediment v doline Jósvy mohol kontinuálne vytvárať počas dlhšieho obdo-

bia, možno už pred vrchným pliocénom a aj v spodnom pleistocéne. Výrazné jaskynné úrovne sa museli vytvárať v nadväznosti na dlhodobu stabilnú piezometrický povrch podzemných vôd viažuci sa na miestnu eróznú bázu v doline Jósvy. Mierne klesajúca hlavná chodba Jósavfskej časti jaskyne Baradla sa tiahne vo výške 260 až 280 m n. m., výškovou pozíciou zodpovedá uvedenému pedimentu. V Domici tejto úrovni zodpovedá chodba (s terajším riečiskom Styxu a Domického potoka), ktorá je 10 až 12 m pod vrchnou vývojovou úrovňou.

V mladých fázach vývoja hlavnej úrovne dochádzalo iba k čiastočnému zanášaniu chodieb a vyplavovaniu sedimentov inváznymi vodami, ktoré sa za vyšších vodných stavov nestačili dostať podlahovými ponormi do nižšie položennej drenážnej chodby smerujúcej k terajším vyvieracím v Jósavfö, čo dokladajú výsledky datovania zodpovedajúcich sedimentov z interglaciálu riss – würm (Eemian) a glaciálu würm (Weichselian) (Lauritzen a Leél-Össy, 1994; Ford a Zambó, 1997; Pruner et al., 2000; Zambó et al., 2002; Bosák et al., 2004). Piros a Gyuricza (1986) považujú vek riečnych sedimentov v jaskyni Baradla (na hlavnej vývojovej úrovni jaskynného systému) za stredný pleistocén až holocén.

V prípade obráteného vývoja úrovni jaskyne Domic (pozri Jakál, 1975, 1983), stredná vývojová úroveň i predpokladaná najspodnejšia úroveň (vyplnená štrkami poltárskeho súvrstvia) by boli staršie ako datovaný vek pochovania kremitého štrku na vrchnej vývojovej úrovni. Závislosť znižovania drenážnej siete vo výverovej časti jaskynného systému Domic-Baradla od etapovitého zahlbovania doliny Jósvy však zodpovedá normálnemu vývoju subhorizontálnych chodieb a úrovni odvrchu nadol (pozri Kessler, 1938; Jakucs, 1956, 1960, 1975, 1984) vrátane jaskyne Domic (Roth, 1937, 1940; Droppa, 1961, 1972; Bella, 2000; Gaál, 2008).

V ponorových častiach jaskynného systému, ktoré sa takmer úplne zanesli sedimentmi splavenými z povrchu, intenzívne pôsobila stropná erózia. Preto niektoré horné časti ponorových častí so stropnými korytami sú mladšie. Podľa Forda (2000) sa uložením klastických sedimentov (poltárskeho súvrstvia) na skrasovatených vápencoch zvýšila hladina podzemnej vody a činnosťou ponorných alochtónnych vodných tokov sa mohli vytvoriť aj nové jaskynné chodby. Morfologické tvary, ktoré vznikli stropnou eróziou, smerom do výverovej časti tohto jaskynného systému ubúdajú.

Výškový rozdiel iba 7 m medzi miestom datovaného pochovania kremitého štrku na vrchnej jaskynnej úrovni a súčasným riečiskom Styxu na agradovanej podlahe nižšej vývojovej úrovne, resp. cca 15 až 20 m medzi skalným stropom vrchnej jaskynnej úrovne a skalným podložím, resp. spodným okrajom štrkovej akumulácie terajšieho riečiska Styxu poukazuje na dlhotrvajúci viacfázový vývoj (viac ako 3,5 mil. rokov) so striedaním erózných a akumulčných fáz (pozri Roth, 1937) v podmienkach menej výraznej tektonickej aktivity Juhovýchodného okrajového morfoštruktúrneho subregiónu Západných Karpát (podľa Minára et al., 2011). Skalné podložie v hĺbke 16 m zistené vrtom v Panenskej chodbe (Droppa, 1972) nemusí predstavovať skalné podložie predpokladanej najnižšej úrovne, mierne sklonenej v smere toku Styxu, pretože v riečisku Gotického dómu (I. plavba) sú sedimenty hrubé iba 6 m (pozri Roth, 1937).

ZÁVER

Určenie veku pochovania kremitých štrkov na vrchnej vývojovej úrovni jaskyne Domic pomocou kozmogénnych nuklidov ^{10}Be a ^{26}Al ($3,47 \pm 0,78$ mil. rokov) potvrdzuje

doterajšie predpoklady o jej predkvartérnom vývoji. Vrchná a pravdepodobne aj stredná vývojová úroveň jaskynného systému Domica-Baradla (prevýšenie medzi nimi je 9 až 12 m, vo výverovej Jósvaľskej časti jaskynného systému vrchná úroveň nie je známa) sa pravdepodobne vytvárali v nadväznosti na výrazný pediment zachovaný v doline Jósvy, ktorý Láng (1955) považuje za pliocénny a pravdepodobne zodpovedá poriečnej rovni (vrchný pliocén – spodný pleistocén?).

Podakovanie: Túto prácu podporila Agentúra na podporu výskumu a vývoja na základe zmluvy č. APVV-0625-11. Za podnetnú diskusiu počas terénneho výskumu ďakujeme prof. RNDr. Jozefovi Minárovi, CSc. Za cenné rady a pripomienky, ktoré prispeli k skvalitneniu tohto príspevku, ďakujeme recenzentom prof. RNDr. Pavlovi Bosákovi, DrSc., a RNDr. Ludovítovi Gaálovi, PhD.

LITERATÚRA

- ANTHONY, D. M. – GRANGER, D. E. 2007. A new chronology for the age of Appalachian erosional surfaces determined by cosmogenic nuclides in cave sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32, 6, 874–887.
- BELLA, P. 2000. Problematika vývojových úrovní jaskyne Domica. *Aragonit*, 5, 3–6.
- BOSÁK, P. – HERCMAN, H. – KADLEC, J. – MÓGA, J. – PRUNER, P. 2004. Palaeomagnetic and U-series dating of cave sediments in Baradla Cave, Hungary. *Acta Carsologica*, 33, 2, 219–238.
- ČINČURA, J. 1967. Príspevok k veku poriečnej rovne v Západných Karpatoch (na príklade južnej časti Turčianskej kotliny). *Geografický časopis*, 19, 4, 316–326.
- DEHNERT, A. – SCHLÜCHTER, C. 2008. Sediment burial dating using terrestrial cosmogenic nuclides. *Eiszeitalter und Gegenwart – Quaternary Science Journal*, 57, 210–225.
- DROPPA, A. 1961. Domica – Baradla, jaskyne predhistorického človeka. *Šport*, Bratislava, 151 s.
- DROPPA, A. 1972. Príspevok k vývoju jaskyne Domica. *Československý kras*, 22, 65–72.
- FORD, D. C. 2000. Caves Branch, Belize, and the Baradla-Domica System, Hungary and Slovakia. In Klimchouk, A. B. – Ford, D. C. – Palmer, A. N. – Dreybrodt, W. (Eds.): *Speleogenesis. Evolution of Karst Aquifers*. National Speleological Society, Huntsville, Alabama, U. S. A., 391–396.
- FORD, D. C. – ZÁMBÓ, L. 1997. U series dating of phases of speleothem deposition and erosion in Baradla Cave, Aggtelek National Park, Hungary. In Jeannin, P.-Y. (Ed.): *Proceedings of the 12th International Congress of Speleology (La Chaux-de-Fonds, 10 – 17 August 1997)*, 1, Basel, 14.
- GAÁL, E. 2008. Geodynamika a vývoj jaskýň Slovenského krasu. *ŠOP SR, SSJ, Liptovský Mikuláš – Knižné centrum, Žilina*, 168 s.
- GAÁL, E. – GRUBER, P. – MÓGA, J. 2014. Chemická a mechanická výplň jaskynného systému. In Gaál, E. – Gruber, P. (Eds.): *Jaskynný systém Domica-Baradla. Jaskyňa, ktorá nás spája. Správa Aggteleckého národného parku, Jósvaľő*, 117–158.
- GRANGER, D. 2006. A review of burial dating methods using ²⁶Al and ¹⁰Be. In Sime, L. L. – Bourlès, D. L. – Brown, E. T. (Eds.): *In Situ-Produced Cosmogenic Nuclides and Quantification of Geological Processes*. Geological Society of America Special Paper, 415, 1–16.
- GRANGER, D. E. – FABEL, D. – PALMER, A. N. 2001. Plio-Pleistocene incision of the Green River, Kentucky determined from the radioactivity decay of cosmogenic ²⁶Al and ¹⁰Be in Mammoth Cave sediments. *Geological Society of America Bulletin*, 113, 7, 825–836.
- GRANGER, D. E. – KIRCHNER, J. W. – FINKEL, R. C. 1997. Quaternary downcutting rate of the New River, Virginia, measured from decay of cosmogenic ²⁶Al and ¹⁰Be in cave-deposited alluvium. *Geology*, 25, 2, 107–110.

- GRANGER, D. E. – MUZIKAR, P. F. 2001. Dating sediment burial with in situ-produced cosmogenic nuclides: theory, techniques, and limitations. *Earth and Planetary Science Letters*, 188, 269–281.
- GYURICZA, GY. – GAÁL, L. 2014. Vznik a vývoj jaskynného systému. In Gaál, L. – Gruber, P. (Eds.): *Jaskynný systém Domica-Baradla. Jaskyňa, ktorá nás spája. Správa Aggtelekského národného parku, Jósvafő*, 95–116.
- GYURICZA, GY. – SÁSDI, L. 2009. A Baradla-barlangrendszer kialakulásának kérdései a tágabb környezet földtani fejlődés tükrében. *Földtani Közlöny*, 139, 1, 83–91.
- HÄUSELMANN, P. – GRANGER, D. E. 2005. Dating of caves by cosmogenic nuclides: Method, possibilities, and the Siebenhengste example (Switzerland). *Acta Carsologica*, 34, 1, 43–50.
- HOCHMUTH, Z. 1998. Predkvartérne jaskynné systémy na Slovensku a ich vzťah k zarovnaným povrchom. *Prírodné vedy*, 29, *Folia geographica*, 1, Prešov, 127–144.
- HORÁČEK, I. – LOŽEK, V. 1988. Přehled nových výzkumů v kvartéru biosférické rezervace Slovenský kras. *Československý kras*, 39, 61–68.
- CHOLNOKY, J. 1930. Az aggteleki cseppkőbarlang története. *Magyar Földrajzi Évkönyv*, 157–169.
- JAKÁL, J. 1975. Kras Silickej planiny. *Osveta*, Martin, 152 s.
- JAKÁL, J. 1983. Krasový reliéf a jeho odraz v geomorfologickom obraze Západných Karpát. *Geografický časopis*, 35, 2, 160–183.
- JAKUCS, L. 1956. Adatok az Aggteleki-hegység és barlangjainak morfogenetikájához. *Földtani Közlöny*, 80, 1, 25–39.
- JAKUCS, L. 1960. Az aggteleki barlangok genetikája a komplex forrásvizsgálatok tükrében. *Karszt- és Barlangkutatás*, 1 (1959), 37–65.
- JAKUCS, L. 1975. Aggteleki karsztvidék. *Sport Kiadó*, 404 s.
- JAKUCS, L. 1984. Az aggteleki Baradla-Domica barlangrendszer. In Kordos, L. (Ed.): *Magyarország barlangjai*. Gondolat Kiadó, Budapest, 88–109.
- JASKÓ, S. 1932. A Baradla új részéről. *Földrajzi Közlöny*, 60, 9–10, 157–159.
- JUHÁSZ, Á. 1983. Évmilliók emlékei. *Magyarország földtörténete és ásványi kincsei*. Gondolat Kiadó, Budapest, 511 s.
- KAŠPAR, J. 1936. Domic a minulá, přítomná a budoucí. *Časopis turistů*, 48, Praha, 187–190.
- KESSLER H. 1938. Az aggteleki barlangrendszer hidrográfiája. *Földrajzi Közlöny*, 66, 1–3, 1–30.
- KUNSKÝ, J. 1950. Kras a jeskyně. *Přírodovědecké nakladatelství*, Praha, 163 s.
- LAURITZEN, S.-E. – LEÉL-ÖSSY, SZ. 1994. Előzetes koradatok egyes baradlai cseppkövekről. *Karszt és Barlang*, 1–2, 3–8.
- LÁNG, S. 1955. Geomorfológiai tanulmányok az Aggteleki-karsztvidéken. *Földrajzi Értesítő*, 4, 1, 1–16.
- LESS, GY. – MELLO, J. (Eds.) – ELEČKO, M. – KOVÁCS, S. – PELIKÁN, P. – PENTELÉNYI, L. – PEREGI, ZS. – PRISTAŠ, J. – RADÓCZ, GY. – SZENTPÉTERY, I. – VASS, D. – VOZÁR, J. – VOZÁROVÁ, A. 2004. *Geological Map of the Gemer-Bükk Area 1 : 100 000*. Geological Institute of Hungary.
- LIU, Y. – WANG, S. – XU, S. – LIU, X. – FABEL, D. – ZHANG, X. – LUO, W. – CHENG, A. 2013. New evidence for the incision history of the Liuchong River, Southwest China, from cosmogenic ²⁶Al/¹⁰Be burial ages in cave sediments. *Journal of Asian Earth Sciences*, 73, 274–283.
- LUKNIŠ, M. 1964. Pozostatky starších povrchov zarovňavania reliéfu v Československých Karpatoch. *Geografický časopis*, 16, 3, 289–298.
- MAZÚR, E. 1963. Žilinská kotlina a priľahlé pohoria. *Vydavateľstvo SAV*, Bratislava, 188 s.
- MINÁR, J. – BIELIK, M. – KOVÁČ, M. – PLAŠIENKA, D. – BARKA, I. – STANKOVIANSKY, M. – ZEYEN, H. 2011. New morphostructural subdivision of the Western Carpathians: An approach integrating geodynamics into targeted morohometric analysis. *Tectonophysics*, 502, 1–2, 158–174.

- PIROS, O. – GYURICZA GY. 1986. A Baradla-barlang eróziós-genetikai vizsgálata. A Nehézipari Műszaki Egyetem Közleményei, Miskolc, I., Bányászat, 33, 1–4, 47–55.
- PRUNER, P. – BOSÁK, P. – KADLEC, J. – VENHODOVÁ, D. – BELLA, P. 2000. Palaeomagnetický výzkum sedimentárních výplní vybraných jeskyní na Slovensku. In Bella, P. (Ed.): Výskum, ochrana a využívanie jaskýň, zborník referátov z 2. vedeckej konferencie (Demänovská Dolina, 16. – 19. 11. 1999). SSJ, Liptovský Mikuláš, 13–25.
- ROTH, Z. 1937. Vývoj jeskyně Domice. Bratislava, 11, 129–163.
- ROTH, Z. 1940. Vývojový vztah jeskyně Baradel k jeskyni Domica v Jihoslovenském krase. Věstník Královské české společnosti nauk, Praha, 1–9.
- SÁSDI, L. 1990. Az Aggtelek-Rudabányai-hegység karsztjának földtani fejlődéstörténete. Karszt és Barlang, 1, 3–8.
- STOCK, G. – ANDERSON, R. – FINKEL, R. 2004. Pace of landscape evolution in the Sierra Nevada, California, revealed by cosmogenic dating of cave sediments. *Geology*, 32, 3, 193–196.
- STOCK, G. M. – GRANGER, D. E. – SASOWSKY, I. D. – ANDERSON, R. S. – FINKEL, R. C. 2005. Comparison of U–Th, paleomagnetism, and cosmogenic burial methods for dating caves: Implications for landscape evolution studies. *Earth and Planetary Science Letters*, 236, 388–403.
- STOCK, G. – RIIHIMAKI, C. – ANDERSON, R. 2006. Age constraints on cave development and landscape evolution in the Bighorn Basin of Wyoming, USA. *Journal of Cave and Karst Studies*, 68, 2, 76–84.
- SZILÁGYI, F. 1982. A Baradla Rövid-Alsó-barlangjának feltárása. *Karszt és Barlang*, 2, 65–70.
- VASS, D. – KRAUS, I. – ELEČKO, M. 1989. Výplň Rožňavskej kotliny a údolia rieky Slaná pri Slavci. *Mineralia slovacae*, 21, 1, 71–75.
- VERESS, M. 2012. New data on the development of the Baradla Cave (Hungary, Aggtelek Karst). *Acta Carsologica*, 41, 2–3, 193–204.
- ZÁMBÓ, L. – FORD, D. – TELBISZ, T. 2002. Baradlabarlangicseppkőadatokakéső-negyedidőszaki klímaingadozások tükrében. *Földrajzi Közlöny*, 132/különszám, 231–238.

SLOVENSKÝ KRAS ACTA CARSOLOGICA SLOVACA	52/1	25 – 37	LIPTOVSKÝ MIKULÁŠ 2014
--	------	---------	------------------------

EXHUMOVANÝ KRAS PLANINY SLOVINSKÁ SKALA, GALMUS

PETER ORVOŠ

Katedra fyzickej geografie a geookológie, Prírodovedecká fakulta, Univerzita Komenského v Bratislave, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava; peter.orvos@uniba.sk

P. Orvoš: Exhumed karst of the Slovinská skala Plateau, Galmus

Abstract: Landscape evolution of the Western Carpathians can be described by multiple cycles of uplift and subsidence. Transgressive marine sediments were deposited upon vast areas of paleokarst, especially during the Paleogene. Such surfaces, exhumed from cover beds, form the important karst plateaus of Slovakia. One of them is also the Slovinská skala Plateau, southern part of the mountain group Galmus. The area represents erosional fragment of planated karst surface at mean altitude about 900 m, with the highest point of Skala (1014 m a.s.l.). It is characterized by mosaic of depressions and conical hills, resembling the cockpit karst of tropical regions. This morphostructure has been identified from topography by the method of polygons creation in the GIS environment. Supporting evidence for paleokarst burial and recent exhumation are the remains of sediment, found in deluvium of the Stredný vŕšok area. By the geological character, they could represent material, derived in the transgressive conditions from fluvial conglomerates of the upper member of Hornád beds. Shallow cockpit karst was submerged to the Eocene sea, flooding the Gemer land from the direction of today's Hornád Basin. This way could buried planated surface remain relatively flat and withstand today's erosional events during the intensive Quaternary mountain uplift.

Key words: exhumed karst, cockpit karst, Slovenské rudohorie, Paleogene burial, Galmus

ÚVOD

Vývoj reliéfu v oblasti súčasných Západných Karpát bol komplikovaným, poly-cyklickým procesom, ktorý sa vyznačoval striedaním výzdvihových a poklesových fáz. Znaký starého reliéfu sa kvôli intenzívnym horotvorným pohybom a súvisiacej erózii zachovali len ojedinele. Najlepšie sa zakonzervovali v zarovnaných povrchoch, odhalených spod rôznych pokryvných komplexov. Transgresné morské sedimenty viackrát prekryli územia s rôznou morfológiou, počas nasledujúcich zdvihov a subsidií sa ďalej remodelovali, čím vznikal zložitý tektoplén (Minár, 2003). Výraznou epizódou nástupu mora do reliéfu Západných Karpát bolo obdobie paleogénu, keď more zaplavilo aj rozsiahle krasové povrchy, na ktoré postupne sedimentovali sekvencie bazálnej litofácie a flyšu. Počas neskoršej intenzívnej denudácie (prevažne kvartérnej) nastal odnos týchto nadložných komplexov a exhumácia pôvodného paleopovrchu. Kras s preukázaným vývojom tohto typu je plošne rozsiahly a tvorí významné slovenské krasové planiny. Výskum ich geomorfológie je kľúčom k pochopeniu komplexnosti procesov, ktoré ovplyvnili ich formovanie.

Úvahy o odkrytí pôvodného reliéfu spod sedimentov paleogénu v oblasti južného okraja Hornádskej kotliny sú pomerne staré. Už Machatschek a Danzer (1924) sa domnievali, že viacero planačných plôch v tejto oblasti predstavuje povrchy spred

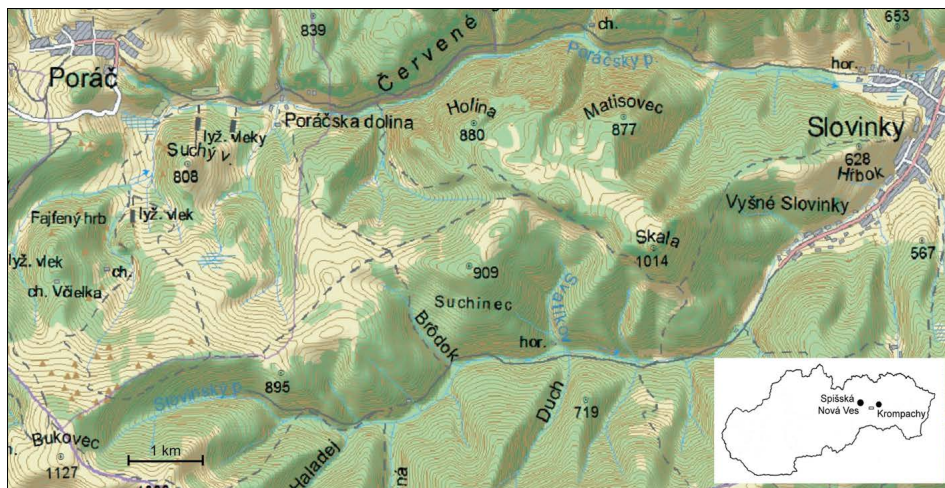
eocénej transgresie, recentne odhalené spod sedimentárneho pokryvu. Lukniš vo svojej práci o Stratenskej hornatine (Lukniš, 1945) nález štŕkov na plošinách Glac a Kláštŕorisko s exhumáciou nespájal, k téme sa však vrátil neskôr a plne sa s ňou stotožnil (Lukniš, 1964). Vychádzal z pozorovania, že na roztrúsených plochých zvyškoch povrchu po severnej strane Slovenského rudohoria sa nachádzajú rezíduá bazálnych konglomerátov eocéneho veku. Keďže práca bola všeobecného charakteru, konkrétne miesta týchto výskytov nie sú uvedené. Len sa konštatuje, že vo východnej časti sa zvyšky starého, vyrovnanejšieho povrchu zachovali najlepšie na triasových vápencoch (Muránska planina, Slovenský raj, Galmus a Slovenský kras), západnejšie aj na paleozoických bridliciach a granitoch.

Problematika exhumovaného paleokrasu na severe Slovenského rudohoria sa vyskytuje aj v prácach ďalších autorov. Najdôležitejším zhrnutím výskumov paleokrasu v Západných Karpatoch je syntetizujúca práca Činčuru (1993). Zameriava sa na rozsiahly planinový kras v triasových vápencoch, ktoré boli v kriede a na začiatku paleogénu subaericky zarovňované a vystavené krasovateniu. V eocéne a oligocéne plošiny subsidovali do mora a pochovali sa pod rôzne hrubými vrstvami paleogénnych sedimentov. Prítomnosť zvyškov bazálnej transgresívnej litofácie na krasových povrchoch tejto oblasti (ako Glac a Kláštŕorisko v Slovenskom raji a západná časť Galmusu) naznačuje, že boli recentne odkryté spod nadložných pokryvov a predstavujú exhumovaný paleokras. Kras planiny Galmus je spomínaný ako morfológicky individualizovaný blok v nadmorskej výške okolo 900 metrov, formovaný wettersteinským vápencom. Podľa opisu ide pravdepodobne o charakteristiku Galmusu v jeho severnej časti (Činčura, 1993). Predpaleogénny vývoj krasu na severe Slovenského raja prebiehal už zrejme v diferencovanom reliéfe s rozvojom eróznodendračných, ale aj akumuláčnych foriem (Tulis a Novotný, 1989). To potvrdzujú výskyty paleogénnych hornín v niektorých jaskyniach severnej časti Slovenského raja (Novotný a Tulis, 2002; Tulis a Novotný, 2003), ako aj na povrchu (Novotný a Tulis, 2005). Zaujímavý nález fosílného krasu bol opísaný pri Novoveskej Hute (Novotný, 1987). Predstavuje ho Jaskyňa v prepadlisku, nad vyťaženými priestormi sadrovcového ložiska, kde sa v strope nachádzajú zvyšky brekcie s drobnými okruhliakmi bridlic a pieskovcov. Vzhľadom na blízky výskyt bazálneho paleogénu, ležiaceho transgresívne na triasových vápencoch, autor predpokladá zaplnenie priestoru dutiny sedimentom vrchného eocénu a jeho vyprázdenie po výzdvihu územia. Dôkazy o existencii periódy krasovatenia pred eocénom existujú aj pri Markušovciach v podobe polôh bauxitov na krasových horninách, ktoré sa deponovali z tropických kôr zvetrávania (Borza a Martiny, 1964; Činčura, 1973).

Krasovým formám Galmusu sa venovali aj ďalší autori. Droppa (1972) ako prvý predložil ucelenejší geomorfologický opis územia v súvislosti s povrchovými a podzemnými javmi. Na Slovinskej skale sa venuje opisu závrtovej a odvodnenej. Z novších prác celkovú fyzickogeografickú charakteristiku krasu podáva Čech (2002), Galmus sa spomína aj v porovnávej analýze krasových planín Západných Karpát (Jakál, 2001). Speleologický prieskum a opis jaskýň obsahuje článok Miháľa (2008), ktorý sa venuje predtým neevidovanému podzemnému priestoru. Podrobnejšiemu zachyteniu vývoja krasu sa spomínané práce venujú len okrajovo, fenomén exhumácie a paleokrasu v nich nie je obsiahnutý.

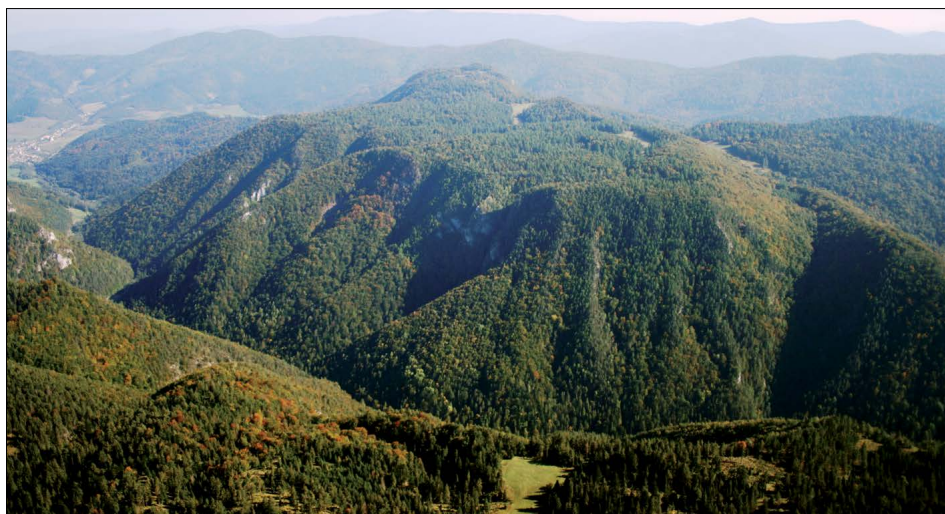
CHARAKTERISTIKA ÚZEMIA

Planina Slovinská skala je južnou časťou krasového územia Galmus. Geograficky patrí do oblasti Slovenského rudohoria, ku geomorfologickému celku Hnilecké vrchy (Lukniš a Mazúr, 1978). Tvorí prechod z Hornádskej kotliny dovnútra pohoria, od ktorého je oddelená dolinou Slovinského potoka (obr. 1). Od severnej časti (vlastný Galmus) ju delí krasová Poráčska tiesňava. Smerom na západ stúpa príľahlé



Obr. 1. Situačná mapa oblasti medzi Poráčom a Slovinkami. Planina Slovinská skala je približne ohraničená vrcholmi Holina, Matisovec a Skala. Upravil: P. Orvoš

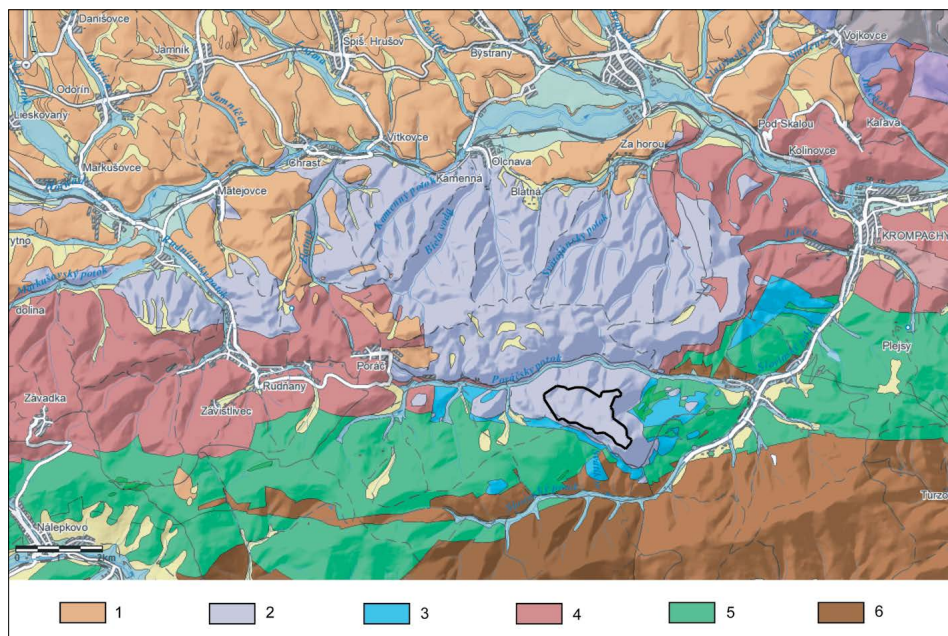
Fig. 1. Situation map of the area between Poráč and Slovinky. Plateau of the Slovinská skala is approximately bordered by Holina, Matisovec and Skala hilltops. Modified: P. Orvoš



Obr. 2. Letecký pohľad na planinu Slovinská skala od severu. V popredí Poráčska dolina, v pozadí hrebene Slovenského rudohoria. Foto: Archív obce Poráč

Fig. 2. Aerial view of the Slovinská skala plateau from the north. Photo: Archive of the Poráč Village

územie plochým rozložitým chrbtom na kótu Bukovec (1127 m n. m.). Vlastná planina je erózne ohraničenou kryhou (obr. 2) v nadmorskej výške okolo 900 m, najvyšším bodom je vrchol Skala (1014 m n. m.) na jej juhovýchodnom okraji. Z neho spadajú strmé svahy k oblasti obce Slovinky. Nad severnou hranou planiny sú dve kóty, Matisovec (877 m n. m.) a Holína (880 m n. m.), územie potom prudko klesá do prielomu Poráčskeho potoka. Z viacerých krasových dolín je najvýraznejšia Šarkanova dolina. Táto oblasť tvorí aj južnú časť NPR Červené skaly. Geologicky patrí územie do oblasti gemeríd vo svojej severnej časti (Mello et al., 2000a). Vlastná planina je tvorená karbonátmi pomerne monotónneho zloženia (obr. 3), prevažne masívnymi svetlými vápencami stredného triasu, zriedkavo s vložkami dolomitov



Obr. 3. Zjednodušená geologická mapa Slovinskej skaly (obrys) a okolia. 1 – paleogén – polymiktné zlepence, pieskovce, ílovcy (podtatranská skupina), 2 – trias – svetlé masívne vápence, dolomity, reiflinské vápence (silicikum), 3 – perm – metapieskovce s prímiesou vulkanoklastík (príkrov Bôrky), 4 – perm – pieskovce, bridlice, zlepenca a ich metaprodukty, 5 – paleozoikum – metabazaltové tufy a tufity (rakovecká skupina), 6 – paleozoikum – metaryolitové tufy (gelnická skupina). Zdroj: Mapový server ŠGÚDŠ a Mello et al., 2000a

Fig. 3. Simplified geological map of the Slovinská skala and its surrounding. 1 – Paleogene – polymictic conglomerates, sandstones, claystones (Podtatranská member), 2 – Triassic – massive light-colored limestones, dolomites, Reifling limestones (Silicic), 3 – Permian – metasandstones with volcanoclastics (Bôrky nappe), 4 – Permian – sandstones, shales, conglomerates and their metaproducts, 5 – Paleozoic – metabasalt tuffs and tuffites (Rakovec member), 6 – Paleozoic – metarhyolite tuffs (Gelnica member). Source: Map server ŠGÚDŠ and Mello et al., 2000a

a brekcií. Komplexu dominujú wettersteinské vápence (Biely, 1967). Vo vrcholovej časti Slovinskej skaly vystupuje čiapka reiflinských vápencov ako erózný zvyšok. Bezprostredne v podloží karbonatického komplexu ležia permské kvarcity a pieskovce s rôznymi farebnými odtieňmi, ktoré sú intenzívne prevrásnené. Prislúchajú

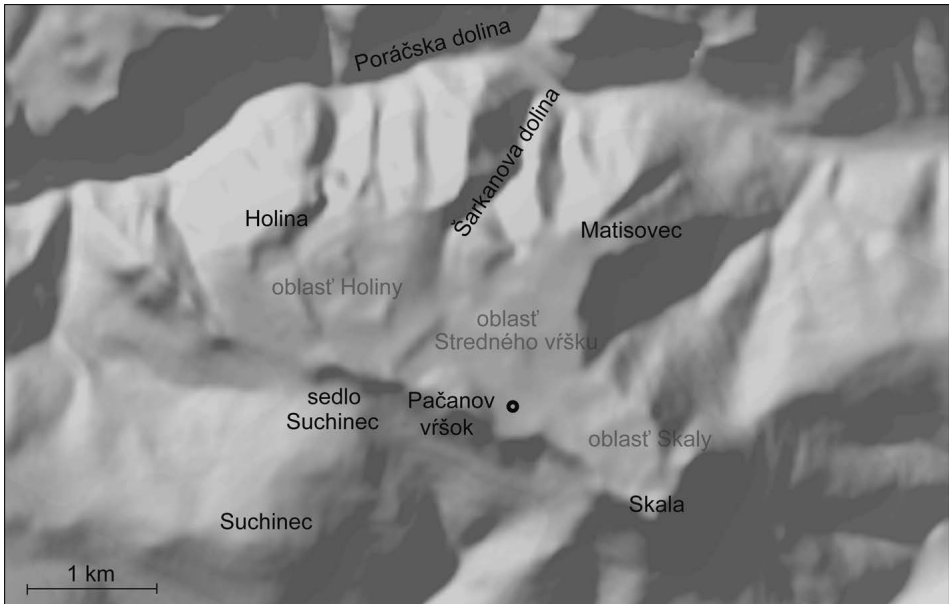
k príkrovu Bôrky (Mello et al., 2000b). Smerom na západ vystupujú paleozoické horniny rakoveckej série gemerika. Sú to hlavne devónsko-karbónske metabazaltové tufy, aktinolitické bridlice a fylity. Metamorfované horniny tvoria aj južné a východné ohraničenie oblasti.

Tektonicky oblasť prislúcha k jednotkám silicika, konkrétne stratenskému príkrovu. Ten je nasunutý na gemerikum, ale plocha násunu nie je vždy presne identifikovaná (Mello et al., 2000b). Medzi nimi vystupuje ešte spomínaný príkrov Bôrky. Zlomy a poruchy sú organizované zväčša v dvoch smeroch. Prvým je orientácia V – Z, ako napríklad v doline Poráčskeho potoka, kde na jej severnej strane je viditeľné facetovanie. Druhým smerom je SZ – JV, v ktorom sú orientované osi depresií planiny Slovinskej skaly aj JZ erózný okraj samotnej kryhy. Podobné tektonické črty nesie i paleogén Hornádskej kotliny, kde jeho podložie pozdĺž týchto línií postupne poklesáva na sever.

Hydrologická situácia je ovplyvnená geológiou oblasti s prevahou vápencov, ich miernym úklonom na sever a tektonickými predispozíciami. Planina Slovinskej skaly má podzemné odvodňovanie, ale na jej obvode nie sú výraznejšie vyvieracky. Len v Poráčskej doline, v blízkosti ústia Šarkanovej dolinky, vyvierajú pramene výdatnosti 1 – 42 l/s, ktoré drénujú túto a zrejme i severnú hydrogeologickú štruktúru Galmusu (Kullman, 1982). Pri intenzívnych zrážkach nad východnejším prameňom vyráža silný prúd vody. Pravdepodobne odvodňuje ponorový závrť na planine Slovinskej skaly (Droppa, 1972). Časť vôd sa môže infiltrovať aj popod paleogénne súvrstvia Hornádskej kotliny.

CHARAKTERISTIKA POVRCHOVÉHO KRASU

Typický krasový charakter reliéfu planiny tvoria úvalovité depresie, obklopené nevýraznými kopovitými vyvýšeninami typu humov (Droppa, 1972). Vyskytujú sa tu škrapy aj závrty. Geomorfologicky môžeme územie rozdeliť do troch častí. Sú to miesta na JV od kóty Holina, vnútorné časti zvané Stredný vršok a samotná časť Skala (obr. 4). Prvá oblasť sa nachádza nad sedlom Suchinec (850 m n. m.), odkiaľ strmou skalnatou stráňou vychádza na planinu prístupová cesta. Vede pomedzi dva oblé vrcholy do plochej úvaly s nadmorskou výškou okolo 890 m s vodnou jamou. V priestore je ešte jedna depresia so závrťom, obklopená viacerými kopovitými vrškami s pomerne vyrovnanou výškou od 880 do 900 m n. m. Oblasť Holiny ohraničuje rovnomenný plochý vrchol na SZ okraji planiny. Časťou Stredný vršok prechádza centrálna senilná dolina, na dne ktorej je výrazný ponorový závrť. Dolina najprv sleduje smer JV – SZ, ale potom sa točí na SV a pomedzi skalné rady ústi do strmej Šarkanovej doliny. Tiež je tu niekoľko kopovitých vrcholov, dominuje Pačanov vršok (943 m n. m.). Pod ním leží aj najrozsiahlejší plochý povrch planiny, ktorý je erózne ohraničený z JV strany a náhle spadá do strmého svahu bez náznaku doliny. V centre poľany je vyhlbená ďalšia vodná jama. Oblasť Skala predstavuje v štyroch úrovniach stúpajúci povrch charakteru stupňoviny (Droppa, 1972). Na ňom sa objavujú misovité závrty. Tento typ reliéfu podmienila zmena typu karbonátov. Reiflinské vápence, vzhľadom na ich hrubolavicovitý typ, sa schodovito oderodovávali, čo zanechalo výrazné erózne stupne aj v podložnom wettersteinskom vápenci. Na planine Slovinskej skaly sa nenachádzajú žiadne v súčasnosti známe priepasti a jaskyne, aj napriek značnej denivelácii povrchu oproti obvodovým dolinám.



Obr. 4. DEM model územia s tromi hlavnými časťami planiny. Lokalita odberu vzoriek je označená krúžkom

Fig. 4. DEM model of the area with three major parts of the plateau. The locality of samples taking is marked by circle

MORFOŠTRUKTÚRNE POLE PLANINY

Slovinská skala vystupuje ako erózna troska silického príkrovu, skláňajúca sa mierne na sever. Je to výrazne zarovnaný povrch s rozlohou vyše 2 km² (Droppa, 1972). Aj keď reliéf na vápencoch má vďaka podzemnému odvodňovaniu dispozíciu byť plochý, tu existujúce morfoštruktúrne pole nie je jednoduchou krasovou rovinou. Predstavuje mozaiku kopovitých vrcholov a depresí s prevýšením okolo 10 – 30 metrov (obr. 5 a 6). Každá zníženina úvalovitého charakteru je týmito vrcholmi viac-menej uzavretá cez ploché sedlá. Tento typ krasovej krajiny sa veľmi podobá tzv. kokpitovému krasu tropických oblastí.

Názov je odvodený od morfoštruktúry povrchu, kde jednotlivé depresie (kokpity) obklopuje veniec kopovitých vrcholov. Takýto kras je známy z Jamajky (Cockpit Country), Jávy (Gunung Sewu a Kidul), Filipín (Bohol) aj Číny (Guizhou a Guiling). Kokpitový kras ako variant polygonálneho krasu (Ford a Williams, 1989) má hviezdicové depresie s reziduálnymi pahorkami medzi nimi. Začína sa vyvíjať z karbonátovej platformy, vyzdvihnutej do určitej relatívnej výšky. Ak výzdvih aj erózia pomaly pokračujú, kras sa prehĺbuje, prechádza do štádia kuželového a potom až do vežového, známeho z pobrežia Vietnamu. Pomocou mechanizmu disolučnej erózie (Ahnert a Williams, 1997) bol navrhnutý prvý model kuželového krasu, súčasne modely pracujú prevažne metódami konečných objemov (Tucker et al., 2001). Takto sa modeloval aj kokpitový kras Jamajky (Fleurant et al., 2008). Je na ňom vidieť, že lokalizácia depresí nie je náhodná, ale závisí od tektonickej porušenia vápencov. V krase Jávy boli takto klasifikované tri druhy kuželového krasu: labyrintový, polygonálny a reziduálny (Haryono a Day, 2004).

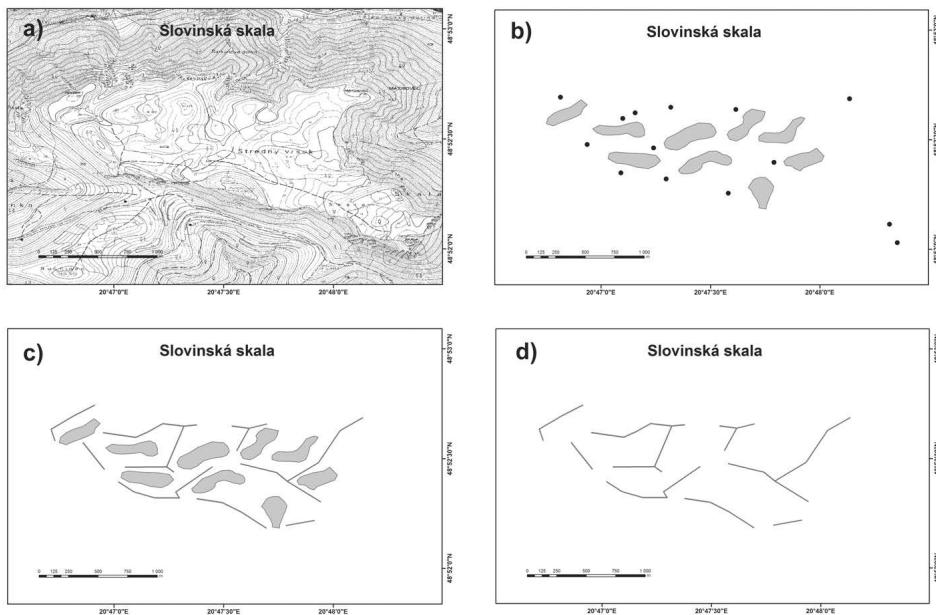


Obr. 5. Kopovitý vrchol v oblasti Holiny. Foto: P. Orvoš
 Fig. 5. Conical hill in the area of Holina. Photo: P. Orvoš



Obr. 6. Kopovitý vrchol v oblasti Stredného výšku. Foto: P. Orvoš
 Fig. 6. Conical hill in the area of Stredný výšok. Photo: P. Orvoš

Prítomnosť kopovitých vrcholov je významnou črtou morfoštruktúry planiny Slovinskej skaly. Sú usporiadané okolo depresí a spoločne tvoria polygonálnu topológiu poľa. Na zachytenie tejto skutočnosti bola použitá metóda jednoduchého zakresľovania, podobne ako v prípade Muránskej planiny (Orvoš a Orvošová, 2012). Pracuje sa s výrezom základnej mapy mierky 1 : 10 000 (obr. 7a). Do poľa vrcholových kót sa vloží pole depresí (obr. 7b). Po vrcholoch najbližších k jednotlivým depresiam sú potom zakreslené spojnice (obr. 7c), a tak dosiahneme vizuali-



Obr. 7. Morfoštruktúrne pole planiny Slovinská skala. a) vrstevnicové zobrazenie topografie v mierke 1 : 10 000, b) kóty a depresie poľa, c) depresie ohraničené líniami vyvýšení, d) extrahované polygonálne obrazce

Fig. 7. Morphostructural field of the Slovinská skala plateau. a) contour projection of the topography at 1 : 10 000 scale, b) spot heights and depressions of the field, c) depressions bordered by the lines of elevations, d) extracted polygonal patterns

zované polygóny (obr. 7d). V prípade pozdĺžnych hrebeňov sledujú línie ich priebeh a v priestore sediel sú rozdelené. Nad obvodovými dolinami sú depresie neuzavreté, pretože tu ich odrezala spätná erózia tokov. Celkove by sme mohli pole charakterizovať ako denudovaný plytký kokpitový kras. Najvýraznejšími polygonálnymi útvarmi sú priestory na juhovýchod od Holiny a priestor Stredného vŕšku (obr. 4).

VÝVOJ KRASU OBLASTI SLOVINSKEJ SKALY

Z geomorfologického pohľadu sa územie horskej skupiny Galmusu chápalo ako denudačná roveň, planácia ktorej prebehla v období miocénu za subaerických podmienok. V priebehu pliocénu a pleistocénu ju rozrezal Poráčsky potok na vlastný Galmus a Slovinskú skalú (Droppa, 1972). Vývoj krasu v najbližšom okolí, ktorým je Slovenský raj, však prebiehal zložitejšie a dnes existujúci reliéf tam predstavuje pomerne nedávno exhumovaný predpaleogénny povrch (Novotný a Tulis, 2005). Môžeme sa preto domnievať, že podobne to mohlo byť aj v sledovanom území. Pri posudzovaní vývoja krasu a veku morfoštruktúrneho poľa je teda nutné vychádzať zo širších geologických súvislostí v gemeridnom priestore.

Ukončením násunu príkrovov pred vrchnou kriedou bola dobudovaná alpínska stavba Západných Karpát. Následná sedimentácia (gossauská skupina, podtatranská skupina) prebiehala diskordantne na povrch, ktorý bol predtým odhalený atmosférickému zvetrávaniu. Stopy tejto paleoalpínskej periódy na našom území dokladajú početné dôkazy krasovatenia vápencov. Zo susediacich regiónov je zaujímavá oblasť Zadunajského pohoria v Maďarsku, kde bola z tohto pohľadu riešená otázka planačných povrchov (Pécsi, 1998) a paleokrasových systémov porovnávaných s inými vo svete (Korpás, 1998). Od konca kriedy po skorý eocén došlo v priestore veporika a gemerika k výzdvihu a následnej erózii, ktorá miestami úplne odstránila mezozoický horninový sled (Lukniš, 1964). Bolo to z tohto dôvodu aj obdobie zvýšenej zlomovej aktivity (Marko a Vojtko, 2006), čo tektonicky porušilo zdvíhajúce sa karbonátové platformy a vytvorilo predpoklady na ich krasovatenie. V podmienkach vlhkej tropickej klímy sa začalo formovanie kokpitového a plytkého kužeľového krasu. Nadmorská výška paleopovrchu sa mohla pohybovať okolo 300 až 500 metrov nad vtedajšou hladinou mora, podobne ako je to i dnes (Jamajka, Jáva, Filipíny).

Subaerický vývoj sa začal ukončovať nástupom subsidencie a globálnej transgresie oceánu v eocéne. Kombinácia faktorov viedla k ponáraniu sa území pod hladinu mora a zaplňaniu vzniknutých bazénov sedimentmi. Transgresia postupovala od dnešného severu a elevovaná oblasť existovala v centrálnej časti Slovenského rudohoria. Z nej bol v počiatočnom období riekami transportovaný materiál a deponoval sa ako aluviálne či deltové nánosy. Mimo týchto miest boli podmienky na existenciu rífov a iných prostredí vzniku vápencov. Geologické sledy z tohto obdobia predstavujú tzv. bazálnu litofáciu s rozmanitým vývojom súvrství. V Hornádskej kotline ju reprezentujú litorálne transgresívne sedimenty borovského súvrstvia, fluviálne sedimenty hornádskeho súvrstvia, deltové chrastianske vrstvy a rozličné polohy proluviálnych brekcií (Mello et al., 2000). V oblasti markušovského paleoúdolia ústila do mora významnejšia rieka, ktorá prinášala materiál z vyzdvihutej oblasti Slovenského rudohoria. Tomu zodpovedá najmä charakter sedimentácie hornádskeho súvrstvia. Sú to zlepené a pieskovce z paleozoických metamorfítov gelnickej a rakoveckej skupiny (fylity, metavulkanity, kvarcity, žilný kremeň), permské kremence, pieskovce a bridlice, v menšej miere vápence a dolomity triasu. Stratotypovou lokalitou

je prírodná pamiatka Transgresia paleogénu pri Markušovciach. V najvyššej časti súvrstvia vystupujú kremenné zlepence, ktorých základnú hmotu tvorí žilný, na povrchu do žltá sfarbený kremeň frakcie strednozrného pieskovca. Občasnou zložkou sú kremence, fylity a metaryolity vo veľkosti prevažne do 30 mm (Filo a Siráňová, 1998). Tie na rozdiel od spodných, zreteľne fluviaálnych členov nesú znaky prepracovania transgresiou alebo ukladania priamo v morskom prostredí.

Litologicky podobný sediment bol počas výskumu objavený v centrálnej depresii oblasti Stredného vŕšku (obr. 8). Pôvodný závrť, prehĺbený v mocných deluviálnych sedimentoch (obr. 9), obsahuje v hlinách vtrúsené klasty siltovcov a žilného kremeňa, malé kremenné okruhliaky, metamorfity a zvyšky kôr zvetrávania (obr. 10). Vzhľadom na rôzny stupeň opracovania a aj množstva jednotlivých druhov hornín (obr. 11) je možné predpokladať, že v základnej, nevápnitej hmote bola vkomponovaná nepočetná klastická zložka. Po zvetraní a rozpade pôvodnej horniny z nej ostali len malé zvyšky siltovca a odolnejších hornín. Najbližší výskyt hornádskeho vrstiev je pri Poráči a útržok je aj hlbšie vnútri pohoria pri Nálepke. Po severnom okraji Galmusu, na kontakte s kotlinou, vystupuje aj borovské súvrstvie s drobnou-



Obr. 8. Plochý povrch v oblasti Stredného vŕška. Vodná jama, sčasti viditeľná, je v strede poľany. Foto: P. Orvoš
 Fig. 8. Flat surface in the area of Stredný vŕšok. Water hole is partly visible at the centre of the plain. Photo: P. Orvoš



Obr. 9. Detail vodnej jamy, vyhlbenej v hlinitom delúviu. Foto: P. Orvoš
 Fig. 9. Detail of the water hole, dug out in the clay deluvium. Photo: P. Orvoš



Obr. 10. Úlomky hornín a malých okruhliakov, rozptýlené v sedimente. Foto: P. Orvoš
 Fig. 10. Fragments of rocks and small pebbles, dispersed in the sediment. Photo: P. Orvoš



Obr. 11. Rôzne druhy hornín vybrané zo sedimentu. Foto: P. Orvoš
 Fig. 11. Various types of rocks derived from the sediment. Photo: P. Orvoš

zrnnými vápencovými a dolomitickými zlepenkami. Dá sa preto predpokladať, že počas subsidencie krasovej platformy sa na nej usadzovali vápence a karbonatické zlepenky, viac na juh siltovce a pieskovce, ktoré do značnej miery vyplnili depresie kokpitového krasu. Tento vývoj mohol pokračovať dovtedy, kým dnešná JZ časť planiny Slovinskej skaly výrazne nepoklesla. Vtedy boli zrejme transgresiou rozplavené sledy hornádskeho vrstiev miestami deponované na predošlé sedimenty (alebo aj priamo na krasový povrch). Po výzdvihu územia, pravdepodobne počas pliocénu a kvartéru, nastalo rozrušenie a zvetranie karbonatických sedimentov, ktoré sa zväčša rozpustili. Nerozpustné polohy zvetrali do podoby hrubých ílovito-hlinitých delúvií v krasových úvalách. Na miestach výskytu zlepenkov sa do hĺn vkomponoval aj materiál z ich rozpadu, ako v prípade oblasti Stredného vŕšku. Pri základnom rekognoskačnom výskume nebol tento typ sedimentu zistený na ďalších lokalitách planiny Slovinská skala.

ZÁVER

Výrazne erózne ohraničená krasová plošina Slovinskej skaly spolu so severnejšou časťou Galmusu predstavujú pomerne plochý reliéf, tvorený mozaikou depresií a kopovitých vrcholov. Táto nápadná podobnosť s denudovaným kokpitovým či polygonálnym krasom tropických oblastí viedla k predpokladu podobného vývoja morfoštruktúrneho poľa. Klimatické podmienky na takéto vývoj krasu boli najideálnejšie v kriede a na začiatku paleogénu, čo potvrdzuje aj množstvo dôkazov o existencii paleokrasu v priestore dnešných Západných Karpát. Analýzou topografie bola vizualizovaná polygonálna topológia morfoštruktúrneho poľa. Zachovanie tohto planačného povrchu by však v dôsledku značného erózneho zrezu nebolo možné bez konzervovania nadložnými sedimentárnymi polohami. Vzhľadom na doložené príklady pochovania a exhumácie krasových plošín Slovenska súvrstviami paleogénu bol predpoklad podobného vývoja i v prípade planiny Slovinskej skaly. Nález úlomkov siltovcov, kremenných okruhliakov a klastov, spolu s inými horninami gemerika, by svedčili v prospech prezentovaného scenára. Nachádzajú sa vtrúsené do hlinitého delúvia depresie oblasti Stredného vŕška. Podľa výskytu paleogénnych in situ súvrství v blízkom okolí ide s veľkou pravdepodobnosťou o zvetrané polohy hornádskeho vrstiev podtatranskej skupiny. Základnou štúdiou potvrdený predpoklad by bolo potrebné podrobnejšie dokumentovať pomocou rozsiahlejšieho výskumu nielen na planine Slovinskej skaly, ale aj v príslušnom krase vlastného Galmusu.

Podakovanie: Výskum sa uskutočnil s podporou grantu Agentúry na podporu výskumu a vývoja APVV-0625-11. Ďakujem aj za cenné rady, ktoré mi poskytli Miloš Stankoviánsky, Jozef Minár a Pavel Bella.

LITERATÚRA

- AHNERT, F. – WILLIAMS, P. W. 1997. Karst landform development in a three-dimensional theoretical model. *Zeitschrift für Geomorphologie N. F., Suppl. Bd.*, 108, 63–80.
- BIELY, A. 1967. Výskum mezozoika Galmusa. Čiastková záverečná správa za r. 1961 až 1966. Manuskript – archív ŠGÚDŠ, Bratislava.
- BORZA, K. – MARTINY, E. 1964. Kôry vetrania, ložiská bauxitu a „terra rossa“ v slovenských Karpatoch. *Geologický sborník SAV*, 15, 1, Bratislava.
- ČECH, V. 2002. Krasové geomorfologické formy centrálnej časti pohoria Galmus. *Folia Geographica – Prírodné vedy*, 37, 193–207.

- ČINČURA, J. 1973. Weathering crust on the carbonatic rocks of the Western Carpathians and their relation to climate and relief. *Slovenský kras*, 11, 23–39.
- ČINČURA, J. 1993. Plateau paleokarst of the Western Carpathians. *Geologica Carpathica*, 41, 43–48.
- DROPPA, A. 1972. Krasové javy horskej skupiny Galmus. *Geografický časopis*, 24, 3, 185–200.
- FILO, I. – SIRÁŇOVÁ, Z. 1998. Hornádske a chrastianske vrstvy – nové oblastné litostratigrafické jednotky podtatranskej skupiny. *Geol. práce – Správy*, 102, 41–49.
- FLEURANT, C. – TUCKER, G. E. – VILES, H. A. 2008. A model of cockpit karst landscape, Jamaica. *Géomorphologie, Relief, Processus, Environnement*, 1, 3–14.
- FORD, D. C. – WILLIAMS, P. W. 1989. *Karst geomorphology and hydrology*. Unwin Hyman, London, 551 s.
- HARYONO, E. – DAY, M. 2004. Landform differentiation within the Gunung Kidul Kegelkarst, Java. Indonesia. *Journal of Cave and Karst Studies*, 66, 2, 62–69.
- JAKÁL, J. 2001. Porovnávací analýza krasových planín Západných Karpát. *Geografický časopis*, 53, 1, 3–20.
- KORPÁS, L. 1998. Geological model of paleokarst systems: theory and applications. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 21, 1, 41–48.
- KULLMAN, E. 1982. Hydrogeológia pohoria Galmus. *Západné Karpaty – séria Hydrogeológia a inžinierska geológia*, 4, GÚDŠ, Bratislava, 57–95.
- LUKNIŠ, M. 1945. Príspevok ku geomorfológii povrchového krasu Ztratenskej hornatiny (Slovenský raj). *Sborník prác Prírodovedeckej fakulty Slovenskej univerzity v Bratislave*, 12, 1–46.
- LUKNIŠ, M. 1964. Pozostatky starších povrchov zarovnávania reliéfu československých Karpát. *Geografický časopis*, 16, 3, 289–299.
- LUKNIŠ, M. – MAZÚR, E. 1978. Regionálne geomorfologické členenie SSR. *Geografický časopis*, 30, 2, 101–125.
- MACHATSCHKE, F. – DANZER, M. 1924. *Geologische und morphologische Beobachtungen in den Westkarpaten. Arbeiten Geogr. Institut deutschen Univ. in Prag*, 5.
- MARKO, F. – VOJTKO, R. 2006. Structural record and tectonic history of the Mýto – Tisovec fault (Central Western Carpathians). *Geologica Carpathica*, 57, 211–221.
- MELLO, J. – FILO, I. – HAVRILA, M. – IVAN, P. – IVANIČKA, J. – MADARÁS, J. – NÉMETH, Z. – POLÁK, M. – PRISTAŠ, J. – VOZÁR, J. – VOZÁROVÁ, A. – LIŠČÁK, P. – KUBEŠ, P. – SCHERER, S. – SIRÁŇOVÁ, Z. – SZALAIÓVÁ, V. – ŽÁKOVÁ, E. 2000a. Geologická mapa Slovenského raja, Galmusu a Hornádskej kotliny, 1 : 50 000. ŠGÚDŠ, Bratislava.
- MELLO, J. – FILO, I. – HAVRILA, M. – IVAN, P. – IVANIČKA, J. – MADARÁS, J. – NÉMETH, Z. – POLÁK, M. – PRISTAŠ, J. – VOZÁR, J. – VOZÁROVÁ, A. – LIŠČÁK, P. – KUBEŠ, P. – SCHERER, S. – SIRÁŇOVÁ, Z. – SZALAIÓVÁ, V. – ŽÁKOVÁ, E. 2000b. Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského raja, Galmusu a Hornádskej kotliny, 1 : 50 000. ŠGÚDŠ, Bratislava.
- MIHÁL, F. 2008. Niektoré jaskyne v pohorí Galmus. *Spravodaj SSS*, 39, 3, 19–23.
- MINÁR, J. 2003. Stredohorská roveň v Západných Karpatoch ako tektonický náčrt pracovnej hypotézy. *Geografický časopis*, 55, 2, 141–158.
- NOVOTNÝ, L. 1987. Fossilny kras pri Novoveskej Hute. *Slovenský kras*, 25, 145–152.
- NOVOTNÝ, L. – TULIS, J. 2002. Skalné okno – predpaleogénny kras v Slovenskom raji. In Bella, P. (Ed.): *Výskum, využívanie a ochrana jaskýň, 3. vedecká konferencia. Zborník referátov (Stará Lesná 14. – 16. novembra 2001)*. SSJ, Liptovský Mikuláš, 75–79.
- NOVOTNÝ, L. – TULIS, J. 2005. *Kras Slovenského raja. Správa slovenských jaskýň a Slovenská speleologická spoločnosť, Liptovský Mikuláš*, 175 s.
- ORVOŠ, P. – ORVOŠOVÁ, M. 2012. Morfoštruktúrne pole Muránskej planiny a jeho špecifiká v rámci krasových plošín Slovenska. *Geomorphologia Slovaca et Bohemica*, 12, 51–60.
- PÉCSI, M. 1998. Evolution of surfaces of planation: example of the Transdanubian Mountains, Western Hungary. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 21, 61–69.

- TUCKER, G. E. – LANCASTER, S. T. – GASPARINI, N. – BRAS, R. E. 2001. The channel-hillslope integrated landscape development model (CHILD). In *Landscape Erosion and Evolution Modeling*, Kluwer Publishing, Dordrecht, 349–388.
- TULIS, J. – NOVOTNÝ, L. 1989. Jaskynný systém Stratenskej jaskyne. Slovenská speleologická spoločnosť, Liptovský Mikuláš, 456 s.
- TULIS, J. – NOVOTNÝ, L. 2003. Medvedia jaskyňa – paleokrasový fenomén. *Slovenský kras*, 41, 91–95.

EXHUMED KARST OF THE SLOVINSKÁ SKALA PLATEAU, GALMUS

S u m m a r y

Karstic plateau of the Slovinská skala, situated in the east of Slovakia, is the southern part of Galmus mountain group. Geographically belongs to the Slovenské rudohorie (Ore Mountains) and it is bordered by the Hornádska Basin. The main plateau is an erosion block (Fig. 2) at the altitudes about 900 m with the highest point of Skala (1014 m a.s.l.). Tectonically represents the Silicicum unit (Mello, 2000b). It is built by massive light-colored limestones of Triassic age. To the west and south, Paleozoic metamorphosed sequences of Gemericum are dominated by metabasalt tuffs and phyllites.

Typical karst character of the topography is formed by depressions, surrounded by low conical hills (Droppa, 1972). Geomorphologically, plateau can be divided into three parts: the area southeast of Holina, the Stredný vršok part, where the most distinct planated surface is situated and the Skala (Fig. 4). This landscape strongly resembles the cockpit karst of tropical regions. It is characteristic by star-like depressions with residual hills and saddles among them. Principally represents the variant of polygonal karst (Ford and Williams, 1989), what develops from the initial carbonate platform after the certain relative uplift. Such karst is known from Jamaica (Cockpit Country), Java (Gunung Sewu a Kidul), Philippines (Bohol) or China (Guizhou a Guiling).

Presence of the conical hills is the main feature of plateau morphostructural field. These are situated around depressions and together they form polygonal topology. To model this, the simple method of polygons drawing has been used. At the basic map of 1 : 10 000 scale (Fig. 7a), the depressions and spot heights are marked (Fig. 7b). Over the tops, the joining lines are drawn (Fig. 7c) and so we can visualize individual polygons (Fig. 7d). By analogy with world examples, the field can be characterized as a denuded shallow cockpit karst.

From geomorphological point of view, the Slovinská skala Plateau was understood as a denudation surface, formed during the Miocene planation phases. But the evolution of karst in the neighbouring Slovenský raj area has been more complicated and existing relief represents the exhumed pre-Paleogene surface (Novotný and Tulis, 2005). Ideas about the uncovering of planated surfaces from beneath sedimentary cover in the area of Hornádska Basin are quite old (Machatschek and Danzer, 1924; Lukniš, 1964). The most important summary of paleokarst research in the Western Carpathians (Činčura, 1993) is focused also at plateau karst of Slovenský raj and Galmus and author has addressed the subaeric paleoalpine karstification period. Remnants of the transgressive sediments of Eocene and Oligocene age prove that surfaces have been recently exhumed from sedimentary cover. Fossil karst has been documented also from several caves and cavities of the area.

During the end of Cretaceous and the beginning of Paleogene, the Gemeric and Veporic units were uplifted together with Triassic carbonate platforms. Under the humid tropical climate, this created conditions for cockpit or shallow cone karst development. Subaeric period ended by transgression and subsidence in the Eocene. The rivers flowing from the elevated Slovenské rudohorie land deposited alluvial sediments into this sea (at other places also the environments for limestone origin existed). So the sediment of the Hornád beds is dominated by conglomerates and sandstones (composed from the Paleozoic metamorphites,

Permian quartzites and shales), in the uppermost part by quartzite conglomerates with the basic fill of yellowish quartz. Lithologically similar sediment has been found in the central depression of the Stredný vršok area (Fig. 8). In the thick clay layer, there is a water hole (Fig. 9), where the clasts of various rocks can be spotted (Fig. 10). They are mostly siltstones, but also vein quartz, metamorphites and ferricrusts (Fig. 11). It is likely, that clasts were enclosed inside sedimentary material, which degraded by weathering. So we can see the remnants of original sediment with the most resistant rocks. During the subsidence of carbonate platform, the Hornád beds from western areas were likely washed out by transgression and deposited over the previous conglomerates or directly on the karst surface. After the mountain uplift (probably in Pliocene and Quaternary), all sediments weathered, carbonate part dissolved and residuum filled the karstic depressions of the Slovinská skala Plateau.

SLOVENSKÝ KRAS ACTA CARSOLOGICA SLOVACA	52/1	39 – 44	LIPTOVSKÝ MIKULÁŠ 2014
--	------	---------	------------------------

SYNGENETICKÁ JASKYŇA V DUDINSKÝCH TRAVERTÍNOCH, IPEĽSKÁ PAHORKATINA

PAVEL BELLA^{1,2} – PETER HOLÚBEK³ – MICHAL GRADZIŇSKI⁴

¹ Štátna ochrana prírody SR, Správa slovenských jaskýň, Hodžova 11, 031 01, Liptovský Mikuláš; pavel.bella@ssj.sk

² Katolícka univerzita v Ružomberku, Pedagogická fakulta, Katedra geografie, Hrabovská cesta 1, 031 04 Ružomberok; Pavel.Bella@ku.sk

³ Slovenské múzeum ochrany prírody a jaskyniarstva, Školská ul. 4, 031 01 Liptovský Mikuláš; holubek@smopaj.sk

⁴ Institute of Geological Sciences, Jagiellonian University, Oleandry 2a, 30-063 Kraków, Poland; michal.gradzinski@uj.edu.pl

P. Bella, P. Holúbek, M. Gradziński: Syngenetic cave in the Dudince travertine, Ipeľská Hill Land, Slovakia

Abstract: The paper gives the first description of morphology and genesis of the inactive syngenetic (primary) cave originated in the travertine mound of Očný (Eye) Spring at Dudince Town (the southern part of Slovakia). The Dudince travertines consist of several travertine mounds of Late Pliocene and Quaternary age. They originated from mineral and thermal waters ascending from underlying Triassic carbonates to the surface along tectonic line at the border between the Krupinská Plateau (formed by Miocene volcanoclastic rocks) and the Ipeľská Hill Land (the eastern part of Podunajská Hill Land formed by Badenian and Sarmatian molasse sediments). The studied cave is 6 m long with a vertical extent of 3.5 m. It consists of a vertical spring chimney leading to the upper entrance and an inclined passage descending to the lower entrance at the lowest edge of travertine mound. The height of vertical chimney is 2.5 m, its diameter reaches 0.4 to 0.5 m. The inclined passages was remodelled and enlarged probably by solution of travertine during the younger developmental phase after the decrease of water table in the spring chimney. The described cave presents the fifth investigated primary cave within travertine mound in Slovakia.

Key words: primary cave, travertine mound, inactive spring chimney, nature protection

ÚVOD

Syngenetické jaskyne v travertínových kopách, ktorých podzemné dutiny sa vytvárajú postupujúcou tvorbou a ukladaním travertínu, sú v porovnaní s ostatnými genetickými typmi jaskýň dosť zriedkavé. Hoci nedosahujú veľké rozmery, z hľadiska ochrany prírody patria medzi pozoruhodné prírodné útvary. Na Slovensku boli takéto jaskyne doteraz opísané z travertínových lokalít v Liptovskej a Prievidzskej kotline (Mitter, 1979; Bella a Urata, 2002; Bella, 2005; Bella a Vlček, 2011).

V predložennom príspevku podávame správu z výskumu travertínovej kráterovej jaskyne, ktorá sa v rezervačnej knihe Prírodnej pamiatky Dudinské travertíny spomína ako „malá syngenetická dutina“ v kope Očného prameňa (<http://uzemia.enviroportal.sk/main/detail/cislo/245>) a v Zozname jaskýň na Slovensku (stav k 31. 12. 2013) ako Prieepasť a Diera v Očnom prameni (<http://www.smopaj.sk/sk/zoznam%20jaskyn.pdf>). Jaskyňa nebola doteraz detailnejšie preskúmaná a opísaná.

ZÁKLADNÁ CHARAKTERISTIKA DUDINSKÝCH TRAVERTÍNOV

Dudince sa nachádzajú na severovýchodnom okraji Ipeľskej pahorkatiny (časť Sebechlebská pahorkatina), na rozhraní Podunajskej nížiny a Krupinskej planiny, asi 16 km severne od Šiah v okrese Krupina. Travertínové útvary na ľavom brehu Štiavnice sú v areáli tamojších kúpeľov a jeho blízkosti, prevažne v nadmorskej výške 140 až 145 m.

Dudince sú súčasťou tzv. levickej žriedlovej línie, ktorá sa viaže na zlomovú líniu sz.-jv. smeru (medzi Levicami a Šahami) na rozhraní vulkanických Štiavnických vrchov a Krupinskej planiny so sedimentárnou panvou Podunajskej nížiny (Ivan, 1952; Maheľ, 1952; Melioris a Vass, 1982 a ďalší). Na elevačnej štruktúre tvorenej turovsko-levickou hrasťou, vymedzenej zlomovým systémom sz.-jv. smeru (Vass et al., 1979), vystupuje na povrch alebo leží v nevelkej hĺbke predterciérne podložie (v Dudinciach v hĺbke 70 až 80 m). Hrasť je priečne porušená zlomom s.-j. smeru (patriacim do zázrivsko-budapeštianskeho zlomového pásma) na turovský a santovsko-levický segment. Územie levickej žriedlovej línie budujú predterciérne alpínsky zvrásnené horniny, neogénne molasové sedimenty (báden, sarmat) ležiace diskordantne a transgresívne na predterciérnom podloží, kvartérne pokryvné sedimenty a travertíny (Melioris a Vass, 1982; Melioris, 1995a,b, 1998). Travertíny v Dudinciach sa vytvárali vo vrchnom pliocéne, pleistocéne i holocéne (Kovanda, 1971; Schmidt, 1977; Franko, 2001; Franko a Šivo, 2001).

Infiltračnú oblasť minerálnych vôd tvoria najmä južné svahy stredoslovenských neovulkanitov a ich podhorie (oblasť severovýchodne od Dudiniec). Vulkanoklastické a sedimentárne horniny, najmä štrky bádenského súvrstvia, umožňujú infiltráciu i prúdenie podzemných vôd. Chemické zloženie minerálnej vody poukazuje, že prechádzajú aj mezozoickými karbonátovými horninami. Hydraulické prepojenie podzemných vôd medzi horninovými komplexmi sa viaže na zlomovú tektoniku. Výverovou oblasťou v Dudinciach sú okrajové kryhy na severnom úpätí Gestenca (179 m), kde minerálne vody prúdiace od severovýchodu zadržia a vzdúva hrasť málopropustných permských hornín, ktoré sú pokryté plášťovskými vrstvami tvorenými spodno- až strednobádenskými tufitickými a epiklastickými vulkanickými ílovcami (Melioris a Vass, 1982; Melioris, 1995a,b, 1998).

Minerálna voda v Dudinciach má chemické zloženie typu Na-Ca-(Mg)-HCO₃-Cl-(SO₄), mineralizáciu 5 až 6 g.l⁻¹, teplotu 28 °C, obsah CO₂ do 1,8 g.l⁻¹ a H₂S do 10 mg.l⁻¹ (Hyánková a Melioris, 1993; Melioris, 1995b, 1998). Minerálna voda z vrtu S-3 (Kúpeľný), ktorý sa využíva na terapeutické účely, je podľa STN 86 8000 prírodná, stredne mineralizovaná, hydrouhličitanovo-chloridová, sódnovo-vápenatá, uhličitá, sírna so zvýšeným obsahom fluóru, vlašná, hypotonická (Krahulec et al., 1977).

Travertíny vytvárajú pramenné kopy zv. Rímsky prameň (Travertínové pole, „Rímske kúpele“), Očný prameň, Hostečný prameň, Tatársky prameň a Kúpeľná kopa, ako aj terasovitý útvar na brehu Štiavnice. Relatívna výška nižších travertínových kôp nad okolitým terénom je 2 až 4 m, vyšších kôp 6 až 8 m (Galváneek, 2009a,b a ďalší). Hydrogeologické vrty z rokov 1918 – 1919 a najmä z 50. rokov minulého storočia spôsobili, že prírodné vývery z travertínových kôp zanikli (Hynie, 1963; Melioris a Vass, 1982 a ďalší). Na ich vrchole sú pôvodné otvory, z ktorých vytekala minerálna voda.

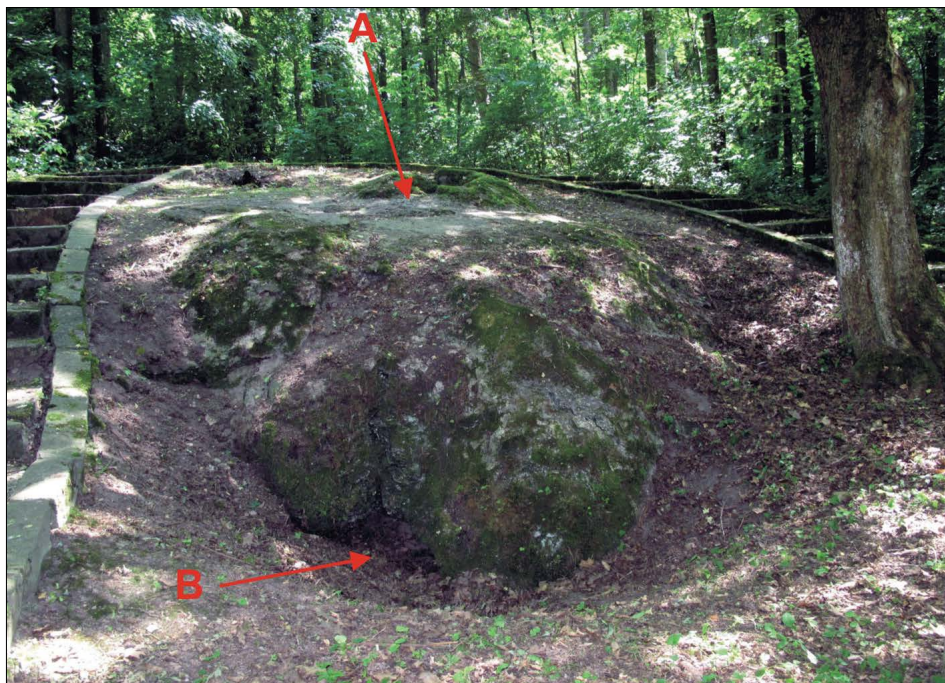
Na severovýchodnom úpätí Gestenca, južne od „Rímskych kúpeľov“ sa v travertínoch vytvorilo niekoľko lievikovitých závrtoch (najväčší závrť má rozmery 17 × 11 m

a hĺbkou 2,5 m). Prepadlisko s povrchovým otvorom $1,2 \times 0,9$ m, hĺbkou 2,6 m a širším dnom $5,2 \times 3,7$ m, ktoré opisuje Pilous (1973), podľa morfometrického kritéria zodpovedalo jaskyni (dávnejšie bolo zasypané).

V roku 1964 boli Dudinské travertíny vyhlásené za chránený prírodný výtvor s rozlohou 0,564 ha (Klinda, 1985), od roku 1996 sú prírodnou pamiatkou. V roku 1999 bola výmera chránených častí upravená na 13 280 m².

JASKYŇA V TRAVERTÍNOVEJ KOPE OČNÉHO PRAMEŇA

Travertínová kopa zv. Očný prameň leží vo východnej časti lesoparku v areáli kúpeľov na severnom úpätí Gestenca, v nadmorskej výške asi 165 m (podľa mapy publikovanej Meliorisom, 1998, str. 31). Podľa Franka (2001), resp. Franka a Šiva (2001) sa travertíny v tejto oblasti vytvorili v interglaciále mindel – riss. Táto travertínová kopa zaberá plochu 52 m² (<http://uzemia.enviroportal.sk/main/detail/cislo/245>). Jej východným, južným a západným okrajom prechádza betónový chodník. Vrchná časť kopy medzi chodníkom dosahuje rozmery $6,5 \times 5,3$ m. Keďže sa kopa vytvorila na šikmom úpätí klesajúcom na sever, má asymetrický tvar. Jej výška od severného úpätia je 4 až 4,5 m. Sklon povrchu travertínu na vrhnej časti kopy je 20° až 30°, na severnom okraji až 80°. Na vrchole kopy sú dva komínovité otvory „Oči“, okolo ktorých sú nevelké kráterovité vyvýšeniny vytvorené v poslednej fáze tvorby travertínu. Pod hlbším severnejším otvorom „je v hĺbke okolo 2 m malá syngenetická dutina“ (<http://uzemia.enviroportal.sk/main/detail/cislo/245>), ktorú sme preskúmali a za-



Obr. 1. Travertínová kopa Očného prameňa, Dudince (A – vrchný vchod, B – spodný vchod do jaskyne). Foto: P. Bella

Fig. 1. Travertine mound of Očný (Eye) Spring (A – upper entrance, B – lower entrance to the cave). Photo: P. Bella

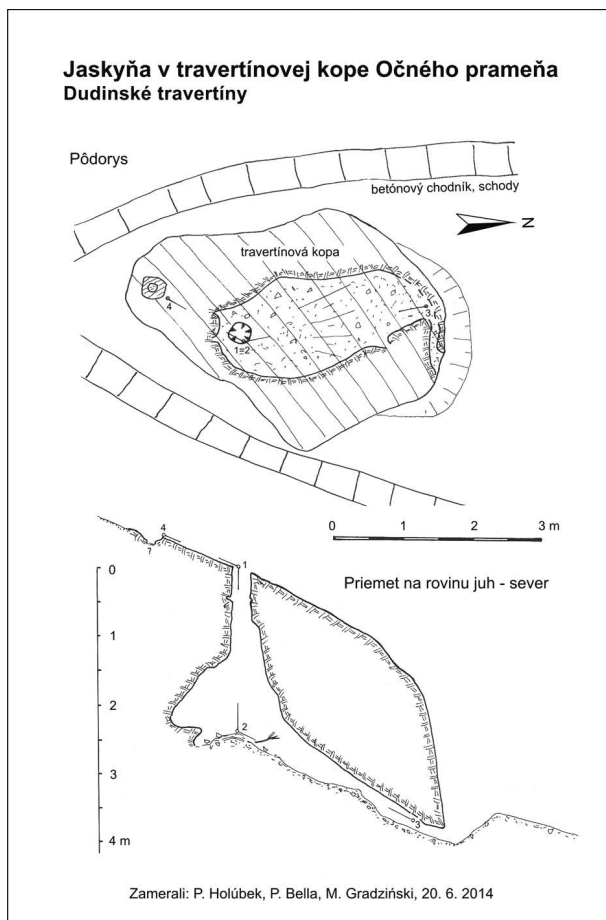


Obr. 2. Ústie inaktívneho výverového komína, horný vchod do jaskyne. Foto: P. Bella
Fig. 2. Mouth of inactive spring chimney, the upper entrance to the cave. Photo: P. Bella

merali 20. 6. 2014. Z Očného prameňa voda prestala vytekať v roku 1938 (Galvánek, 2009b). Travertínová kopa sa začína gravitačne rozpadat', o čom svedčí trhlina v jej severnej polovici nad strmým okrajom.

Horný otvor je vyústením rúrovitého komína s priemerom 0,4 až 0,5 m, v ktorom bolo nahádzané množstvo konárov. Pod vertikálnym komínom, vysokým 2,5 m, sa priestor jaskyne rozširuje do rozmerov $3,5 \times 1,5$ m (pretiahnutý v s.-j. smere). Podlaha klesá k spodnému otvoru na severnom úpätí travertínovej kopy (prepojenie so spodným otvorom vizuálne vidieť, na preliezanie treba najužšie miesto chodby rozšíriť). Pod komínom je menší kužeľ zo splavenej zeminy a kúskov nahádzaného dreva. Jaskyňa dosahuje dĺžku 6 m, výškový rozdiel medzi vrchným a spodným otvorom je 3,5 m (splňa morfometrické kritériá jaskyne).

Z hľadiska genézy vertikálna časť jaskyne predstavuje nahor zužujúci sa výverový komín bývalého prameňa, ktorý sa vytváral odspodu nahor súčasne so zvyšovaním travertínovej kopy usadzovaním travertínu. V porovnaní s ostatnými komínovitými, resp. studňovitými jaskyňami v travertínových kopách na Slovensku inaktívny výverový komín v travertínovej kope Očného prameňa je podstatne užší (na hranici priechodnosti pre človeka) ako zvonovité studne v Záskalí a pod Drienkom pri Bešeňovej (pozri Bella a Vlček, 2012) či kráterový komín Čertovice pri Liptovských Sliačoch, ktorý sa naopak odspodu nahor rozširuje (pozri Bella a Urata, 2002). Vo viacerých iných travertínových kopách sú výverové komíny krátke alebo úzke a nedostupné pre človeka, preto sa za jaskyne nepovažujú (napr. v príhlých dudinských travertínových kopách Tatárskeho prameňa, Hostečného prameňa a prameňa pri Šípkovej ruži či na Sivej Brade v Hornádskej kotline).



Obr. 3. Pôdorys a bočný priemet jaskyne v travertínovej kope Očného prameňa. Kreslil: P. Holúbek

Fig. 3. Ground plan and side projection of the cave in the travertine mound of Očný (Eye) Spring. Drawn by P. Holúbek

Šikmá, nadol klesajúca časť jaskyne v travertínovej kope Očného prameňa bola remodelovaná a zväčšená pravdepodobne rozpúšťaním travertínu počas poslednej aktívnej fázy vývoja travertínovej kopy, keď v komíne vodná hladina poklesla a voda začala prenikať pozdĺž vrstiev travertínu nadol a na povrch vyvierala na spodnom okraji kopy. Sypké a menšie uvoľnené čiastočky travertínu sa vyplavovali vodou.

ZÁVER

Jaskyňa v travertínovej kope Očného prameňa v Dudinciach je ďalšou, v poradí piatou preskúmanou syngenetickou travertínovou kráterovou, resp. komínovitou jaskyňou na Slovensku. Tieto syngenetické jaskyne sa zaraďujú medzi tzv. konštrukčné jaskyne vytvárajúce sa postupným usadzovaním travertínu, čím nakoniec v travertínovej kope vznikne podzemný priestor, zväčša výverový komín (tak ako v prípade hornej časti tu opisovanej jaskyne). V travertínových kopách sú známe aj

také syngenetické jaskyne, ktoré vznikli postranným uzatváraním stropu podzemného priestoru travertínom narastajúcim pozdĺž hladiny kráterového jazera od jeho okrajov do stredu (napr. Bojnická hradná jaskyňa; Mitter, 1979).

LITERATÚRA

- BELLA, P. 2005. Syngenetické travertínové jaskyne na Slovensku. *Geomorphologia Slovaca*, 5, 2, 23–29.
- BELLA, P. – URATA, K. 2003. Syngenetický travertínový kráter Čertovica pri Vyšnom Sliachi (Liptovská kotlina, Lubel'ská pahorkatina). *Slovenský kras*, 41, 215–219.
- BELLA, P. – VLČEK, L. 2011. Morfogenetické typy travertínových kráterových jaskýň na Slovensku. *Aragonit*, 16, 1–2, 11–16.
- FRANKO, O. 2001. Pôvod a vývoj minerálnych a termálnych vôd Slovenska v priestore a čase z pohľadu veku travertínov a izotopov O, H a ^{14}C . *Podzemná voda*, 7, 2, 26–44.
- FRANKO, O. – ŠIVO, A. 1999. Relative, geological and absolute age of the geothermal waters in north Slovakia. *Proceedings of XXIX Congress of IAH „Hydrogeology and land use management“*. Publ. Slovak IAH, Bratislava, 681–684.
- GALVÁNEK, J. 2009a. Dudince – Dudinské travertíny. In Jeleň, S. – Galvánek, J. a kol.: *Náučno-poznávací sprievodca po geologických a geografických lokalitách Stredného Slovenska*. GÚ SAV, Banská Bystrica, 74–79.
- GALVÁNEK, J. 2009b. Dudinské travertíny. *Geologický sprievodca po strednom Slovensku*. <http://www.snm-em.sk/geosprievodca/lokality/travertiny/sk/dudincetr.html>
- HYÁNKOVÁ, K. – MELIORIS, L. 1993. The Unusual Chemism of Mineral Waters at Dudince. *Geologica Carpathica*, 44, 2, 123–131.
- HYNIE, O. 1963. *Hydrogeologie ČSSR*. II. díl, *Minerální vody*. NČSAV, Praha, 797 s.
- IVAN, L. 1952. Geologická stavba a minerálne pramene okolia Levíc. *Geologické práce*, 32, Bratislava, 5–22.
- KLINDA, J. 1985. *Chránené územia prírody v Slovenskej socialistickej republike*. Obzor, Bratislava, 320 s.
- KOVANDA, J. 1971. Kvarterní vápence Československa. *Anthropozoikum*, řada A, 7, 7–236.
- KRAHULEC, P. – REBRO, A. – UHLIARIK, J. – ZEMAN, J. 1977. *Minerálne vody Slovenska I*. Osveta, Martin. 452 s.
- MAHEL, M. 1952. Minerálne pramene Slovenska so zreteľom na geologickú stavbu. *Práce Štátneho geologického ústavu*, 27, Bratislava, 114–147.
- MELIORIS, L. 1995a. Dudince – hydrogeologický prieskum. *Záverečná správa*, IGHP, Žilina, 35 s.
- MELIORIS, L. 1995b. Minerálne vody „levickej žriedlovej línie“ a ich ochrana. *Podzemná voda*, 1, 75–88.
- MELIORIS, L. 1998. Hydrogeologické štruktúry a minerálne vody. In Matej, M. – Hudec, I. – Kolesár, J. – Melioris, L. – Krahulec, P. – Baďura, V. – Kaiser, T. – Bachratá, A. – Čičelová, B.: *Slovenské liečebné kúpele Dudince*. Agentúra Astra, Levice, 25–41.
- MELIORIS, L. – VASS, D. 1982. Hydrogeologické a geologické pomery levickej žriedelnej línie. *Západné Karpaty, séria hydrogeológia a inžinierska geológia*, 4, Bratislava, 7–56.
- MITTER, P. 1979. Reliéf na travertínoch Slovenska. *Záverečná správa*, MSK, Liptovský Mikuláš, 176 s.
- PILOUS, V. 1973. Závrtv v travertínoch v Dudincích. *Československý kras*, 24, 123–125.
- SCHMIDT, Z. 1977. Geographical extension of archidiscodons in Slovakia. *Západné Karpaty, séria Paleontológia*, 2–3, Bratislava, 233–240.
- VASS, D. – KONEČNÝ, V. – ŠEFARA, J. – PRISTAŠ, J. – ŠKVARKA, L. 1979. Geologická stavba Ipeľskej kotliny a Krupinskej planiny. *GÚDŠ*, Bratislava, 277 s.

SLOVENSKÝ KRAS ACTA CARSOLOGICA SLOVACA	52/1	45 – 54	LIPTOVSKÝ MIKULÁŠ 2014
--	------	---------	------------------------

PROUDĚNÍ VZDUCHU V LEDOVÉ CHODBĚ JESKYNĚ PIKOVÁ DÁMA, MORAVSKÝ KRAS (ČESKÁ REPUBLIKA)

VÁCLAV ŽDÍMAL

Mendel University in Brno, Zemědělská 1, 613 00 Brno, Czech Republic; zdimal@mendelu.cz

V. Ždímal: Air circulation in the Ice Passage of the Piková dáma Cave, Moravian Karst (Czech Republic)

Abstract: Air temperature and air relative humidity were measured in the Ice Passage of the Piková dáma Cave (Moravian Karst, Czech Republic) in years 2011 – 2014. This cave is solitary in the Czech Republic, representing probably the only karst ice cave. Air temperature and relative humidity were measured due to character of the cave during winter season. The monitoring period, based on air temperature and air relative humidity measurements in the cave, was divided into five periods characterized by values and changes of measured parameters. The first period, when climatic parameters in the cave do not change, can be regarded static. The change of temperature on the surface is caused by beginning of dynamic air exchange in the cave. The second period is characterized by slow decrease of air temperature and constant air relative humidity. In the third period both air temperature and air relative humidity in Ice passage rapidly decreased. In the beginning of period external temperature dropped below $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ and did not rise above zero. The length of such a period can be regarded as the decisive factor of the overall decrease of temperature and humidity in the cave. During the fourth period, air temperature mildly decreased and air relative humidity rapidly increased. During the last fifth period, the air temperature in cave did not decrease, but, in contrast, increased. This increase was small, however continuous and it can be assumed, that air temperature kept rising after the end of measurement too. Slow decrease of air temperature in cave starts when the outdoor temperature drops below $-2.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ and ends when the outdoor temperature rises above $1\text{ }^{\circ}\text{C}$. Rapid decrease starts when the outdoor temperature drops below $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ and ends when the outdoor temperature rises above $1\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Key words: air circulation, air temperature, Moravian Karst, microclimate, Ice Passage

ÚVOD

Prostředí jeskyní je obvykle považováno za téměř neměnné. Mikroklima jeskyní je důležitým prvkem jejich vzniku a existence a ovlivňuje řadu krasových procesů. Proudění, teplota a relativní vlhkost vzduchu ovlivňují vznik a korozi speleotém. Klimatické změny mohou změnit teplotu vzduchu v jeskyních (Badino, 2004; Perşoiu et al., 2011). Ještě větší vliv má mikroklima v jeskyních s ledovou výzdobou, kde je podmínkou existence výzdoby teplota vzduchu menší než $0\text{ }^{\circ}\text{C}$. V České republice se nenacházejí trvale zaledněné jeskyně, ale části některých jeskyní jsou zaledněny část roku. Právě u těchto jeskyní je rozhodující podmínkou zalednění délka období s teplotou vzduchu menší než $0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Ztráta ledové výzdoby v současnosti je úkolem pro výzkum (Mavlyudov, 2006).

Mikroklima jeskyní bylo a je jedním z kritérií jejich třídění. Třídění jeskyní podle teplot vzduchu a jejich chodu je dnes nahrazeno rozdělením jeskyní podle proudění vzduchu (Jančařík in Příbyl et al., 1992). Toto rozdělení není jednoznačné a různí

autoři je chápou odlišně. Historicky byly jeskyně ideálně rozděleny na statické jednovchodové a dynamické vícevchodové. Statické jeskyně s jedním vchodem nebo více vchody s malým rozdílem výšek mohou být chladné (ledové), když v zimním období nasávají vnější chladný vzduch a ochlazují se. Opačně fungují statické jeskyně teplé, které leží nad úrovní vchodu a v letním období se ohřívají. Jančařík (in Příbyl et al., 1992) charakterizuje statické jeskyně výměnou vzduchu pouze v jedné polovině roku a stagnací ve druhé.

Jeskyně dynamické mají dva nebo více vchodů o různé nadmořské výšce, směr proudění je opačný v letním a zimním období, v letním období dochází k ohřívání horniny a zvyšování relativní vlhkosti, v zimním období dochází k prochlazování a vysoušení (Forbes, 1998). Buecher (1999) považuje za nejvýznamnější problém mikroklimatu jeskyně vysoušení při zvýšeném proudění vzduchu.

Může existovat i kombinace výše uvedených jeskyní, pak se jedná o jeskyni statodynamickou. Je to v podstatě jeskyně dynamická, která má po část roku uzavřeno spojení mezi horním a dolním vchodem. Někteří autoři používají odlišné členění a závisí na konkrétní jeskyni, která nikdy není ideálním typem.

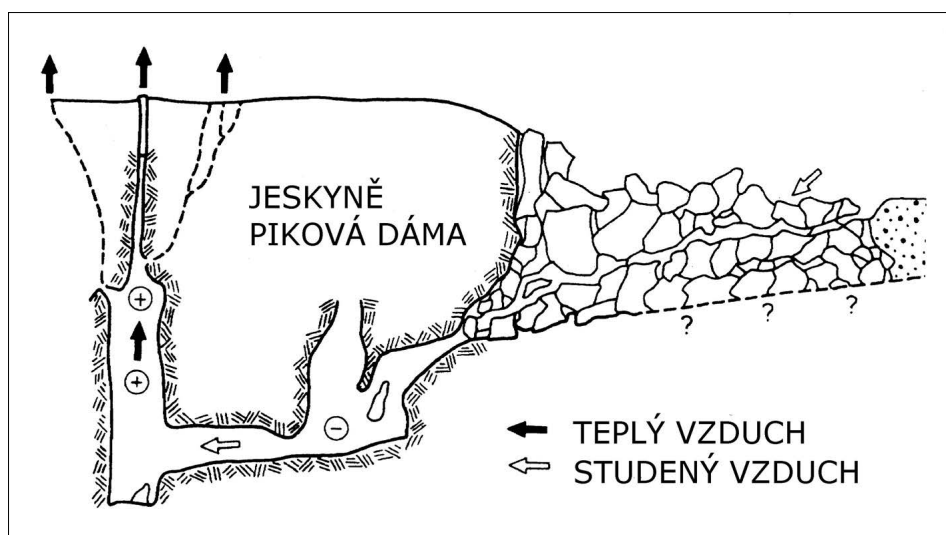
Měření mikroklimatu v jeskyni není snadnou záležitostí (Badino, 2004). Často je jeskynní klima považováno za konstantní, protože jeho změny jsou oproti venkovním malé. Proto měření uvnitř jeskyně vyžadují odpovídající vybavení s potřebnou přesností a dlouhodobost, protože změny se mohou odehrávat i v neočekávané chvíli. Změny jeskynní teploty způsobují další procesy, například mikrodeformace skalního masivu (Kalenda et al., 2013). Nové metody umožňují lépe porozumět specifické dynamice a procesům ledových jeskyní (Berenguer-Sempere et al., 2014; Jernigan & Randall, 2001; Podobnikar, 2007).

Ať se již jedná o jeskyně statické nebo dynamické, proudění nemá jeden začátek a jeden konec s konstantním prouděním. V závislosti na vnějších podmínkách se může měnit. Proudění vzduchu může oscilovat od několika vteřin po dny (Faimon, 2012) a teplota vzduchu v jeskyni je podmíněna intenzitou proudění vzduchu (Baneschi et al., 2011). Zjištění těchto oscilací je podmíněno vhodně zvolenou metodikou měření. Pro sledování teploty vzduchu uvnitř jeskyně je důležité stanovení vnějších podmínek, za kterých začíná a končí proudění vzduchu v jeskyni.

MATERIÁL A METODY

Teplota a relativní vlhkost vzduchu byly měřeny v Ledové chodbě jeskyně Piková dáma. Jeskyně Piková dáma leží v severovýchodní části Moravského krasu, který patří do geomorfologického celku Dražanské vrchoviny (Štogr a Kučera, 1997; Vít, 1998). Jeskynní systém byl vytvořen v devonských vápencích Macošské formace. Vchod do jeskyně tvořený zaskružovanou šachtou leží poblíž obce Holštejn v tzv. Hradském (Holštejnském) žlebu v nadmořské výšce 462 m. Hloubka šachty je 70 metrů. Jeskyně je propojena s blízko ležící jeskyní Spirálkou. Tyto dvě jeskyně vytváří rozsáhlé bludiště několika pater spojených s centrální propastí Studnou a starým řečištěm. Vchod do Ledové chodby, ve které probíhalo měření, se nachází nad dnem Studny. Začátek Ledové chodby má tvar širokého vodního kanálu s četnými facetami. Ve stěnách a stropu se nacházejí otvory chodbiček a komínů vedoucích z přilehlých částí jeskyně. Dno je pokryto jezírky a protéká jím občasný potůček. Ledová chodba stoupá, zpočátku mírně, dále kaskádovými stupni. Její konec je tvořen bludištěm malých freatických chodeb a sborem balvanů ústících do poloslepého

Holštejnského údolí blízko propadání toku Bílé vody. Poloslepé Holštejnské údolí u Staré rasovny patří k nejchladnějším místům Moravského krasu. Je to dáno lesním porostem v okolí a orientací údolí. Do tohoto údolí stéká studený vzduch a hromadí se zde sníh, který zde leží výrazně delší dobu než v okolí. Ledová chodba Staré rasovny, jako vstupní otvor pro chladný vzduch, přímo navazuje na Ledovou chodbu Pikové dámy, jako vstupní otvor pro chladný vzduch, přímo navazuje na Ledovou chodbu Pikové dámy, proudí studený vzduch do centrální propasti, kterou již ohřátý vzduch proudí vzhůru a je vyfukován o 20 metrů výše položeným vchodem a v blízkosti ležící ventarolou Křížový kluk (obr. 1). Toto uspořádání v souvislosti s tvarem jeskyně umožňuje prochlazení Ledové chodby a vznik ledové výzdoby v jarním období, kdy začíná do jeskyně přitékat voda jako důsledek jarního tání. Nejmohtnější ledová výzdoba zde bývá koncem dubna a začátkem května. Tato jeskyně je jednou z mála sezónně zaledněných jeskyní v České republice.



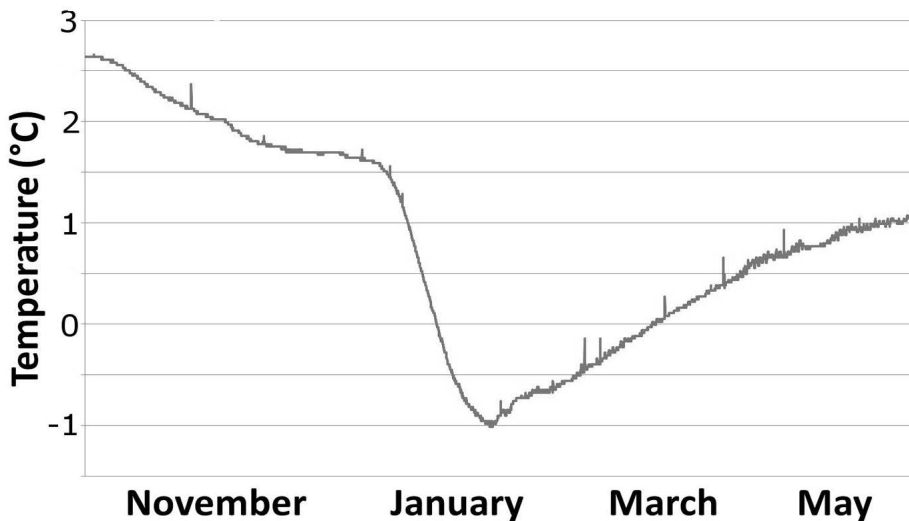
Obr. 1. Schéma proudění vzduchu v jeskynním systému Piková dáma-Spirálka (dle Vít, 1998)

Teplota vzduchu a relativní vlhkost vzduchu byly měřeny vzhledem k charakteru jeskyně v zimních obdobích 2011 – 2012, 2012 – 2013 a 2013 – 2014. Interval měření byl zvolen 15 minut. V Ledové chodbě byl umístěn Data Logger HOBO U23 Pro v2 firmy Onset Computer Corporation, Inc., Massachusetts. Od stejné firmy byl použit i Data Logger HOBO U10 pro měření venkovní teploty a relativní vlhkosti vzduchu, který byl umístěn v blízkosti vstupu do jeskyně. Pro stanovení metodiky měření byla použita Metodika monitoringu mikroklimatických poměrů v jeskynních systémech (Hebelka et al., 2011). Zpracování dat bylo provedeno programy HOBOWare lite, Microsoft Excel a STATISTICA.

VÝSLEDKY

Při měření teploty a relativní vlhkosti vzduchu v jeskyni se prokázal velký vliv sezónnosti. Nejvyšší teplota vzduchu v Ledové chodbě byla 2,8 °C a nejnižší -1,0 °C, relativní vlhkost vzduchu se pohybovala v rozsahu 67 % až 100 %.

Zimní období 2011 – 2012 lze považovat téměř za vzorové (obr. 2). Na základě měření teploty a relativní vlhkosti vzduchu v jeskyni bylo rozděleno na pět období, charakterizovaných hodnotami a změnami měřených proměnných. Mezi těmito obdobími byla ještě čtyři období přechodná, kdy se měnily charakteristiky teploty a relativní vlhkosti vzduchu.



Obr. 2. Teplota vzduchu v Ledové chodbě v zimním období 2011 – 2012

1. období: konstantní teplota a relativní vlhkost vzduchu. Toto období trvalo od počátku měření do 18. 11. 2011. V tomto časovém úseku byla konstantní teplota vzduchu 2,6 °C a konstantní relativní vlhkost vzduchu 100 %.

2. období: mírný pokles teploty vzduchu, konstantní relativní vlhkost vzduchu. Toto období trvalo od 21. 11. 2011 do 24. 1. 2012, celkem 65 dnů. Teplota vzduchu za toto období poklesla o 0,97 °C, z 2,6 °C na 1,6 °C, průměrný denní pokles byl 0,015 °C. Po celé období byla relativní vlhkost vzduchu 100 %.

3. období: rychlý pokles teploty vzduchu, rychlý pokles vlhkosti vzduchu. Toto období trvalo od 28. 1. 2012 do 20. 2. 2012, celkem 24 dnů. Teplota vzduchu poklesla za toto období o 2,4 °C, z 1,5 °C na -0,9 °C, průměrný denní pokles byl 0,1 °C. Relativní vlhkost vzduchu poklesla o 31 %, ze 100 % až na 69 %, později vystoupila na 80 %. Průměrný denní pokles byl 1,95 %.

4. období: toto období je charakterizováno dlouhým a pomalým vzestupem teploty vzduchu a čtyřmi různými změnami relativní vlhkosti vzduchu. Toto období trvalo, resp. bylo měřeno dnů. Teplota vzduchu vzrostla z -1,0 °C na 1,1 °C, průměrný denní vzestup byl 0,028 °C. Z hlediska relativní vlhkosti vzduchu lze toto období dále rozdělit na čtyři části. První část trvala jeden den (25. 2. 2012) a relativní vlhkost vzduchu za tento den vzrostla o více než 5 %. Druhá část trvala 19 dnů, od 26. 2. do 15. 3. 2012, a relativní vlhkost vzduchu se zvýšila z 88 % na 95 %, průměrně o 0,3 % denně. Třetí část trvala 32 dnů, od 16. 3. do 16. 4. 2012, relativní vlhkost vzduchu se zvýšila z 95 % na 100 %, průměrně o 0,2 % denně. Tato část je charakteristická kromě pomalého vzestupu pravidelným denním cyklickým kolísáním relativní vlhkosti

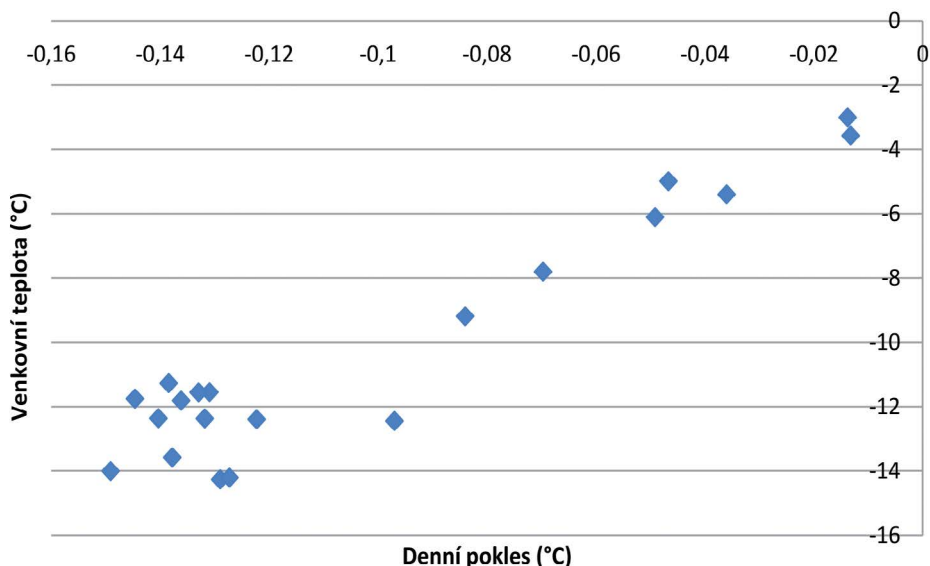
vzduchu o přibližně 1 %. Čtvrtá část započala dne 17. 4. 2012, kdy byla naměřena relativní vlhkost vzduchu 100 %, a dále se neměnila.

Tato čtyři období byla oddělena čtyřmi obdobími přechodnými, která byla krátkodobá a z hlediska celkové doby měření nemají zásadní význam. Během nich se měnily parametry teploty a relativní vlhkosti vzduchu a nelze je jednoznačně popsat. Přechodná období trvala jeden až čtyři dny a byla zahrnuta do jednotlivých období.

Venkovní teplota vzduchu se v období 2011 – 2014 pohybovala v rozsahu $-18,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ až $32\text{ }^{\circ}\text{C}$, venkovní relativní vlhkost vzduchu se pohybovala v rozsahu 25 % až 100 %. Venkovní teplota vzduchu je nejvýznamnějším faktorem ovlivňujícím teplotu a relativní vlhkost vzduchu v jeskyni. Pro změnu proudění vzduchu v jeskyni jsou důležité změny venkovní teploty vzduchu v přechodných obdobích. Tato období jsou čtyři: počátek a konec mírného poklesu a počátek a konec rychlého poklesu teploty vzduchu v jeskyni. Aby mohla nastat změna proudění v jeskyni, je potřebná výrazná změna teploty vzduchu na povrchu trvající alespoň tři dny.

Počátek mírného poklesu teploty vzduchu v jeskyni začal ve sledovaném období v jednotlivých letech při poklesu teploty vzduchu pod $-2,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, $-2,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ a $-3,2\text{ }^{\circ}\text{C}$. Proto lze předpokládat, že začíná, pokud průměrná denní venkovní teplota vzduchu poklesne pod $-2,5\text{ }^{\circ}\text{C}$. Ukončení mírného poklesu nastane, pokud průměrná denní venkovní teplota vzduchu stoupne nad $1\text{ }^{\circ}\text{C}$. V jednotlivých sezónách to bylo při teplotách vzduchu $2,2\text{ }^{\circ}\text{C}$, $2,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ a $1\text{ }^{\circ}\text{C}$. Po celé období mírného poklesu je průměrný denní pokles teploty vzduchu v jeskyni $0,015\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Rychlý pokles v jednotlivých letech začal při poklesu teploty vzduchu pod $-5,4\text{ }^{\circ}\text{C}$, $-7,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ a $-8,8\text{ }^{\circ}\text{C}$. Rychlý pokles začíná, pokud je venkovní teplota vzduchu pod $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$. Končí při vzestupu venkovní teploty vzduchu nad $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$. V jednotlivých sezónách tato situace nastala při teplotách vzduchu $-1,8\text{ }^{\circ}\text{C}$, $-0,42\text{ }^{\circ}\text{C}$ a $-2,0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Rychlost rychlého denního poklesu závisí na venkovní teplotě vzduchu (obr. 3) a dosahuje až $0,15\text{ }^{\circ}\text{C}$ denně při nízkých teplotách vzduchu trvajících nejméně tři dny.



Obr. 3. Závislost rychlého denního poklesu na venkovní teplotě vzduchu

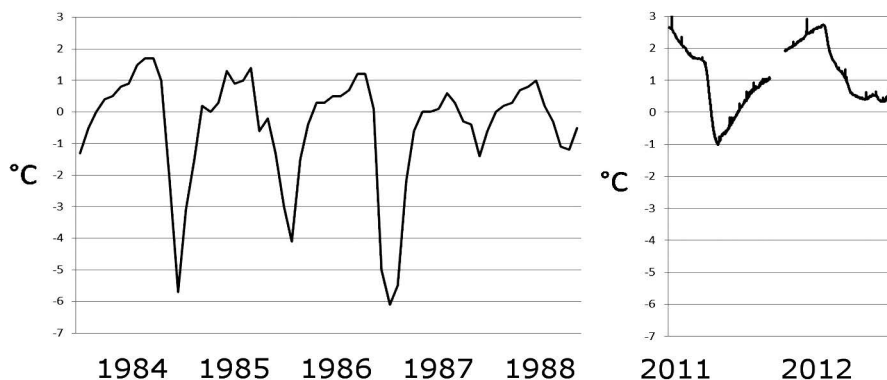
V průběhu měření bylo zaregistrováno 19 vstupů do Ledové chodby, z toho pouze tři vstupy byly v pracovních dnech. Největší zvýšení teploty vzduchu o 1,09 °C nastalo 20. 11. 2011 a trvalo 1,5 hodiny. Toto měření ovšem bylo ovlivněno úmyslně návštěvníky, kteří svým dechem zvýšili teplotu čidla. Průměrné zvýšení teploty vzduchu způsobené návštěvníky bylo v ostatních 18 případech 0,13 °C. Nejmenší naměřené zvýšení teploty vzduchu bylo 0,05 °C a nejvyšší 0,31 °C. Pozorovatelná změna teploty vzduchu trvala průměrně 1,2 hodiny, nejkratší trvala 0,5 a nejdelší 2,25 hodiny. Vzhledem k tomu, že většina takto určených zvýšení teploty vzduchu souhlasila se záznamy v exkurzním deníku, lze tato malá zvýšení teploty vzduchu přičíst vlivu návštěvníků. Pokud by měl mít vliv otevřený vchod do jeskyně, mělo by pravděpodobně dojít ke snížení teploty vzduchu. Nebyl zjištěn žádný vliv návštěvníků na relativní vlhkost vzduchu v jeskyni.

DISKUZE

Ledová chodba jeskyně Piková dáma byla cílem měření teploty vzduchu a relativní vlhkosti již v minulosti. Byly používány běžné teploměry a Assmanův aspirační psychrometr, měření nebyla kontinuální, přesto poskytují dobré podklady pro srovnání. Na základě těchto měření stanovili autoři předpoklad, že ledové chodby začínají vymrzat po asi týdenních mrazech silnějších než -10 °C .

Při současném měření byla nejnižší teplota vzduchu naměřena 23. 2. 2012 a činila $-1,01\text{ °C}$. Vít (1998) uvádí minimální teploty vzduchu nejčastěji v měsících únoru a březnu s hodnotami -5 °C až -6 °C . Krbeček uvádí nejnižší naměřenou teplotu vzduchu $-7,1\text{ °C}$ v roce 1985, $-4,1\text{ °C}$ v roce 1986, $-6,1\text{ °C}$ v roce 1987 a $-1,4\text{ °C}$ v roce 1988 (obr. 4). Takto nízké teploty vzduchu nebyly v letech 2011 až 2014 naměřeny. Mezi hlavní příčiny může patřit krátké období nízkých teplot venkovního vzduchu. Nelze vyloučit, že některá z povodní v minulých letech změnila i poměry proudění vzduchu v současnosti.

Nejnižší relativní vlhkost vzduchu byla naměřena 13. 2. 2012 a činila 67 %. Krbeček in Stogr (1997) uvádí nejnižší relativní vlhkost vzduchu 6. 1. 1985 50 %, v dalších letech uvádí nejnižší naměřenou relativní vlhkost 85 %, 69 % a 94 %. Vzhledem ke krátkému období trvání nižší relativní vlhkosti je možné, že při měření pouze v určitém intervalu nedojde k zaznamenání nejnižší hodnoty vzdušné relativní vlhkosti.



Obr. 4. Teplota vzduchu v Ledové chodbě v letech 1984 – 1989 a 2011 – 2013

Nejvýznamnějším faktorem ovlivňujícím teplotu a relativní vlhkost vzduchu v jeskyni je venkovní teplota vzduchu. První období, kdy nedochází ke změnám klimatických parametrů v jeskyni, lze považovat za statické. Aby nastala dynamická výměna vzduchu v jeskyni, musí nastat změna teploty vzduchu na povrchu. Potom kromě nízké teploty vzduchu spolupůsobí i setrvačnost vzduchové masy proudící jeskyní a teplota vzduchu na povrchu není jediným kritériem výměny vzduchu.

Druhé období charakterizované pomalým poklesem teploty vzduchu a konstantní relativní vlhkostí vzduchu v jeskyni začalo 21. 11. 2011. Venkovní teploty na začátku tohoto období celodenně poklesly pod $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ a klesaly až k $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$. V průběhu druhého období se teploty pohybovaly mezi $+8\text{ }^{\circ}\text{C}$ a $-9\text{ }^{\circ}\text{C}$, ale většinu času kolísaly kolem $0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Venkovní relativní vlhkost vzduchu v tomto období kolísala mezi 70 % a 100 %. Tyto podmínky vedly k intenzivnímu proudění vzduchu v jeskyni a změně charakteru jeskyně na dynamickou.

Ve třetím období došlo v Ledové chodbě k rychlému poklesu teploty vzduchu a k rychlému poklesu relativní vlhkosti vzduchu. Počátkem tohoto období venkovní teplota poklesla pod $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ a nevystoupila nad $0\text{ }^{\circ}\text{C}$. V dalších dnech se nejnižší denní teplota pohybovala mezi $-14\text{ }^{\circ}\text{C}$ až $-18\text{ }^{\circ}\text{C}$ a nejvyšší mezi $-4\text{ }^{\circ}\text{C}$ a $-11\text{ }^{\circ}\text{C}$. Toto období a jeho délka 16 dní měly největší vliv na pokles teploty a relativní vlhkosti vzduchu. Vít (1998) uvádí, že „V běžné zimě začínají prostory Ledové chodby vymrzat po asi týdenních nočních mrazech, silnějších než $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$.“ Délku tohoto období lze považovat za rozhodující faktor celkového snížení teploty a relativní vlhkosti v jeskyni.

V průběhu čtvrtého období došlo k střednímu poklesu teploty vzduchu a rychlému vzestupu relativní vlhkosti vzduchu. Toto období bylo nejkratší a trvalo pouhých 12 dnů. Venkovní teplota vzduchu kolísala kolem nuly, od $+5\text{ }^{\circ}\text{C}$ do $-12\text{ }^{\circ}\text{C}$. Venkovní relativní vlhkost vzduchu stoupla a pohybovala se mezi 60 % a 100 %.

V posledním, pátém období již nedocházelo k poklesu teploty v jeskyni, ale naopak k jejímu vzestupu. Tento vzestup byl sice pomalý, ale nepřetržitý a lze předpokládat, že tento vzestup pokračoval i po skončení sezónního měření. Další měření pokračuje, ale do doby odevzdání příspěvku nebylo vyhodnoceno. V pátém období se počátkem dubna (4. 4. 2012) teplota zvýšila nad $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ a od tohoto data prakticky nemohlo dojít ke vzniku ledové výzdoby. Pokud se nějaká do tohoto termínu vytvořila, začalo její odtávání.

Přestože páté období bylo z hlediska teploty vzduchu homogenní, z hlediska relativní vlhkosti vzduchu je možné je rozdělit do čtyř částí. V první části trvajícím jeden den došlo k prudkému vzrůstu relativní vlhkosti vzduchu o 5 %. Vzhledem k tomu, že tento den byl teplotně i vlhkostně podobný dnům předcházejícím, nelze jednoznačně určit příčinu tohoto skoku.

Druhá část pátého období je charakteristická pozvolným vzestupem teploty a vlhkosti vzduchu v jeskyni. Během 19 dnů nastalo téměř pravidelné zvyšování sledovaných hodnot. Teplota venkovního vzduchu se v tomto období pohybovala většinou nad nulou v rozsahu od $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ do $+10\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Ve třetí části pátého období kromě pozvolného zvyšování teploty vzduchu a celkového zvyšování relativní vlhkosti docházelo k pravidelnému dennímu kolísání relativní vlhkosti přibližně o jedno procento. Toto kolísání přesně odpovídalo kolísání venkovní relativní vlhkosti vzduchu, která se pohybovala mezi 20 % a 100 %. Na základě těchto souběžných změn lze předpokládat, že i v tomto období dochází k ovlivňování vzduchu Ledové chodby vzduchem z povrchu. Venkovní teplota vzdu-

chu v tomto období se pohybovala nad nulou, průměrně kolem 5 °C. Zřídka klesala až k -5 °C a stoupala nad +20°C.

Ve čtvrté části pátého období došlo k vzestupu relativní vlhkosti vzduchu na 100 % a další změny nebyly zaznamenány. Venkovní teplota vzduchu v tomto období pouze výjimečně klesla pod 0 °C, ale dosahovala až +30 °C.

Jeskynní systém Piková dáma-Spirálka je poměrně hojně navštěvován. Proto se nabízí otázka, jaký vliv mají návštěvy v jeskyni na teplotu a relativní vlhkost vzduchu. Prvním krokem při sledování návštěv Ledové chodby a jejich vlivu bylo prostudování Exkurzních deníků a vypsání všech návštěv jeskyní. Na teplotních datech byla identifikována náhlá, krátkodobá a neobvyklá zvýšení teploty vzduchu. Zájem byl soustředěn především na nepracovní dny, kdy probíhá většina návštěv. Vliv na změny teploty a relativní vlhkosti vzduchu v jeskyni lze předpokládat jednak přítomností osob v omezeném prostoru jeskyně a jednak otevřením vstupu, kdy se otvor velikosti 20 × 15 cm zvětší na celý průměr skruže a umožní snadnější proudění vzduchu.

ZÁVĚR

Jeskyně Piková dáma je chladná statodynamická jeskyně, která jako jedna z mála v České republice má v určité části roku ledovou výzdobu. Proto se stala cílem měření relativní vlhkosti a teploty vzduchu ve své nejchladnější části, Ledové chodbě. Tato měření probíhala již v minulosti, ale vzhledem k technickému vybavení nebyla kontinuální. Dnešní vybavení umožňuje měřit teplotu vzduchu se skokem 0,02 °C a dokáže zaznamenat veškeré změny.

Autoři, kteří měřili teplotu a relativní vlhkost ve sledované lokalitě v minulosti, předpokládali, že k vymrzání Ledové chodby je potřebná teplota vzduchu nižší než -10 °C po dobu nejméně jeden týden. Tento předpoklad se potvrdil, ale nebyl jediný. Ve sledovaném období nebylo v Ledové chodbě dosaženo tak nízkých teplot vzduchu jako v letech 1985 až 1987, kdy klesaly až k -7,1 °C. Nejnižší naměřená teplota vzduchu činila pouze -1,0 °C. Zároveň měření v minulosti zaznamenala nižší minimální hodnotu relativní vlhkosti vzduchu 50 % oproti 67 % naměřených nyní. Lze předpokládat dvě příčiny tohoto stavu: kratší období nízkých teplot vzduchu a změnu poměrů proudění vzduchu jako důsledek některé z dřívějších povodní.

Aby nastal mírný pokles teploty v jeskyni, musí průměrná denní venkovní teplota vzduchu poklesnout pod -2,5 °C. Ukončení mírného poklesu nastane, pokud průměrná denní venkovní teplota vzduchu stoupne nad 1 °C. Rychlý pokles začíná, pokud je venkovní teplota vzduchu pod -5 °C, a končí při vzestupu venkovní teploty vzduchu nad -2 °C.

V Ledové chodbě bylo identifikováno pět odlišných období. První období, kdy nedochází ke změnám klimatických parametrů v jeskyni, lze považovat za statické. Jakmile venkovní teploty vzduchu celodenně poklesly pod -2 °C, nastalo druhé období, charakterizované pomalým poklesem teploty vzduchu a konstantní relativní vlhkostí vzduchu. Třetí období je pro vymrzání jeskyně nejdůležitější. Po poklesu venkovní teploty vzduchu pod -10 °C nastal rychlý pokles teploty vzduchu a rychlý pokles relativní vlhkosti vzduchu. V průběhu čtvrtého období se zpomalil pokles teploty vzduchu a nastal rychlý vzestup relativní vlhkosti vzduchu. Venkovní teplota vzduchu kolísala kolem nuly. V pátém období došlo k pomalému vzestupu teploty a vzestupu relativní vlhkosti vzduchu až na 100 %.

Ve sledovaném období byly vhodné podmínky pro vznik ledové výzdoby relativně krátké a skončily počátkem dubna. Při řídkých návštěvách jeskyně nebyla ledová výzdoba zaznamenána. Návštěvy jeskyně měly pouze malý a krátkodobý vliv na změnu relativní vlhkosti a teploty vzduchu.

Popsané měření umožnilo nepřetržitě sledovat teplotu a relativní vlhkost vzduchu v Ledové chodbě jeskyně Piková dáma. Vzhledem k těsné závislosti na vnějších podmínkách v některých letech může být dosaženo nižší teploty vzduchu a nižší relativní vlhkosti vzduchu. Pokud ale budou na povrchu dále trvat současné teplotní podmínky, je možné, že výskyt ledu v jeskyni Piková dáma skončil. V souvislosti s dalšími proměnnými to mohou zodpovědět jen další měření.

LITERATURA

- BADINO, G. 2004. Cave temperatures and global climatic change. *International Journal of Speleology*, 33, 103–114.
- BADINO, G. 2010. Underground meteorology – “What’s the weather underground?” *Acta Carsologica*, 39, 427–448.
- BANESCHI, I. – PICCINI, L. – REGATTIERI, E. – ISOLA, I. – GUIDI, M. – LOTTI, L. – MANTELLI, F. – MENICETTI, M. – DRYSDALE, R. N. – ZANCHETTA, G. 2011. Hypogean microclimatology and hydrology of the 800–900 m a.s.l. in the Monte Corchia Cave (Tuscany, Italy): Preliminary consideration and implications for paleoclimatological studies. *Acta Carsologica*, 40, 175–187.
- BERENQUER-SEMPERE, F. – GÓMEZ-LENDE, M. – SERRANO, E. – DE SANJOSÉ-BLASCO, J. J. 2014. Orthothermographies and 3D models as potential tools in ice cave studies: the Peña Castil Ice Cave (Picos de Europa, Northern Spain). *International Journal of Speleology*, 43, 35–43.
- BUECHER, R. H. 1999. Microclimate study of Kartchner caverns, Arizona. *Journal of Cave and Karst Studies*, 61, 108–120.
- FAIMON, J. – TROPOVÁ, D. – BALDÍK, V. – NOVOTNÝ, R. 2012. Air circulation and its impact on microclimatic variables in the Císařská Cave (Moravian Karst, Czech Republic). *Acta Carsologica*, 39, 427–448.
- FORBES, J. 1998. Air temperature and relative humidity study: Torgac Cave, New Mexico. *Journal of Cave and Karst Studies*, 60, 27–32.
- HEBELKA, J. et al. 2011. Methodic of monitoring of microclimatic conditions in cave systems. *Cave Administration of the Czech Republic, Praha*, 40 s.
- JERNIGAN, W. J. – SWIFT, R. J. 2001. A mathematical model of air temperature in Mammoth Cave, Kentucky. *Journal of Cave and Karst Studies*, 63, 3–8.
- KALENDA, P. – NEUMANN, L. – ŠEBELA, S. 2013. Early result of micro-deformation measurements in Magdalena Jama (Slovenia) by a vertical static pendulum. *Acta Carsologica*, 42, 143–154.
- MAVLYUDOV, B. R. 2006. Glacial karst, why it important to research. *Acta Carsologica*, 35, 56–57.
- PERȘOIU, A. – ONAC, B. P. – PERȘOIU, I. 2011. The interplay between air temperature and ice mass balance changes in Scărișoara ice cave, Romania. *Acta Carsologica*, 40, 445–456.
- PODOBNIKAR, T. 2007. Visualisations of the human impacts on the earth’s surface. *Acta Carsologica*, 36, 233–243.
- PŘIBYL, J. – LOŽEK, V. (Ed.) 1992. *Základy karsologie a speleologie*. Academia, Praha, 354 s.
- ŠTOGR, J. – KUČERA, J. (Ed.) 1997. *Piková dáma a Spirálka*. Monografie jeskyně. J. Štogr a J. Kučera, Ostrava, 101 s.
- VÍT, J. (Ed.) 1998. *Jeskynní systém Piková dáma – Spirálová*. Česká speleologická společnost ZO 619 Plánivý, Brno, 90 s.

AIR CIRCULATION IN THE ICE PASSAGE OF THE PIKOVÁ DÁMA CAVE, MORAVIAN KARST (CZECH REPUBLIC)

S u m m a r y

Air temperature and relative humidity were measured in the Ice Passage of the Piková dáma Cave (Moravian Karst, Czech Republic) in years 2011 – 2014. This cave is solitary in the Czech Republic, representing probably the only karst ice cave. Air temperature and air humidity were measured due to character of the cave during winter season. The HOBO U10 Data Logger was used. The highest air temperature was 2.8 °C and the lowest –1.0 °C, and air humidity ranged between 67 % and 100 % in the Ice Passage. The monitoring period, based on temperature and humidity measurements in the cave, was divided into five periods characterized by values and changes of measured parameters. The first period, when climatic parameters in the cave do not change, can be regarded static. The change of temperature on the surface is caused by beginning of dynamic air exchange in the cave. The second period is characterized by slow decrease of air temperature and constant air humidity. In the third period both air temperature and air humidity in Ice passage rapidly decreased. In the beginning of period external temperature dropped below –10 °C and did not rise above zero. The length of such a period can be regarded as the decisive factor of the overall decrease of temperature and humidity in the cave. During the fourth period, air temperature mildly decreased and air humidity rapidly increased. During the last fifth period, the temperature in cave did not decrease, but, in contrast, increased. This increase was small, however continuous and it can be assumed, that temperature kept rising after the end of measurement too.

Slow decrease of air temperature in cave starts when the outdoor temperature drops below –2,5 °C and ends when the outdoor temperature rises above 1 °C. Rapid decrease starts when the outdoor temperature drops below –5 °C and ends when the outdoor temperature rises above 1 °C.

During the measurement, accesses into the Ice Passage were registered. The small temperature increases could be related to influence of the visitors.

SLOVENSKÝ KRAS ACTA CARSOLOGICA SLOVACA	52/1	55 – 66	LIPTOVSKÝ MIKULÁŠ 2014
--	------	---------	------------------------

VPLYV TEKTONIKY A LITOLÓGIE NA GENÉZU JASKÝŇ V OBLASTI VRCHU VETERLÍN (MALÉ KARPATY, PLAVECKÝ KRAS)

TAMÁS CSIBRI – ALEXANDER LAČNÝ

Katedra geológie a paleontológie, Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava; tamas.csibri@gmail.com, sasol@speleott.sk

T. Csibri, A. Lačný: The influence of tectonics and lithology on the genesis of caves in the area of the Veterlín Hill (Plavecký Karst)

Abstract: Focus of this work is to determine how tectonic movements and lithology influence the development of caves in the Veterlín Hill. Veterlín Hill is situated in the Plavecký Karst, 5 km northeast of the Smolenice Village. Using geological structural measurements on the surface and in caves, temperature measurements and with remapping we will try to explain the genesis of these caves. We identified three discontinuities, S_0 as primary bedding with SW – NE to WSW – ENE direction, S_1 as cleavage? with NNW – SSE to W – E direction and S_2 as the youngest discontinuities of N – S direction.

Key words: tectonics, neotectonics, Malé Karpaty Mts., Plavecký Karst, Veterlín Hill, discontinuities

GEOLOGIA

Malé Karpaty sú súčasťou tatransko-fatranského pásma budujúceho vonkajšiu zónu centrálnych Západných Karpát (Plašienka et al., 1997; Plašienka, 1999). Nachádzajú sa v juhozápadnej časti Slovenskej republiky a predstavujú dôležitý segment na styku Západných Karpát a Východných Álp. Dnešnú morfoštruktúru nadobudli Malé Karpaty v neskorom neogéne (Minár et al., 2011), keď sa pohorie tektonicky a morfológicky odčlenilo od neogénnych paniev. Počas kvartéru sa modelovala riečna sieť. Práve v tomto období sa uplatnila významná fáza prehĺbovania údolí a tvorby jaskýň.

Skúmané územie sa nachádza približne 5 km severozápadne od obce Smolenice. Spolu s vrchom Čelo sa zaraďuje do veterlínskeho čiastkového príkrovu (Havrila, 2011) hronika, s ktorým tvorí štruktúrny hrebeň (Andrusov et al., 1973) (obr. 1).

Takmer všetky jaskyne v predmetnom území sú vytvorené vo wettersteinských vápencoch veku vrchný trias – stupeň karn (Hačova jaskyňa, Veterlínska sonda, Priepasť 3V/2, Peterská priepasť). Tieto prevažne rifové vápence predstavujú plytkovodné sedimenty bebravskej skupiny veterlínskeho príkrovu. Túto fáciu môžeme charakterizovať ako organogénne, mikrokryštalické svetlosivé vápence (Polák et al., 2012). Makroskopicky sa v nich dajú nájsť machovky, hubky, brachiopódy a lastúrniky. Obsahujú zanedbateľný podiel klastickej prímеси, čo ich predurčuje na intenzívnejšie krasovatenie. Vyznačujú sa veľkou čistotou a spolu s touto vlastnosťou ľahko podliehajú krasovateniu. Dve jaskyne (Malá skala, Pod Malou skalou), sú vytvorené v hrubovrstvovitých, mikrokryštalických stredotriasových gutensteinských vá-



Obr. 1. Znáznornenie skúmaného územia s lokalizáciou skúmaných jaskýň.

Zdroj: < <http://mapy.hiking.sk/>>

Fig. 1. Illustration of the investigated area with localization of surveyed caves.

Source: < <http://mapy.hiking.sk/>>

pencoch stupňa anis. V týchto vápencoch sú zriedkavé zvyšky organického pôvodu (Polák et al., 2012).

V zmysle Mittera (1973) sa územie zaraďuje do Plaveckého krasu; ten sa delí na Trstínsko-sološnícky kras a Kras Plaveckého predhoria, do ktorého nami skúmané územie zapadá.

METODIKA

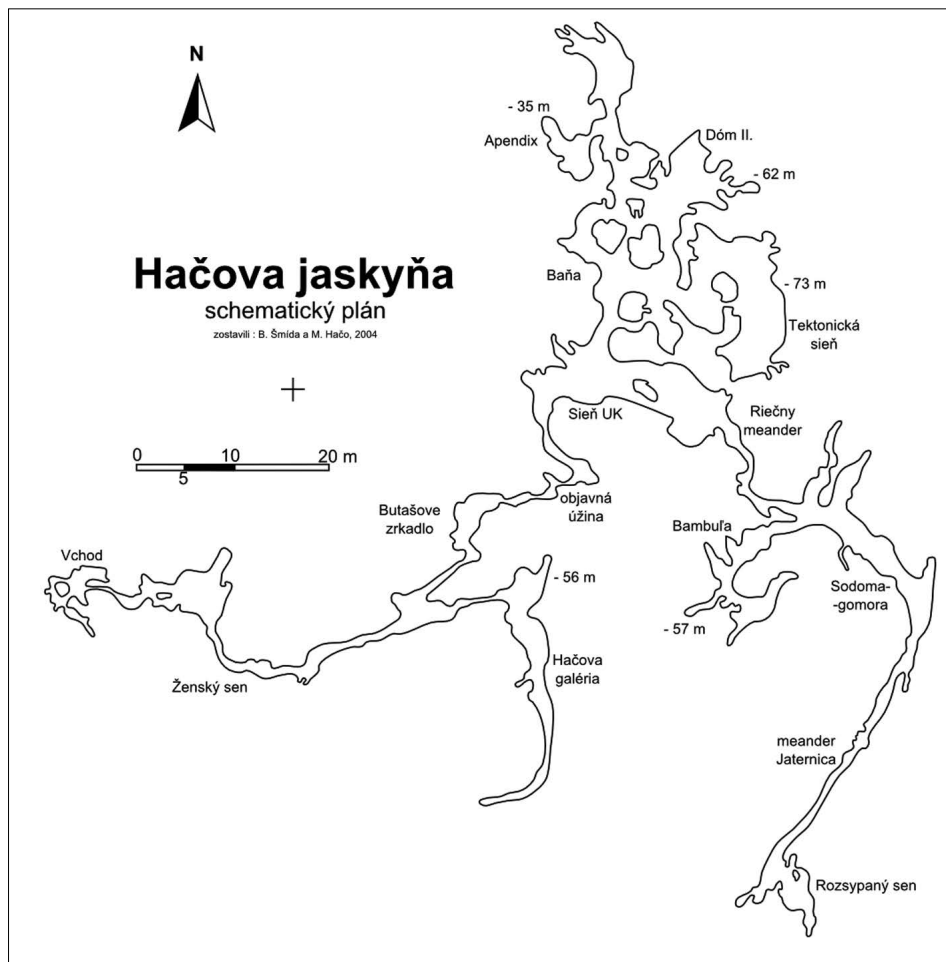
Pri štruktúrnych meraniach a mapovaní jaskýň sme použili geologický kompas typu Freiberg. Najprv sme začali so štruktúrnymi meraniami na povrchu. Východiskový bod bol situovaný pri vchode do jaskyne Malá skala a postupovali sme smerom na východ k vrchu Veterlín (724 m n. m.) a neskôr k vrchu Čelo (716 m n. m.). Na štruktúrnom hrebeni Veterlína a Čela nám sťažovala úlohu porušenosť masívu v podobe gravitačných deformácií rozvolnených blokov, ktoré nie sú vhodné na analýzu pôvodnej tektonickej porušnosti.

Na meranie teplôt v jaskyni Veterlínska sonda sme použili digitálny teplomer od výrobcu Comet – model Logger S0110. Teplomer meral každú hodinu teplotu v jaskyni. Princíp celej metódy spočíva v zmenách teplôt počas roka, a teda v sledovaní a zaznamenávaní prievanov počas letných a zimných fáz (Lačný, 2009). Teplomer sme dali na miesto, kde sa predpokladá možné pokračovanie jaskynných priestorov.

PODROBNÝ OPIS JASKÝŇ ÚZEMIA

Hačova jaskyňa, dĺžka 660 m, max. hĺbka –73 m (obr. 2)

Jaskyňa je situovaná takmer na hrebeňovej hrane približne 180 m pod vrcholom Čela. Svojimi parametrami patrí medzi najvýznamnejšie jaskyne v Plaveckom krasi (druhá najhlbšia a najdlhšia), ale aj v Malých Karpatoch (piata najdlhšia) (Šmída, 2010).



Obr. 2. Schematický plán Hačovej jaskyne zostavený M. Hačom a B. Šmídom (Šmída, 2010)
Fig. 2. Schematic plan of Hačova Cave compiled by M. Hačo and B. Šmída (Šmída, 2010)

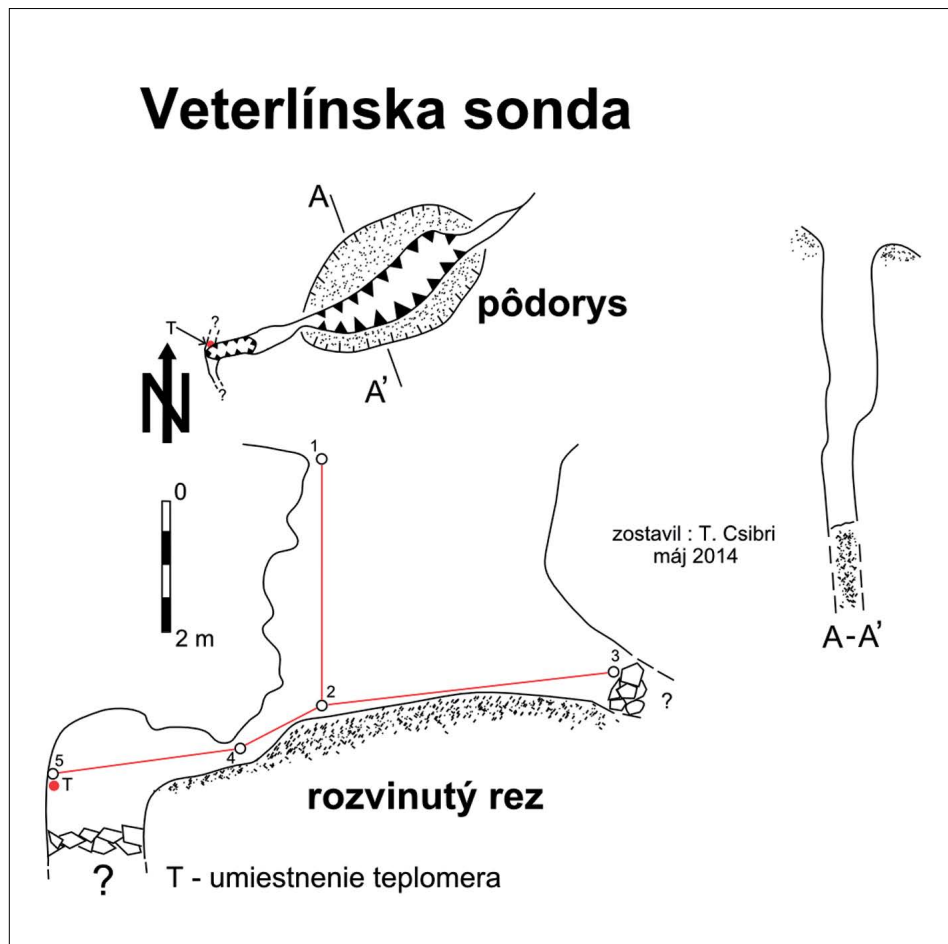
Po úvodnej plazivke dlhej 6 metrov sa dostávame do chodby, dnes už skôr sienky, zvanej Pôrodnica. Odtiaľ systém pokračuje cez sieň Nebo a peklo 8-metrovou vertikálou do Siene spolupracovníkov. Chodba s názvom Cesta do pekla nás zavedie cez Bluskovu pivnicu do 20 m dlhej Hačovej galérie. Hačova galéria spolu so Sieňou spolupracovníkov je založená na poruche $135/80^\circ$ (Šmída, 2010). Sieň UK je križovatkou dvoch vetiev. Severnejšia vedie cez siene v poradí Baňa – Apendix – Dóm

I – Tektonická sieň (–73 m) – Dóm II – Utajená sonda. Západnejšia vedie cez Sodomu-Gomoru – Bambuľu – Jaternicu do siene zvanej Rozsypaný sen (–42 m) (Hačo, Šmída, 2004).

Jaskyňa je vyvinutá vo wettersteinských vápencoch svetlosivej farby. Pre jaskyňu sú charakteristické najmä pizolity, záclonky a menšie brká. Náznakom neotektonickej činnosti sú rozpukané bloky a spadnuté stalagmity v Hačovej galérii (Šmída, 2010).

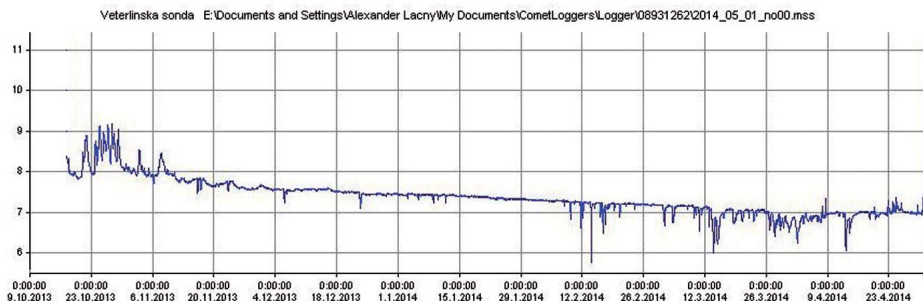
Veterlínska sonda, dĺžka 10 m, max. hĺbka –7 m (obr. 3)

Jaskyňa sa nachádza medzi Veterlínom a Čelom priamo na hrebene. Vyznačuje sa silnými prievanmi. Otvor je veľký 3 × 1,5 m a úvodná priepať má hĺbku 4 m. Je založená na JZ – SV až ZJZ – SVS pukline. Po zdolaní priepasti sa ocitneme vo veľmi úzkom priestore so šírkou max. 70 cm, ktorý vedie len západným smerom, ďalej sa cez veľmi úzku plazivku dostaneme do malej sienky. Po zhodení závalu v októbri 2013 tu bol umiestnený digitálny teplomer. Výsledky meraní potvrdili po-



Obr. 3. Mapa jaskyne Veterlínska sonda
Fig. 3. Map of the Veterlínska sonda Cave

hyb vzduchu počas zimného cyklu – t. j. jeho kontinuálneho vystupovania z jaskyne na povrch bez väčšieho rozkolísania krivky nameraných údajov (obr. 4). Celkovo bolo zaznamenaných 4708 údajov. Meranie prebiehalo od 17. 10. 2013 do 1. 5. 2013.



Obr. 4. Graf nameraných teplôt v °C z jaskyne Veterlínska sonda (Csibri, 2014)
 Fig. 4. Graph of measured temperature in °C of the Veterlínska sonda Cave (Csibri, 2014)

Teploty kolísali medzi hodnotami 7,1 – 8,4 °C (Csibri, 2014). V mieste merania sa vykonal prieskum, ktorý odhalil bloky vápenca zaklinené v pokračovaní jaskynného priestoru, pod nimi vidieť voľný priestor. Ak sa pozrieme na mapu Hačovej jaskyne, jej prvé metre pri vchode sú orientované v podobnom smere ako vchod Veterlínskej sondy. Predpokladáme, že pod blokmi sa nachádza väčší jaskynný systém.

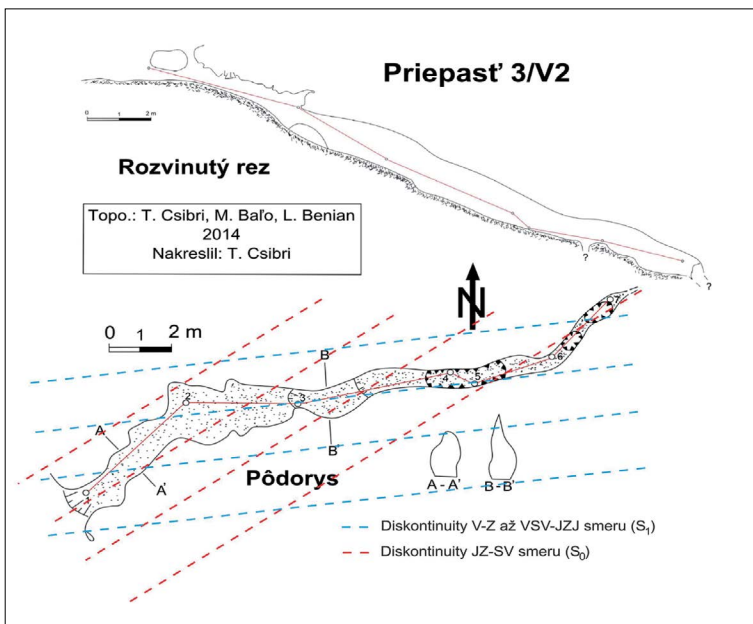
Priepasť 3V/2, dĺžka 19,8 m, max. hĺbka –8 m (obr. 5)

Približne 15 metrov pod vrcholom Veterlína je situovaná jaskyňa Priepasť 3V/2. Šmída (2010) uvádza, že je založená na vertikálnej trhline JZ – SV. Po viacerých výskumoch sme zistili, že jaskyňa je založená na dvoch diskontinuitách, jedna má smer JZ – SV, druhá V – Z až JZJ – VSV. Predpokladáme, že hlavná zlomová štruktúra by mala mať smer V – Z až VSV – JZJ, keďže klesajúca časť jaskyne je budovaná práve na nej (približný sklon je 45° až 50°), kým chodby so smerom JZ – SV sú skôr horizontálne. Na konci jaskyne sa chodba znovu stáča v smere V – Z a znovu začína klesať.

Peterská priepasť, dĺžka 40 m, max. hĺbka –26 m (obr. 6)

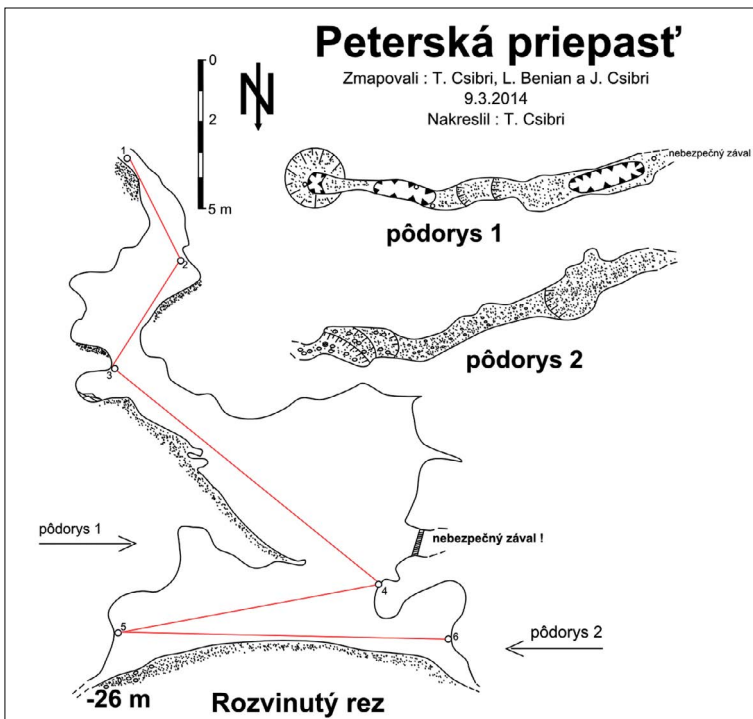
Jaskyňa sa nachádza na severnej časti svahu. Ide o zatiaľ jedinú známu jaskyňu na tejto strane. Pohyb v nej je mimoriadne náročný pre strmý sklon chodieb, ktoré dosahujú aj vertikálny smer. Sama jaskyňa je výsledkom gravitačného odtrhnutia sa svahu (Šmída, 2010). Pri vzniku tejto jaskyne hrá teda veľkú úlohu aj litológia. Generálny smer jaskyne je V – Z (Csibri, 2014).

Vstup do jaskyne je sťažený – po prekonaní otvoru s priemerom 80 cm nasleduje vertikála dlhá 7 m. Po zlanení na dno komína sa priestor jaskyne zväčší na sieň vysokú 10 m a dlhú 11 metrov. Má však omnoho menšiu šírku (70 cm) a sklon jaskynného dna je približne 30°. Dno jaskyne, ako aj jej pokračovanie horizontálnym smerom je zavalené – úplne vyplnené sutinou a popadanými menšími stalagmitmi. Charakteristické pre túto jaskyňu sú malé pizolity obličkovitej formy na stenách. Mapovanie jaskyne západným smerom sa nevykonalo pre značné objektívne ne-



Obr. 5. Mapa priepasti 3V/2 s vyznačenými smermi diskontinuit

Fig. 5. Map of the 3V/2 Abyss with clearly marked discontinuities



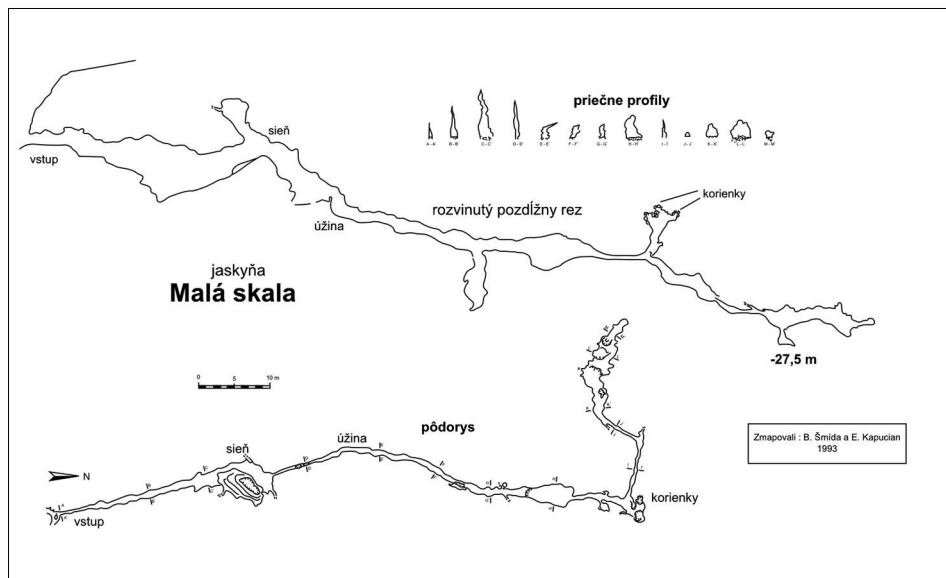
Obr. 6. Mapa Peterskej priepasti

Fig. 6. Map of the Peterská Abyss

bezpečnosť závalu. Šmída vo svojej dizertačnej práci (2010) uvádza, že jaskyňa je bezperspektívna.

Malá skala, dĺžka 140 m, max. hĺbka –27,5 m (obr. 7)

Jaskyňa Malá skala sa nachádza západne od vrchu Veterlín. Je situovaná na južnej strane hrebeňa, tesne pod bralom Malá skala. Podľa Droppa (1952) ide o typickú puklinovo-korozívnu jaskyňu, vytvorenú pozdĺž pukliny zvislého smeru 353°. Generálny smer jaskyne je S – J.

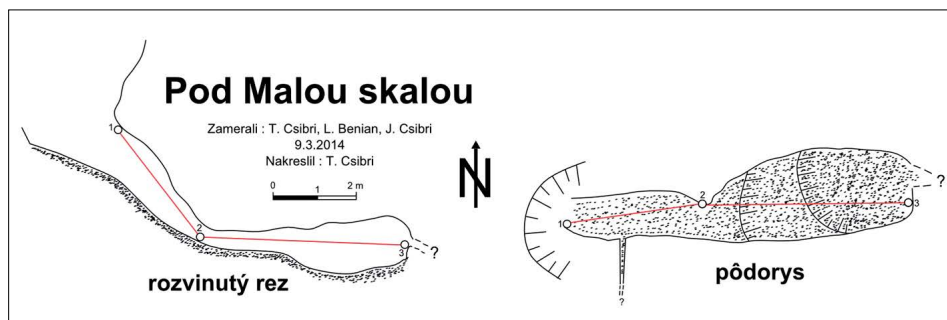


Obr. 7. Mapa jaskyne Malá skala zostavená B. Šmídom a E. Kapucianom v roku 1993 (Šmída, 1996)
Fig. 7. Map of the Malá skala Cave compiled by B. Šmída and E. Kapucian in 1993 (Šmída, 1996)

Úvodná 20-metrová plazivka je založená na poruche 81/85° (Šmída, 1996). Po tejto plazivke nasleduje širšia kvapľová sieň s dĺžkou 8 metrov, založená na pukline 32/48° (Droppa, 1952). Podľa Šmídu (1996) tu prechádza aj dextrálny zlom 305/50° spôsobený neotektonikou. Ďalej táto sieň obsahuje odumretý kvapľopád na pravej strane siene a zvetrané bezvodé misky. Po tejto siení nasleduje znova zúženie chodby a po niekoľkých metroch studňa hlboká 8 m. Po prekonaní studne jaskyňa pokračuje ďalej a zväčší sa do menšej sienky. Podľa Droppa (1952) hlavná puklina smeruje pod vrchol Veterlína, kde závrtové komíny na hrebeni môžu mať tektonický súvis s podpovrchovými krasovými fenoménmi.

S – J subvertikálne smery, na ktoré je viazaná opisovaná jaskyňa, nie sú dominantou iba Plaveckého krasu, v ktorom je na tieto diskontinuity viazaná napr. Havranická jaskyňa (Lánczos et al., 2013). Často sa vyskytujú aj v iných krasových oblastiach Malých Karpát. Napríklad v Kuchynsko-orešanskom krase sa najviac jaskýň viaže práve na tieto smery (Lačný, 2013). Smery 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 a Jureňa, 1999). Je predpoklad ich reaktivizácie v plio-kvartérnom období (Marko, 2012).

Východne od jaskyne Malá skala sa pod bralom nachádza menšia jaskyňa s názvom Pod Malou skalou (obr. 8). Dosahuje celkovú dĺžku 7,80 m a hĺbku max. –2 m. Má V – Z smer a nie je vylúčené, že geneticky súvisí s jaskyňou Malá skala. Jaskyňa sa končí sienkou s rozmermi 1 × 2,5 m, kde vidno aj pokračovania.



Obr. 8. Mapa jaskyne Pod Malou skalou
Fig. 8. Map of the Pod Malou skalou Cave

ŠTRUKTÚRNE MERANIA

Ako už bolo spomenuté vyššie, štruktúrne merania sme začali pri vchode do jaskyne Malá skala. Zistili sme tri diskontinuity: S_0 (primárna vrstvositosť), S_1 (?kliváž) a S_2 (viazaná na zlomové štruktúry) (obr. 9). Každá diskontinuita má svoj smer a sklon. Pri Malej skale má primárna vrstvositosť S_0 JZ – SV až ZJZ – VSV smer, S_1 , ktorá predstavuje nevýraznú penetratívnu ?kliváž, má JJV – SSZ až V – Z smer a S_2 predstavuje diskontinuity S – J smeru. Štruktúru S_1 môžeme sledovať aj na SZ stene



Obr. 9. Vyznačené diskontinuity pri vchode do jaskyne Malá skala
Fig. 9. Marked discontinuity at the entrance to the Malá skala Cave

brala Malej skaly, kde nie je evidentná vrstvitosť a puklinovosť je na mnohých miestach radiálna so zvláštnou odľučnosťou (obr. 10).

Ak pokračujeme smerom na vrch Veterlín, prvý odkryv wettersteinských vápencov nájdeme vo výške 680 m n. m. Od tohto bodu už tieto rifové vápence tvoria homogénne teleso. Tu namerané údaje sú podobné štruktúram nameraným pri brale Malej skaly. Hlavná vrstvitosť S_0 má JZ – SV až ZJZ – VSV smer, S_1 V – Z smer a S_2 S – J smer. Vrstvitosť je najlepšie sledovateľná na samom vrchu, kde vápence spadajú na juh (obr. 11).

Primárna vrstvitosť S_0 sa vyznačuje subvertikálnym uložením vrstiev so sklonom v rozmedzí 70° až 80°. Nami definovaná ?kliváz označená ako S_1 má sklon v rozmedzí 45° až 50°. Najmladšou diskontinuitou sú subvertikálne diskontinuity S_2 so sklonom približne 80° (obr. 12, 13).

Smerom na východ k vrchu Čelo sa neotektonická porušenosť zintenzívňuje v podobe či už rozpukaných alebo úplne rozpadnutých brál. Súčasťou komplexu hornín sú rauvaky. Tieto tektonity môžeme nájsť na hrebeni medzi Veterlínom a Čelom, pričom ich genéza nie je známa.



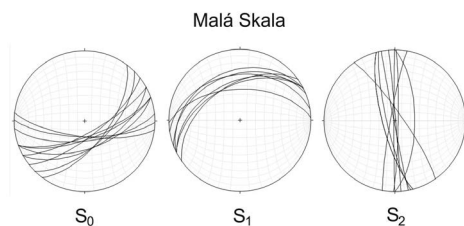
Obr. 10. Znárodnenie severozápadnej časti brala Malej skaly, kde možno pozorovať diskontinuitu S_1

Fig. 10. Illustration of the northwestern part of the take Malá skala, where can be observed discontinuity S_1



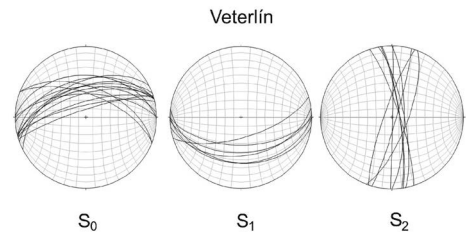
Obr. 11. Vrchol Veterlína s vyznačenými diskontinuitami S_0 , S_1 a S_2

Fig. 11. The top of Veterlín Hill with marked discontinuities S_0 , S_1 and S_2



Obr. 12. Znárodnenie plôch vrstvitosti a diskontinuit na projekčnej sieti z lokality Malá skala

Fig. 12. Illustration of foliation areas and discontinuities on the projection network from the Malá skala locality



Obr. 13. Znárodnenie plôch vrstvitosti a diskontinuit na projekčnej sieti z lokality Veterlín

Fig. 13. Illustration of foliation areas and discontinuities on the projection network from the Veterlín locality

ZÁVER

Na lepšie pochopenie vplyvu tektonických pohybov a litológie na vývoj jaskýň sme použili niekoľko metód výskumu. Kľúčové boli najmä štruktúrne merania, kde sme dokázali rozlíšiť štruktúry, na ktorých jaskyne vznikali a teoreticky môžu pokračovať ďalej. Meranie teplôt potvrdilo perspektívnosť jaskyne Veterlínska sonda, kde sa jasne potvrdila fáza sezónnej výmeny vzduchu.

Počas štruktúrnych meraní sme vyčlenili tri diskontinuity. Primárna vrstvosť S_0 sa vyznačuje subvertikálnym uložením so ZJZ – VSV smerom.

Druhá z diskontinuit je nevýrazná, penetratívna ?kliváž S_1 so JJV – SSZ až V – Z smerom a so sklonom $45^\circ - 50^\circ$. Možno predpokladať, že vznikla pri juhovergentnom prepracovaní pôvodnej severovergentnej stavby v spodnom miocéne (Marko et al., 1991). Najmladšie S – J smery S_2 majú subvertikálnejšie uloženie ako S_0 . Ich sklon je v rozmedzí 80° až 85° . Na tieto diskontinuity sú viazané mnohé jaskyne v Plaveckom krase, ale aj v iných krasových územiach Malých Karpát. Tieto zlomy boli reaktivizované strednomiocénnym kompresným napätím S – J smeru ako poklesy a majú súvis s pull-apartovým otváraním bádenského depocentra Viedenskej panvy (Marko a Jureňa, 1999).

Počas štruktúrnych meraní sa preukázalo, že jaskyňa Malá skala je bezpochybne založená na zlomovej štruktúre S_2 . Jaskyňa Pod Malou skalou, ktorá sa nachádza v bezprostrednej blízkosti, je založená na diskontinuite S_1 . Jaskyňa je zatiaľ veľmi malá a nedá sa s určitosťou tvrdiť, či je geneticky spätá s jaskyňou Malá skala; nie je vylúčené, že ju v pokračovaniach budú pretínať aj diskontinuity iného smeru. Priepasť 3V/2 vznikla kombináciou diskontinuit S_0 a S_1 . Za hlavnejšiu diskontinuitu považujeme S_1 , keďže na nej je založená väčšia časť jaskyne, takisto tvorí klesajúcu časť. Pri Peterskej priepasti ide o litologickú poruchu so smerom zodpovedajúcim S_0 , ktorá bola neskôr gravitačne prepracovaná na pokles. Túto štruktúru možno pozorovať aj na morfológii terénu. Avšak na niektorých miestach ho pretínajú zlomy S_2 . Jaskyňa Veterlínska sonda je založená na diskontinuite S_1 . Litológia hrá aj tu veľkú rolu, keďže pri jaskyni sa južná časť svahu pomaly utrháva. Najväčšiu jaskyňu tohto štruktúrneho hrebeňa – Hačovu jaskyňu – pretínajú všetky tri identifikované diskontinuity. V úvodných častiach ju pretínajú štruktúry S_1 . Neskôr sú chodby vytvorené aj na vrstevných plochách S_0 . Pri hĺbke od -50 m sa napájajú aj najmladšie zlomy S_2 . Od tejto hĺbky sa všetky tri diskontinuity navzájom pretínajú a vytvárajú rozsiahly jaskynný systém.

V jaskyniach Priepasť 3V/2, Veterlínska sonda, Pod Malou skalou sa nenachádzajú žiadne speleotémy. V jaskyni Malá skala môžeme nájsť odumretý sintropád, prázdne zvetrané misky, ktoré naznačujú inaktívnosť jaskyne (Droppa, 1952). Pre Peterskú priepasť sú charakteristické pizolity v tvare obličiek. Stalagmity väčších rozmerov, padnuté v sutine následkom neotektoniky, sa vyskytujú v Hačovej jaskyni. Charakteristické sú aj ostrohranné pizolity. Pôsobenie neotektoniky je viditeľné aj na povrchu. Zintenzívňuje sa od Veterlína smerom na východ, kde pri vrchu Čelo je najlepšie pozorovateľné rozrušenie brál.

Podakovanie: Príspevok bol vypracovaný s podporou projektu VEGA 1/0095/14 „Komplexný výskum krasových fenoménov Malých Karpát“.

THE INFLUENCE OF TECTONICS AND LITHOLOGY ON THE GENESIS OF CAVES IN THE AREA OF THE VETERLÍN HILL (PLAVECKÝ KARST)

S u m m a r y

Studied area is located about 5 km northeast of Smolenice Village. By Mitter (1983) it is classified to the Plavecký Karst, specifically to Sološnicko-trstínsky Karst. Within the geology of the Low Carpathians Mts. are classified to Veterlínsky Nappe (Havrila, 1993, 2004, 2011), which is one of sub overthrusts of Hronicum (Andrusov, 1973). According to Polák et al. (2012) on the geological structure of the area of interest implicated mainly limestone (Gutenstein, Steinalm, Reifling and Raming limestone) in normal layered stream after Wetterstein limestones that form a homogeneous body of structural ridge Veterlín – Čelo. Caves of this are described in detail by Šmída (1996, 2010), mainly from geographic-geomorphological point of view.

The aim of the work was to describe how the tectonics and lithology affects the development of caves. During structural measurements, we identified three lines of discontinuities, which give rise to the cave. As S_0 we defined primary bedding from SW – NE to WSW – ENE direction, characterized as subvertical imposition. Bland, penetrative discontinuity ?cleavage we identified as S_1 . These structures have SSE – NNW to W – E direction. These are areas with a slope of the range 45° to 50° . We can assume that these structures could arise during south vergence tectonic reworking of the original north vergence buildings in lower Miocene (Marko et al., 1991, 1995). The youngest discontinuity S_2 represent N – S directions with subvertical imposition. At the discontinuity with N – S directions are bound by many famous caves in Plavecký Karst (Lánczos et al., 2013), Kuchynsko-orešanský Karst (Lačný, 2013) or in other karst areas of the Low Carpathians Mts. These breaks were reactivated during compression stress N – S direction as dips in Middle Miocene and they have connection with pull-apart opening of Baden depocenter of Vienna Basin (Marko & Jureňa, 1999). Their reactivation is also foreseen in Plio-Quaternary period (Marko, 2012). The lower elevations (Gutenstein limestone) dominate the structure S_2 and S_1 (Malá skala Cave, Pod Malou skalou Cave). The only exception is the Peterská Abyss that has general direction W – E, founded on lithological failure, which was later a dropped gravity (Šmída, 2010). At caves at higher levels that are created in Wetterstein limestones dominated areas of rather foliation S_0 (3V/2 Abyss, Veterlínska sonda Cave) (Csibri, 2014). An interesting cave is Hačova Cave which has a depth of up to –73 meters and length of 660 meters (Šmída, 2010). In this cave we find all three discontinuities, but their intersection starts at certain depth.

LITERATÚRA

- ANDRUSOV, D. – BYSTRICKÝ, J. – FUSÁN, O. 1973. Outline of the Structure of the West Carpathians. Guide-book for geological excursion. X. Congress of Carpathian. Balkan Geological Association. Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 44 s.
- CSIBRI, T. 2014. Vplyv tektoniky ku genéze jaskýň v oblasti vrchu Veterlín (Malé Karpaty, Plavecký kras). Bakalárska práca, Katedra všeobecnej geológie a paleontológie PríF UK Bratislava, 41 s.
- DROPPA, A. 1952. Kras na juhovýchodnej strane Malých Karpát. Sprievodca Slovakotouru. Tatran, Bratislava, 63–81.
- HAVRILA, M. 2011. Hronicum: paleogeografia a stratigrafia (vrchný pelsón – tuval), štrukturalizácia a stavba. Geol. práce, Spr. 117 (Bratislava), 106 s.
- LAČNÝ, A. 2009. Využitie digitálnych teplomerov v speleologickej praxi. Spravodaj Slovenskej speleologickej spoločnosti, 40, 4, 30–31.
- LAČNÝ, A. 2013. Vzťah tektoniky a litológie pri genéze jaskýň v Kuchynsko-orešanskom kra-

- se. *Acta Geologica Slovaca*, 5, 1, 97–105.
- LÁNCZOS, T. – LAČNÝ, A. – JÁNOŠÍK, M. – FEKETOVÁ, Z. 2013. Speleogenéza Havranickej jaskyne ako významného fenoménu Plaveckého krasu (Malé Karpaty). *Acta Geologica Slovaca*, 5, 1, 83 – 96.
- MARKO, F. – JUREŇA, V. 1999. Zlomová tektonika východného okraja viedenskej panvy a hrasť Malých Karpát. *Mineralia Slovaca*, 31, 5–6, 513–524.
- MARKO, F. – FODOR, L. – KOVÁČ, M. 1991. Miocene strike-slip faulting and block rotation in Brezovské Karpaty Mts. (Western Carpathians). *Mineralia Slovaca*, 23, 3, 189–200.
- MARKO, F. – PLAŠIENKA, D. – FODOR, L. 1995. Meso-cenozoic tectonic stress fields within the Alpine-Carpathian transition zone: A review. *Geologica Carpathica*, 46, 1, 19–27.
- MINÁR, J. 1996. Niektoré teoreticko-metodologické problémy geomorfológie vo väzbe na tvorbu komplexných geomorfologických máp. *Acta Facultatis Rerum Naturalium Universitatis Comenianae, Geographica*, 36, 7–125.
- MITTER, P. 1983. Geomorfologická rajonizácia krasu Malých Karpát. *Slovenský kras*, 21, 3–34.
- PLAŠIENKA, D. 1999. Tektochronológia a paleotektonický model jursko-kriedového vývoja Centrálnych Západných Karpát. *Veda, Vyd. SAV, Bratislava*, 125 s.
- PLAŠIENKA, D. – GRECULA, P. – PUTIŠ, M. – KOVÁČ, M. – HOVORKA, D. 1997. Evolution and structure of the Western Carpathians: an overview. In Grecula, P. – Hovorka, D. – Putiš, M. (Eds.): *Geological evolution of the Western Carpathians. Mineralia Slovaca – Monograph, Bratislava*, 1–24.
- POLÁK, M. (ED.) – PLAŠIENKA, D. – KOHÚT, M. – PUTIŠ, M. – BEZÁK, V. – MAGLAY, J. – OLŠAVSKÝ, M. – FILO, I. – HAVRILA, M. – BUČEK, S. – ELEČKO, M. – FORDINÁL, K. – NAGY, A. – HRAŠKO, Ľ. – NÉMETH, Z. – MALÍK, P. – LIŠČÁK, P. – MADARÁS, J. – SLAVKAY, M. – KUBEŠ, P. – KUCHARIČ, Ľ. – BOOROVÁ, D. – ZLINSKÁ, A. – SIRÁŇOVÁ, Z. – ŽECOVÁ, K. 2012. *Vysvetlivky ku geologickej mape regiónu Malých Karpát 1 : 50 000*, Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, s. 287.
- ŠMÍDA, B. 2010. Geomorfológia a genéza Plaveckého krasu ako modelového územia tzv. kontaktného krasu Západných Karpát s nižšou energiou reliéftvorby. *Dizertačná práca, Katedra fyzickej geografie a geoekológie PríF UK Bratislava*, 220 s.
- ŠMÍDA, B. 1996. *Jaskynný georeliéf Plaveckého krasu (Malé Karpaty)*. Diplomová práca, Katedra geológie a paleontológie PríF UK Bratislava, 26–27.

SLOVENSKÝ KRAS ACTA CARSOLOGICA SLOVACA	52/1	67 – 90	LIPTOVSKÝ MIKULÁŠ 2014
--	------	---------	------------------------

SÚPIS KRASOVÝCH PRAMEŇOV JASOVSKÉJ PLANINY A PRIAHLÝCH ČASTÍ MEDZEVSKEJ PAHORKATINY

ALENA PETRVALSKÁ¹ – VERONIKA STRAKOVÁ¹ –
MARTINA KOVÁČOVÁ¹ – MICHAELA PANCURÁKOVÁ²

¹ Ústav geografie, Prírodovedecká fakulta, Univerzita P. J. Šafárika, Jesenná 5, 040 01 Košice;
alena.petrvalska@upjs.sk; veronika.strakova@student.upjs.sk; martinakovacova@post.sk

² Základná škola, Družicová 4, 040 12 Košice

A. Petrvalská, V. Straková, M. Kováčová, M. Pancuráková: Inventory of karst springs of the Jasovská Plateau and adjacent parts of the Medzev Hill Land

Abstract: The main aim of this paper is to describe all springs mapped in the area of Jasovská Plateau and the part of Medzevská Hill Land. This region is not enough researched till present time. There were published many geological and speleological articles, but complex paper about springs of this area is missing. Almost all springs are situated in the foothill of the plateau, after characteristic and location the most interesting springs are on Medzev Hill Land which presents river level. Easternmost springs along east foothill (between Jasov and Moldava) are only 2 – 5 m above present Bodva River plain. On the south and north of our area springs flow out from deluvial fans, typical barrier springs, with one permanent one and smaller (and situated a few metres higher) that area active in the spring time and after strong rainfall. In the whole research area is together situated more than 53 springs were identified here, but only 17 are with permanent discharge.

Key words: Jasov Plateau, karst springs, Slovak Karst, inventory

ÚVOD

Krasová krajina je veľmi zraniteľná. Na rozdiel od iných typov krajiny vďaka svojmu geologickému podkladu reaguje na zmeny oveľa rýchlejšie a výraznejšie. V krajinách, ktoré trpia nedostatkom pitnej vody a sú charakteristické veľkými plochami krasových území, je voda pochádzajúca z krasových vyvieraciek a podzemných vodných tokov (aj keď rôznej kvality) nenahraditeľným zdrojom pitnej vody. Slovenský kras ako naše najväčšie a najtypickejšie krasové územie disponuje veľkým množstvom krasových prameňov rôznej výdatnosti, periodicity a typu, niektoré boli zachytené do vodohospodárskej sústavy (Drienovec), niektoré pravidelne sleduje SHMÚ prostredníctvom monitorovacích staníc. Pre náš výskum a príspevok sme si vybrali najvýchodnejšiu planinu Slovenského krasu – Jasovskú – a východne ležiace územie Medzevskej pahorkatiny. Krasové pramene tu identifikované sú rozličného charakteru, zaujímavý je aj styk s Medzevskou pahorkatinou a stále pramene lokalizované na nive Bodvy s významnou výdatnosťou.

Cieľom tohto príspevku je pokúsiť sa o súpis a inventarizáciu nami pozorovaných prameňov uceleného územia Jasovskej planiny a východne ležiacej Medzevskej pahorkatiny (stálych aj občasných) a poslúžiť ako úvod k ďalšiemu príspevku venova-

nému aj základným parametrom a chemickému zloženiu vôd jednotlivých prameňov, ktoré monitorujeme od apríla 2013. Dosiaľ boli niektoré lokality charakterizované v inventarizácii krasových objektov od Lešínskeho (2002), no bližším vlastnostiam vody týchto krasových prameňov sa zatiaľ pozornosť v starších prácach nevenovala. Mapovanie prebiehalo v mesiacoch apríl – jún 2013 za extrémnych zrážok a aj nízkych prietokov, aby boli zaznamenané i všetky typy prameňov.

PREHĽAD DOTERAJŠÍCH VÝSKUMOV ZO SKÚMANEJ OBLASTI

Základný hydrografický a hydrogeologický prieskum niektorých lokalít prebiehal aj v minulosti. Už Scholtz v roku 1888 spomína vo svojej súhrnnej práci z Turrianskej župy najvýznamnejšie pramene územia. Najviac pozornosti sústredil na Drienoveckú vyvieračku, pri ktorej bola biskupská záhrada a kúpele ako významné miesto oddychu. Spomína aj iné pramene v doline Miglinc, keďže v tejto dobe sa ústie doliny využívalo aj priemyselne a na planine bolo rozvinuté pasenie.

Z povojnového obdobia existujú už práce, ktoré sú bližšie k sledovanej krasovej problematike. Vyvieračky z územia spomína už vo svojej správe z rokov 1945 – 1946 Seneš, Homola (1951, 1952) rieši problematiku krasových prameňov v doline Bodvy, opisuje tu niektoré jaskyne, uvažuje o zbernej oblasti týchto prameňov. Za jednu z najkomplexnejších prác možno považovať Himmelovu (1963), ktorý tu spolu s ďalšími členmi vtedajšieho Speleologického klubu v Brne vykonal prieskum východnej časti Jasovskej planiny a zameral Jasovskú jaskyňu a Kamennú pivnicu na účely prerazenia nového vchodu do jaskyne. Výskum prebiehal v auguste roku 1958.

Problematike hydrogeológie Jasovskej planiny bolo venovaných množstvo prieskumných prác a úloh prevažne v rokoch 1970 – 1990, ktoré vykonával IGHP, a. s., Žilina – závod Košice. Väčšina z nich sa však venuje východnému okraju Slovenského krasu, v súčasnosti vyčlenenému ako Medzevská pahorkatina (pásмо Jasov – Hatiny – Moldava nad Bodvou), a výverom prameňov v tejto oblasti, ktoré sa skúmali z hľadiska ich využitia ako pitnej vody, a územia v okolí Drienovca v súvislosti s prieskumom uhoľných ložísk v oblasti. V súvislosti so zásobovaním pitnou vodou jednotlivých obcí bola vypracovaná prieskumná práca Orvana (1964) a neskôr aj hydrogeologické pomery územia Rimavskej kotliny (v roku 1973). Okrem toho sa tu vykonalo niekoľko vrtov a analýz podzemnej vody (najmä v okolí mesta Moldava nad Bodvou a na nive Bodvy) z dôvodov návrhu ochrany vodných zdrojov situovaných v krasovom prostredí alebo na zabezpečenie nového zdroja pitnej vody v Moldave, resp. k výstavbe rozličných objektov na nive Bodvy alebo v Košickej kotline v tesnej blízkosti nášho sledovaného územia (napr. Stančík a Orvan, 1999 a i.). Prieskumu východného okraja planiny sa venoval roku 1958 aj František Skřivánek, o čom svedčia jeho ešte stále viditeľné podpisy na stenách niektorých lokalít (napr. Helenina vyvieračka).

Orvan (1988) vo svojom príspevku *Niektoré osobitosti obehu podzemných vôd Slovenského krasu a ich ochrana* všeobecne charakterizuje klasifikáciu prameňov, opisuje farbiace skúšky v Kunej priepasti (do Skalitého potoka) a venuje sa okrajovo aj jedinečným stálym prameňom, ako napr. Drienoveckej vyvieračke, Prameňu sv. Jána a prameňom medzi Jasovom a Moldavou nad Bodvou. Hochmuth a Barabas (2001) sa vo svojom príspevku týkajúcom sa Jasovskej planiny venujú problematike reliéfu a jej odvodňovaniu v súvislosti s neďalekým tokom Bodvy. Významný syntetický príspevok založený na doplnení predchádzajúcich výskumov a inventarizácií

publikoval Lešínský (2002), ktorý jednotlivé podpovrchové javy (jaskyne a prame-
ne) nielen lokalizuje na jednoduchej vrstevnicovej mape, ale ich aj dôkladne opisuje
z hľadiska polohy, rozmerov a genézy. Pri niektorých prameňoch uvádza teploty
vody získané expedičnými meraniami. Podobný charakter mali aj práce inventari-
začného typu Erdősa (1975, 1990) a Lešínského z roku 2000.

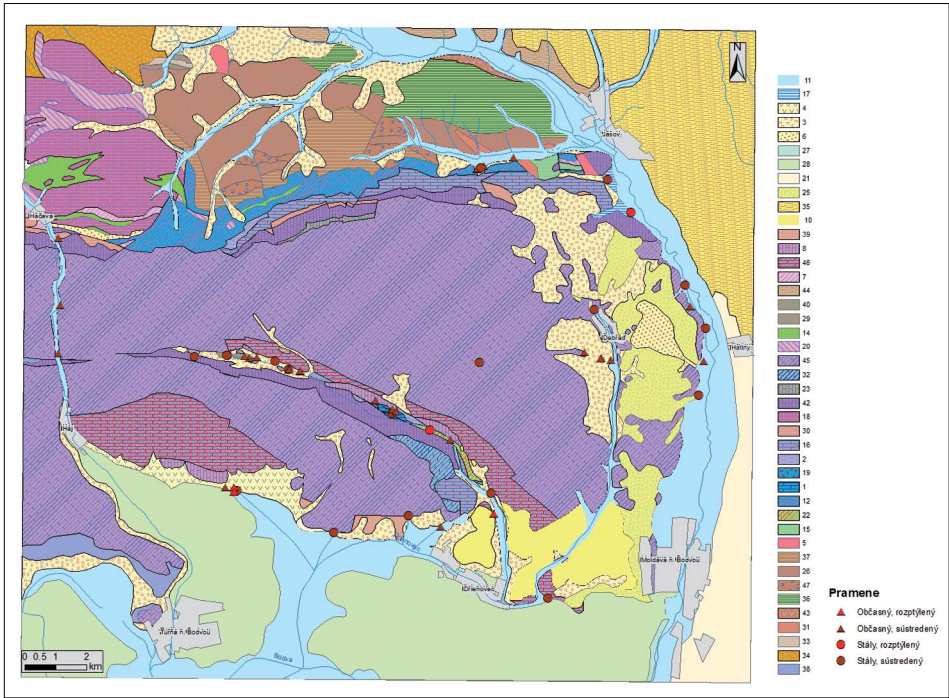
Od roku 2012 prebieha detailný výskum vybraných prameňov a podzemného toku
Skalistého potoka aj na Ústave geografie PF UPJŠ v Košiciach. Kandričák (2012) sa
vo svojej bakalárskej práci venoval charakteristike niektorých vybraných prameňov
Jasovskej planiny a pokúsil sa o analýzu ich vodného režimu, roku 2014 vo svo-
jej diplomovej práci (obe pod vedením Z. Hochmutha) riešil problematiku vzťahu
prietoku Skalistého potoka k zrážkam v dvojročnom sledovacom období. Výsledky
boli čiastočne publikované aj v abstrakte Hochmutha a Kandričáka (2013). Rovnako
v roku 2013 Petrvalská s kolektívom publikovali aj predbežné výsledky sledovania
základných parametrov prameňov Jasovskej planiny (teplota, obsah Ca^{2+} , alkalinita,
výdatnosť). Komplexný prehľad prameňov doliny Miglinc, ich základné parametre
sledované s mesačným krokom a aj detailné chemické analýzy vybraných prameňov
prináša bakalárska práca Kováčovej (2014), pod vedením A. Petrvalskej. V uplynu-
lých rokoch prebiehalo hydrogeologické mapovanie územia Jasovskej planiny pod
vedením P. Malíka z ŠGÚDŠ v Bratislave. Prvé priebežné výsledky komplexných
chemických analýz vybraných prameňov Jasovskej planiny prinášajú abstrakty Pe-
trvalskej et al. (2013, 2014).

POLOHA A ZÁKLADNÁ CHARAKTERISTIKA ÚZEMIA

Územie Jasovskej planiny je lokalizované na východnom okraji Slovenského
krasu, z východu a juhu susedí s Košickou kotlinou a jej podcelkami Turnianskou
kotlinou a Medzevskou pahorkatinou. Rozhodli sme sa pre spoločnú charakteristiku
týchto oblastí, pretože hydrogeologicky územie tvorí jeden celok, aj keď na základe
geomorfologického členenia je oddelené. Z geologického hľadiska (obr. 1) Jasovská
planina predstavuje komplex mezozoických hornín, z ktorých väčšinu územia tvoria
wettersteinské vápence. Predmezozoické útvary, podobne ako aj v celom Sloven-
skom krase, sa tu vyskytujú iba na juh od Hačavy a na severnom svahu planiny
smerom k Jasovu a do doliny Teplice (Mello et al., 1997; Bystrický in Fusán et al.,
1962). Významnú líniu tvorí rožňavský hlbinný zlom, ktorý prebieha v smere SZ –
JV, a smeruje dolinou toku Miglinc severozápadne od obce Drienovec. Práve na tejto
tektonickej línii vystupuje značná časť skúmaných prameňov. Známy je tu podľa
Mella et al. (1997) výstup jurských hornín silického príkrovu.

Územie Medzevskej pahorkatiny sa podľa Mella et al. (1997) vyznačuje prekry-
tím pôvodného vápencového podkladu poltárskou sériou z obdobia pontu, ktoré sa
vyznačuje prítomnosťou štrkov, pieskov a ílov. Uvedené sedimenty zaberajú cen-
trálne časti tohto podcelku, východné časti na úpätí vlastnej planiny sú budované
prevažne deluviálnymi pleistocénno-holocénnymi svahovitými sedimentmi hlinito-
kamenistej a piesčitej frakcie. Pozdĺž vodných tokov Drienovec a Bodva sú typické
fluviálne sedimenty.

Skúmané územie patrí podľa Šubu (1979) a Šubu, Šubovej (1973) do hydrogeo-
logického celku mezozoika Slovenského krasu. Najdôležitejším zvodneným prostre-
dím sú vápence stredného triasu. Jeho severnú časť (severne od doliny Miglinc)
zaradujeme do hačavsko-jasovskej hydrogeologickej štruktúry (ktorá je totožná



Obr. 1. Geológia Jasovskej planiny a Medzevskej pahorkatiny s lokalizáciou prameňov (upravené podľa Mello et al., 1996)

KVARTÉR: Holocén vcelku: 11 – fluviálne sedimenty: litofaciálne nečlenené nívne hliny alebo piesčité až štrkovité hliny dolinných nív a nív horských potokov; Mladší pliocén – holocén: 4 – deluviálno-proluviálne sedimenty: hlinité až hlinito-kamenité dejekčné kužele, lokálne s obsahom štrkov a pieskov; Pleistocén/holocén: 3 – deluviálne sedimenty: prevažne hlinito-kamenité (podradne piesčito-kamenité) svahoviny a sutiny; 6 – deluviálne sedimenty: gravitačne resedimentované piesčité a piesčito-hlinité štrky svahovín; Mladší pleistocén: 17 – proluviálne sedimenty: hlinité a piesčité štrky s úlomkami hornín v nízkych náplavových kuželoch; 21 – eolické sedimenty: spraše a jemnopiesčité spraše, vápnité a sprašovitité hliny vcelku

NEOGÉN: Miocén – pont: 25 – poltárske súvrstvie: štrky, piesky, kaolinické íly, lignity; Panón: 35 – sečovské súvrstvie: pestré a sivé vápnité íly, uhofné íly, lignity, medzivrstvy tufov a tufitov

PALEOGÉN: Budínsky paleogén – čížske súvrstvie: 10 – drienovské zlepence; šomodské súvrstvie: 39 – vápence, karbonátové zlepence, „pebby mudstones“, pestrofarebné ílovce, sladkovodné vápence

MEZOZOIKUM: Trias – mladší trias: 8 – dachsteinské vápence: rifové a lagunárne organogénne a organodetritické vápence; svetlé vápence (svetlosivé a ružové vápence); 46 – WxT3; waxenecké (tisosvé, furmanecké) vápence; Stredný – mladší trias: 7 – dvornické vrstvy: bridlice, fylity s vložkami pieskovcov, silicitov, zrnitých vápencov a bazických vulkanoklastických hornín; 44 – wettersteinské dolomity: svetlosivé vrstevnaté dolomity, lagunárne vrstvomité dolomity, rohovcové dolomity; 40 – serpentinity; 29 – dúbavské súvrstvie: metabázické horniny (prevažne glaukofanity); 20 – sivozelené a svetlé bridličnaté kryštalické vápence; 14 – dúbavské súvrstvie: chloriticko-sericitické fylity s polohami kryštalických vápencov a metabázických hornín (prevažne metatufitov); 45 – wettersteinské vápence: svetlosivé organodetritické a organogénne masívne, rifové vápence; 32 – reiflinské a pseudoreiflinské vápence: sivé vrstevnaté vápence s rohovcami; Stredný trias: schreyeralmské vápence: ružové hľuznaté vápence; 23 – nádašské vápence: lavicovité ružové vápence; 42 – steinalmské vápence: svetlé organodetritické vápence, miestami

dolomity; 30 – ramsauské dolomity: sivé vrstevnaté dolomity; 18 – hončianske súvrstvie: hončianske vápence – svetlé masívne, kryštalické vápence (mramory); 13 – gutensteinské dolomity: tmavosivé vrstevnaté dolomity, dolomitové brekcie; 16 – gutensteinské súvrstvie (gutensteinské vrstvy) – gutensteinské (annaberské) vápence: tmavosivé a čierne hrubolavicovité, vrstevnaté, červíkovité vápence; Starší trias: 38 – sinské vrstvy: bridlice, vápence, dolomity, polohy organodetritických vápencov, rauvaky; kampilské vrstvy: slienité a piesčité bridlice, vápence; 2 – bodvasilašské vrstvy: pieskovce, kremité pieskovce, bridlice, evapority; „seiské vrstvy“ – ílovité bridlice s vložkami jemnozrnných pieskovcov; pestré bridlice a pieskovce

Jura – mladší trias? – staršia jura: 12 – tmavosivé až čierne fylity s laminami metasiltovcov, metapieskovcov a tmavých kryštalických vápencov; Staršia jura: 19 – pestré bazálne brekcie a vápence, adnetsko/hierlatzské vápence; 1 – allgäuske súvrstvie: tmavosivé až čierne, miestami škvrnité, jemnozrnné ± ílovité vápence a vápnité ílovce

Krieda – mladšia krieda: 22 – miglinecké vápence: biele masívne vápence; 15 – gombasecké vrstvy: tmavé bridlice a pieskovce

MLADŠIE PALEOZOIKUM: Perm – starší perm: 5 – polymiktné zlepenice; ?Starší perm: metaryolity, metadacity a ich vulkanoklastiká; 37 – sericitické a sericiticko-chloritické fylity ± chloritoid; 26 – metamorfované pieskovce; 47 – oligomiktné metazlepenice

STARŠIE PALEOZOIKUM: Mladší devón? – starší karbón?: 36 – laminované sericiticko-chloritické fylity; Starší devón: 43 – metamorfované kremenné droby v striedaní s kremennými fylitmi

Fig. 1. Geology of Jasovská Plateau and Medzev Hill Land with springs localization (modified after Mello et al., 1996)

QUATERNARY: Holocene: 11 – fluvial sediments of alluvial plains – loamy, loamy-sandy, clayey; Younger pleistocene – holocene: 4 – deluvial-proluvial sediments; Pleistocene/holocene: 3 – deluvial sediments; 6 – deluvial sediments: loamy and loamy-gravelous; Pleistocene: 17 – proluvial sediments; 21 – deluvial-eolian sediments: loessy loams and loess

NEOGENE: MIOCENE – Pontian: 25 – Poltár Formation: variegated clays, gravels, sands; Pannonian: 35 – Sečov Formation

PALEOGENE: 10 – Drienovec Conglomerates: carbonatic conglomerates; Šomody formation: 39 – gray laminated or massive fresh-water limestones

MESOZOIC: Triassic – Upper Triassic: 8 – Dachstein Riff and Lagoonal limestones; 46 – Waxeneck(Tisovec) limestones; 7 – Dvorníky Beds: shales, phyllites with intercalations of sandstones, silicites, limestones and basic volcanoclastic rocks; 44 – Wetterstein dolomites; 40 – serpentinites; 29 – metabasid rocks; 20 – grey-green and light shaly crystalline limestones; 14 – Dúbrava Formation: chlorite-sericite phyllites with intercalations of crystalline limestones and metabasid rocks; 45 – Wetterstein limestones, lagoonal; 32 – Reifling and „Pseudoreifling“ limestones; Middle Triassic: schreyeralm limestones; 23 – Nádaska limestones; 42 – Steinalm limestones; 30 – Gutenstein dolomites, hematized at places; 18 – light crystalline limestones (marbles); 13 – Gutenstein dolomites; 16 – Gutenstein limestones; Lower Triassic: 38 – Szin Beds: shales, marlstones, limestones; 2 – Bódvaszilás Beds: variegated sandstones and shales

Jurassic – Upper Triassic? – Lower Jurassic: 12 – dark and black phyllites, with laminae of metasiltstones and metasandstones at places; Lower Jurassic: 19 – Adnet and Hierlatz limestones, variegated basal breccias; 1 – Allgäu Beds: dark marly limestones and marls, spotty at places
Cretaceous – Upper Cretaceous: 22 – Miglinc limestones: white massive limestones; 15 – Gombasek Beds: dark shales and sandstones

PALEOZOIC: Upper Permian – Permian: 5 – polymict conglomerates; ?Lower Permian: metaryolites, metadacites and their vulcanoklastics; 37 – sericite and chlorite-sericite phyllites, with chloritoid; 26 – metasandstones; 47 – metamorphosed oligomict conglomerates;

Upper devonian? – Lower Carboniferous?: 36 – laminated seritic-chloritic phyllites; Lower devon: 43 – quartz metagreywackers with local intercalations of quartz phyllites

z tektonickou čiastkovou jednotkou), južnú časť územia do silicko-turnianskej. Hačavsko-jasovská štruktúra (čiastková hydrogeologická štruktúra hačavsko-jasovská) obsahuje vrstvový sled od spodného až do vrchného triasu. Vďaka vnútornej zlomovej a vrásovej tektonike je oblasť rozčlenená na niekoľko hydrogeologických bazénov. Súhlasne s úklonom nepriepustného podložia vystupujú v okolí Jasova, Hatín a Drienovca najvýznamnejšie pramene s najvyššou výdatnosťou. Silicko-turnianska štruktúra (čiastková hydrogeologická štruktúra Vysokej) je tvorená vápencovo-dolomitickým komplexom uloženým synklinálne na spodnotriasových horninách. Najvýznamnejšími prameňmi tejto štruktúry v skúmanom území sú pramene v blízkosti Drienovského kameňolomu, prameň Skalistého potoka a niekoľko menej výrazných prameňov severne od obce Háj.

Nami sledované pramene možno podľa polohy rozdeliť do niekoľkých lokalít:

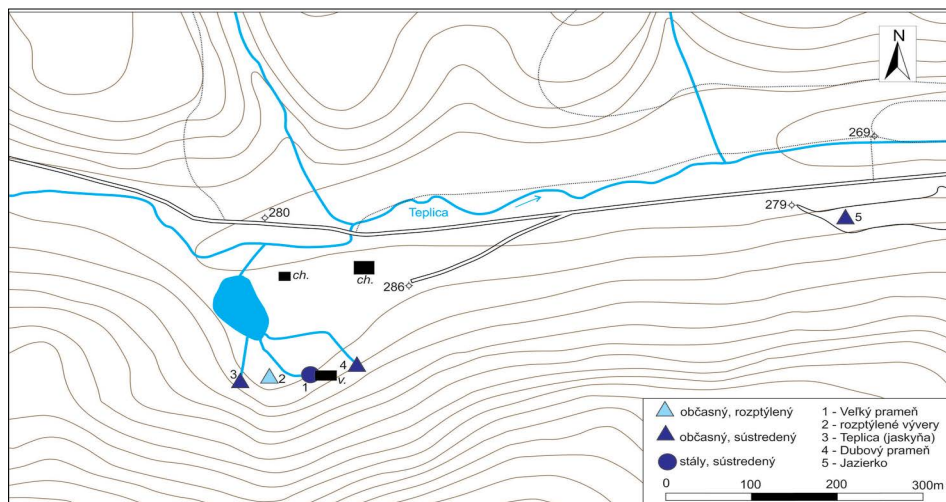
1. pramene severného úpätia planiny (oblasť jaskyne Teplica),
2. pramene východného okraja územia a Medzevskej pahorkatiny – prameň Peknej dievčiny, Hatiny, Helenina vyvieračka, pramene v okolí obce Debrad',
3. pramene južného úpätia planiny – pramene jaskyne Skalistý potok, prameň Berrek, Prameň v slivkovom sade, Fejke,
4. pramene doliny Miglinc,
5. pramene Hájskej doliny (Jasovská planina) – Travertínový prameň, Gustova jaskyňa a i.
6. oblasť samej planiny.

V nasledujúcich statiach postupne opisujeme jednotlivé oblasti aj s mapovanými prameňmi, ku ktorým uvádzame dostupné a známe názvy v slovenskom a pri niektorých aj v maďarskom jazyku. Zároveň sa v závere príspevku nachádza prehľadná tabuľka so základnými informáciami o nich. Všetky pramene zaradíme k prameňom s plytkým obehom. Na klasifikáciu prameňov z hľadiska výdatnosti za jednotku času používame Meinzerovu klasifikáciu z roku 1927, ktorý ich rozdelil do 8 základných kategórií. Podľa výdatnosti nami skúmané pramene zaradíme do 3 – 6 kategórie (v rozmedzí výdatnosti $0,063 - 283 \text{ l.s}^{-1}$). Do kategórie 3 (pramene s najvyššou výdatnosťou v našom území, $28 - 283 \text{ l.s}^{-1}$) zaradíme iba najvýznamnejšie pramene, ako Vinica, Veľký prameň pri Jasove, Drienoveckú jaskyňu, Drienovec a na hornej hranici niekoľko prameňov v jarnom období (predtým spomínané a Prameň sv. Jána, Hatiny a pod.). Za výnimočných udalostí spomínané pramene kategórie 3 dosahujú výdatnosti, ktoré prekračujú hranicu 283 l.s^{-1} , a teda ich v týchto dátumoch možno zaradiť do kategórie 2 ($283 - 2832 \text{ l.s}^{-1}$).

SEVERNÉ ÚPÄTIE JASOVSKÉJ PLANINY

Najvýraznejší prameň v tejto sledovanej oblasti je tzv. *Veľký prameň* (*Nagy forrás*). Spomína ho už Himmel (1963) a odvodňuje severnú časť Jasovskej planiny. Pramení na svahu severne od vrcholu Kriška (460 m), podľa geologickej mapy z gutensteinských vápencov (pozri obr. 2). Prameň je zachytený a údaje o jeho výdatnosti a teplote sú monitorované prístrojmi SHMÚ v rámci štátnej hydrologickej siete podzemných vôd (číslo 2008). Nachádza sa asi 50 m východne od jaskyne Teplica v nadmorskej výške 325 m, odkiaľ prebytočná voda vyteká rúrami do betónového koryta, za vysokých stavov aj netesniacimi dverami budovy. Prameň je stály. Podľa práce Zacharova (2000) vyteká na styku krasových hornín silického príkrovu

a nekrasových hornín príkrovu Bôrky. Prameň klasifikoval ako bariérový prameň plytkého obehu. Pôvodne zničené oplotenie okolo vodohospodárskej budovy bolo obnovené v decembri 2013, avšak veterná kalamita v polovici mája 2014 zničila nielen už spomínaný plot, ale aj strechu budovy.



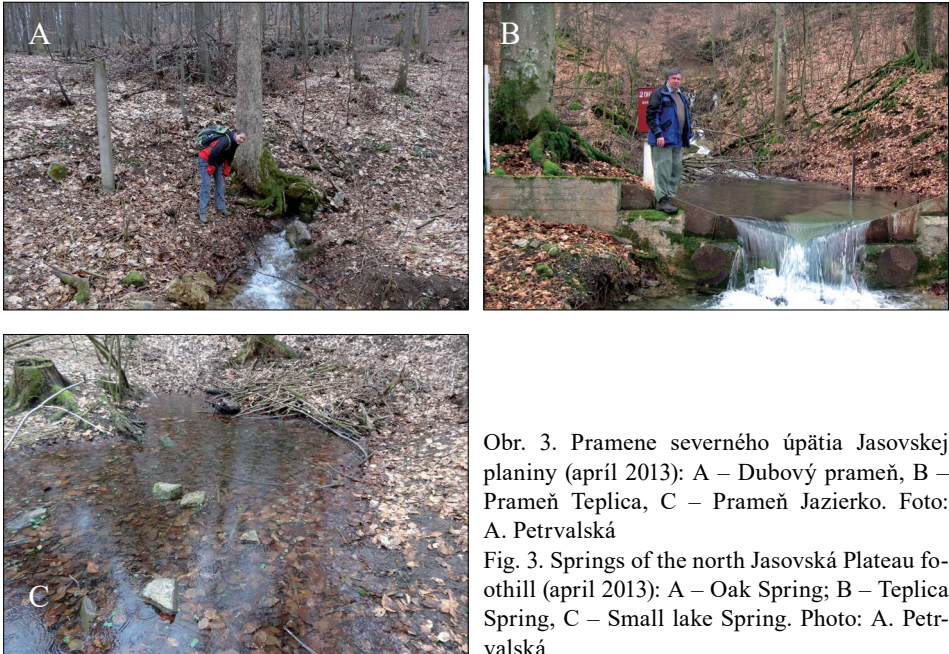
Obr. 2. Lokalizácia prameňov severného úpätia Jasovskej planiny
Fig. 2. Location of springs in the north of Jasovská Plateau

Niekoľko desiatok metrov západne od tohto prameňa sme v období topiaceho sa snehu v mesiacoch apríl – máj a za vysokých zrážkových udalostí v septembri 2013 a máji 2014 zaznamenali ďalších 8 rozptýlených výverov vody, z ktorých niektoré javili znaky sedimentácie penovca. Vzorky boli odobraté na ďalšiu analýzu.

Asi 50 m juhozápadne od Veľkého prameňa sa nachádza vchod do *jaskyne Teplica (Gajdova štôlna, Gajda tárna)*. Vchod vo veľkosti 1 × 1,3 m pravidelne zavaluje sutina zliezajúca zo svahu vyššie. Tok, ktorý z neho vyteká, je aktívny v prevažnej väčšine roka s vybudovaným prepacom a s monitorovacou sondou č. 2064. V koryte tohto toku rovnako možno nájsť úlomky travertínov. Počas jarných mesiacov sme pozorovali mohutný prúd vody vytekajúci celým profilom otvoru jaskyne, v letných mesiacoch sa v koryte nachádzala iba stojatá voda, resp. s malým prítokom tečie popod riečne sedimenty. Je pravdepodobné, že predstavuje iba vyššiu úroveň Veľkého prameňa, a teda drénuje rovnakú oblasť, pričom vyteká za spomínaných meteorologických extrémov.

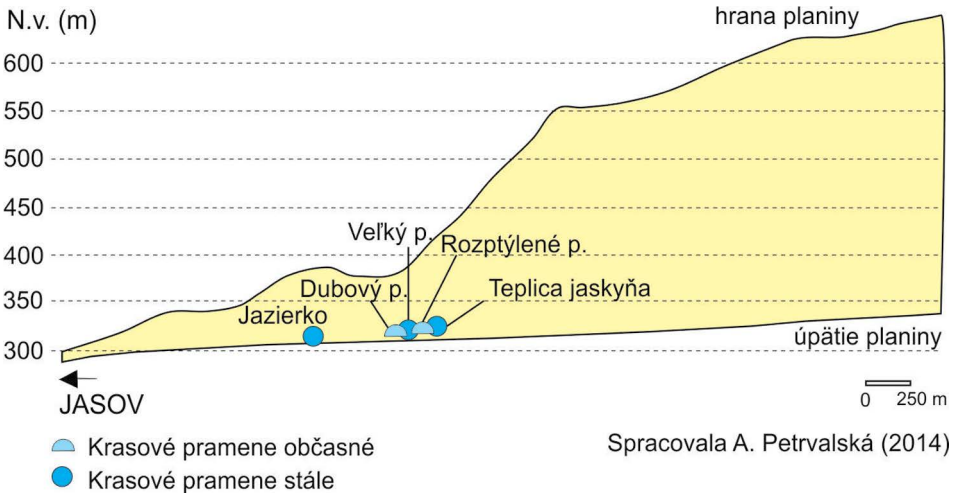
Vľavo od vodojemu spod koreňov stromu (otvor veľkosti 20 × 30 cm) v jarných mesiacoch vyteká *Dubový prameň*, v lete vysychá. Všetky dosiaľ spomínané prameňe sú navzájom hydrologicky prepojené, nachádzajú sa vo vzdialenosti maximálne 100 m od seba na úrovni miestnej eróznej bázy.

Asi 500 metrov východne neďaleko cesty (30 m) vedúcej okolo Teplických rybníkov možno pri ceste identifikovať prameň *Jazierko*, kumulujúci vodu v dvoch nad sebou ležiacich depresiaciach a pritom vytvárajúci jazierko priemeru asi 2 metre s hĺbkou 20 – 30 cm. Za vyššieho stavu voda preteká okrajom dolného jazierka a vytvára prúd vody stekajúci dole svahom až k ceste. Prameň je periodický, rovnako odvodňuje severnú časť planiny. Náhľad na tieto prameňe uvádzame na obr. 2, 3, 4.



Obr. 3. Pramene severného úpätia Jasovskej planiny (apríl 2013): A – Dubový prameň, B – Prameň Teplica, C – Prameň Jazierko. Foto: A. Petrvalská

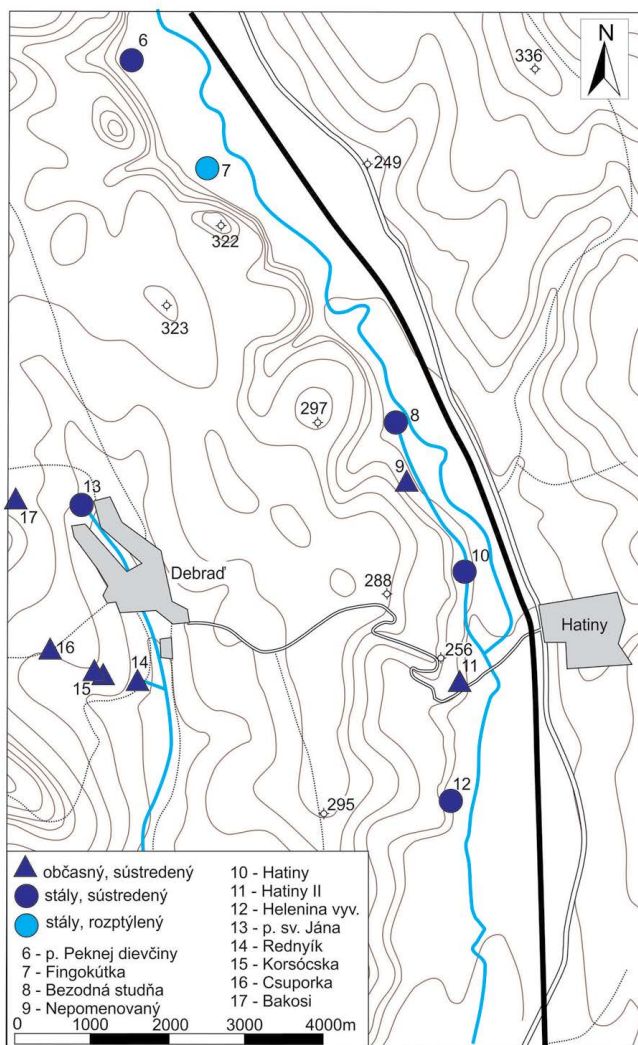
Fig. 3. Springs of the north Jasovská Plateau foothill (apríl 2013): A – Oak Spring; B – Teplica Spring, C – Small lake Spring. Photo: A. Petrvalská



Obr. 4. Severný svah a úpätie Jasovskej planiny, priemet na rovinu V – Z s lokalizáciou krasových prameňov
 Fig. 4. North slope and foothill of Jasovská Plateau, projection on E – W plane with karst springs location

VÝCHODNÝ OKRAJ JASOVSKÉJ PLANINY A MEDZEVSKÁ PAHORKATINA

Južne od Jasovskej jaskyne pod hranou kameňolomu asi 5 metrov nad nivou rieky Bodva sa v nadmorskej výške 268 m nachádza pomerne známy *Prameň peknej dievčiny* (*Szeplanykútka*). V minulosti sa využíval na napájanie oviec, dnes slúži len záhradkárom z neďalekej záhradkárskej osady. Prameň je sústredený a stály, vyviera pod tlakom, možno badať, že pritom strháva so sebou bublinky. Postupne sa rozptyľuje na nižšie položenú lúku, kde vytvára mokraď. Prameň vyteká spod proluviaálnych sedimentov, ktoré prekryávajú strednotriasové gutensteinské a steinalmské vápence, môžeme ho teda zaradiť k prameňom plytkého obehu. Všetky pramene a ich poloha sú zobrazené na obr. 5 a 6.



Obr. 5. Poloha prameňov vo východnej časti územia
Fig. 5. Springs location in the east part of the area

Asi 700 metrov juhovýchodne od Prameňa peknej dievčiny sa nachádza močaristé územie s dĺžkou asi 50 m, predstavujúce prameň *Fingókútka*. Do tohto bazéna preniká niekoľko menších prameňov (rozptýlene) z náplavov Bodvy, vzhľadom na ich nízky prietok sme uskutočnili iba prvé meranie, v ďalších mesiacoch bol prameň iba pozorovaný. Pramene sú veľmi málo výrazné až nepozorovateľné, aj počas vlhkých mesiacov sa tu vytvára iba jazierko bez výraznejšieho toku vody v ňom.

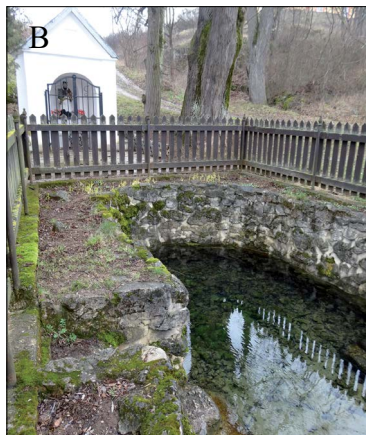
Známy prameň s jaskyňou *Bezodná studňa (Feneketlen kút)* sa nachádza asi 2 km južne od obce Jasov. Himmel (1963) opisuje vo svojom príspevku čerpacie pokusy, ktoré znížili hladinu vody v prameni iba o 15 cm a výška hladiny je podobná toku Bodvy. Prameň vedie SAŽP ako prameň so sledovaním kvality podzemnej vody. Záchytné zariadenie však už dlhšie obdobie neexistuje.

Asi 500 metrov južnejšie sme identifikovali *nepomenovaný prameň* v depresii na úpätí asi 5 metrov vysokej skaly. Voda sa tu v podobe jazierka drží počas celého roka, vzhľadom na blízkosť rieky Bodva je možné konštatovať, že s ňou úzko súvisí. Výška hladiny je rovnaká ako výška hladiny v rieke. Podľa polohy by to mohol byť prameň, ktorý opisuje aj Himmel vo svojom príspevku z roku 1963. Okrem neho však opisuje ešte ďalšie dva pramene, ktoré sme počas našich terénnych mapovaní nepozorovali.

Za najvýraznejšiu vyvieracu v oblasti možno považovať *Hatiny (Hideg kút)*. Nachádza sa (spolu s ďalším opisovaným prameňom) iba 50 metrov severovýchodným smerom od Hatinskej jaskyne. Je zachytená do dnes už nefunkčnej vodárne a vody odtiaľto presakujúce vtekajú do jazierka, ktoré predstavuje depresiu vyplnenú vodou unikajúcu tlakovými vývermi na siedmich miestach. Prameň je stály, časť vody odvádza pomaly sa znižujúce koryto na lúku a časť oteká do Bodvy. Oba tieto pramene možno považovať za významné stálosťou výveru, ale aj výdatnosťou. Málo výrazný občasný prameň sa nachádza iba niekoľko metrov východne od jaskyne smerom k Bodve, bližšie ho tu však nebudeme opisovať. Za vyšších vodných stavov v jarnom období vyteká aj voda spod skaly rovno po pravej strane od cesty smerom z Hatín na Debraď (*Hatiny II*). Vyteká z pukliny v skalnej stene vysokej asi 8 m, ktorá vznikla antropogénne pri ťažobnej činnosti. Všetky tieto pramene v oblasti Hatiny sú prameňmi plytkého obehu a súvisia s alúviom Bodvy, čo dokazuje aj základný chemický rozbor vody.

Južným smerom od spomínanej cesty na úpätí stupňa Medzevskej pahorkatiny, asi 500 metrov, spod výraznej skalnej steny vyviera prameň *Helenina vyvierajúca (Ilonaforrás)*. Vyteká z rovnomennej jaskyne počas celého roka, tečie pozdĺž skalnej steny smerom k juhu, na poliach postupne vsakuje do alúvia rieky Bodvy. V letnom období je prietok značne nižší, preto sa dá nízkymi priestormi jaskyne pokračovať. Stojatá voda v podobe jazierka sa nachádza aj asi 5 m severne od spomínaného prameňa vo výklenku skalnej steny.

Určite veľmi zaujímavé sú pramene ležiace na tzv. poriečnej rovni v obci Debraď a jej bezprostrednom okolí, ktoré sa podľa našich meraní vyznačujú najvyšším obsahom Ca^{2+} zo všetkých sledovaných prameňov. Okrem samého prameňa vodného toku Drienovec je najvýznamnejší z nich *Prameň sv. Jána*, nachádzajúci sa priamo v strede obce (280 m n. m.). Vyviera spod upraveného kamenného amfiteátra a dosahuje výrazné výdatnosti počas celého roka. Časť vody je zachytená do vodárenskej budovy a využíva sa pre potreby obce. Ďalším výrazným prameňom je lokálne na-



Obr. 6. Pramene východnej časti Jasovskej planiny a Medzevskej pahorkatiny: A – Prameň južne od Debrade, B – Prameň sv. Jána, C – Helenina vyvieračka, D – Prameň Peknej dievčiny, Jasov, E – Bakosi, F – Korsócska. Foto: A. Petrvalská

Fig. 6. Springs in the east part of Jasovská Plateau and Medzevská Hill Land: A – Rednyik / Rednyik Spring, B – St. John's Spring, C – Helena's Spring, D – Beautiful girl's Spring, E – Bakosi Spring, F – Korsócska Spring. Photo: A. Petrvalská

zývaný prameň *Rednyik* v nadmorskej výške 260 m na južnom okraji obce neďaleko poľnohospodárskeho družstva. Vyviera pod silným tlakom, dosahuje značnú výdatnosť v jarných mesiacoch (keď preteká cestou), od augusta do decembra prameň netečie. Využívajú ho miestni ako občasný zdroj vody. Výrazný prameň s lokálnym pomenovaním *Korsócska* (džbánik) vyviera sporadicky na poliach nad poľnohospodárskym družstvom. Na jar dosahuje veľkú výdatnosť, zaplavuje celé polia a po lúke odteká do hlavného toku Drienovec až k obci. Asi o 100 metrov východne od neho na tej istej lúke vo vlhších mesiacoch vytekajú ďalšie dva pramene (iba 20 m vzájomne od seba), ktoré zamokrujú lúku, tečú po nespevnenej ceste a nakoniec sa vlievajú do Drienovca. Jeden z nich má zaužívané pomenovanie *Csuporka* (hrnček). Nad poľnohospodárskymi poľami v Debradi, neďaleko lesnej cesty vedúcej cez Lipovú horu na planinu, sa nachádza miestnym známy občasný prameň *Bakosi*. Vyteká spod skalného masívu, v roku 2007 bola pred ním vybagrovaná jama, pravdepodobne predstavovala pokus o zachytenie prameňa. Nad týmto prameňom na dne menej výraznej dolinky sa nachádzajú vybetónované 1 alebo 2 šachty, ktoré pravdepodobne zachytávajú prameniáciu vodu a podľa našich informácií odvádzajú vodu na poľnohospodárske družstvo v Debradi (S. Danko in pers. comm.). Všetky tieto pramene v okolí Debrade vytekajú na kontakte wettersteinských vápencov a poltárskej formácie alebo deluviálnych sedimentov na východnom úpätí svahu medzi vlastnou planinou a stupňa poriečnej rovne.

DOLINA MIGLINC

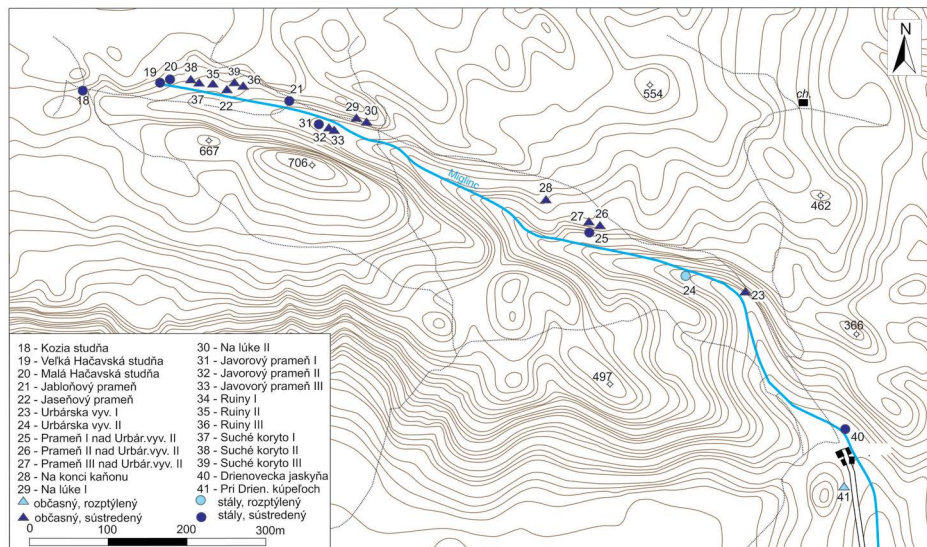
Dolina je založená na významnej rožňavskej zlomovej línii smerujúcej od Drienovca na západ cez Jasovskú a Zádielsku planinu. Je orientovaná JV – SZ smerom a v dĺžke viac ako 5 km siaha od 630 m do 270 m nadmorskej výšky. Je to jediná lokalita, kde na povrch vystupujú jurské vrstvy, a charakter prameňov prislúcha ku komplikovanej geologickej štruktúre danej doliny. Poloha jednotlivých prameňov je zobrazená na obr. 7 a 8.

Za začiatok doliny sa pokladá prameň tzv. *Kozia studňa*, ktorý sa často označuje ako jeden z prameňov toku Miglinc, v nadmorskej výške 607 m. Vyteká z kovovej rúry do válova, ktorý slúži ako napájadlo pre hospodárske zvieratá. Je to prameň s najvyššou výdatnosťou vo vlastnej doline Miglinc, okrem neho v hornom toku potok dotujú ďalšie dva pramene.

Veľká Hačavská studňa vo výške 550 m n. m. vytvára jazierko miestami hlboké 1,5 – 2 m, cez ktoré vedie čiastočne poškodená lávka. Považuje sa za pravý prameň toku Miglinc a zároveň ho dotuje väčšinou vody. Lešinský (2002) uvádza jeho výstup na zlome na styku waxeneckých a wettersteinských vápencov. Prameň *Malá Hačavská studňa* je nevýrazný prameň asi 200 metrov východne od predchádzajúceho prameňa. Pramene určite spolu súvisia. Jeho výver v nadmorskej výške 550 m je rozptýlený a stály, ale nie je výdatný. Hodnoty výdatností z prameňa sa takmer nedajú zmerať.

Ďalšími prameňmi, ktoré sú od Veľkej a Malej Hačavskej studne vzdialené menej ako 200 metrov, sú pramene s názvami od Lešinského (2002) *Suché koryto II a III*. Tieto pramene sme vzhľadom na pravdepodobne občasný tok (počas nášho výskumu sme ich aktívne nebadali) ďalej neskúmali, avšak ich súčasnej alebo minulej aktivite nasvedčujú fluviálne formy v ich okolí. Niekoľko metrov od Suchého koryta III je *Jaseňový prameň*. Je upravený ako malá studňa. Po toku Miglince, na

pravej strane sú ďalej pramene s názvom *Ruiny II*, *Ruiny I* a *Suché koryto I*. Všetky tieto pramene sa nachádzajú na nevýraznej nive Miglinca alebo tesne nad ňou a sú prameňmi občasnými. V bezprostrednej blízkosti posledne menovaných prameňov, niekoľko desiatok metrov východne, sa nachádzajú dva občasnú sústredené pramene



Obr. 7. Pramene v doline Miglinca

Fig. 7. Springs in Miglinca Valley

Na lúke I a II.

Jablonový prameň sa nachádza na spodnom okraji Jablonového sadu. Je to sústredený a stály prameň, vyteká z kovovej rúry v nadmorskej výške 564 m. Neďaleko Jablonového prameňa sa nachádza *Javorový prameň II*, sú od seba vzdialené asi 100 m. Je to rozptýlený prameň s nestálym tokom. Počas nízkych stavov netečie. Neďaleko neho sa nachádzajú Javorový prameň I a Javorový prameň III, v súčasnosti sú neaktívne. *Dvojičky (Prameň II nad Urbárskou vyvieraczkou II)* sa nachádza asi 2 km dole dolinou od predchádzajúceho prameňa v nadmorskej výške 386 m. Vyteká z ľavého svahu toku Miglinca, kde sa nachádza ďalších 7 prameňov. Prameň je stály, vyteká spod skaly. Počas merania bol objavený pri tomto prameni akumulovaný travertín. Teplota tohto prameňa je oproti predchádzajúcim prameňom oveľa vyššia. Na ľavom svahu potoka Miglinca v nadmorskej výške 452 m sa nachádza ešte jeden výraznejší občasný sústredený prameň pod názvom *Prameň na konci tiesňavy (kaňonu)*.

Prameň nazývaný *Urbárska vyvieracka II* vyvierá na úrovni potoka Miglinca a je jeho pravostranným prítokom v nadmorskej výške 315 m. Nachádza sa tu niekoľko prameňov. Zreteľne sú identifikovateľné tri. Prameň je rozptýlený a nestály. Po období bez zrážok voda netečie. Po nevýdatných zrážkach voda tečie pod deluviálnymi sedimentmi. Tok bol pozorovateľný len v jarnom období (po topení snehu) a v letnom období po dažďoch. *Prameň pod stromom (Urbárska vyvieracka I)* je posledný prameň vyskytujúci sa priamo v doline toku Miglinca. Nachádza sa v aluviálnych sedimentoch na úrovni Miglinca. Vyteká spod stromu, jeho výver je rozptýlený. Prameň je stály a pomerne výdatný.



Obr. 8. Pramene doliny Miglinc: A – Kozia studňa, Foto: P. Kandričák, B – Veľká a Malá Hačavská studňa, Foto: A. Petrvalská, C – Prameň Ruiny III, Foto: V. Straková, D – Urbárska vyvieraciačka II, Foto: V. Straková, E – Jabloňový prameň, Foto: M. Pancuráková, F – Jaseňový prameň, Foto: V. Straková

Fig. 8. Miglinc Valley Springs: A – Goat Well, Photo: P. Kandričák, B – Great and Small Hačava Well, Photo: A. Petrvalská, C – Remains Spring III, Photo: V. Straková, D – Urbár's Spring, Photo: V. Straková, E – Apple Spring, Photo: M. Pancuráková, F – Ash Spring, Photo: V. Straková

Najznámejšou vyvieraczkou celej tejto oblasti, pri vyústení toku Miglinc do Turrianskej kotliny, v nadmorskej výške 254 m, je *Drienovecká vyvieraciačka*, lokalizovaná pod asi 10 m vysokým skalným bralom neďaleko dávnejšie známych Drienoveckých kúpeľov. Ide o výver podzemného vodného toku pretekajúceho rovnomennou jaskyňou v dĺžke viac ako 1 km. Zároveň je to prirodzený vchod do jaskyne. Výver je stály, sledovaný SHMÚ (pod číslom 2019), nami namerané teploty medzi

8 – 10,8 °C počas celého roka naznačujú, že ide o plytký obeh vody. Prameň vyteká z prirodzeného vchodu jaskyne polkruhovitého tvaru s rozmermi 3 × 2 m pod približne 10 m vysokou skalnou stenou. Vedci už dlhšie uvažujú o pôvode tohto pomerne vyrovnaného podzemného toku, pôvod vôd však dosiaľ nebol vyriešený.

Iba niekoľko metrov južne od areálu Drienoveckých kúpeľov vľavo od cesty sme lokalizovali občasný prameň, ktorý bol počas hydrologického roka pozorovaný iba vo februári – marci. Je sústredený a vyteká z plytkej depresie pod miernym svahom; súvisí so zvýšením zásob vody v masíve počas topenia snehu a zvýšených zrážok.

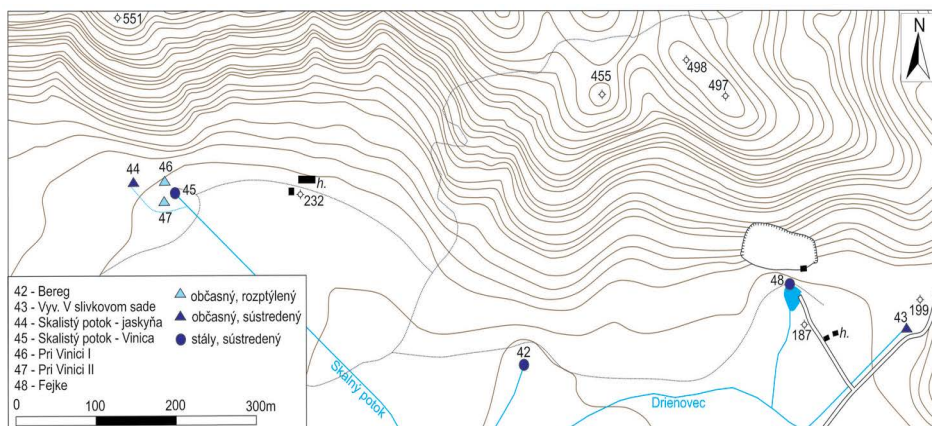
JUŽNÉ ÚPÄTIE JASOVSKÉJ PLANINY

Z niekoľkých prameňov na južnom úpätí planiny je nepochybne najvýznamnejší stály prameň vytekajúci z delúvia planiny *Skalistý potok – Vinica*, sledovaný SHMÚ pod číslom 2022. Upravený výver vybudovaním kamenného amfiteátra s prepadom a korytom odvádza vodu do Drienovca. Vyvieraciačka má vyrovnanú výdatnosť s maximami v jarnom období, miestne obyvateľstvo ju využíva ako zdroj pitnej vody.

Vo vzdialenosti asi 200 m západným smerom z vchodu jaskyne Skalistý potok, umelo prerazeného v roku 1968, ústi občasný vodný tok, ktorý je monitorovaný pod číslom 2021, prepad je však zničený. Voda v ňom prúdi po topení snehu v apríli – máji a po veľkých zrážkových udalostiach, hoci vodný tok pretekajúci jaskyňou sa vyznačuje celoročným prietokom. Tento vodný tok pravdepodobne čiastočne vyviera spod deluviálnych sedimentov na úpätí planiny a vytvára zrejme vyššie opísaný prameň Vinicu, ako aj občasné pramene, ktoré opisujeme nižšie (aj na základe takmer totožného chemizmu). Jaskyňa je vytvorená vo waxeneckých vápencoch a prameň pravdepodobne odvádza vodu z južnej časti planiny medzi kótami Berč (577 m) a Vysoká (706 m). Koryto je rovnako umelo upravené. V apríli roku 2013, za vysokého stavu, sme v okolí týchto dvoch prameňov identifikovali ďalšie 4 vývery na svahu (dva výraznejšie z nich sú zaznačené do mapy 9 ako Vinica I a II), ktoré však boli zaznamenané iba v tomto mesiaci a súviseli s náhlym oteplením a roztopením snehu na planine a náhlym zvýšením hladiny podzemnej vody, o čom svedčila hladina pozorovateľná vo vrtoch v okolí jaskyne. Prameň sa vyznačuje veľmi veľkou rozkolísanosťou výdatnosti. Tieto bariérové pramene v okolí jaskyne Skalistý potok vytekajú z deluviálnych sedimentov lokalizovaných na úpätí planiny a možno ich zaradiť medzi pramene s plytkým obehom.

V bezprostrednom okolí obce Drienovec a kameňolomu sa nachádzajú ďalšie 3 stálye pramene – Fejke, Berek a Prameň v slivkovom sade. Prameň *Fejke* v nadmorskej výške 188 m je stály krasový prameň pod kameňolomom v Drienovci. Nachádza sa na severnom okraji retenčnej nádrže, ktorú tu umelo vybudovali. Vyviera z tektonickej línie lagunárnych wettersteinských a sladkovodných vápencov. *Berek* je rovnako umiestnený na tektonickej poruche medzi rovnakými horninami na úpätí kužeľa. Napája mokrad' na južnom úpätí planiny. Oba tieto pramene vyvierajú na úrovni miestnej eróznej bázy. *Prameň v slivkovom sade* vyteká z umelo vytvorenej prieskumnej chodby s prirodzenými drenážnymi kanálmi (Lešínský, 2002).

Veľká vyvieraciačka v Drienovci je zachytená do vodohospodárskej sústavy. Podľa Hochmutha a Barabasa (2001) dosahuje výdatnosť až 170 l.s⁻¹ s pomerne vyrovnaným priebehom. Vyviera z alúvia Drienoveckého potoka a podľa autorov je tu výrazná korelácia medzi jeho prietokom a prietokmi Bodvy.



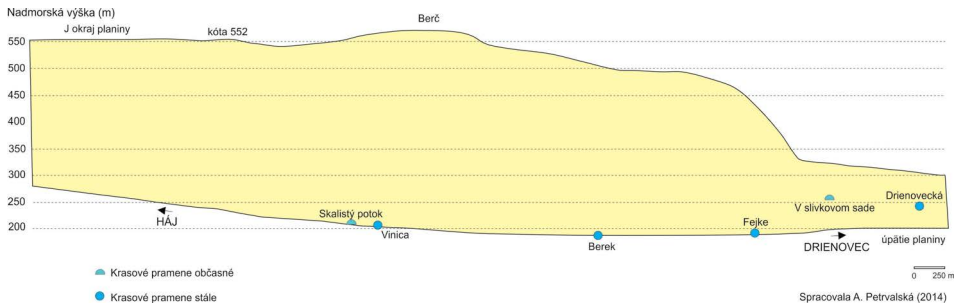
Obr. 9. Pramene južného úpätia Jasovskej planiny
 Fig. 9. Springs of south foothill of Jasovská Plateau



Obr. 10. Vybrané pramene na južnom úpäti planiny: A – Stály prameň Skalísty potok, Foto: Z. Hochmuth, B – Berek, Foto: M. Pancuráková, C – Jazero, ktoré vytvára prameň Fejke, Foto: M. Pancuráková

Fig. 10. Selected springs on the south foothill of the plateau: A – Permanent spring of Skalísty potok, B – Berek. Photo: M. Pancuráková, C – A lake formed by Fejke Spring. Photo: M. Pancuráková

Poloha prameňov je zobrazená na vyššie uvedených profiloch, mape a ich charakter je zjavný z fotografií.



Obr. 11. Profil južným svahom Jasovskej planiny, priemet na rovinu Z – V s lokalizáciou krasových prameňov

Fig. 11. South slope and foothill of Jasovská Plateau, projection on E – W plane with karst springs location

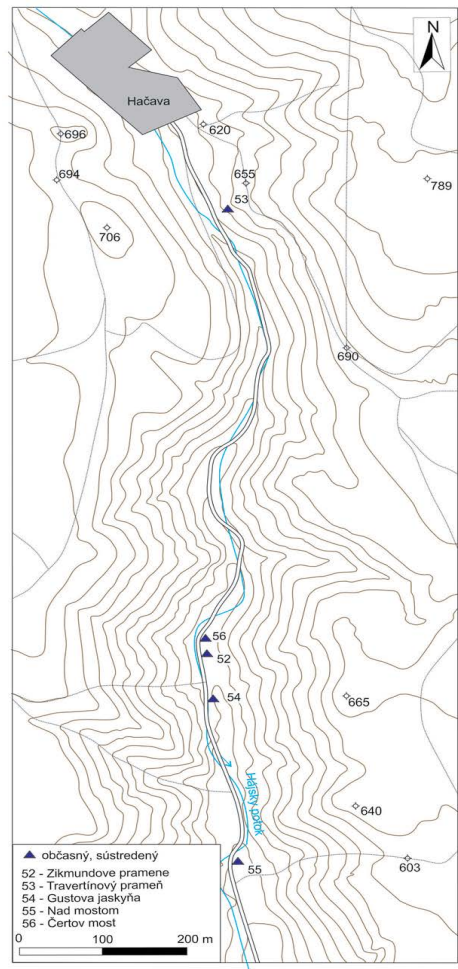
ZÁPADNÉ ÚPÄTIE JASOVSEJ PLANINY (ČASŤ HÁJSKEJ DOLINY)

Takmer v závere Hájskej doliny na jej východnom svahu prislúchajúcom Jasovskej planine je v nadmorskej výške 425 m nevýrazný *Travertínový prameň*, nazvaný podľa akumulácie penovca po celej dĺžke toku na svahu v dĺžke asi 20 m a šírke 2 – 3 m. Ako uvádza Lešinský (2002), výver bol umelo prehĺbený v snahe o prolongovanie vyvieracky. Prameň je periodický, výver sa viaže na silné zrážky a topenie sa snehu. Asi 50 m severne od neho, v rovnakej nadmorskej výške, badať takmer počas celého roka na listí dva výrazné priesaky.

Z *Gustovej jaskyne* iba 3 metre nad úrovňou cesty epizodicky vyviera veľmi výdatný krasový prameň, v našom sledovanom období sme jeho aktivitu pozorovali iba dvakrát. Prebytočná voda odteká aj otvorom lokalizovaným asi 5 metrov južnejšie. Vyviera z fluviokrasovej jaskyne dlhšej cca 20 m (Lešinský, 2002), pričom autor uvažuje o jej spoločnej zbernej oblasti s nižšie ležiacou vyvierackou Čertov most, ktorej aktivitu sme počas nášho výskumu nepozorovali.

Obr. 12. Pramene západného úpätia Jasovskej planiny

Fig. 12. Springs of the west foothill of Jasovská Plateau



Zikmundove pramene opisujeme komplexne, spolu sú 4. Prvýkrát ich preskúmal v roku 1925 J. Zikmund (in Lalkovič, 2007), všetky patria medzi občasné pramene s plytkým obehom, ktoré vystupujú z deluviálneho kužela na úpätí Jasovskej planiny. Prameň označený ako č. 4 má oficiálne hydrogeologické označenie 087-02.

Nad mostom asi meter nad korytom Hájskeho potoka, vyviera zo sutinoviska občas- ný sústredený prameň s veľmi malou výdatnosťou. Poloha prameňov je na mape 6.

OBLASŤ SAMEJ PLANINY

Čo je určite zaujímavé, je výskyt iba jednej vyvierajúcej (resp. dvoch), prameniacej rovno na stredohorskej rovni Jasovskej planiny, a to západne od obce Debraď (resp. severne od obce Drienovec), známeho *Prameňa sv. Ladislava*. V jeho blízkosti je poľovnícka chata a stavba kostola. Ide o stály a sústredený prameň, vyvierajúci z málo výrazného svahu, výver je upravený. Podľa Kladivu (1996) (in Lešinský, 2002) je prameň viazaný na hlbšie uložené werfénske vrstvy. Podľa Mella et al. (1997) ho môžeme považovať za kombinovaný prameň so skrytým odtokom. Už Seneš (1945 – 1946) uvažoval o prepojení s Drienoveckou vyvierajúcou, ale prepojenie sa dosiaľ nedokázalo.

Gagyí (2011) v bakalárskej práci opísal na planine prameň v oblasti Lipovej hory s občasným výverom. Tento prameň sme však počas našich mapovaní nenašli. Blížší prehľad jednotlivých prameňov ponúka tabuľka 1.

Tab. 1. Prehľadný zoznam prameňov Jasovskej planiny a Medzevskej pahorkatiny

Tab. 1. Overview of spring list of Jasovská Plateau and Medzevska Hill Land

P.č.	Názov	IČO ¹	Hydro-geol. označe- nie ²	Nadm. výška (m)	Vzostunosť /zostup- nosť ³	Výron periodi- cita/ morfológia	Súradnice	
<i>Severné úpätie planiny</i>								
1.	Veľký prameň	JP7	01801	325	Z	S	SS	48°40.499' 20°56.740'
2.	Rozptýlené pr. (Teplica)	–	–	325 – 328	Z	O	R	48°40.497' 20°56.729'
3.	Teplica – jaskyňa	JP6	–	325	Z	O	SS	48°40.492' 20°56.693'
4.	Dubový prameň	–	–	325	Z	O	SS	48°40.505' 20°56.749'
5.	Jazierko	–	–	298	Z	O	R	48°40.645' 20°57.327'
<i>Východný okraj planiny a Medzevska pahorkatina</i>								
6.	Peknej dievčiny	–	–	268	VZ	S	SS	48°40.446' 20°58.573'
7.	Fingókútka	–	–	235	VZ	S	R	48°40.158' 20°59.005'
8.	Bezodná studňa	–	–	231	Z	S	SS	–
9.	Nepomenovaný	–	–	230	Z	O	SS	–
10.	Hatiny	–	–	227	VZ	S	R	48°39.186' 21°00.075'
11.	Hatiny II	–	–	229	Z	O	R	48°38.800' 21°00.060'

12.	Helenína vyvieračka	–	–	225	Z	S	SS	48°38.451' 21°00.012'
13.	Prameň sv. Jána	–	–	280	VZ?	S	SS	48°39.228' 20°58.475'
14.	Rednýík	–	–	260	VZ	O	SS	48°38.750' 20°58.743'
15.	Korsócska	–	–	265	VZ	O	R	48°38.754' 20°58.595'
16.	Csuporka	–	–	266	Z	O	R	48°38.831' 20°58.358'
17.	Bakosi	–	–	375	Z	O	SS	48°38.743' 20°58.616'
<i>Dolina Miglinca</i>								
18.	Kozia studňa	–	–	607	Z	O	SS	48°38.613' 20°52.773'
19.	Veľká Hačavská studňa	JP46/a/	07008	550	Z	S	SS	48°38.664' 20°53.213'
20.	Malá Hačavská studňa	–	–	550	Z	S	SS	48°38.661' 20°53.268'
21.	Jabloňový prameň	–	–	564	Z	S	SS	48°38.589' 20°34.032'
22.	Jaseňový prameň	–	–	586	Z	O	SS	48°38.608' 20°53.675'
23.	Urbárska vyvieračka I	JP45/a/	–	293	Z	O	R	48°38.007'
24.	Urbárska vyvieračka II	JP45/b/	–	336	Z	S	SS	20°56.263'
25.	Prameň I nad urb. vyvieračkou II	–	–	345	Z	O	SS	48°38.114' 20°55.766'
26.	Prameň II nad urb. vyvieračkou II	–	–	386	Z	S	SS	48°38.146' 20°55.819'
27.	Prameň III nad urb. vyvieračkou II	–	–	362	Z	O/S	R	48°38.146' 20°55.819'
28.	Na konci kaňonu	–	–	458	Z	O	SS	48°38.299' 20°54.925'
29.	Na lúke I	–	–	541	Z	O	SS	48°38.490' 20°54.432'
30.	Na lúke II	–	–	540	Z	O	SS	48°38.499' 20°54.431'
31.	Javorový prameň I	–	–	555	Z	S	SS	48°38.482' 20°54.243'
32.	Javorový prameň II	–	–	555	Z	O	SS	48°38.478' 20°54.239'
33.	Javorový prameň III	–	–	551	Z	O	SS	48°38.469' 20°54.268'
34.	Ruiny I	–	–	572	Z	O	SS	48°38.621'
35.	Ruiny II	–	–	575	Z	O	SS	20°53.768'
36.	Ruiny III	–	–	573	Z	O	SS	48°38.639' 20°53.629'
37.	Suché koryto I	–	–	563	Z	O	SS	–
38.	Suché koryto II	–	–	590	Z	O	SS	–
39.	Suché koryto III	–	–	595	Z	O	SS	–
40.	Drienovecká jaskyňa	JP44	07001	254	Z	S	SS	48°36.993' 20°55.869'

41.	Pri Drien. kupeľoch	–	–	245	Z	O	R	48°37.274' 20°57.201'
<i>Južné úpätie planiny</i>								
42.	Berek	JP142	07102	183	Z	S	SS	–
43.	V Slivkovom sade	JP68	–	225	Z	O	SS	–
44.	Skalistý potok – jaskyňa	JP51	07201	212	Z	O	SS	48°37.394' 20°53.269'
45.	Skalistý potok – Vinica	–	07202	210	Z	S	SS	48°37.357' 20°53.477'
46.	Pri Vinici I	–	–	213	Z	O	SS	48°37.397' 20°53.448'
47.	Pri Vinici II	–	–	210	Z	O	SS	48°37.366' 20°53.436'
48.	Fejke	JP140	07101	188	Z	S	SS	–
<i>Západné úpätie – Hájska dolina</i>								
49.	Zikmundov prameň I	–	–	–	Z	O	SS	–
50.	Zikmundov prameň II	–	–	420	Z	O	SS	–
51.	Zikmundov prameň III	–	–	–	Z	O	SS	–
52.	Zikmundov prameň IV	–	08702	435	Z	O	SS	–
53.	Travertínový prameň	–	–	425	Z	O	SS	48°39.635' 20°50.806'
54.	Gustova jaskyňa	JP139	–	440	Z	O	SS	48°38.949' 20°50.786'
55.	Nad mostom	–	–	385	Z	O	SS	48°38.546' 20°50.884'
56.	Čertov most	JP52	08703	428	Z	O	SS	–
<i>Samotná planina</i>								
57.	Sv. Ladislava	JP41	06903	420	VZ?	S	SS	48°38.668' 20°56.844'

¹ IČO – identifikačné číslo prebraté z Lešinského (2002); ² podľa Šubu a Šubovej (1973); ³ podľa geologických resp. tektonických podmienok v zmysle Bögliho (1980)

Výron: S – stály, O – občasný, SS – sústredený; R – rozptýlený; vzostupnosť/zostupnosť: VZ – vzostupný, Z – zostupný

ZÁVER

Jasovská planina je geograficky, speleologicky aj hydrologicky (či hydrogeologicky) veľmi zaujímavým územím. Počas nášho výskumu sme na nej identifikovali spolu 57 prameňov, z toho 18 permanentných. Vyvierajú v rôznych geologických a tektonických podmienkach, ktoré budú spolu s ich chemickým zložením cieľom nášho nasledujúceho výskumu (a následne príspevku). Aj keď inventarizáciu krasových objektov (jaskýň aj prameňov) už vykonali Himmel (1963) a Lešinský (2002), tieto inventarizácie sme doplnili spolu o 16 hydrologických objektov (10 vo vlastnom území Jasovskej planiny). Okrem toho sme do sledovaného územia začlenili aj geomorfologický podcelok Medzevskej pahorkatiny (časť Košickej kotliny), ktorý



Obr. 13. Pramene východného svahu Hájskej doliny: A – Travertínový prameň, Foto: A. Petrvalská, B – Vyvieračka sv. Ladislava, Foto: V. Straková, C – Gustova jaskyňa, Foto: Z. Hochmuth
Fig. 13. Springs of the east slope of Háj Valley: A – Travertine Spring, Photo: A. Petrvalská, B – St. Ladislav Spring, Photo: V. Straková, C – Gusto's Cave, Photo: Z. Hochmuth

tvorí s územiaми Jasovskej planiny ucelené hydrogeologické štruktúry. Teda do inventarizácie bolo zahrnutých ďalších 6 prameňov, ktoré sa nachádzajú v okolí obce Debrad' a na kontakte s nivou Bodvy. Za najzaujímavejšiu oblasť pokladáme práve oblasť poriečnej rovne v okolí Debrade, kde vyviera niekoľko prameňov (okrem jedného iba v jarnom období) pod značným tlakom, aj keď sa vyznačujú pomerne vyrovnanou výdatnosťou. Zároveň naše predbežné chemické rozbory vôd dokazujú, že sa vyznačujú najvyššou mineralizáciou (najmä obsahom Ca^{2+}) v oblasti.

Hydrogeologická štruktúra Jasovskej planiny je rozdelená do dvoch podjednotiek nekrasovými horninami doliny Miglinc, v ktorej vyviera najviac prameňov (aj keď väčšinou občasných) na styku krasových a nekrasových hornín. Pramene s najvyššou výdatnosťou sú zároveň prameňmi stálymi, ako napr. Vinica, Drienovecká jaskyňa, Drienovec, Veľký prameň (Teplica), Prameň sv. Jána v Debradi, ktoré sa vyznačujú extrémnymi prietokmi v jarných mesiacoch po topení snehu a za extrémnych zrážkových udalostí. Najlepšie preskúmaným pásmom je oblasť Jasov – Hatiny – Moldava nad Bodvou a Drienovec, ktoré boli v minulosti súčasťou podrobnejšieho geologického a hydrogeologického výskumu, vykonávaného v súvislosti so stavebnou činnosťou alebo zachytením prameňa Drienovec do vodohospodárskej sústavy. Pri väčšine prameňov absentuje podrobnejší výskum, ktorý by nám priniesol informácie napr. o chemickom zložení alebo o infiltračných oblastiach jednotlivých prameňov. Okolia niektorých prameňov sme sledovali aj expedične počas silných zrážkových udalostí a topenia sa snehu v jarnom období, kde v okolí prameňa Vinica či Skalísty potok a Veľkého prameňa epizodicky vyviera niekoľko ďalších prameňov s podobným chemickým zložením; vo väčšine prípadov ide pravdepodobne o presakovanie cez sedimenty na úpätí svahov.

Naše poďakovanie patrí všetkým, ktorí sa na mapovaní daných lokalít akýmkoľvek spôsobom podieľali. Tento príspevok vznikol za podpory projektu VEGA 1/1251/12 „Osobitosti geomorfologického vývoja východnej časti Slovenského krasu“.

LITERATÚRA

- BÖGLI, A. 1980. Karst hydrology and physical speleology. Springer, Berlin – Heidelberg – New York. 248 p.
- FUSÁN, O. (Ed.) – BYSTRICKÝ, J. – ČECHOVIČ, V. – FRANKO, O. – HANÁČEK, J. – ILAVSKÝ J. – KULLMAN, E. – KUTHAN, M. – LUKNIŠ, M. – REGÁSEK, F. 1962. Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, M-34-XXXIII Rimavská Sobotka. Geofond, Bratislava. 123 s.
- ERDŐS, M. 1975. Dokumentácia a registrácia povrchových a podzemných krasových foriem Slovenského krasu. Jasovská planina. MSK Liptovský Mikuláš – Košice, 75 s.
- ERDŐS, M. 1990. Súpis krasových javov v CHKO Slovenský kras. Manuskript, archív SMO-PaJ Liptovský Mikuláš, 68 s.
- GAGYI, L. 2011. Geologické pomery a charakter krasových javov v oblasti medzi obcami Drienovec a Debrad'. Bakalárska práca. Ústav geovied, Fakulta BERG TU Košice, 118 s.
- HIMMEL, J. 1963. Jeskyně a vyvěračky východní části Jasovské planiny v Jihoslovenském krasu. Kras v Československu 2, Brno, 10–18.
- HOCHMUTH, Z. – BARABAS, D. 2001. Krasová hydrografia na kontakte Slovenského krasu a Košickej kotliny. Slovenský kras, 39, 59–66.

- HOCHMUTH, Z. – KANDRIČÁK, P. 2013. Predbežné výsledky monitorovania vodného režimu toku v jaskyni Skalistý potok (Jasovská planina, Slovenský kras). *Aragonit*, 18, 2, 78.
- HOMOLA, V. 1951. Hydrogeologická studie Drienovecké vyvěračky v Jihoslovenském krasu. *Československý kras*, 4, Praha, 3–8.
- HOMOLA, V. 1952. Zprávy o mapování mesozoika na sekci Jasov. *Věst. ústr. úst. geol.*, 27, Praha, 134–135.
- KANDRIČÁK, P. 2012. Vodný režim krasových prameňov východnej časti Slovenského krasu. Bakalárska práca. UPJŠ Košice, 51 s.
- KANDRIČÁK, P. 2014. Vodný režim toku v jaskyni Skalistý potok vo vzťahu ku klimatickým pomerom a ostatným prvkom FG komplexu Jasovskej planiny. Diplomová práca. UPJŠ Košice, 103 s.
- KOVÁČOVÁ, M. 2014. Chemizmus krasových vôd doliny Miglinc ako príspevok k poznaniu cirkulácie krasových vôd. Bakalárska práca. UPJŠ Košice, 75 s.
- LALKOVIČ, M. 2007. Rudolf Gajda a jaskyne na Slovensku. Online: <http://www.sibir.sk/m.php?t=&m=11&id=40041> (posledný prístup 20.11.2014).
- LEŠINSKÝ, G. 2000. Inventarizačný výskum krasu Jasovskej planiny v Slovenskom krase a územia Pipitky vo Volovských vrchoch. Manuskript, archív SMOPaJ, 112 s.
- LEŠINSKÝ, G. 2002. Výsledky speleologickej inventarizácie na Jasovskej planine v Slovenskom krase, *Slovenský kras*, 40, 137–173.
- MEINZER, O. E. 1923. Outline of ground-water hydrology. Geological Survey Water-Supply Paper 494. Washington D.C., U.S. Government Printing Office.
- MELLO, J. (Ed.) – ELEČKO, M. – PRISTAŠ, J. – REICHWALDER, P. – SNOPKO, L. – VASS, D. – VOZÁROVÁ, A. 1996. Geologická mapa Slovenského krasu 1 : 50 000. GS SR, Bratislava.
- MELLO, J. (Ed.) – ELEČKO, M. – PRISTAŠ, J. – REICHWALDER, P. – SNOPKO, L. – VASS, D. – VOZÁROVÁ, A. – GAÁL, L. – HANZEL, V. – HÓK, J. – KOVÁČ, P. – SLAVKAY, M. – STEINER, A. 1997. Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského krasu 1 : 50 000. GS SR Bratislava, 255 s.
- ORVAN, J. 1964. Hydrogeologické pomery riečnych náplavov v povodí Slanej. *Geologické zprávy*, 32, Bratislava, 115–122.
- ORVAN, J. 1973. Hydrogeologické pomery Rimavskej kotliny. *Mineralia Slovaca*, 5, 3, 271–278.
- ORVAN, J. 1988. Niektoré osobitosti obehu podzemných vôd Slovenského krasu a ich ochrana. *Výskumné práce z ochrany prírody*, 6A, 99–118.
- PETRALSKÁ, A. – PANCÚRAKOVÁ, M. – KOVÁČOVÁ, M. – STRAKOVÁ, V. 2013. Úvod do chemizmu vybraných krasových prameňov Jasovskej planiny (Slovenský kras). *Aragonit*, 18, 2, 59.
- PETRALSKÁ, A. – KOTLAI, G. – PALCSU, L. – STRAKOVÁ, V. 2014. First results of the hydrochemical monitoring of 6 springs on Jasovská plateau, Slovakia. In Kukurić, N. – Stevanović – Krešić, N. (Eds.): *Karst Without Boundaries, Proceedings, International Conference and Field Seminar, 11–15 June 2014, Trebinje – Dubrovnik (DIKTAS Project)*, 239.
- SENEŠ, J. 1945 – 1946. Výskumné práce v Juhoslovenskom krase. *Krásy Slovenska*, 23, 6, Martin, 128–132.
- SCHOLTZ, A. 1988. A tornai plató és környéke. *Pest*, 3–40.
- STANČÍK, S. – ORVAN, J. 1999. Návrh ochrany vodných zdrojov situovaných v krasovom území CHKO Slovenský kras. Správa, Poľnohospodárska inžinierska a poradenská služba, Žilina. 50 s.
- ŠUBA, J. 1979. Slovenský kras. Súborné hodnotenie hydrogeologického rájonu M-122. Edícia Hydrofondu. Slovenský hydrometeorologický ústav, Bratislava.
- ŠUBA, J. – ŠUBOVÁ, A. 1973. Slovenský kras – účelová hydrogeologická mapa. SGÚ Bratislava – IGHP, n. p., Žilina – Slovenská kartografia Bratislava. Mapa 1 : 50 000.
- ZACHAROV, M. 2000. Geologické a geomorfologické pomery jaskyne Gajdova štôlna (Jasovská planina). In Bella, P. (Ed.): *Výskum, využívanie a ochrana jaskýň, zborník referátov z 2. vedeckej konferencie (Demänovská Dolina, 16. – 19. 11. 1999)*. SŠJ, Liptovský Mikuláš, 66–70.

INVENTORY OF KARST SPRINGS OF THE JASOVSKÁ PLATEAU AND ADJACENT PARTS OF THE MEDZEVSKÁ HILL LAND

S u m m a r y

Geographically, speleologically and hydrologically (or hydrogeologically) Jasovská Plateau and Medzevská Hill Land are very interesting areas. During our research, we identified 53 springs, 17 are permanent. They are outflowing in different geological and tectonic condition that will be one of aims of our next research. The most interesting is the Debrad' Village level, where a few springs are outflowing (the main number in the spring season) under pressure also they are typical by stabile discharge. Our preliminary research results show also, that these spring are typical by high mineralization (also Ca^{2+} content).

High vulnerability and contamination of the karst area is the main reason for detailed research of some parts of our area by hydrogeologists. It is not only necessary of long term water quality monitoring in the Drienovec spring, but also in Hatiny spring, around Jasov and Debrad', where springs nearby to agricultural areas are located. The Hatiny area is also in contact with Bodva fluvial sediments and spring water is typical by mixing of karst water and intergrain fluvial water.

Jasovská Plateau hydrogeological structure is divided into two units by non-karstic rock in Miglinc Valley. Here, on the contact of limestone and non-karstic rocks, the highest number of springs is situated (mainly intermittent). Springs with highest discharge are permanent springs also, Vinica, Drienovská Cave, Drienovec, Veľký prameň (Teplica), Sv. Ján spring in Debrad'. They are typical with extreme discharges in spring period after snow melting and during high rainfall also. The best surveyed area is Jasov – Hatiny – Moldava nad Bodvou and Drienovec where geological and hydrogeological research was realized during the past 40 years. The area was important for building of industry parks and using of karst water for supply of Moldava nad Bodvou Town. But for the most number of springs detailed research is absent, which can bring us more information about their chemical composition and catchment areas.

SLOVENSKÝ KRAS ACTA CARSOLOGICA SLOVACA	52/1	91 – 95	LIPTOVSKÝ MIKULÁŠ 2014
--	------	---------	------------------------

RECENZIE – REVIEWS

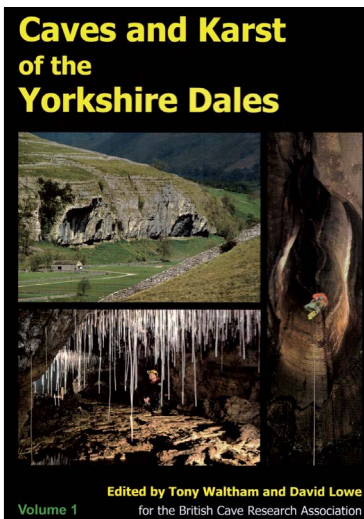
T. WALTHAM, D. LOWE (Eds.): CAVES AND KARST OF THE YORKSHIRE DALES
Volume 1, British Cave Research Association, Buxton 2013, 255 strán
ISBN 978-0-900265-47-1 (tvrdý obal), ISBN 978-0-900265-46-4 (mäkký obal)

Horeuvedená britská publikácia, vydaná v roku 2013, prináša ucelený prehľad poznatkov o jaskyniach a krase Yorkshire Dales v severnom Anglicku (centrálne časť pohoria Pennine Hills), ktorá patrí medzi najvýznamnejšie krasové oblasti Veľkej Británie. Tamojší kras na spodnokarbónskych vápencoch zaberá rozlohu 320 km². Na jeho vývoj, na povrchu i v podzemí, výrazne vplývalo pleistocénne zaľadnenie severnej časti Britských ostrovov. Povrch tejto oblasti rozbrázdžujú výrazné doliny ľadovcového pôvodu zv. „dales“. Na vápencoch sú pozoruhodné krasové dlažby, tisíce závrto a viaceré kaňonovité doliny vytvorené vodami z topiacich sa ľadovcov. Preskúmaných je tu vyše 1500 jaskýň s dĺžkou viac ako 5 m, z nich 65 dlhších ako 1000 m a 41 hlbších ako 100 m. Spolu je zameraných viac ako 500 km jaskynných priestorov. Najrozsiahlejší Three Counties Cave System dosahuje dĺžku 88 km a hĺbku 253 m. Jaskyne sú vytvorené najmä ponornými alochtónnymi vodnými tokmi, ktoré vtekajú, resp. vtekali do

krasu z medzidolinových vyvýšenín pokrytých bridlicami. Národný park Yorkshire Dales zahŕňa najreprezentatívnejší príklad glaciokrasovej krajiny vo Veľkej Británii.

V porovnaní s publikáciou *Limestones and Caves of Northwest England* z roku 1974 táto nová knižná publikácia podáva komplexnejší pohľad na prírodné podmienky a procesy vývoja krasu a jaskýň v oblasti Yorkshire Dales, k čomu prispeli mnohé speleologické objavy a výskumné činnosti vykonané za posledných 40 rokov. Z obsahového hľadiska publikácia pozostáva zo 16 kapitol od 20 autorov. Jednotlivé kapitoly napísali uznávaní výskumníci, ktorí dobre poznajú predmetné krasové územie. Po opise polohy a základnej fyzickogeografickej charakteristiky Yorkshire Dales (T. Waltham, D. Lowe) sa jednotlivé kapitoly postupne zaoberajú geológiou vápencov (C. Waters, D. Lowe), začatím a kvartérnym vývojom územia (W. Mitchell), geomorfológiou krasu (T. Waltham), osobitne dlažbovitou štruktúrou vytvorenou na nepokrytom vápencovom povrchu (S. Webb), ďalej travertínmi a penovcami (A. Pentecost), geomorfológiou jaskýň (T. Waltham, P. Murphy), vplyvom geologickej stavby na vývoj jaskýň (D. Lowe), hydrogeológiou krasu (J. Gunn, S. Bottrell), geochronológiou vývoja jaskýň (A. Latham, D. Ford), speleotémami a rekonštrukciou paleoklimatických pomerov (T. Atkinson, P. Hopley), prírodným prostredím v holocéne (M. Atherden), jaskynnou biológiou (G. Proudlove), netopiermi v jaskyniach (J. Altringham, A. Glover), paleontológiou jaskýň (T. O'Connor, T. Lord) a speleoarcheológiou (T. Lord, J. Howard). V závere publikácie je lokálny index, chýba však predmetný index. Viaceré kapitoly obsahujú slovník vysvetľujúci odborné termíny.

Okrem jaskyniarov, ktorí sa zaujímajú o kras oblasti Yorkshire Dales, túto publikáciu ocenia vedci a iní odborníci zaoberajúci sa krajinou, pretože podáva multidisciplinárny prístup



skúmania prírodného prostredia a vývoja krasu v severnom Anglicku. Publikácia navyše obsahuje kapitolu, ktorá poskytuje prvý ucelený prehľad glaciálnej histórie Dales. Rekonštrukciu vývoja krajiny počas štvrtohôr dokladajú viaceré výsledky datovania stalagmitov metódami U-series a kostí jaskynnej fauny rádiouhlíkovou metódou, ako aj výsledky analýz stabilných izotopov C a O v stalagmitoch.

Vysokej obsahovej úrovni tejto knižnej publikácie zodpovedá aj forma jej vydania. Celá je vytlačená farebne a vyšla v dvoch podobách, s mäkkým i tvrdým obalom. Obsahuje 165 máp a grafických obrázkov, 44 tabuliek a 354 fotografií, ktoré prehľadne ilustrujú a dopĺňajú textovú časť. Predstavuje moderné dielo, ktoré prezentuje vysokú úroveň britskej speleológie vrátane vedeckého výskumu. Z hľadiska komplexného prístupu k výskumu krasu a jaskýň, ako aj spôsobu textovej i grafickej prezentácie problematiky môže byť dobrým vzorom pre pripravované speleologické, regionálne zamerané knižné publikácie.

Britská asociácia pre výskum jaskýň pripravuje druhý diel tejto publikácie, ktorý podá detailnejšiu charakteristiku najdlhších a ďalších významných jaskynných systémov Yorkshire Dales (najskôr vyjde v elektronickej podobe, neskôr možno aj tlačou).

Pavel Bella

Ю.С. ЛЯХНИЦКИЙ, О.А. МИННИКОВ, А.А. ЮШКО: РИСУНКИ И ЗНАКИ ПЕЩЕРЫ ШУЛЬГАНТАШ (КАПОВОЙ), КАТАЛОГ ИЗОБРАЖЕНИЙ
Китап, Уфа 2013, 288 strán. ISBN 978-5-295-05847-9

Práca ruských autorov J. S. Ljachnického, O. A. Minnikova a A. A. Juška *Kresby a znaky jaskyne Šulgantaš (Kapovaja), katalóg vyobrazení*, ktorá vyšla roku 2013 vo vydavateľstve Kitap v Ufe, predstavuje súhrn najnovších poznatkov o kresbách nachádzajúcich sa v jaskyni v južnom Urale.

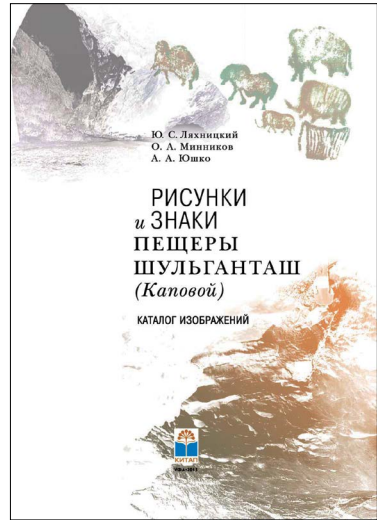
Publikácia predstavuje zhrnutie 15-ročnej práce výskumného kolektívu ruských geológov a geografov. Jej vydanie si vyžiadala doba, pretože práce na prieskume kresieb od 60. rokov minulého storočia neboli zabezpečené modernou technikou a novými technológiami. S použitím digitálnych fotoaparátov a počítačov sa kresby spracovali tak, že je možný nový pohľad na túto unikátnu lokalitu. Každá kresba je zobrazená v stave, v akom sa nachádza teraz, a potom v počítačovom spracovaní, kde vynikne jej pôvodná forma.

Kniha má veľký význam najmä preto, lebo rýchly proces degradácie obrázkov, ktoré odkryli reštaurátori odstránením prírodných a antropogénnych nánosov, vyvolal potrebu ich rýchlej dokumentácie, pretože je možné, že ich kvalita sa v budúcnosti môže dramaticky zhoršiť. Počas prác na kresbách sa ukázalo, že súhrnný počet obrázkov, ktoré sa spracovali, dosiahol počet 195, oproti pôvodným 50. Je zrejmé, že kresby a znaky v jaskyni vznikali počas dlhého obdobia a predstavujú výnimočný kultúrny jav, porovnateľný s jaskynnými kresbami vo frankokantábrijskej oblasti v západnej Európe. Možno sa domnievať, že na južnom Urale v paleolite existovalo centrum vysoko rozvinutej spoločnosti.

O význame jaskyne svedčí aj fakt, že v roku 2010 prezident Ruskej federácie V. V. Putin vydal nariadenie o budovaní múzejného komplexu, ktorého centrom bude jaskyňa Šulgantaš.

Kniha je určená pre špecialistov a študentov, ktorí sa zaujímajú o Kapovu jaskyňu ako objekt svetovej kultúry. Publikácia, obsahujúca aj anglické resumé, má za cieľ predstaviť túto unikátnu lokalitu aj v zahraničí, pretože informácie o nej sú tu nedostatočné; azda prispeje k tomu, aby jaskyňa bola vyhlásená za svetové kultúrne dedičstvo.

Peter Holúbek



Práca je venovaná štúdiu kryominerálnych formácií jednej z najznámejších ľadových jaskýň sveta – Kungurskej jaskyne, nachádzajúcej sa v Priurale v Rusku. Práca predstavuje prvú, empirickú etapu minerálneho výskumu objektu, čím dáva predbežné odpovede na otázky o jeho kryogénej minerogenéze. Keďže jaskyňa je vytvorená v sadrovcí, stanovené fakty sa týkajú sulfátového prostredia minerogenézy a nemôžu byť prenesené na špecifické litologické prostredie jaskýň v karbonátových horninách. Výsledky, ktoré sú prezentované v práci, sa získavali v rámci výskumu vykonávaného sporadicky od začiatku roku 2001. Autori poďakujú, že nastolené otázky sú pomerne nové a modely i objasnenia majú len predbežný charakter, ich spresnenie bude výsledkom ďalších hlbších bádání. Monografia je publikovaná v rozsahu 128 strán a 87 obrázkov.

V úvodných krátkych kapitolách sú predstavené všeobecné poznatky o kryochemickom procese a špecifická terminológia týkajúca sa foriem výskytu kryogénnych minerálov v jaskyni (napr. definovanie pojmov kryominerálne uzavreniny, agregáty, uloženiny alebo formácie). Ďalej je predstavená klasifikácia typov prostredia všeobecného výskytu kryominerogenézy (mimo morských a kontinentálnych ľadovcov) v súčasne zaľadnených regiónoch, kde kryochemické procesy sú zviazané s povrchovými ľadovcami, a v regiónoch, kde sa nachádza ľad pod zemou, v jaskyniach. Schéma cirkulácie karbonátu vápnika v dobe glaciálnej a postglaciálnej poukazuje na rôzne formy výskytu ľadu a spôsoby jeho topenia, všetko v súvislosti s tvorbou nových karbonátových foriem („výkvety“, prášky, osypy, múka a pod.). V časti o metodike výskumu sa dozvedáme, že morfológia kryominerálnych formácií sa skúmala najmä pod elektrónovým mikroskopom a identifikácia kryštálov a agregátov minerálov sa vykonávala röntgenostrukturnými analýzami. Chemizmus a izotopy sa sledovali aj zo vzoriek hornín, vody a ľadu, ale dáta nie sú v práci uvedené. Všetky miesta odberov boli dokumentované fotkami.

Pri posudzovaní habitu rôznorodých morfológických foriem kryominerálov z Kungurskej jaskyne autori používajú na porovnanie aj fotografie vzoriek kryoagregátov z vybraných európskych zaľadnených jaskýň Slovenska, Rumunska a Ukrajiny.

Mineralógia a morfológia kryoformácií zo sadrovcovej jaskyne (aj z jej vápencových častí) je veľmi pestrá a okrem prevládajúceho sadrovca, ktorý tvorí viac ako 95 % všetkého skúmaného materiálu, boli identifikované tieto minerály: dolomit, anhydrit, kalcit, celestín, tridymit, ulexit, inyoit. Zaujímavosťou sú sezónne sulfáty, kryštalizujúce len v letnej sezóne (blödit, tenardit), iné v zimnej sezóne (mirabilit). Tieto sulfátové fázy sodíka a horčíka s niekoľkými molekulami vody prednostne precipitujú v závislosti od hodnôt teploty a vlhkosti v jaskyni. Kryogénne minerály vytvorené v jaskyni vznikajú mrznutím infiltrovanej vody alebo sekundárne ich vlastnou rekryštalizáciou pri topení sa sezónneho ľadu.

Publikácia obsahuje údaje o teplotách mikroklimatických zón jaskyne, názornú pôdorysnú a bokorysnú mapu jaskyne s vyznačenými výskytmi ľadovej výplne, ako aj veľmi bohaté obrazové prílohy zahŕňajúce formy výskytu kryštalickej aj nátekovvej ľadovej výzdoby s demonštrovaním teploty ich vzniku. Množstvo názorných obrázkov spod skenovacieho



a binokulárneho mikroskopu predstavuje rôzne kryštalické agregáty od najjednoduchších až po zložité formácie sulfátových, menej karbonátových kryofóriem.

Bohatý zoznam literatúry a 10-stranová anglická príloha ponúkajú možnosť preštudovať podstatnú časť práce aj pre záujemcov, ktorým ruský jazyk nie je blízky.

Práca sumarizuje dlhoročný prieskum a predstavuje len začiatok bádania v tejto problematike. Je výzvou na výskum zaujímavej, no zároveň veľmi zložitej problematiky, vyžadujúcej špecialistov-mineralógov, ale aj špeciálnu analytickú prístrojovú techniku, ktorá objektívne odhalí procesy speleokryominerogenézy vo všetkých jej komplikovanostiach.

Monika Orvošová

Slovenský kras, ročník 52, číslo 1
Acta Carsologica Slovaca

Rok vydania:	apríl 2015
Vydanie:	prvé
Evidenčné číslo:	EV 3878/09
Vydavateľ:	Slovenské múzeum ochrany prírody a jaskyniarstva, Liptovský Mikuláš a Štátna ochrany prírody Slovenskej republiky – Správa slovenských jaskýň
Sídlo vydavateľa a adresa redakcie:	Slovenské múzeum ochrany prírody a jaskyniarstva, Liptovský Mikuláš, Školská ul. 4, 031 01 Liptovský Mikuláš, IČO: 361 45 114
Jazyková korektúra:	Mgr. Bohuslav Kortman (slovenský jazyk), Ing. Peter Gažík (anglický jazyk)
Anglické preklady:	autori príspevkov
Grafika:	Ing. Jiří Goralski
Tlač:	RVPRINT, s. r. o., Uhorská Ves 58
Náklad:	400 výtlačkov
Cena:	Nepredajné
Obálka:	Podzemný tok Styxu, jaskyňa Domica. Foto: P. Staník