



International Union of Speleology

**PSEUDOKARST COMMISSION
NEWSLETTER
Nachrichtenbrief**

29





International Union of Speleology

PSEUDOKARST COMMISSION

NEWSLETTER Nachrichtenbrief

No./Nr.: 29.

December, 2019

Editor / Redakteur: **Jan Urban**

Associates / Mitarbeiter: **Rudolf Pavuza, Christa Pfarr**

Mail-address / Postadresse: Institute of Nature Conservation PAS,
Al. A. Mickiewicza 33, 31-120 Kraków, Poland

Homepage address: <http://www.pseudokarst.com>



Kraków – Wien

FRONT COVER: Tomkowa Dziura (Thomas Hole) in the Skałki Piekło pod Niekłaniem (Hell Crag near Niekłań) – weathering-erosion cavity in Jurassic sandstone, north-western margin of the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mountains (Photo J. Urban).

VORDERE UMSCHLAGSEITE: Tomkowa Dziura (Thomashöhle) in den Skałki Piekło pod Niekłaniem (Höllenspalten bei Niekłań) – durch erosive Verwitterung entstandene Höhle im Jurasandstein am Nordwestende der Świętokrzyskie Mountains (Heiligenkreuzgebirge)

BACK COVER: Gallery of Jaskinia Ponurego (Ponury Cave) – gravitational cavity in Devonian quartzitic sandstone, northern part of the Palaeozoic core of the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mountains (Photo J. Urban).

HINTERE UMSCHLAGSEITE: Gang in der Jaskinia Ponurego (Ponury Höhle), einer schwerkraftinduzierten Höhle in quarzitischem Sandstein aus dem Devon im Nordteil des paläozoischen Kerns des Heiligenkreuzgebirges (Świętokrzyskie Mountains)

Correspondence addresses / Kontaktadresse:

Jan Urban, Institute of Nature Conservation PAS, al. A Mickiewicza 33, 31-120, Kraków, Poland;

e-mail: urban@iop.krakow.pl

Rudolf Pavuza, Karst & Caves Research Unit, Museum of Natural History, Vienna, Museumsplatz 1/10, 1070 Vienna,

e-mail: rudolf.pavuza@nhm-wien.ac.at

Contents:	page
Inhalt:	Seite

PAPERS / BEITRÄGE

<i>M. Vaqueiro-Rodriguez, J.R. Vidal-Romani, R. Costas-Vazquez</i>	Las Potras de Montehermoso, Cáceres, Spain: A new granite roofed canyon – first results	1
	Erste Ergebnisse aus Las Potras de Montehermoso (Cáceres, Spanien) - einer neuen Canyonhöhle im Granit	8
<i>P. Crossley, G. Szentes</i>	Formations and speleothems in Auckland's lava caves (New Zealand)	11
	Raumformen und Speläotheme in den Lavahöhlen von Auckland (Neuseeland)	18
<i>A. Astashenko, Y. Lyakhnitsky</i>	Pseudokarst phenomena in the Obla River valley (Russia) 20	
	Pseudokarstphänomene im Obla-Tal (Russland)	26
<i>R. Pavuza, P. Cech</i>	Remarks on caves of St. Helena (South Atlantic Ocean)	28
	Hinweise zu Höhlen auf St. Helena (Südatlantik)	36
EVENT ANNOUNCEMENTS AND REPORTS, COMMUNICATIONS / VERANSTALTUNGSHINWEISE UND KURZBERICHTE		
	17th International Symposium on Pseudokarst, Świętokrzyskie (Holy Cross) Mountains, central Poland, Chęciny 4-7.06.20202 – First Circular	40
	EuroSpeleo-Forum 2020	45
REVIEWS, OBITUARIES, OTHERS / BUCHBESPRECHUNGEN, NACHRUFE, VESCHIEDENES		
	In Memoriam: Grzegorz Klassek (1950-2019)	46

EDITORIAL NOTE

As usual, the papers published in this issue of the “Pseudokarst Newsletter” concern explorations of non-karst caves and cavities situated in different parts of the Earth: from Eastern to Western Europe, as well as from an island surrounded by waters of the Atlantic Ocean to New Zealand within the Pacific Ocean. Among the other materials, the most important is the first circular of the 14th International Symposium on Pseudokarst, Świętokrzyskie Mts., Central Poland, Chęciny 4-7 June 2020. We hope that its publication here will adequately propagate this meeting before the closing of the participation list. There is also a short message about the Eurospeleo Meeting, where the pseudokarst session will be supposedly organized, too. The last material, the obituary of Grzegorz Klassek, is especially sad to at least one of the members of our Editorial Board, Jan Urban, because Grzegorz was his tutor in studies of pseudokarst caves in the Outer Carpathians.

This issue is delayed in relation to our promise in the Editorial Note of the previous, 28th issue, however, with the date of December 2019, it practically keeps the yearly schedule of the “Pseudokarst Newsletter” publishing. Surely, the number of pseudokarst materials after the 14th International Symposium on Pseudokarst will be sufficiently large to prepare the next issue of this Newsletter in autumn 2020. Nevertheless, everybody is kindly asked to send to the editors (the addresses – see the first pages of his issue) materials on interesting pseudokarst objects, things and events for the next Newsletter issue.

This issue is published both in digital and paper versions and again in two languages: English and German. The paper version will be sent to the most important world libraries collecting the karst and cave literature.

Wie immer umfassen die Artikel im “Nachrichtenbrief“ Arbeiten über Nichtkarsthöhlen in verschiedenen Teilen der Welt: von Ost- über Westeuropa bis zu den Inseln in den Weiten des Atlantiks und Pazifiks. Unter dem weiteren Inhalten ist in vorrangig das erste Zirkular zum nächsten – dem 14. – Symposium über Pseudokarst in den Świętokrzyskie Bergen in Zentralpolen in Chęciny (4-7 June 2020) zu nennen. Wir hoffen, daß so die Informationen möglichst weit verbreitet werden können – noch bevor die Registrierungsfrist abläuft. Weiters gibt es einen kurzen Hinweis auf Eurospeleo 2000, wo es vermutlich auch eine Pseudokarst-Sitzung geben wird sowie einen Nachruf auf Grzegorz Klassek, dessen Ableben besonders traurig für ein Mitglied des Editorenteams – Jan Urban – ist, weil Grzegorz sein Mentor bei den Untersuchungen des Pseudokarstes in den Äußeren Karpaten war.

Die vorliegende Ausgabe kommt trotz der guten Vorsätze im letzten Nachrichtenbrief verspätet und ist trotzdem mit „Dezember 2019“ datiert, um die jährliche Folge fortzusetzen. Wir hoffen aber, daß nach dem 14. Pseudokarstsymposium genug Material vorhanden sein wird, sodaß der nächste Nachrichtenbrief rechtzeitig im Spätherbst 2020 erscheinen kann. Wir ersuchen aber dennoch unsere Mitglieder und Leser um baldige Zusendung von Artikeln, Kurzberichten, Informationen und weiteres relevantes Material an die Redaktionsadresse.

Auch dieser Nachrichtenbrief wird digital und ausgedruckt verbreitet, wobei die Papierversion vornehmlich für bedeutende karstrelevante Bibliotheken gedacht ist.

LAS POTRAS DE MONTEHERMOSO, CÁCERES, SPAIN: A NEW GRANITE ROOFED CANYON – FIRST RESULTS

Marcos Vaqueiro-Rodríguez^{1,2}, Juan Ramon Vidal-Romani^{1,2}, Reinaldo Costas-Vázquez¹,

¹ Clube de Espeleoloxía A Trapa (CETRA). Manuel de Castro, 8, 3ºDer. 36210. Vigo. Pontevedra (Spain); e-mail: cetra@cetra.es

² Instituto Universitario de Xeoloxía "Isidro Parga Pondal", Univeristy of A Coruña, Edificio de Servizos Centrais de Investigación. Campus de Elviña.15071, A Coruña. (Spain).; e-mail: xeoloxia@udc.es

Abstract: Las Potras de Montehermoso is the first large boulder granite cave system studied in the Province of Cáceres, in the western part of the Iberian Peninsula. This system is characterized by its subterranean canyon and well developed erosion forms (potholes, furrows, runnels, channels, scallops, etc.). During the topographic works carried out in this cave in October 2018, a rich natural heritage and abundant archaeological remains were discovered. Also in this expedition, during the exploration of the area, another similar block system has been explored: Las Potruelas Chicas cave system, and numerous shelters formed by granite blocks have been located on slopes. In them opal-A biospeleothems, as well as ceramic and lithic prehistoric archaeological artifacts were found.

1 Introduction

The Las Potras de Montehermoso cave system is located in the La Ribera del Bronco, a protected natural site, close to the capital of the council of Montehermoso, province of Cáceres (UTM coordinates: X: 732415; Y: 4442217) (Fig. 1). This cave is a rocky river canyon roofed by blocks (block stream) (Fig. 2) extending along the relatively narrow valley that traces the Bronco basin (Fig. 3).

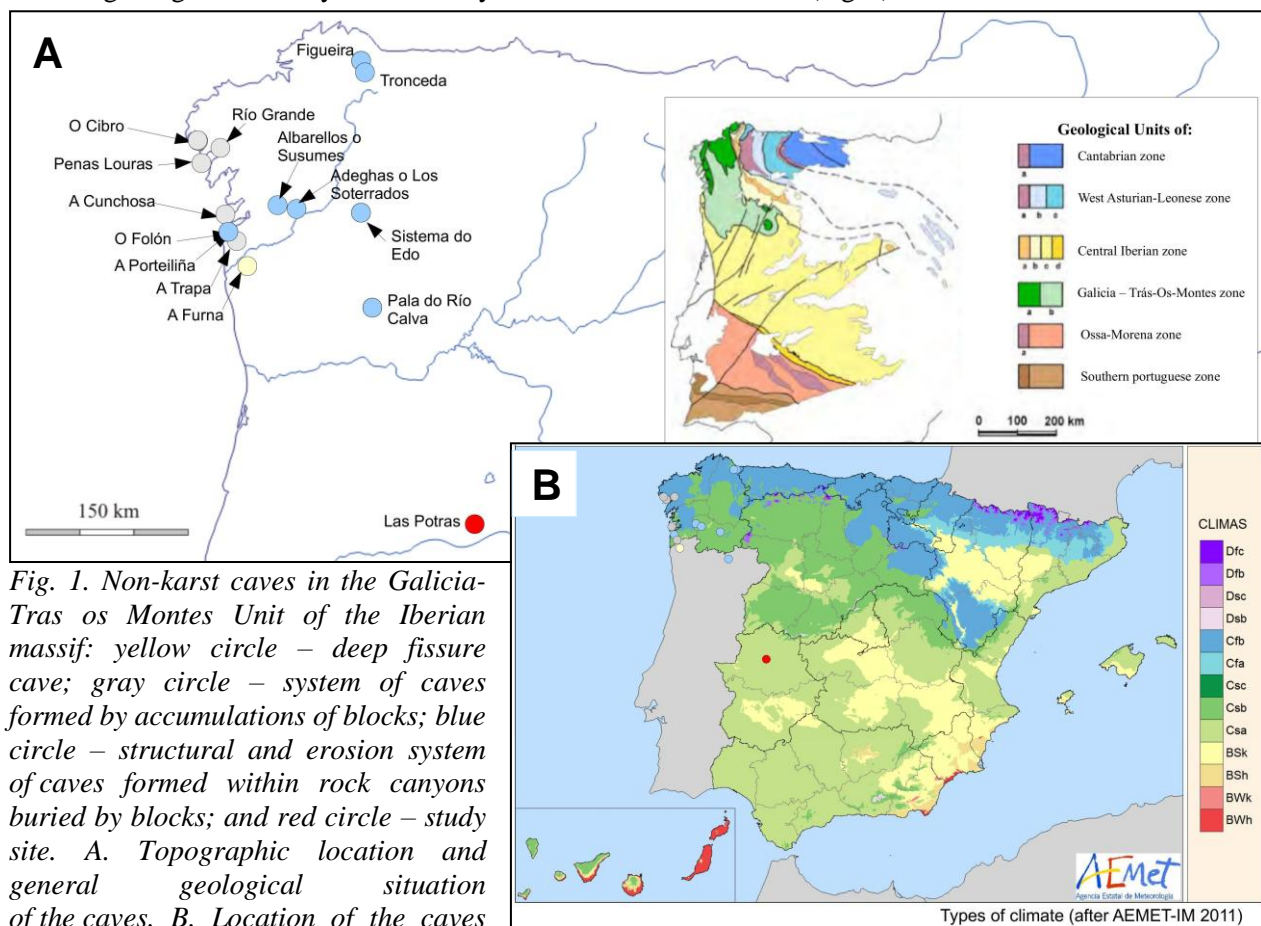


Fig. 1. Non-karst caves in the Galicia-Tras os Montes Unit of the Iberian massif: yellow circle – deep fissure cave; gray circle – system of caves formed by accumulations of blocks; blue circle – structural and erosion system of caves formed within rock canyons buried by blocks; and red circle – study site. A. Topographic location and general geological situation of the caves. B. Location of the caves against the background of the climate zonation map AEMET-IM (2011)

Abb. 1. Nichtkarsthöhlen in der Galicia-Tras os Montes Einheit des Iberischen Massivs: gelber Kreis: tiefe Spalthöhle, grauer Kreis - Blockhöhlen, blauer Kreis - strukturell und erosiv bedingte Höhlen in Felscanyons, die durch Felsblöcke begraben werden, roter Kreis - Untersuchungsgebiet. A - Topographie und generelle geologische Situation, B - Lage der Höhlen in Relation zur Klimazonenkarte AEMET-IM (2011)



Fig. 2. Surface of the boulder stream of the Las Potras de Montehermoso cave system (Photo M. Vaqueiro, 2018)

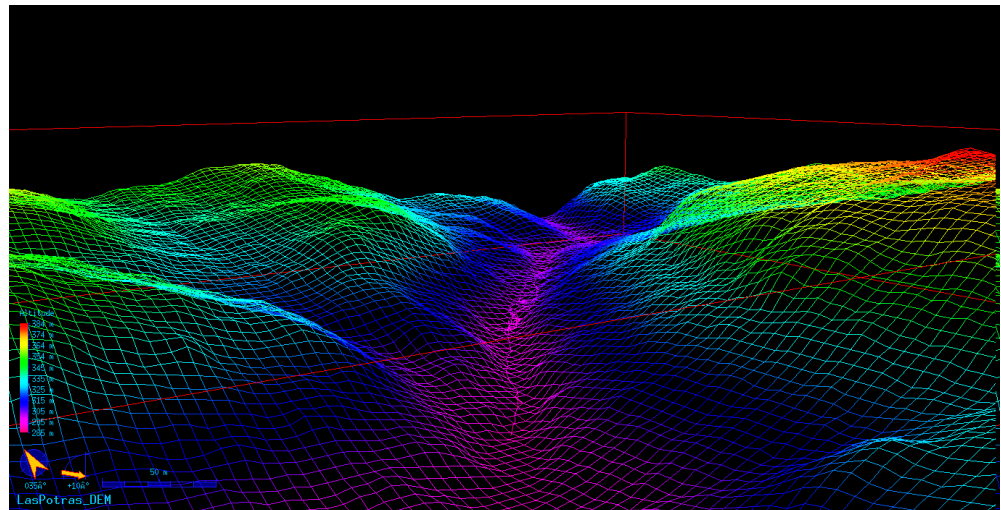
Abb. 2. Oberfläche beim Blockstrom des Las Potras de Montehermoso Höhlensystem

This type of cave is the result of blocks falling from the rocky slopes that tower above the valley. In this case, the stream channel is displaced by the intersection between two adjacent granitic domes affected by a clear exfoliation structure, in favor of which the sliding and translation of these blocks to the stream channel took place. This means that the canyon existed prior to the cave formation.

Volumetrically the blocks moved to the bottom of the valley form a very large rock mass. This, together with the fact that the spatial arrangement of the blocks indicates a simultaneity of the fall, seems to confirm that the movement took place during a single event of great energy probably related to a local seismic event.

In the same basin, upstream of this cave, a few kilometers away, there is another cave system called Las Potruelas Chicas. It is also a roofed canyon, although it is of less depth and extension than the Potras.

Fig. 3. Digital model of the El Bronco River canyon and the Las Potras de Montehermoso cave system. The cave system is represented as a magenta polygonal line near the canyon axis. The Digital Terrain Model MDT25 has been taken as ASCII ESRI matrix format (ETRS89, LIDAR DEL PNOA flights) (MTD5 2008 CC-BY 4.0 scene.es, National Geographic



Institute). It shows the cave trace (curve) integrated within the USGS DEM model of elevations. It can be seen how the cave system follows the direction of the valley bottom with a clear linear trend. It is also visible how this system extends along the valley, and how it is defined by the valley itself. The front of the figure corresponds to the spring area. The end of the cave is situated in the area where the valley increases its amplitude and where blocks did not accumulate.

Abb. 3. Digitales Model des El Bronco Canyons und des Galicia-Tras os Montes Höhlensystems, das als magentafarbenes Polygon nahe der Canyonachse zu sehen ist. Das digitale Geländemodell MDT25 wurde als ASCII ESRI Matrix-Format (ETRS89, LIDAR DEL PNOA flights , MTD5 2008 CC-BY 4.0 scene.es, National Geographic Institute) verwendet. Es zeigt die Höhle innerhalb des USGS DEM Höhenmodells und zeigt auch den Verlauf der Höhle linear längs der Talachse bis hin zur Quelle. Die Höhle endet dort, wo das Tal stärker mäandriert und der Blockstrom endet.

2. Geological settings

The system is developed in a two micas granite with a variable porphyritic character and with accessory minerals such as sillimanite and andalusite (Bascones-Alvira et al. 1998). According to the geological map, the El Bronco basin seems to be framed locally by a fault of an approximate direction N37°E (N35°E-N40°E), a situation that also seems to be reflected in the topographic development and pattern of the cave, in which directional measurements (alignment) predominate in the range N35°E-N45°E (Fig. 4).

Fig. 4. Azimuth rose diagram (see Fish 2007) presenting the directions and lengths of passages surveyed inside the Las Potras de Montehermoso cave. Each petal represents a particular direction of the passages. The width of the petal is 5 degrees. The length of the petal represents total length of the passages surveyed at that angle)

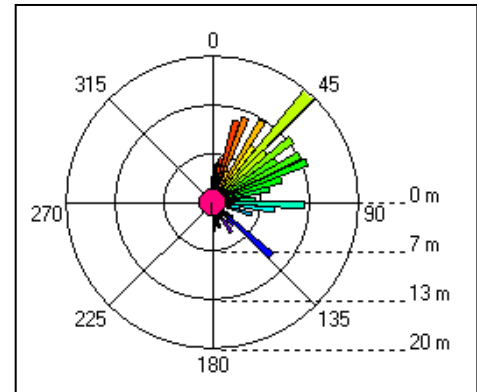


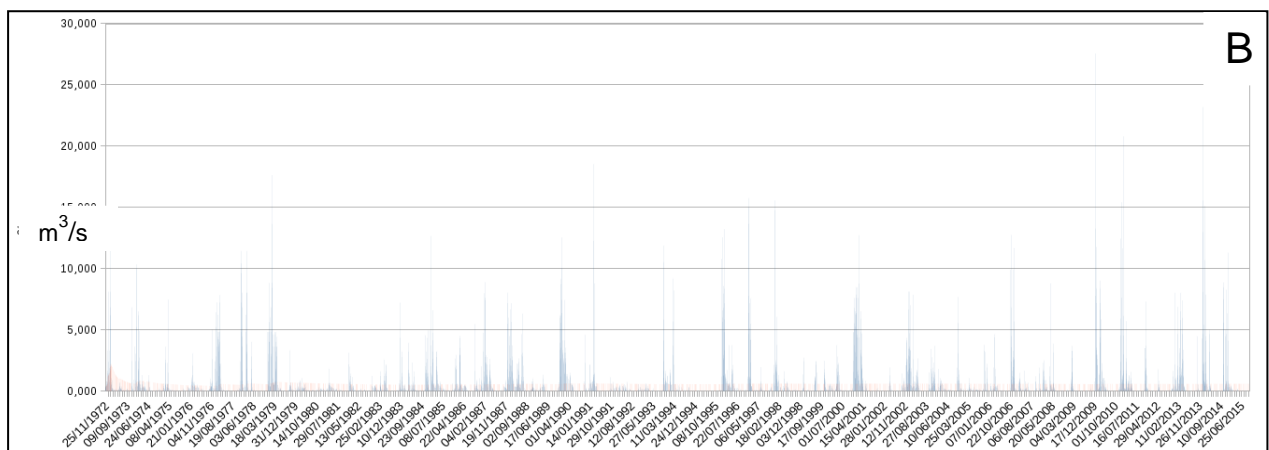
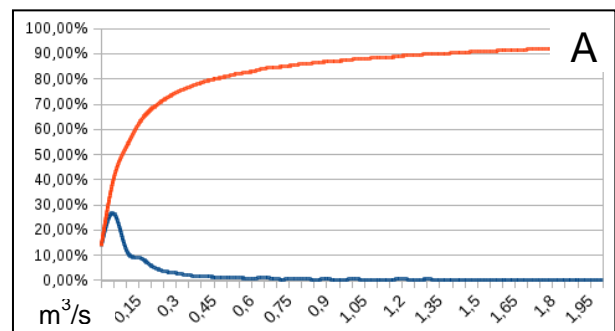
Abb. 4. Azimutale Darstellung der Höhlenrichtung und -länge der Höhlenpassagen in einer 5°-Abstufung. Die Länge des entsprechenden Winkelsegments entspricht der jeweiligen Vermessungslänge in diesem Segment (Fish 2007)

3. Hydrological and climatic framework

According to the climatic classification of Köppen for the Iberian Peninsula (AEMET-IM 2011) most of the caves shown in Fig 1 are located in Csb areas (temperate, with dry and temperate summer – Fig. 1B). Las Potras de Montehermoso is situated within the Csa climate zone (temperate with a dry and hot summer) with very different dynamics. Thus, the history of the closest foronomic station (station 3185 of CEDEX, named Santibañez El Bajo, UTM coordinates: X:728307 Y:4455664) for the period 1972-2014, shows how low average daily flows predominate (Fig. 5A). Even 13.6% of the sample corresponds to days without water flow, which are moments when the only water present in the underground system is retained (dammed) within the various pools that in the underground streambed. Our exploration and study of the cave was done during the summer season.

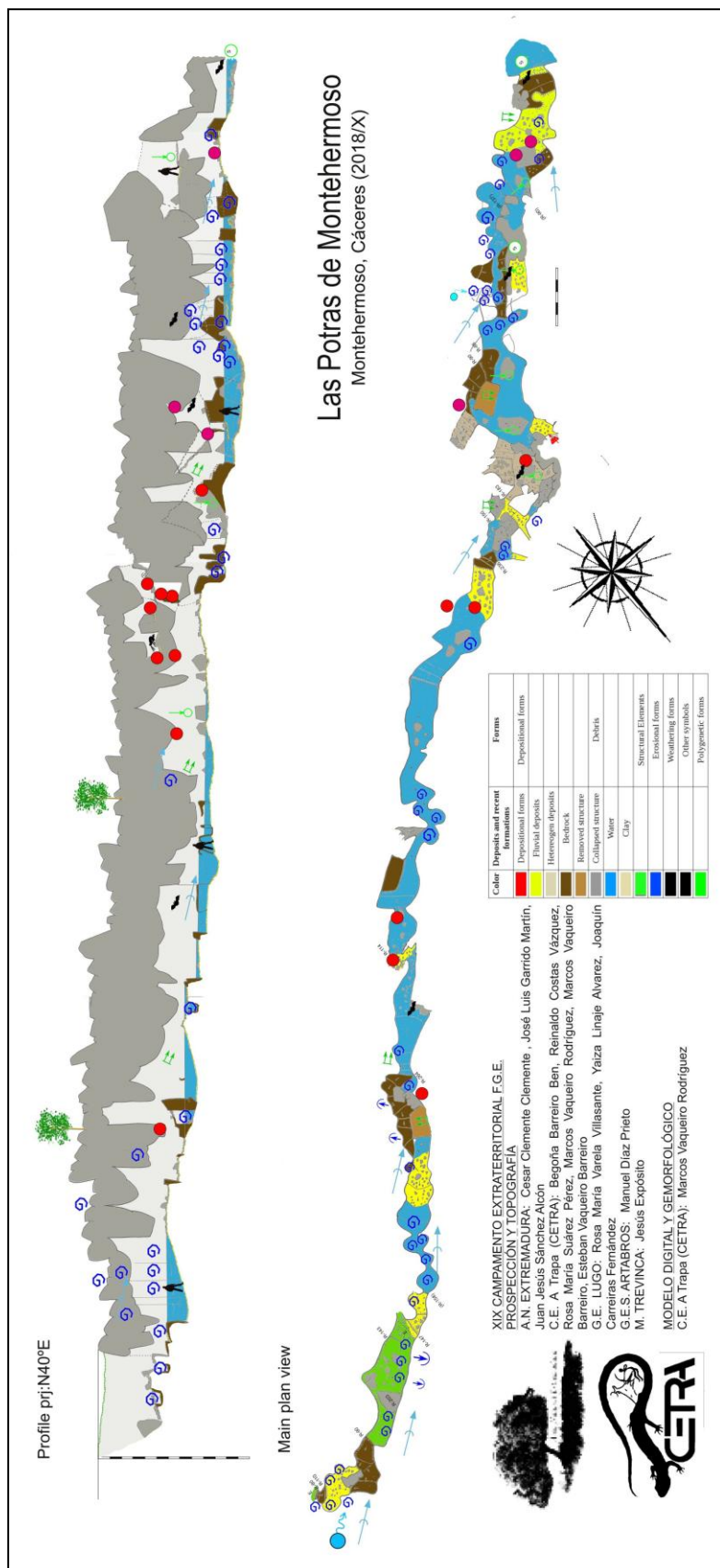
Fig. 5. A. Distribution of the average daily flows recorded by the CEDEX 3185 foronomic station during the period 1972-2015; blue line – mean daily average discharge, red line – cumulative daily discharge. B. Historical averages of daily flows for the period 1972-2015 recorded by the CEDEX 3185 foronomic station (data source: Confederación Hidrográfica del Tajo). Note that the surface of the basin ranges 157 km² and the foronomic station is located upstream of the Las Potras cave system, and thus it has recorded the data from an associated basin covering 47 km².

Abb. 5. A. Verteilung der durchschnittlichen Tagesschüttung, wie sie von der Station CEDEX 3185 im Zeitraum 1972-2015 aufgezeichnet wurde; Blaue Linie – mittlere Tagesschüttung, Rote Linie – Summenkurve.. B. Historische Serie der Tagesschüttungen 1972-2015 (Quelle Confederación Hidrográfica del Tajo). Zu beachten ist allerdings, daß die oberhalb der Höhle situierte Messstelle nur 47 km² erfaßt, wogegen das gesamte Einzugsgebiet des Las Potras Höhlensystem 157 km² beträgt.



There are also large floods that in some cases reach an average daily flow of 27 m³/s. They are episodes of short duration, showing a typical torrential dynamics (clearly shown on Fig. 5B). It should be noticed that the surface of the basin is 157 km², whereas the foronomic station is located upstream of the Las Potras de Montehermoso system, with an associated basin area of 47 km².

4. Morphologic description



The Las Potras de Montehermoso cave system is a roofed section of channels of the El Bronco River which is 259.5 m long, with a mean watercourse slope of 19.1° and hydrostatic gradient ranging 19.7 m. Up to now only less than half of the distance of the underground river channel section have been surveyed. The length of mapped passages and galleries has reached 245 m (Fig. 6).

Fig. 6. Morphological map and longitudinal cross-section (plane of projection is N40°E) of the upper and middle sections of the Las Potras de Montehermoso cave system and main plan view. Field work was developed during the XIX Extraterritorial Camp of the Galician Speleology Federation. The symbols and colors used on the map are explained in Vaqueiro et al. (2007, 2012).

Abb. 6. Morphologische Karte und Längsschnitt (N40°E) der oberen und mittleren Teile des Las Potras de Montehermoso Höhlensystems sowie Grundriß. Die Geländearbeiten erfolgten während des XIX extraterritorialen Forschungslagers der Galicischen Speläologischen Föderation. Symbole und Farben sind bei Vaqueiro et al. (2007,2012) erklärt.

The canyon is partly filled by a “stream” of blocks where part of the blocks accumulated due to slides and other movements down the steep, rocky slopes of this canyon towards its axis. The rock slides could be favored due to the sheet structure of rocks which is convergent with the canyon axis and stream channel. Moreover, other parts of the blocks that cover the river channel come from movements in the slopes. The disordered nature of this accumulation points to rockfalls and collapses.

The riverbed is mainly a channel formed due to the the coalescence of deep and large potholes showing also a great variety of well developed carved forms. Many of them represent the evolved forms developed during the primal, open stage of the channel evolution, whereas others, the smallest, are probably incipient, recently developed morphologies related to the subterranean phase of the channel evolution. Consequently, the underground river is characterized by smoothed, undulated surfaces and complex forms developed by coalescence of erosional concavities situated at different levels. The river flows through the underground canyon with continuous walls, cutting the host rocks up to the maximum depth of 8 m.

These carved forms are essentially potholes, which in their simplest forms are rounded to elliptical. In the swallow-hole sector and in the upper sector of the system these forms tend to be truncated-cones with a diameter in its lower part larger than in its upper part (Figs. 7, 8, 9, 10 and 11). The coalescence of complex and polycyclic forms result in beautiful cross sections resembling a key-hole profile. According to the terminology proposed by Richardson and Carling (2005), the following subtypes of potholes have been identified:

- simple potholes, including incipient potholes and spiral-furrowed potholes,
- potholes with external furrows, typically with extended exit furrows or opened,
- compound potholes whith horizontal furrows and also convoluted potholes,
- breached potholes in channel side walls, issolated breached potholes or coalesced potholes, also natural arches,
- lateral potholes (elevated with reference to present basin), represented by opened and closed subtypes.

Fig. 7. Near the cave entrance which is the river swallow-hole, relict potholes of different types are preserved. They are situated above the active river channel and, consequently, in many of them rock surfaces have lost their polished morphology (Photo M. Vaqueiro, 2018)

Abb. 7. In der Nähe des Höhleneinganges, wo auch der Fluß in den Untergrund eintritt, sind alte Kolke verschiedener Ausprägung erhalten. Sie liegen über dem aktiven Flußbett, daher haben etliche ihre ehemals glattpolierte Oberfläche bereits eingebüßt

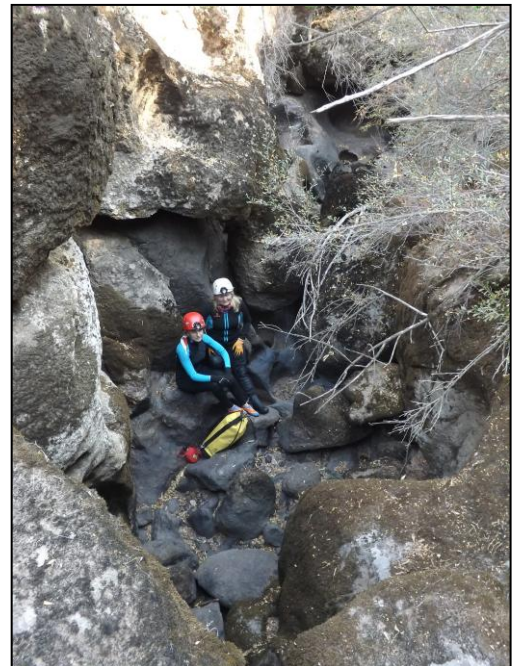


Fig. 8. The underground river channel in the Las Potras de Montehermoso cave system is formed by a chain of potholes with an approximately circular shape (Photo M. Vaqueiro, 2014)

Abb. 8. Das Höhlenflußbett im Las Potras de Montehermoso Höhlensystem ist durch eine Serie von Kolken annähernd runder Form gebildet

As secondary erosive forms abrasion surfaces also occur. They are produced by the abrasive action of numerous rock particles transported in the fluid, possibly during the periods of floods.



Fig. 9. Complex profiles of the underground river channel derived from the coalesced pot-holes and the intersection of convoluted and breached potholes in channel side walls (Photo M. Vaqueiro, 2018)

Abb. 9. Komplexe Ausbildung des unterirdischen Flußbettes bedingt durch die zusammengewachsenen Kolke und das Zusammentreffen von gebogenen und durchbrochenen Kolken in den Seitenwänden des Flußbettes.

Fig. 10. Complex and compound lateral potholes elevated with reference to present basin. The distribution of these morphologies in several horizons suggests that they reflect various palaeo-channels, recording different phases of incision of the channel (Photo. M. Vaqueiro, 2018)

Abb. 10. Komplexe und zusammengesetzte laterale Kolke - in Relation zum gegenwärtigen aktiven Gerinne in erhöhter Lage. Ihre Verteilung in verschiedenen Höhenlagen legt ihre Zugehörigkeit zu unterschiedlichen Paläo-Niveaus nahe, die die unterschiedlichen Phasen der Eintiefung zeigen.

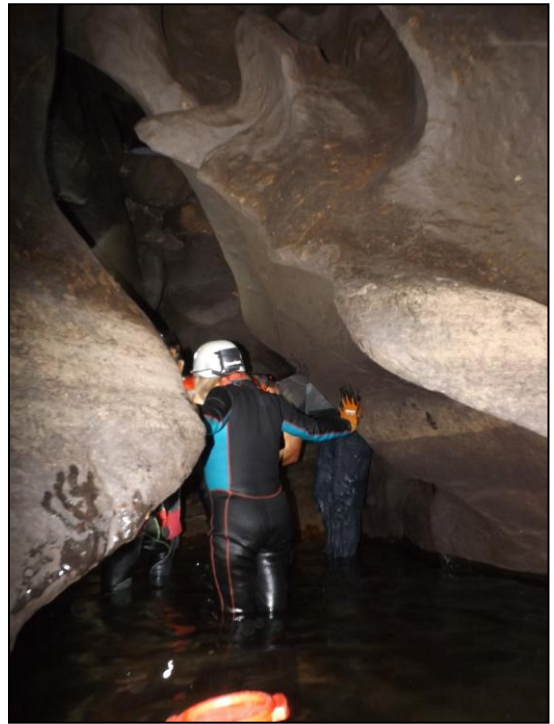
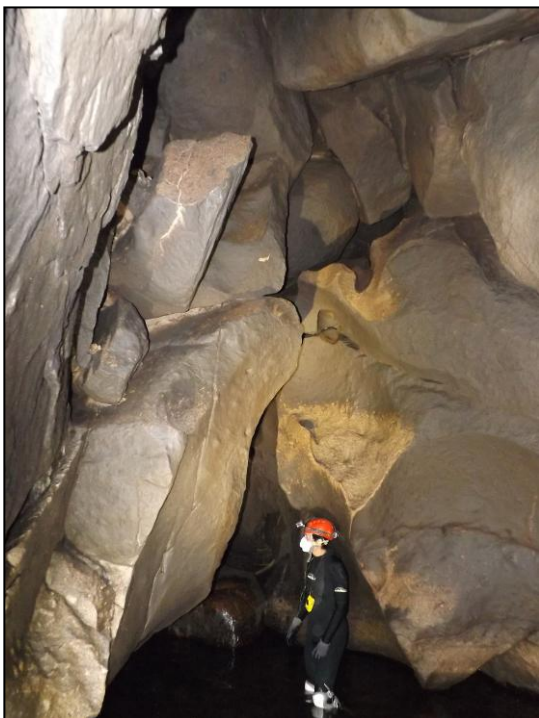


Fig. 11. The evolution of the canyon was conditioned by the local morphology and structure of its slopes. The canyon has collapsed walls associated with sub-vertical discontinuities (left side), but also rockslides associated with the planes that define the sheet structure (right side). Differentiated forms of erosion are visible in the boulders at different heights above the bottom of the channel. The speleologist has a protective mask due to the high content of ammonia and guano present in some areas of the cave system during the summer period (Photo M. Vaqueiro, 2018).

Abb. 11. Die Entwicklung des Canyons wurde durch die lokale Morphologie und Struktur der Talflanken geprägt. Auf der linken Seite des Bildes sieht man sub-vertikale Diskontinuitäten, rechts hingegen Flächen, die die Schichtstruktur des Gesteins repräsentieren. Unterschiedliche Erosionsformen sieht man in verschiedenen Höhen an den Blöcken über dem Canyonboden. Das Tragen einer Schutzmaske wurde durch den hohen Guanogehalt in der Höhle im Sommer erforderlich.



5. Biospeleothems

The development of speleothems, strictly biospeleothems in the partially open fissure system of the cave is caused by the activity of microorganisms and conditioned by the slight and discontinuous water availability. These deposits are related to water that flows very slowly. In some cases (microstromatolites) water comes from the condensation of water vapor present in the air, while in others they are related to meteoric water. This type of deposits is invariably located above the maximum level reached by the river water. In some isolated points, protected from the slipstream, remnants of probably organic flowstones, mixtures of pigotite with phosphate-rich minerals, have been recorded. In the rocky shelters located above the maximum flood level, important sets of opal-A biospeleotemes appear (Fig. 12).



Fig. 12. Opal-A speleothems located in a block shelter associated with the boulder stream of Las Potruelas Chicas. These deposits are located above the maximum flood level of the torrent (Photo M. Vaqueiro, 2018)

Abb. 12. Opal-A Speläotheme in einem Überhang des Blockstroms Las Potruelas Chicas, der über der maximalen Hochwasser-marke liegt.

6. Natural biotic heritage

The system of Las Potras de Montehermoso presents great biotic values: geodiversity supports biodiversity. In summer the river practically dries up. Life is concentrated in the pools that form especially within the cave system. Many of these pools were formed by falling blocks damming the riverbed, but also appear upstream. These pools, protected by the cave environment (always more humid and colder than outside), are the only reservoir of water in the area and contribute to create a local microclimate. Grouped by class, we list various species identified (non-exhaustive list) (Sánchez-Alcón, com. pers. 2016 and 2018):

- class Amphibia: *Hyla meridionalis*;
- class Actinopterygii: *Chondostroma*?;
- class Malacostraca: *Caridina multidentata*;
- class Bivalvia (close to resurgence area): *Unio pictorum*;
- class Mammalia: otter *Lutra lutra*; five taxons of bats: *Pipistrellus pipistrellus*, *Miniopterus schreibersii*, *Rhinolophus ferrumequinum*, *Rhinolophus mehelyi* and *Rhinolophus hipposideros*;
- class Insecta, Tenebrionidae, *Blaps nitens* ssp. *brachyura*;
- class Arachnida: the number of spider species living in this type of caves is very high; due to the high number of individuals, the most important is the order of Opiliones;
- class Bryopsida: *Dicranoweisia cirrata*, *Hypnum cupressiforme*, *Schistidium confertum*, *Zygodon conoideus*, *Grimmia anodon*, *Andreaea rothii*, *Pohlia annotina*, *Grimmia orbicularis*, *Syntrichia rurales*.

7. Archaeological heritage

During the topographic works, and in spite of being an underground canyon associated with torrential flows, numerous archaeological remains have been identified. Most of them are ceramic fragments located among rock blocks (on the ground and on the roof). However, some pottery vessels occur within heterogeneous deposits (Fig. 13). We have also found lithic, quartzitic tools and at least one rock mill built on mobile substratum.

8. Conclusions

Las Potras de Montehermoso is a boulder cave system which comprise an underground system of conduits and chambers formed amongst granite boulders filling and roofing a canyon with surfaces shaped by well-developed erosive forms. Its morphology has been formed by the gravitational movements of boulders and by the water erosion of granite. The gravitational movements occurred when there was an empty place where rock blocks could fall or

move. This means that the canyon was formed before the cave, and that the cave system represents one of the evolution phases of this canyon. The morphology of the canyon shows several previous phases of the incision process, related to river flows of various intensity.



Fig. 13. One of the pottery vessels located in a heterogeneous deposit that comes from one of the cave levels located in the stream of boulders (Photo M. Vaqueiro, 2018).

Abb. 13. Tontopf aus einem heterogen zusammengesetzten Sediment aus einem Höhlenniveau im Blockstrom.

Consequently, it seems that the formation of this type of cave systems can be conditioned at least by two factors: 1. the size of blocks conditioning the size and stability of the empty spaces in between them, 2, the size (depth and width) of valley/canyon: this type of cave system can exist only where the block streams remains confined between the slopes of a trough, which generally occurs in a rather narrow valley,

In the cave water pools (reservoirs of stagnant water) are preserved during the dry season. Such a thermo-hydrologic dynamics within the cave system (emptiness among boulders) gives rise to the stabilisation of a unique microclimate that stimulate a great biospeleological diversity. Moreover, the presence of numerous archaeological artifacts in such an unfriendly space highlights the value of this cave system.

References

- AEMET-IM 2011. Atlas climático Ibérico. Agencia Estatal de Meteorología. Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino & Instituto de Meteorología de Portugal, Edited by Agencia Estatal de Meteorología. Gobierno de España. Madrid. 78 pp.
- Bascones-Alvira L.; Martín-Herrero D., Ugidos-Meana J.M. 1998. Mapa Geológico de España E 1:50.000. Montehermoso 597 (11-24). Servicio de Publicaciones – Ministerio de Industria. Madrid.
- Fish L. 2007. View 32 Manual. Compass Cave Survey Software. On-line updated Feb 21th 2018 00:08:02: <http://www.fountainware.com/compass/downloads/Manual.zip>.
- Richardson K., Carling P. 2005. A typology of sculpted forms in open bedrock channels. Special Paper of the Geol. Soc. of America, no. 392. 107 pp. DOI: 10.1130/0-8137-2392-2.1.
- Vaqueiro-Rodríguez M., Costas-Vázquez R., Suárez-Pérez R., Barreiro-Ben B. 2007. Mapping and modelling of granite cavities: Problems in the representation of forms and work scale. Proc. of 1st Intern. Conf. on Granite Caves. Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, Nº 33: 139-154..
- Vaqueiro-Rodríguez M., Costas-Vázquez R., Suárez-Pérez R. 2012. Geomorphological mapping of granite caves. Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe 37: 89-104.
- Vera J.A., Ancochea E., Barnolas A., Bea F., Calvo J.P., Civis J., De Vicente G., Fernández-Gianotti J., García-Cortés A., Pérez-Estaún A., Pujalte V., Rodríguez-Fernández L.R., Sopena A., Tejero R. 2004. Rasgos geofísicos esenciales y estructura de la litosfera. In: Vera J.A. (Ed.), Geología de España. Soc. Geológica de España: 7-12.

ERSTE ERGEBNISSE AUS LAS POTRAS DE MONTEHERMOSO (CÁCERES, SPANIEN) – EINER NEUEN CANYONHÖHLE IM GRANIT

Zusammenfassung: Las Potras de Montehermoso ist die erste Blockhöhle im Granit in der Provinz Cáceres im Westteil der Iberischen Halbinsel. Das Höhlensystem ist durch Canyons und gut ausgebildete Erosionsformen (Strudeltöpfe, Rinnen, Rillen, Fließfacetten usw.) gekennzeichnet. Während der Kartierung in der Höhle konnte eine große naturwissenschaftliche Vielfalt sowie auch archäologisches Material entdeckt werden. Gleichzeitig wurde ein weiteres, ähnliches Höhlensystem in der Nähe, Las Potruela Chicas, entdeckt. Weiters gibt es zahlreiche Felsdächer im Granit in den Hangbereichen, wo sich auch Speläotheme aus Opal-A sowie keramische und Steinartefakte fanden.

1. Einleitung

Das Las Potras de Montehermoso - Höhlensystem liegt im Bereich von La Ribera del Bronco, einem Schutzgebiet nahe der Stadt Montehermoso in der Provinz Cáceres (UTM Koordinaten: X: 732415; Y: 4442217, Abb. 1).

Die Höhle stellt einen unterirdischen Flußcanyon dar, dessen Decke aus den Elementen eines Blockstroms gebildet wird (Abb. 2), der sich im engen Tal unterhalb des Bronco-Beckens erstreckt (Abb. 3). Die Höhlenbildung ist auf das Herabstürzen der Felsblöcke direkt von den Steilhängen über dem Tal zurückzuführen. In unserem Fall ist das Flußbett durch das Aufeinandertreffen zweier Granitdome versetzt, wobei Exfoliationsstrukturen die Bewegung dieser Blöcke dokumentieren. Die Canyonbildung erfolgte vor der Höhlenbildung.

Das große Volumen des Blockstroms sowie die Anordnung der Blöcke weisen auf ein einzelnes Großereignis hin, das möglicherweise an ein seismisches Ereignis gekoppelt war.

Im selben Becken, einige Kilometer aufwärts der erwähnten Höhle gibt es ein weiteres Höhlensystem mit dem Namen Las Potruelas Chicas - ebenfalls ein Canyon mit einer Decke aus Blöcken, jedoch kleiner als Potras.

2. Geologischer Rahmen

Das Höhlensystem ist in einem Zweiglimmergranit mit variablem porphyritischen Charakter und Akzessorien wie Sillimanit und Andalusit angelegt (Bascones-Alvira et al. 1998). Nach der geologischen Karte ist das El Bronco Becken von einer Störung mit der ungefähren Streichrichtung von 35 bis 40° geprägt, was sich auch in der Entwicklung der Höhle und den verschiedenen Richtungsmessungen niederschlägt (Abb. 4).

3. Hydrologische und klimatische Rahmenbedingungen

Nach der Klimaklassifikation nach Köppen für die Iberische Halbinsel (AEMET-IM, 2011) liegen die meisten in Abb. 1 eingetragenen Höhlen der Gegend in Csb-Gebieten (gemäßigt, mit trockenen Sommern), das Las Potras de Montehermoso Höhlensystem liegt hingegen in der Csa Klimazone (gemäßigt, mit heißen und trockenen Sommern) mit sehr unterschiedlicher atmosphärischer Dynamik. Die Aufzeichnungen der nächstgelegenen Meßstation (Station 3185 von CEDEX, mit dem Namen Santibañez El Bajo, UTM Koordinaten: X:728307 Y:4455664) für 1972-2014 zeigt eine Dominanz des Niederwassers (Abb. 5A), 13,6% der Messungen zeigen keinen Abfluß - hier findet sich nur Wasser in den unterirdischen Pools. Wir haben demnach unsere Untersuchungen auf den Sommer konzentriert.

Es gibt aber auch Hochwasserereignisse mit Durchschnittsabflüssen von 27 m³/s von kurzer Dauer und torrentialer Dynamik (Abb. 5B). Die Größe des gesamten Beckens beträgt 157 km², die Meßstation erfaßt jedoch nur 47 km² davon.

4. Morphologische Beschreibung

Das Las Potras de Montehermoso Höhlensystem ist der auf 259,5 m überdachte Teil des eingetieften Flußbettes des El Bronco Flusses. Das mittlere Gefälle beträgt 19,1°, der hydrostatische Gradient 19,7 m. Nur die Hälfte des gesamten unterirdischen Flusses wurden bisher vermessen, die aufgenommen Gangabschnitte erreichten 245 m (Abb. 6).

Der Canyon ist teilweise erfüllt von einem "Blockstrom", der durch Rutschungen und andere Bewegungen vom Hang her erfolgte. Dies wurde auch durch die zum Teil schichtartige Struktur der Gesteine, die parallel zur Flußachse ausgerichtet ist, begünstigt.

Das Flußbett ist eine vorwiegend durch Zusammenwachsen tiefer und großer Kolke entstandene Rinne, die eine große Variabilität von gut ausgebildeten Fließformen zeigt. Viele entstammen der obertägigen Phase der Rinnenentwicklung, wogegen andere, kleine, wahrscheinlich juvenile der subterranean Phase zuzurechnen sind. Daher ist der unterirdische Wasserweg durch glatte, wellige Oberflächen sowie komplexe Formen, die durch das Zusammenwachsen von konkaven Formen verschiedener Niveaus entstanden sind, gekennzeichnet. Der Fluß fließt dabei durch einen Canyon mit durchgehenden Seitenwänden und schneidet sich bis zu einer Tiefe von 8 Metern ein.

Die Kolke sind in ihrer einfachsten Form rund bis elliptisch. Im Bereich der Flußversickerung sowie im oberen Teil des Höhlensystems (Abb. 7,8,9,10 und 11) handelt es sich dabei um gekappte Kegel mit dem schmäleren Teil in ihren oberen Bereichen. Die Kombination von komplexen und polyzyklischen Formen ergibt eindrucksvolle Querschnitte, die an ein Schlüsselloch erinnern. Nach der Terminologie, die von Richardson & Carling (2005) vorgeschlagen wurde, konnten folgende Subtypen von Kolken festgestellt werden:

- einfache Kolke inklusive juveniler sowie gebogener und rinnenförmiger Kolke,
- Kolke mit externen Rinnen, typischerweise mit erweiterten bzw. offenen Enden,
- zusammengesetzte Kolke mit horizontalen Rinnen sowie verschachtelte Kolke,

- durchbrochene Kolke in den Seitenwänden der Rinnen, isolierte durchbrochene oder zusammengewachsene Kolke sowie Felsbrücken,
- seitliche (laterale) Kolke, gegenüber dem gegenwärtigen Wasserniveau erhöhte Kolke, und Subtypen (offen oder geschlossen).

Als sekundäre Formen gibt es Abrasionsflächen, die durch die scheuernde Wirkung der Gesteinspartikel im Flußwasser vermutlich während der Hochwässer entstanden sind.

5. Biospeläotheme

Die Entwicklung der (Bio)Speläotheme im teilweise offenen Kluftsystem ist durch die Aktivität der Mikroorganismen sowie die immer wieder unterbrochene Wasserführung bedingt. Diese Formen sind an sehr langsame Wasserbewegungen gebunden. In einigen Fällen - bei Mikrostromatolithen - handelt es sich dabei um Kondenswasser, bei anderen um meteorische Wässer. Die Speläotheme befinden sich oberhalb der Hochwassermarken des Flusses. An einigen geschützten Stellen haben sich Reste wahrscheinlich organischer Bodensinter erhalten, die aus Mischungen von Pigotit und phosphatreichen Mineralen bestehen. In Felsdächern der Blockströme über dem Höchstwasserstand finden sich bedeutende Vorkommen von Opal-A Biospeläothemen (Abb. 12).

6. Das Naturerbe

Das Höhlensystem von Las Potras de Montehermoso repräsentiert ein bedeutendes Biotop, wo die Geodiversität die Biodiversität begünstigt. Im Sommer fällt das System nahezu trocken. Das Leben spielt sich vornehmlich in den Pools des Höhlensystems ab, wo das Wasser durch die abgestürzten Blöcke gestaut wird. Diese Pools werden einerseits durch die hohe Luftfeuchte in der Höhle geschützt, sie stellen das einzige Wasservorkommen der ganzen Gegend dar und sorgen andererseits für ein spezielles lokales Mikroklima. Der zoologische Reichtum der Höhle wird durch die folgende (sicher noch unvollständige) Liste dokumentiert (Sánchez-Alcón, mündliche Mitteilung 2016 and 2018):

- Amphibia: *Hyla meridionalis*;
- Actinopterygii: *Chondostroma*?;
- Malacostraca: *Caridina multidentata*;
- Bivalvia, nahe der Resurgenz: *Unio pictorum*;
- Mammalia: Otter *Lutra lutra*; fünf Fledermausarten: *Pipistrellus pipistrellus*, *Miniopterus schreibersii*, *Rhinolophus ferrumequinum*, *Rhinolophus mehelyi* und *Rhinolophus hipposideros*;
- Insecta, Tenebrionidae, *Blaps nitens* ssp. *brachyura*;
- Arachnida: die Zahl der Spinnen ist außerordentlich hoch, es überwiegen Opiliones (Weberknechte)
- Bryopsida: *Dicranoweisia cirrata*, *Hypnum cupressiforme*, *Schistidium confertum*, *Zygodon conoideus*, *Grimmia anodon*, *Andreaea rothii*, *Pohlia annotina*, *Grimmia orbicularis*, *Syntrichia rurales*.

7. Archäologisches Erbe

Während der Kartierung konnten trotz der dort zeitweise auftretenden Hochwässer im Höhlensystem zahlreiche archäologische Reste geborgen werden. Meist handelt es sich um keramische Scherben zwischen den Felsblöcken (am Boden und in der Decke). Doch gibt es auch Tontöpfe, die in heterogenen Sedimenten begraben waren (Abb. 13). Daneben wurden Steinwerkzeuge aus Quarzit sowie eine Steinmühle auf einem mobilen Untergrund gefunden.

8. Schlussfolgerungen

Las Potras de Montehermoso ist ein Blockhöhlensystem aus Gängen und Räumen innerhalb von Granitblöcken, die einen Canyon teilweise erfüllen und überdecken und gut ausgebildete Erosionsformen aufweisen. Die Bildung erfolgte durch gravitatives Abgleiten von Blöcken in das einst oberirdische Flußbett, wobei sich der dort vorhandene Canyon vor der Ausbildung der Höhle eingetieft und in seiner Höhlenphase weiterentwickelt hat. Die Canyonmorphologie spiegelt die starken Unterschiede in der Schüttung des Flusses wider. Die Bildung dieses Höhlentyps wird von mindestens zwei Faktoren geprägt: die Blockgröße, welche die Größe und Stabilität der Hohlräume bestimmt sowie die Tiefe und Breite des Canyons. Nur dort, wo die Blöcke in einer Einsenkung verbleiben, können sich derartige Höhlen bilden - dies wird vornehmlich in engen Talabschnitten der Fall sein.

In der Höhle bleiben in der Trockenzeit nur Pools von Wasser erfüllt. Diese bedingen ein spezielles Mikroklima, das eine große Biodiversität bedingt.

Schließlich sind auch die Artefaktfunde in dieser für den Menschen eher unvorteilhaften Umfeld von Interesse.

Bibliographie: siehe englischsprachiger Text

FORMATIONS AND SPELEOTHEMS IN AUCKLAND'S LAVA CAVES (NEW ZEALAND)

Peter Crossley¹, George Szentes²

¹Pseudokarst Commission, Auckland Speleo Group, Auckland, New Zealand; e-mail: p.crossley@auckland.ac.nz

²UIS Pseudokarst Commission, Auckland Speleo Group, Auckland, New Zealand; e-mail: georgeszentes@yahooo.de

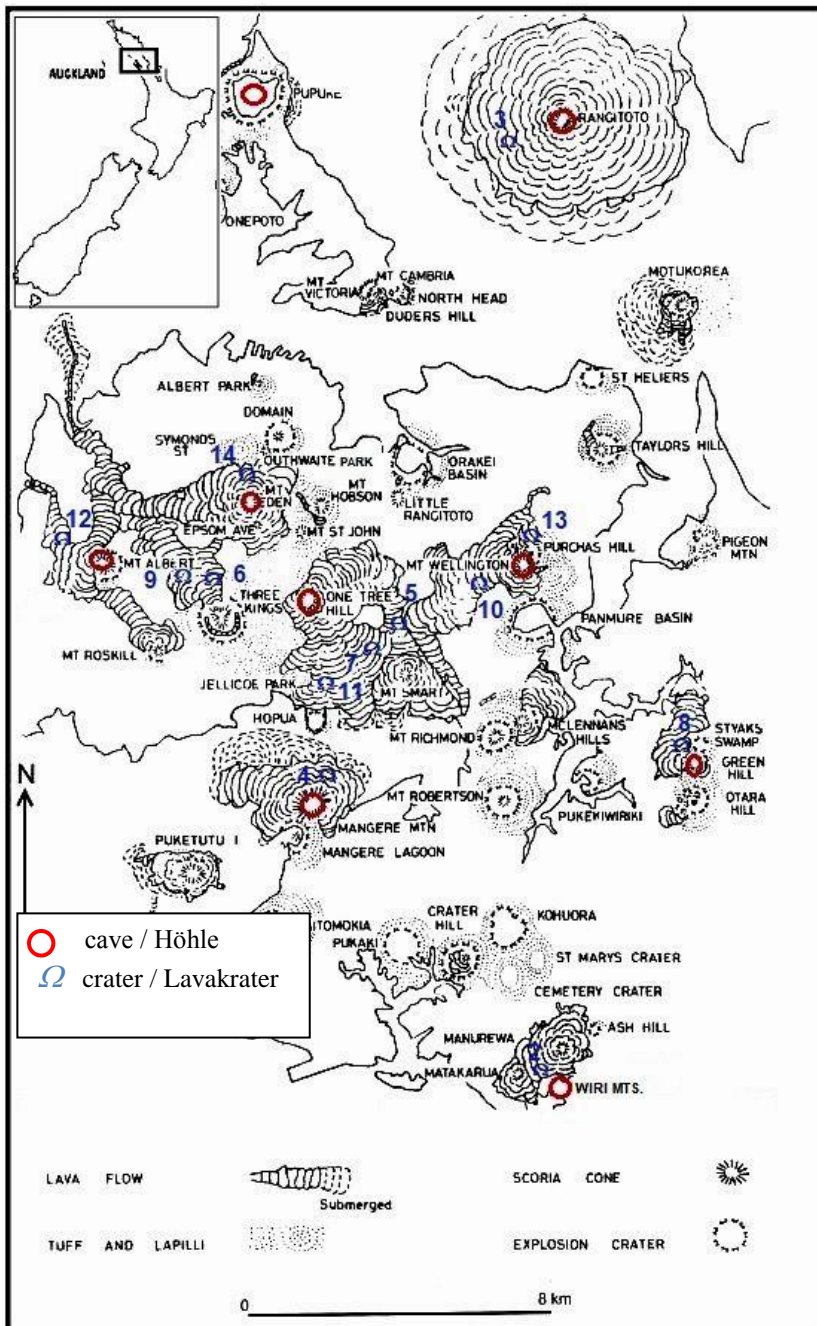
Abstract: The authors have studied and analysed the linings as well as the primary and secondary speleothems in 14 lava caves in Auckland, selected from 42 surveyed and 250 known lava caves of the city area.

1. Introduction

Auckland is a city built on top of over fifty volcanoes. The 53 volcanic centres are partly explosion craters and partly extensive lava flows which have produced liquid basalt lava. The basalt flows are suitable for lava caves development (Crossley 2014) (Fig. 1).

Fig. 1. Location of the caves described in the article as well as some significant lava flows and craters (base map by New Zealand Geological Survey). Caves: 1: Rubbish Pit Cave, 2: Wiri Cave, 3: Kermies Cave, 4: Ambury Road Cave, 5: Cave of the Thousand Press Ups, 6: Stewart Cave, 7: Paihia Road Cave, 8: Greenhill Cave, 9: 120 Landscape Road Cave, 10: Leonard Road Cave, 11: Selwyn Street Cave, 12: Kitenui Ave. Cave, 13: Golan Heights Cave, 14: Mortimer Pass Cave

Abb. 1. Lage der Höhlen, die im Artikel erwähnt werden sowie einige wichtige Lavakrater (Basiskarte: New Zealand Geological Survey). Höhlen: siehe oben



2. Cave linings

Cave linings appear in the lava caves due to the selective re-melting of the walls through the heat of subsequent lava flows (Atkinson & Atkinson 1995). They mainly occur in the better preserved caves.

Shelves can be traced in the Rubbish Pit Cave along the sides and stones piled up artificially on the top of them (Fig. 2). They originated due to the subsequent lava flow in the tube emerging from the 32000 years old Pukeiti Volcano, which is the smallest volcano in Auckland. The flow is composed of a sludgy kernel and a tightly laminated “shell”.



Fig. 2. Shelves along the sides in Rubbish Pit Cave (Photo G. Szentes)

Abb. 2. Lava-Rampen an den Wänden der Rubbish Pit Cave

Kerbs can be observed in Wiri Cave. They resemble the **rolls** but developed from the floor and not from the walls as the sides cool faster than the centre while the floor is still moving. Along the wall **terraces** were formed in some places (Armstrong 1990). Between the sides the hot surface formed a few decimetre residual “carpet” **block lava floor** atop the aa lava flow (Fig. 3). A gas-pressure formed **aven** is leading upwards into the roof of this cave (Fig. 4).



Fig. 3. Kerbs and block lava floor in Wiri Cave (Photo P. Crossley)

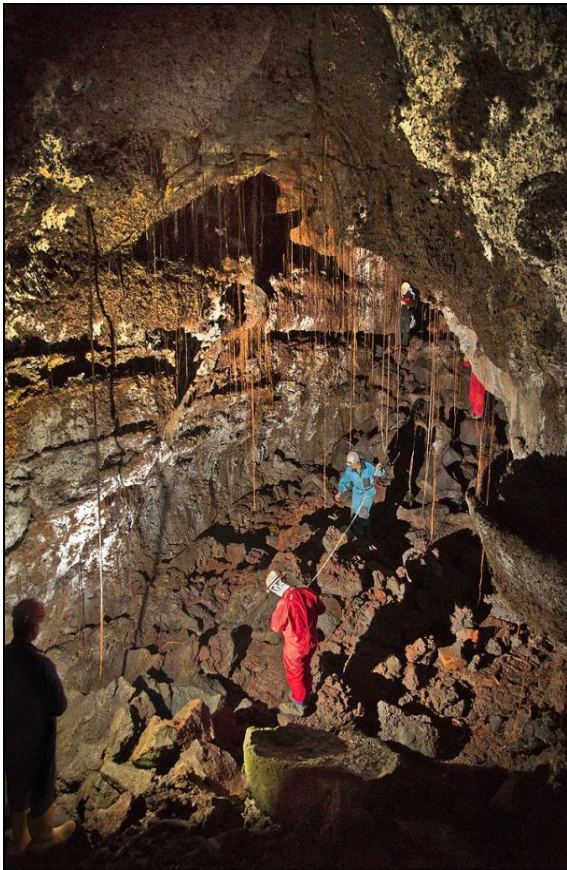
Abb. 3. Seitenwülste und Blocklava-Boden in der Wiri Cave

Fig. 4. Aven in Wiri Cave (Photo P. Crossley)

Abb. 4. Schlot in der Wiri Cave



The 176 m long Kermies Cave opens on Rangitoto Island. This volcano is only 600 years old. It is the most recent volcano forming an island in the middle of the Hauraki Gulf. The top part of the cave is unstable, composed of partially consolidated scoria. The lava flow was punched through the scoria cone before emerging out onto the surface. At the bottom of the cave a solid, horizontal or gently dipping



stratification is visible on the tube wall, which was eroded by the streaming lava flow or by thermal solution as **flow line features** (Fig. 5). Similar features can be traced on the wall of the main passage of Stewarts Cave and in Ambury Road Lava Cave, which is a complex 140 m long lava tube with two branches and many preserved **flow features**. The cave is situated in the 22,000 to 350,000 years old lava flows of the Mount Mangere.

Fig. 5. Flow line features in Kermies Cave (Photo P. Crossley)

Abb.5. Fließmarken (der Lava) in der Kermies Cave

Spectacular **wind stripe** appears on the ceiling of the Cave of the Thousand Press Ups. The stripped surface visualises the intense hot wind blasting and shaping, blowing the molten surface into grooves (Fig. 6). The lava flow originated from the cone of the One Tree Hill which erupted from two of its three craters. The **lava roll** in the Paihia Road Cave is a particularly peculiar formation in the lava caves of Auckland. It developed from the re-melting shelf on the tube wall, which softened and bended down forming a roll (Fig. 7). The lava flow of the One Tree Hill formed this cave more than 28,000 years ago.



Fig. 6. Wind strip in the Cave of Thousand Press Ups
Abb.6. Windstreifen, Cave of Thousand Press Ups

Fig. 7. Lava roll in Paihia Road Cave (Photo P. Crossley)
Abb. 7. Lava-Rolle in der Paihia Road Cave



In Greenhill Cave an example of **porridge floor** appears, similar to **ropy floor**. Here pahoehoe lava from the Greenhill Scoria Cone flowed subsequently about 20,000 years ago. Afterwards the tube drained and left the lava carpet behind, familiarly called porridge floor (Fig. 8).

Fig. 8. Porridge floor in Greenhill Cave (Photo P. Crossley)

Abb. 8. "Porridge"-Boden in der Greenhill Cave

If solid blocks of lava fall into the still flowing basalt stream they are moved down the cave and therefore we call them **rafted blocks**. There may be many small ones and occasional a big one welded into the floor. An excellent example of the rafted blocks can be observed in the 120 Landscape Road Cave (Fig. 9). This cave originated from lava streams of the Three King Volcano.

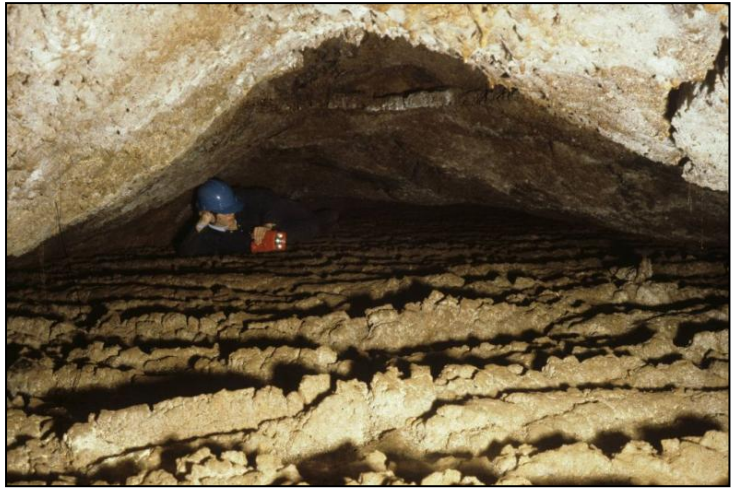
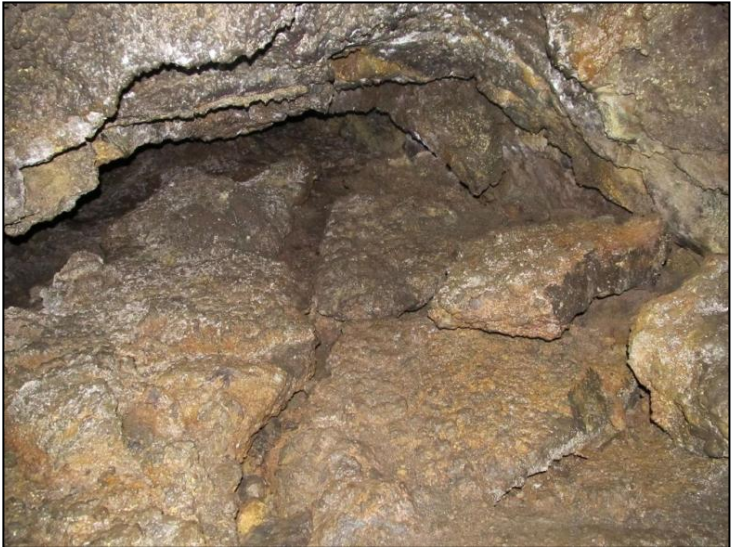


Fig. 9. Rafted blocks in 120 Landscape Road Cave (Photo P. Crossley)

Abb.9. Dislozierte (Lava-)Blöcke in der 120 Landscape Road Cave



A long ago studied Auckland lava cave is the nearly 300 m long Stewarts Cave. The cave developed in the 30,000 years old subsequent lava flows of the Three Kings Volcano. The cave shows a **storey structure** – the consolidated crust divides the lava tube into two parts. The surface of the subsequent lava flow solidified and the hot fluid lava drained away, leaving a secondary tube. The picture of the 3-D-scan survey seems to confirm this assumption (Fig. 10).

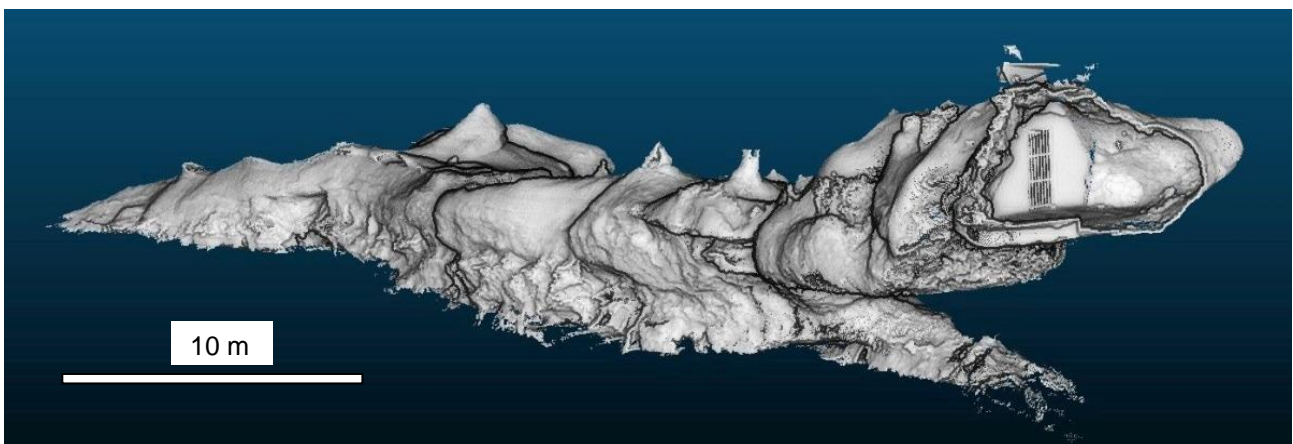


Fig. 10. The 3-D- survey picture of the Stewart Cave shows a storey structure

Abb. 10. Die 3-D-Darstellung der Stewart Cave zeigt eine etagenartige Ausbildung

Tree Moulds could be seen once in the Leonard Road Cave in Mount Wellington. The flowing lava surrounded the trees rather than burning up them immediately. Later the trunks slowly decayed, forming the tree mould. This tree mould cave opened in the Sanders Quarry but sadly has now disappeared due to the development of the area. (Fig. 11).

Fig. 11. Tree moulds in the Leonard Road Cave (Photo P. Crossley)

Abb.11. Baumabgüsse (Negativformen) in der Leonard Road Cave



3. Primary Speleothems

The lava **dripstones** formed from the still viscous or the re-melted lava. There are variably shaped, usually dark and shiny run downs, stalactites and stalagmites. These formations appear in almost each lava cave in Auckland (Brunnell 2011) where the subsequent collapses did not alter the inside structures of the cave. The subsequent lava flows heated the inner surface of 102 Landscape Road Cave. In the upper section the heating was more intensive and re-melting began. The molten lava streamed down the wall forming a **cover** with various shapes (Fig. 12)



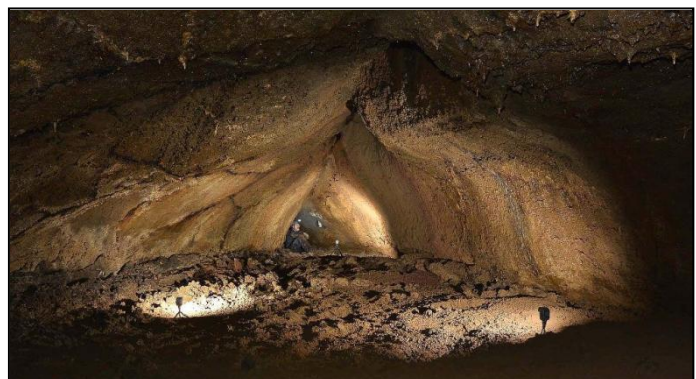
Fig. 12. Molten lava once streamed down and solidified on the wall of 102 Landscape Road Cave (Photo G. Szentes)

Abb. 12. Abfließende Lava erstarrte an der Seitenwand der 102 Landscape Road Cave

Lava stalactites (or **lavatites**) in Auckland's lava caves are usually 2–6 cm in length. They formed at the time of the cave formation when the surface of the cave roof was still molten and dripped downwards. In the lava caves of the world large variations of primary and re-melted stalactites have been recorded, but in the Auckland caves only small primary stalactites occur. Some nicely developed lavatites are worth to notice in Kermies Cave in Rangitoto Island and in Selwyn Street Cave in the southern lava flow from one cone of the One Tree Hill (Fig.13).

Fig. 13. Small lava stalactites in Selwyn Street Cave (Photo G.Szentes)

Abb. 13. Kleine Lavastalaktiten in der Selwyn Street Cave





Lava stalagmites (or **lavamites**) however are rare in the Auckland lava tubes. In Kitenui Ave Cave of Mount Albert the dripping lava drops consolidated during the downfall and stick to the already petrified drops on the ground (Fig. 14). A section of Ambury Road Lava Cave contains unusual lava stalagmites with corresponding stalactites above.

Fig. 14. Lava stalagmite in Kitenui Ave Cave (Photo P. Crossley)

Abb. 14. Lavastalagmit in der Kitenui Ave Cave

4. Subsequent speleothems

There are calcareous, siliceous and ferruginous minerals precipitating from various seeping water solutions or by post-volcanic activity on the inner surface of the caves as crystal groups or coatings. The mineralization depends on the covering soil or sediments, the weathering stage and jointing of the surrounding lava rocks (Hill, Forti 1986). The surrounding rocks in Auckland's lava caves are partly weathered and sometimes clay minerals and limonite fillings within strongly jointed scoria type basalt occur due to weathering. The covering formation is topsoil and humic acids seeping through the joints and along the intruding roots conduce to the weathering.

Spectacular orange and red colours are caused by **iron oxide coatings** in Golan Height Cave (Fig. 15). The colour coat is the result of the weathering of the iron mineral-rich scoria. Its minerals decompose and the ions are transported through the joints into the cave by seeping waters. The cave development is related to the Mount Wellington lava flows.

Fig. 15. Limonitic coating in the Golan Height Cave (Photo P. Crossley)

Abb.15. Limonitüberzüge in der Golan Height Cave



Small mineral encrustations in Wiri Cave (Armstrong 1990) could be identified as calcite. The **calcite crust** precipitated from seeping water, and its lime content originated from the calcareous topsoil above the cave. Precipitates from seeping waters form **calcite coats** on the molten lava-covered wall in Ambury Road Cave. Fragile calcite formed crystal clusters in Kitenui Ave Cave and also a stalactite like crystal agglomeration can be seen here (Fig. 16).

Fig. 16. Fragile calcite crystal accumulation in Kitenui Ave Cave (Photo P. Crossley)

Abb. 16. Fragile Calcitaggregate in der Kitenui Ave Cave

Mortimer Pass Lava Cave is located in a pahoehoe lava flow originating from Mt. Eden volcano, formed of alkalic olivine basalt. This is a rift structure or pull-apart cave, in a direction transverse to the lava flow and roughly parallel to the steep lava front just a few metres away. Small **encrustations** within the cave could be identified as *opal* and associated to microbe-mineral interactions (Miller et al. 2005). The **pea-shaped** speleothems in the lower part of the wall in Selwyn Street Cave resemble **silica pisolites**. They precipitated from subsequently streaming siliceous aqueous solutions.

White **fillings** and **coatings** occur inside and along the cracks on the ceiling and in the walls of many lava caves. These are mineralizations due to the basalt weathering and subsequent precipitation from seeping waters. The principal components of the fillings are weathering-originated clay minerals, harder mineral



residues from the basalt weathering as olivine and zeolites as well as limonitic discolorations here and there. Such fillings are present in the 120 Landscape Road Cave (Fig. 17).

Fig. 17. White coating and filling caused by weathering in 120 Landscape Road Cave (Photo G. Szentes)

Abb. 17. Verwitterungsbedingte weiße Überzüge und Ausfüllungen in 120 Landscape Road Cave

Living formations occur likewise in the lava caves of Auckland. There are tree roots from the surface penetrating into almost each of the lava caves. The plants penetrate through cracks into the cave crossing it vertically in order to pick up water on the floor. They remind of **bell ropes**. The spectacular bell ropes of the pohutukawa tree in Stewarts Cave are worth mentioning as one of the most representative of these phenomena (Fig. 18). Griselinia roots in Rangitoto Caves and gorse roots in Wiri Cave can be observed, too.

Fig. 18. Pohutukawa tree roots penetrating into Stewart Cave like bell ropes (Photo P. Crossley)

Abb. 18. Wurzeln des Pohutukawa-Baumes hängen in der Stewart Cave wie Glockenstränge



References

- Armstrong B. 1990. Report on the protection of the Wiri Lava Cave, Office of the Parliamentary Commissioner for Environment, Wellington, New Zealand, March 1990: 3-4.
- Atkinson, A., Atkinson V. 1995. Undara Volcano and its lava tubes – a geological wonder of Australia in Undara Volcanic National Park, North Queensland. Self publ., 85 pp.
- Brunnel D. 2011. The virtual cave. <http://www.goodearthgraphics.com/virtcave/>
- Crossley P. 2014. Inside Auckland Lava Caves, New Zealand Speleol. Bull. 11, 208: 192-247.
- Eszterhas I. 2015. Speleothems in nonkarstic caves. In: Lenart J. (Ed.), Proc. 13th Int. Symp. Pseudokarst, Kincice pod Ondrejnikem, Czech Republic: 8-11
- Hill C., Forti P. 1986. Cave minerals of the world. Nat. Spel. Soc., 114 pp.
- Miller A., Pereira M., Calaforra J.M., Forti P., Dionoso A., Saiz C. 2005. Siliceous speleothems and associated microbe-mineral interactions from Ana Heva lava tube in Easter Island (Chile). Geomicrobiology 31, 3: 236-245.

RAUMFORMEN UND SPELÄOTHEME IN DEN LAVAHÖHLEN VON AUCKLAND (NEUSEELAND)

Zusammenfassung: Die Autoren untersuchten die Ausformungen sowie die primären und sekundären Speläotheme in 14 Lavahöhlen in Auckland. Es ist dies eine Auswahl aus den bisher 42 vermessenen und 250 bekannten Lavahöhlen des Stadtbereiches.

1. Einleitung

Auckland ist eine Stadt, die auf über 50 Vulkanen aufgebaut worden ist. Die 53 Vulkanzentren sind teilweise Explosionskrater und teilweise ausgedehnte Lavaergüsse, aufgebaut aus dünnflüssiger basaltischer Lava. Letztere ist prädestiniert zur Ausbildung von Lavahöhlen (Crossley 2014), siehe auch Abb. 1.

2. Höhlenausformungen

Die besonderen Raumformen in den Höhlen resultieren aus dem selektiven Wiederaufschmelzen der Höhlenwände durch die Hitze nachfolgender Lavaergüsse (Atkinson & Atkinson 1995). Sie sind naturgemäß nur in den besser erhaltenen Höhlen gut zu sehen.

Rampen kann man in der Rubbish Pit Cave längs der Seitenwände und der künstlich aufgeschichteten Blöcke erkennen. Sie sind die Folge des Lavastroms des Pukeiti Vulkans vor 32000 Jahren. Es ist dies der kleinste Vulkan in Auckland. Dieser Lavastrom ist zusammengesetzt aus einem wenig strukturierten Kern und einer stark laminierten Ummantelung.

Seitenwülste kann man in der Wiri Cave beobachten. Sie sehen aus wie **Lavarollen** (siehe unten), haben sich jedoch vom Boden her – und nicht von den Wänden – ausgebildet, als sich die Wände rascher abkühlten als das Zentrum des noch immer in Bewegung befindlichen Lavastromes. Auch **Terrassen** haben sich mancherorts gebildet (Armstrong 1990). Dazwischen bildete die Lavoerfläche einen wenige Dezimeter breiten Teppich eines **Lavablockbodens** auf der noch heißen Aa-Lava (Abb.3). In dieser Höhlen findet man auch einen **Schlot** an der Höhlendecke (Abb. 4) der durch den Gasdruck entstanden ist.

Die 176 m lange Kermies Cave liegt auf Rangitoto Island. Dieser Vulkan ist nur 600 Jahre alt und ist damit der jüngste inselbildende Vulkan im Hauraki Golf. Die Decke dieser Höhle ist instabil und aus teilweise verfestigter Schlacke gebildet. Die Lava wurde durch den Schlackenkegel gedrückt, bevor sie die Oberfläche erreichte. Im Bodennähe sind an den Seitenwänden deutliche horizontale bis leicht geneigte Marker zu erkennen, die auf die Erosion durch fließende Lava zurückzuführen sind – oder aber auch auf eine hitzebedingte Wiederaufschmelzung. Diese **Fließmarken** sind in der Abb. 5 zu sehen. Vergleichbare Wandbildungen sind im Hauptteil der Stewarts Cave sowie in der Ambury Lava Cave zu finden. Letztere ist eine komplexe, 140 m lange Lavaröhre, bestehend aus zwei Abschnitten und vielen Fließformen. Sie liegt in den 22000 bis 350000 Jahre alten Lavaströmen des Mount Mangere.

Spektakuläre **Windstreifen** sind im Deckenbereich der Cave of the Thousand Press Ups zu sehen. Diese auffallende Oberfläche führt die intensive, explosionsartige heiße Windströmung in der Lavaröhre vor Augen, der die geschmolzene Oberfläche die Zerrfurchung verdankt (Abb. 6). Der Lavastrom kam vom One Tree Hill, der aus zwei seiner insgesamt drei Krater ausbrach. Die **Lava-Rolle** in der Paihia Road Cave ist eine besonders bemerkenswerte Form in den Lavahöhlen von Auckland. Sie entwickelte sich aus den wiederaufgeschmolzenen Rampen der Höhlenwand, die weich wurden und sich nach unten unter Ausbildung dieser wulstartigen Rolle bogen (Abb. 7). Die Höhle bildete sich im Lavastrom des One Tree Hill vor mehr als 28000 Jahren.

In der Greenhill Cave gibt es ein gutes Beispiel für einen „**Porridge Boden**“ (Porridge = Haferbrei), der einem **Stricklavaboden** ähnelt. Hier floß ein sekundärer Lavastrom aus dem Greenhill-Schlackenkegel vor ungefähr 20000 Jahren. Schließlich floß die Lavaröhre unter Hinterlassung eines Lavateppichs – der volkstümlich eben Porridge-Boden genannt wird – aus (Abb. 8).

Wenn verfestigte Lavablöcke in die fließende Basaltlava fallen, werden sie weiterbewegt und daher **dislozierte** („rafted“) **Blöcke** genannt. Meist finden sich hier viele kleine und gelegentlich auch ein größerer Block in den Boden eingearbeitet, ein gutes Beispiel etwa in der 120 Landscape Road Cave (Abb. 9). Dies Höhle ist auf die Lavaströme des Three King Vulkans zurückzuführen.

Eine schon seit langer Zeit untersuchte Höhle ist die rund 300 m lange Stewarts Cave, die sich in den späteren Lavaflüssen des Three Kings Vulkans vor 30000 Jahren gebildet hat. Sie zeigt eine **etagenartige Ausbildung**, wobei eine verfestigte Kruste die beiden Teile trennt. Sie bildete sich, als ein Lavastrom in einer Lavaröhre an seiner Oberfläche fest wurde und der darunterliegende Teil unter Bildung einer sekundären Höhle ausrinnen konnte. Eine 3-D-Darstellung führt dies eindrucklich vor Augen (Abb. 10).

Baumabgüsse konnten dereinst in der Leonard Road Cave im Mount Wellington beobachtet werden. Hier umfloß die Lava die Baumstämme, noch bevor diese verbrennen konnten. Später zerfiel das organische Material langsam und der Hohlraum entstand. Diese Höhle lag im Sanders-Steinbruch, ist aber leider der Landschaftsnutzung zum Opfer gefallen (Abb. 11).

3. Primäre Speläotheme

Lava-Tropfsteine bildeten sich aus der noch flüssigen oder wiederaufgeschmolzenen Lava. Sie sind von unterschiedlicher Ausprägung, meist sind es dunkel gefärbte, glänzende Wandformen, Stalaktiten und Stalagmiten, die in fast jeder Lavahöhle in Auckland vorkommen (Brunnell 2011), sofern nicht der Höhlenverfall zu stark war. Der sekundäre Lavafluß hat die inneren Oberflächen der 102 Landscape Road Cave aufgeheizt, wobei die Temperatur in den oberen Teilen stärker war und die Aufschmelzung begann. Die Lava floß an der Wand unter Ausbildung verschiedener Formen ab (Abb. 12).

Lava Stalaktiten (**„Lavaiten“**) sind in Aucklands Höhlen meist 2 bis 6 cm lang. Sie bildeten sich, als die Höhlendecke noch nicht ganz fest war. Im Gegensatz zu den Lavahöhlen in aller Welt, wo es alle Arten und Größen gibt, sind jene in Auckland eher als klein zu bezeichnen und stets primär. Einige hübsche „Lavaiten“ gibt es in der Kermies Cave auf Rangitoto Island und in der Selwyn Street Cave im südlichen Lavafluß, der dem Kegel des One Tree Hill entspringt (Abb. 13).

Lavastalagmiten (**„Lavamiten“**) sind indessen selten in Aucklands Lavahöhlen. In der Kitenui Ave Cave in Mount Albert verfestigten sich abfallende Lavatropfen und verklebten sich mit den bereits am Boden befindlichen zu einem seltsamen Stalagmiten (Abb. 14). In einem Teil der Ambury Road Lava Cave gibt es ungewöhnliche Lavastalagmiten mit korrespondierenden Stalaktiten an der Decke.

4. Sekundäre Speläotheme

Hier finden sich kalkige, silikatische und eisenhaltige Minerale, die sich aus verschiedenen Tropf- und Sickerwässern oder im Zuge postvulkanischer Aktivitäten an den inneren Oberflächen der Höhlen als Kristalle oder Überzüge abscheiden. Die Mineralisation hängt von der Bodenüberlagerung, dem Verwitterungszustand und der Klüftung der Lava ab (Hill, Forti 1986). Die anstehenden Gesteine in Auckland – stark geklüftete Basaltschlacke - sind zum Teil verwittert und bilden Tonminerale und Limonit in den Klüften. Darüber liegt Humus und die Huminsäuren tragen ihren Teil zur Verwitterung bei.

Auffallende Orange- und Rotfärbungen werden durch **Eisenoxid-Überzüge** in der Golan Height Cave hervorgerufen (Abb. 15). Die Farben sind durch die Verwitterung der eisenreichen Schlacke bedingt. Die Minerale lösten sich auf und die Ionen wurden durch Sickerwässer über die Klüfte in die Höhle transportiert. Die Höhle steht in Zusammenhang mit dem Wellington Lavastrom.

Kleinere Mineralüberzüge in der Wiri Cave (Armstrong 1990) konnten als Calcit identifiziert werden, wobei der Kalk aus den überlagernden Bodenbildungen stammt und über Sickerwässer in die Höhle gelangte. **Calcitüberzüge** auf der von aufgeschmolzener Lava überzogenen Wand in der Ambury Road Cave wurden ebenfalls aus Sickerwässern ausgefällt. Fragile **Calcitcluster** sowie eine stalaktitähnliche Zusammenballung von Kristallen können in der Kitenui Ave Cave beobachtet werden (Abb. 16).

Die Mortimer Pass Lava Cave liegt in einem Pahoehoe-Lavastrom aus dem Mt. Eden Vulkan und besteht aus alkalischem Olivinbasalt. Es ist dies eine Graben-bzw. Pull-Apart-Struktur in einer Richtung schräg zum Lavastrom und etwa parallel zur steilen Lavastirn, die nur wenige Meter entfernt liegt. Kleinräumige Überzüge in der Höhle konnten als Opal identifiziert werden und sind gekoppelt an mikrobielle Aktivitäten (Miller et al. 2005). Die **erbsenförmigen** Speläotheme in den tieferen Wandabschnitten der Selwyn Street Cave erinnern an **silikatischen Erbsenstein**. Sie bildeten sich aus silikatreichen Wässern in der Höhle.

Weißer **Ausfüllungen** und **Überzüge** finden sich an den Wänden und längs der Spalten an der Decke und an den Wänden vieler Lavahöhlen. Sie rühren her von der Verwitterung der Basalte und der nachfolgenden Ablagerung aus Sickerwässern. Es handelt sich hauptsächlich um Tonminerale, Lösungsrückstände (Olivin, Zeolithe) und limonitische Verfärbungen, wie zum Beispiel in der 120 Landscape Road Cave (Abb. 17).

Biologische Bildungen kommen in den Lavahöhlen von Auckland ebenfalls vor. Es sind dies Wurzeln von Bäumen, die von oben durch die Höhlendecke – in fast jeder der Lavahöhlen – dringen. Die Wurzeln benutzen Spalten, um in die Höhle und zum Wasser am Boden der Höhle zu gelangen. Die Bildungen erinnern an **Glockenstränge**. Am repräsentativsten sind jene der Stewarts Cave, die einem Pohutukawabaum - der zu den Myrtengewächsen gehört - entstammen (Abb. 18). Weiterhin können in der Rangitoto Cave Wurzeln von Griselinia (Doldenblütlerartige) sowie solche des Ginsters in der Wiri Cave beobachtet werden.

Literatur: siehe englischsprachiger Text

PSEUDOKARST PHENOMENA IN THE OBLA RIVER VALLEY (LENINGRAD PROVINCE, RUSSIA)

Alexander Astashenko¹, Yuri. Lyakhnitsky^{1,2}

¹ Russian Geographical Society, Gritsova str. 10 A, 190 000 St. Petersburg,

² Russian Geological Research Institute (VSEGEI), Sredny pr. 74, 199 106 St. Petersburg; e-mail: Yuri_Lyakhnitsky@vsegei.ru

Abstract. A number of pseudokarst landforms have developed in the Devonian terrigenous deposits of the Luga Region (Leningrad Province) in a relatively small area in a distance of about 300 m along the Obla River. Morskoy Grotto, Kapkan Cave as well as Valunny Gully are among them. The formation of these cavities is associated with piping (suffusion) processes. Some carbonate admixture in the sandstone cement and weak cementation of sandstone spur its destruction. Deep valleys with steep banks, swamps and springs existing in the humid forest landscape provide favorable settings for the piping. The Gully is partly filled by large, well-rounded boulders. The formation of their pile is associated with the flushing of sand particles from the moraine overlaying the Devonian sandstones and deposition in the gully. Besides the natural cavities and the gully, there are old workings of educational value. Taking into account the scientific, educational and aesthetic values of the site, a natural monument is recommended to set up there.

The Obla River is located in the south part of the Luga highlands about 100 m above sea level. It is 21 km long and its catchment covers 90 km². Originating from the swamps and springs 14 km west of the town of Luga it empties into the Vrevka River. The area being described in the article is located at the upper course of the river 2.5 km away from its source, 11.5 km west of the town of Luga (Fig. 1). This is a sparsely populated area overgrown with the southern taiga consisting of a mix of tree species (Fig. 2). In geological terms the area belongs to the northwestern margins of the Russian Plate. Its substratum is formed of terrigenous deposits of the Middle Devonian, Givetian, where the Luga River, the Oredezh River and their tributaries form deep steep-walled valleys. These settings are favorable for the common occurrence of pseudokarst landforms. There are many piping (suffusion) and erosion sites at the tributary of the Oredezh River including a large Svyataya (Holy) Cave.



Fig. 1. Site location map and geological map of the area: 1 – artificial Korpovskaya Cave, 2 – Morskoy (Sea) Grotto. Devonian deposits: $D_2 ar$ – Arukjulkie Beds of the Givetian, $D_2 br$ – Burtnekskie Beds of the Givetian, $D_3 sv$ – Shventoiskiy Horizon of the Frasnian

Abb.1. Lageplan und geologische Karte des Gebietes: 1 – Korpovskaya Höhle (künstlich), 2 – Morskoy (Meeres-)Höhle. Devonische Sedimente: $D_2 ar$ – Arukjulkie Schichten des Givetian, $D_2 br$ – Burtnekskie Schichten des Givetian, $D_3 sv$ – Shventoiskiy Horizont des Frasnian



Fig. 2. The Obla River near the site of Morskoy Grotto (Photo A. Astashenko)

Abb. 2. Der Obla-Fluß nahe der Morskoy Grotte

The Obla River flows through the wide valley eroded in the Aruküla Beds of the Starooskolsky Formation of Givetian, Middle Devonian, and overlying Quaternary glacial (moraine) and glaci-fluvial sediments. The Aruküla Beds are composed of sand, poorly cemented sandstone, siltstone and clay with rare lenses of marl. The Devonian sequence is 70 to 210 m thick. The lower part of the Devonian section is composed of red-brown and dark reddish-brown fine-grained silty sand as well as weakly cemented sandstone with interlayers and lenses of reddish-brown and purple clay and argillaceous siltstone. There are also large lenses of white quartz sandstone within the Devonian sequence of this area. The upper part of the Devonian sequence is composed of alternating strata of reddish-brown sand, sandstone, siltstone and clay. Within the bedding planes of sand/sandstone beds, there are thin bands of clay. They are confined to the boundaries of the cross-stratified units. Fossil ichthyofauna is represented by: *Pycnosteus palaeformis* Preobr., *P. pauli* Mark and other species.

White, pinkish and red cross-stratified sandstones are exposed in the area that is being described. There are white sandstones in the lower part of the outcrop and red, rich in iron, sandstones in the upper part of it. Sandstone beds are 10 to 25 cm thick. There are alterations of horizontal and cross-stratified stratification. Lenses of various sandstones, traces of outwash and redeposition of sediments are often observed there. This indicates that the sediments were formed in energetic shallow water depositional conditions (Fig. 3), similar to those that exist offshore, in a zone of active marine currents. The Devonian rocks are overlain by thick Quaternary glacial and glaci-fluvial sediments: alluvial and glaciolacustrine sand, sandy loam and clayey loam containing a lot of granite and gneiss boulders. The kame morphology of the area was formed during the Valdai Glaciation (Würm), which disappeared about 12 thousand years ago.



Fig. 3. Lithological features of the Devonian rocks, indicating high energetic environment of deposition (Photo A. Astashenko)

Abb. 3. Lithologische Ausbildung der devonischen Schichten, die auf eine hohe Energie bei der Ablagerung hinweisen

The most interesting site in the study area is the Morskoy (Sea) Grotto, which is located in the right bank of the Obla River. The grotto was discovered and named by the SPIKIP Group (St. Petersburg Underground Research Club, run by Andrei Zelenin) in 2002, however, the inscription “1899” was found at the grotto entrance. In 2006 the grotto was surveyed by Alexander Astashenko, a member of the Karst Studies and Speleology Commission of the Russian Geological Society, and the results of the survey allowed to give the following detailed description.

The grotto is not easily accessible, because the Obla River valley is about 200 m wide and very swampy in this area (Fig. 2). The area surrounding the geosite is covered by a dense taiga thicket with heaps of wind-topped trees and swamps. The easiest route to the grotto involves wading the river, the water reaching one’s waist and crossing the valley floodplain which is covered by sedge wetlands with dense stands of bulrush. The entrance to Morskoy Grotto is located in the rock cliff at a height of several meters above the riverbed. When approaching the grotto, one cannot fully look inside it, because the lower part of its entrance is obstructed by an asymmetrical bar of debris caused by rock collapses and exfoliation (Figs. 4, 5). The entrance to the grotto is about 11 m wide and 6 m high. Above its entrance there is an oval pothole about 2 m long (Fig. 6). The cave’s shape is complex: three parts can be identified in it. The eastern part of the grotto is situated higher, so it slopes to the west where the brook flows through it (Fig. 7). The western part is the largest. On the map, it looks like a trapezoid, somewhat narrowing towards its depth. It is about 6 m wide and over 10 m long. In the middle part, the cave is 5 m high. In the ceiling a vertical ledge with a protruding block formed along a steeply dipping fracture is visible. Three meters away from the furthest (to the entrance) wall of the grotto, the height of the cave reaches 4 m. In that place, the grotto in its section looks like a triangle with the cut off top (Fig. 7, no. 4, line C). In the furthest wall of the grotto, there is a ledge near the floor: it is 1.5 m high and less than a meter wide. The walls of the cave are uneven with protrusions and dents, corresponding to the lithology and fabric of the sandstone strata. The cave walls in its western part are dissected by a gently dipping fracture, along which there are washouts. The central part of the cave is up to 5 m long and high. The eastern part of the grotto comprises a narrow, slightly dipping wedge-shaped cavity resembling a slit. It is formed along a steeply dipping fracture. Its maximum height is 3.5 m, while its length is over 5 m. It is almost dark, while the rest of the grotto is pretty illuminated by daylight. The sand-debris bar near the entrance extends into the central part of the grotto.

Fig. 4. Entrance to the Morskoy Grotto – view from the river (Photo A. Astashenko)

Abb. 4. Eingang der Morskoy Grotte – Blick vom Fluß her

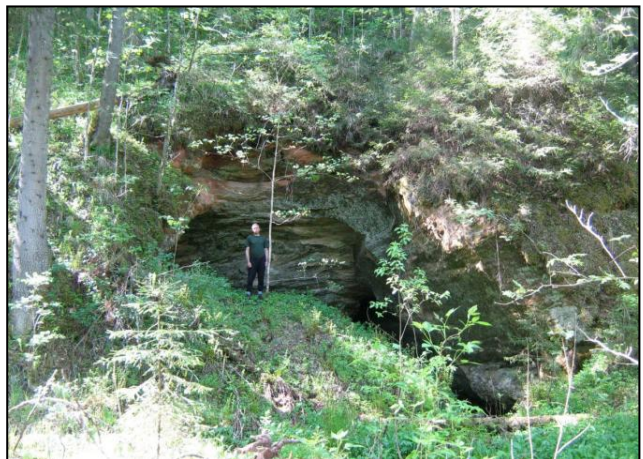
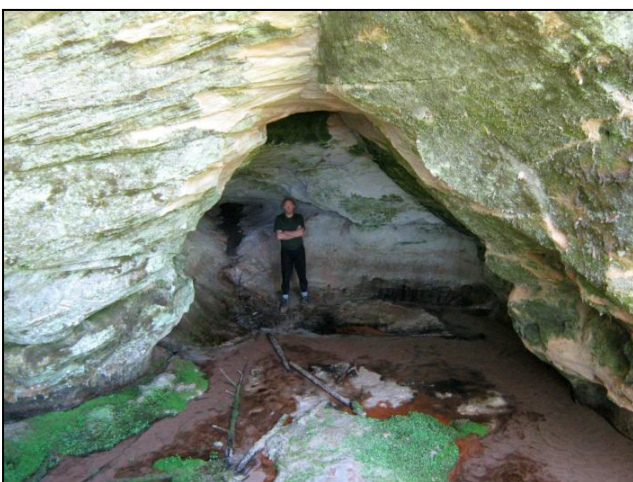


Fig. 5. View of the Morskoy Grotto from the bar of sand and debris near the entrance (Photo A. Astashenko)

Abb. 5. Blick in die Morskoy Grotte von der Sandbank in Eingangsnähe aus



Fig. 6. Pothole in the cliff above the entrance to Morskoy Grotto (Photo A. Astashenko)

Abb. 6. Kolk in der Felswand über der Morskoy Grotte

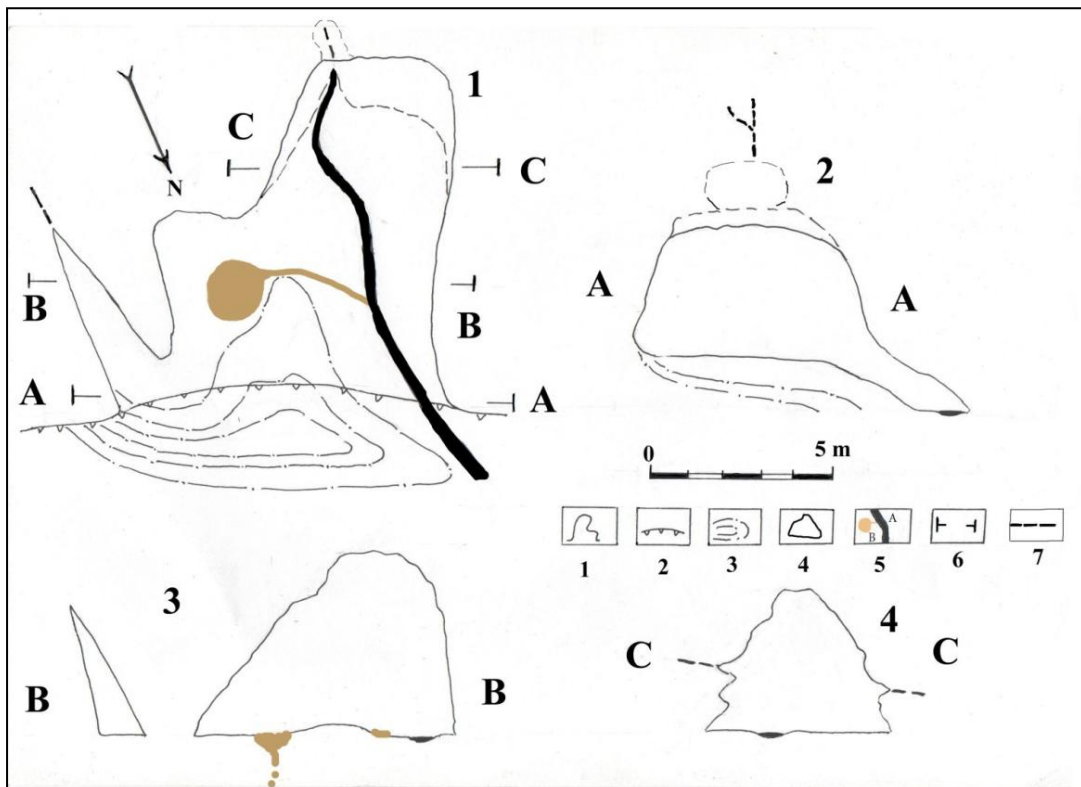


Fig. 7. Map of the Morskoy Grotto (1) and its cross-sections (2, 3, 4) along the lines A, B, C. Explanations of symbols: 1 – cave contour, 2 – edge of the rock cliff, 3 – contours of the sand debris bar near the entrance, 4 – contours of the grotto sections, 5 – brook (A) and pond (B) – source of ferrous water, 6 – cross-section lines, 7 – fractures in sandstone

Abb. 7. Karte der Morskoy Grotte (1) und Querschnitte (2, 3, 4) längs der Linien A, B, C. 1 – Höhlenumriß, 2 – Felskante, 3 – Umriß der Sandablagerung in Eingangsnähe, 4 – Konturen der Höhlenquerschnitte, 5 – Höhlenbach (A) und Becken (B); Quelle des eisenreichen Wassers, 6 – Querschnitte, 7 – Brüche im Sandstein

There is a brook flowing out the fissure and meandering over the loamy and marshy floor along the western wall of the grotto (Fig. 7). The average discharge of the brook ranges 2 l/s. In the central part of the grotto there is also a pond (small lake) of the diameter ranging ca. 2.5 m and a depth up to several ten centimeters (Fig. 8). It is charged by water seeping through the rocks and dripping from the ceiling. Yellow gel-like flakes of ferrous compounds occur in this water basin. The water flows out the pond and get the main brook near the sand-debris bar.



Fig. 8. View of the centre of the Morskoy Grotto with the ferrous water pond, formed due to water seeping and dropping (Photo A. Astashenko)

Abb. 8. Bild aus dem zentralen Teil der Morskoy Grotte mit dem eisenreichen Becken, das aus Tropfwasser gespeist wird

There are many puddles and places overgrown with shade- and hydrophilous plants in the floor of the grotto. The most interesting and common one is *Conocephalum conicum* (Fig. 9), a moss. It is a fairly rare, specialized species demanding calcium-saturated bedrock. It usually grows along shady moist banks of rivers and streams. There are patches of mosses and lichens on the walls of the grotto. Therefore the Morskoy Grotto is very picturesque and leaves indelible impressions (Fig. 10).



Fig. 9. Hydrophilous moss Conocephalum conicum growing in a shadow (Photo A. Astashenko)

Abb. 9. Das feuchtigkeitsliebende Lebermoos Conocephalum conicum, hier im Schatten wachsend

Fig. 10. View from inside the Morskoy Grotto on the way out (Photo A. Astashenko)

Abb. 10. Blick aus der Morskoy Grotte



At the same right bank of the Obla River, one hundred meters upstream, there is a small but interesting dead-end Valunny (Boulder) Gully. At its entrance it is about 9 m wide and extends deep into the bank slope for 15 m. The gully is interesting because it is partly filled by large well-rounded boulders. The height of the boulder pile is about 5 m above the talweg. Many boulders reach 1 m or more in diameter. A fairly large stream (6 l/s) flows at the bottom of the boulder pile. The formation of the pile is associated with the flushing of sand particles from the moraine overlaying the Devonian sandstones and deposited in the gully.

Approximately 300 m upstream the Morskoy Grotto, there is a pseudokarst slit-like Kapkan (Trap) Cave with a length ranging 25 m surveyed up to now. At the entrance it is 2 m wide and 1.5 m high, but its gallery in a short distance becomes narrower and lower. It was formed along a well-defined fracture due to its

erosional widening by a brook. At present, the brook flows down the fracture below the floor of the cave and flows out in the slope below its floor forming a small spring. The cave itself is currently dry.

The formation of Kapkan Cave and Morskoy Grotto is associated with piping (suffusion) processes. Some carbonate admixture in the sandstone cement and general poor cementation of sandstone spur its destruction. Deep valleys with steep banks, swamps and springs existing in the humid forest landscape provide favorable settings for the piping.

It should be also mentioned that in the same area there is Korpovskaya Cave, located 200 m upstream the Morskoy Grotto at the left bank of the river. A small entrance to the underground cavities is located at the foot of a steep slope. It is an old working, where white quartz sandstone used to be mined. It represents a complicated, maze system of galleries intersecting each other at right angles: numerous chambers, passages and columns – "pillars" that form arches (Figs. 11, 12). The overall length of this system is about 460 m. There are two small lakes in the mine. In the main "axial" gallery there are two drippings. The old mine provides a winter habitat for several bat species.

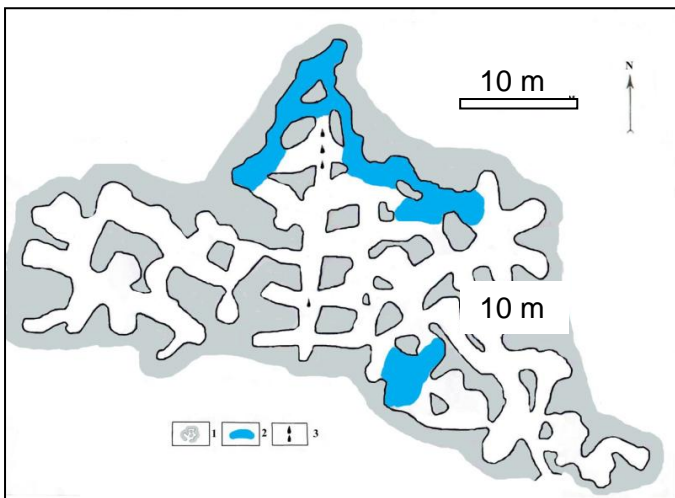


Fig. 11. Map of the artificial Korpovskaya Cave based on the data provided by the SPIKIP Group (St. Petersburg Underground Research Club, run by Andrei Zelenin, 1998). Explanations of symbols: 1 – artificial cave gallery or chamber, 2 – pond, 3 – drippings

Abb. 11. Karte der künstlichen Korpovskaya Höhle, Daten der SPIKIP Höhlenforschergruppe St. Petersburg unter Andrei Zelenin, 1998. Symbole: 1 – künstliche Hohlräume, 2 – Teich, 3 – Tropfstellen

Fig. 12. Inside the Korpovskaya Cave (Photo A. Astashenko)

Abb. 12. In der Korpovskaya Höhle



In the past, quartz sand was mined here in order to produce glass at a manufacture in the village of Korpovo. Almost opposite the Korpovskaya Cave, at the right bank of the river, in the steep slope there is the small Shkolnaya working. It is 6 m long, 2 m wide and 1.5 m high. The existence of these old workings increases the educational value of the site and its attractiveness for tourism.

As can be seen from the above, in the relatively small area, in a distance of about 300 m along the Obla River, there are several natural caves and old workings, which are of outstanding scientific and aesthetic value. They are very interesting in respect of geology and genesis and might appeal to individual sightseers as well as attract guided groups of tourists. Unfortunately, they are not easily accessible, especially the sites at the right bank of the Obla River, due to the lack of roads, paths and difficult walking through the taiga. The nature in the area is pristine and gorgeous. Taking into account the scientific, educational, and aesthetic values of the site, the authors recommend setting up a natural monument there.

PSEUDOKARST-PHÄNOMENE IM OBLA – TAL (PROVINZ LENINGRAD, RUSSLAND)

Zusammenfassung Eine große Zahl von Pseudokarstformen hat sich in den terrigenen devonischen Schichten in der Region Luga (Provinz Leningrad) in einem relativ kleinen Gebiet entwickelt, das sich ungefähr 300 m längs des Obla-Flusses erstreckt. Die Morskoy-Grotte, Kapkanhöhle und die Valunnyschlucht sind einige Objekte. Die Bildung dieser Höhlen hängt mit Suffosion (“piping”) zusammen. Ein gewisser Karbonatgehalt im Sandsteinzement und dessen schwache Verfestigung fördern den Prozess. Tiefe Täler mit steilen Flanken, Sümpfe und Quellen dominieren in dieser feuchten Waldlandschaft, was die Suffosion fördert. Die Schlucht ist teilweise von großen, gut gerundeten Blöcken erfüllt. Ihre Anhäufung steht in Zusammenhang mit der Auswaschung von Sandpartikel aus dem Moränenmaterial über den Devonsandsteinen und ihre Ablagerung in der Schlucht. Abgesehen von den natürlichen Höhlen und Schluchten gibt es alte Bergwerke und Einbauten von großem didaktischen Wert. Zieht man alle wissenschaftlichen, didaktischen und ästhetischen Werte in Betracht, empfiehlt sich die Einrichtung eines Naturmonumentes in dieser Gegend.

Der Obla-Fluß liegt im Südteil des Luga-Hochlandes rund 100 m über Meeresniveau. Er ist 21 km lang und sein Einzugsgebiet beträgt 90 km². Ausgehend von den Sümpfen und Quellen 14 km westlich der Stadt Luga mündet er schließlich in den Vrevka-Fluß. Der hier beschriebene Abschnitt liegt im Oberlauf rund 2,5 km unterhalb der Quelle, 11,5 km westlich von Luga (Abb.1). Es handelt sich um eine wenig besiedelte Landschaft der südlichen Taiga, dominiert von 3 Pflanzen (Abb.2). Geologisch gehört das Gebiet zum südwestlichen Rand der russischen Platte. Seine Gesteine umfassen terrigene Ablagerungen des mittleren Devons (Givet), in denen die Flüsse Luga, Oredezh und ihre Zubringer steilwandige Täler bilden. Diese eignen sich gut für die Ausbildung von Pseudokarstformen. Es gibt viele Suffosions- und Erosionsphänomene am Zufluß zum Oredezh-Fluß, unter anderem die große Svyataya (die “Heilige-”) Höhle.

Der Obla fließt durch ein breites Tal, das sich in den Aruküla Schichten der Strooskolsky Formation (Givet, Mitteldevon) sowie in die überliegenden glazialen Möränen und die glaziofluvialen Sedimente eingegraben hat. Die Aruküla Schichten bestehen aus Sand und schwach verfestigten Sandstein, Tonstein und Lehm sowie seltenen Abschnitten mit Marmor. Die devonische Abfolge ist 70 bis 210 m mächtig. Der untere Abschnitt des Devon besteht aus rotbraunen und dunklen rötlichbraunen feinkörnigen siltigen Sanden sowie schwach verfestigten Sandsteinen mit Zwischenlagen und Linsen rötlichbrauner und violetter Lehm und tonigem Siltstein. Es gibt auch große Linsen von weißem Quarzsandstein innerhalb der Sequenz. Das obere Devon besteht aus einer Wechsellagerung rotlichbrauner Sande, Sand- und Siltstein und Lehm. Dieser ist beschränkt auf die kreuzgeschichteten Bereiche der Sequenz. Eine fossile Fischfauna wird repräsentiert durch *Pycnosteus palaeformis Preobr.*, *P. pauli Mark* und weitere Arten.

Weißer, rosafarbener und roter kreuzgeschichteter Sandstein sind in der beschriebenen Gegend aufgeschlossen. Im basalen Teil sind dies weiße Sandsteine und rote, eisenreiche im oberen Teil. Die Sandsteinbänke sind jeweils 10 bis 25 cm mächtig. Es gibt einen Wechsel von horizontalen und kreuzgeschichteten Lagen. Linsen verschiedener Sandsteine, Spuren der Auswaschung und eine Wiederablagerung können häufig beobachtet werden. Dies zeigt, daß sich die Sedimente in seichtem, hochenergetischen Milieu gebildet haben (Abb. 3) ähnlich jener im Flachmeer, wo starke Strömungen vorherrschen. Die Devonschichten werden durch mächtige quartäre glaziale und fluvioglaziale Sedimente überlagert: alluviale und glaziolakustriner Sand, sandiger Lehm und lehmiger Sand enthalten viele Granit- und Gneisblöcke. Diese Kamen-Morphologie bildete sich während der Würmzeit (Valdai-Vergletscherung), die vor 12 000 Jahren wieder verschwand.

Das interessanteste Objekt im Untersuchungsgebiet ist die Morskoy Grotte, eine Meereshöhle, die am rechten Ufer des Obla-Flusses liegt. Sie wurde von der SPIKIP- Höhlenforschergruppe aus St. Petersburg unter der Leitung von Andrei Zelenin im Jahr 2002 erforscht. Allerdings wurde dabei die Inschrift „1899“ in der Höhle gefunden. 2006 wurde die Grotte von Alexander Astashenko – einem Mitglied der Karst- und Höhlenkommission der Russischen Geologischen Gesellschaft – vermessen. Diese Ergebnisse bilden die Basis für die folgende Beschreibung.

Die Grotte ist nicht einfach zu erreichen, weil das Obla-Flußtal hier 200 m breit und sehr versumpft ist (Abb. 2). Das Gebiet um dieses geologische Denkmal ist von dichter Taiga-Vegetation bedeckt mit viel Windwurf und Sümpfen. Der leichteste Zugang ist jener durch Waten im Fluß, wobei das Wasser bis zur Hüfte reicht sowie das durchqueren der Schwemmebene, die aus schilfbedeckten Feuchtgebieten gebildet wird. Der Eingang zur Morskoy Grotte befindet sich in einem Felsaufschwung mehrere Meter über

dem Fluß. Bei Annäherung kann man nicht in die Grotte hineinsehen, weil der untere Teil durch Felssturzmaterial und Gesteinsablösung bedeckt ist (Abb. 4 + 5). Der Eingang ist rund 11 m breit und 6 m hoch. Über dem Eingang findet sich ein 2 m tiefer Kolk (Abb. 6).

Die Ausbildung der Höhle ist komplex, es können drei Bereiche differenziert werden. Der östliche Teil liegt höher und fällt gegen Westen ab; hier fließt auch der Höhlenbach (Abb. 7). Der westliche Teil ist der größte und wirkt auf der Karte wie ein Trapezoid, das gegen die Tiefe zu enger wird. Der Teil ist ca. 6 m breit und über 10 m lang. Im mittleren Teil ist die Höhle 5 m hoch. Im Deckenbereich sieht man eine vertikale Felsplatte mit einem vorspringenden Block längs einer steil einfallenden Störung. Drei Meter von der eingangsfürtesten Wand erreicht die Höhle eine Höhe von 4 m. Hier sieht die Höhle im Plan wie ein Dreieck mit abgeschnittener Spitze aus (Abb. 7, Nr. 4, Schnitt C). Im entferntesten Teil sieht man am Boden eine Platte von 1,5 m Höhe und 1 m Breite. Die Wände der Höhle sind uneben mit Vorsprüngen und Ausbuchtungen, die ihre Ursache in der Lithologie und Struktur der Sandsteine haben. Die Wände des westlichen Teils sind durch einen flach einfallenden Bruch getrennt, wo sich auch Auswaschungen zeigen. Der zentrale Teil der Höhle ist 5 m lang und ebenso hoch, im östlichen Teil dominiert ein enger, flach ansteigender und keilförmiger Spalt, gebildet aus einem steil einfallenden Bruch mit einer maximalen Höhe von 3,5 m und einer Länge von über 5 m. Hier ist es dunkel, wogegen im Rest der Höhle Tageslicht einfällt. Eine Sandbank zieht vom Eingang bis in den zentralen Teil der Höhle.

Aus einer Störung tritt ein Höhlenbach aus und mäandriert über den lehmig-sumpfigen Höhlenboden längs der Westwand der Höhle (Abb. 7). Seine durchschnittliche Schüttung beträgt 2 l/s. Im zentralen Höhlenbereich findet sich ein Becken mit einem Durchmesser von rund 2,5 m und einer Tiefe von bis zu mehreren Dezimetern (Abb. 8). Gespeist wird er von Tropfwasser von der Decke. Es finden sich gelbe, flockige Eisenverbindungen im Wasser. Der Abfluß des Sees erreicht den Höhlenbach in der Nähe der erwähnten Sandbank.

Am selben Flußufer des Obla-Flusses, 100 m flußaufwärts gibt es die interessante kleine und blind endende Valunny-Schlucht, eine Blockansammlung. Am Eingang 9 m breit erstreckt sie sich 15 m weit in den Uferbereich. Die Schlucht ist teilweise bis in 5 m Höhe mit großen, bis 1 m messenden runden Blöcken erfüllt. Am Grunde fließt ein recht starker Bach (6 l/s). Entstanden ist das Objekt durch Auswaschung von Feinmaterial aus den überlagernden Moränen.

Rund 300 m flußaufwärts der Morskoy Grotte findet sich eine Pseudokarsthöhle mit dem Namen Kapkan (=Falle) Höhle. Die ist spaltförmig und wurde bisher auf 25 m vermessen. Am Eingang 2 m breit und 1,5 m hoch wird der Gang jedoch nach kurzer Zeit enger und niedriger. Er wurde längs einer gut ausgeprägten Kluft durch Auswaschung gebildet. Gegenwärtig fließt der Höhlenbach in der Kluft unterhalb der Höhle und bildet eine kleine Quelle. Die Höhle selbst ist derzeit trocken.

Die Bildung der Kapkan Höhle und der Morskoy Grotte ist mit Suffosion verbunden, wobei ein gewisser Karbonatgehalt im Sandsteinzement und die generell geringe Verfestigung maßgeblichen Anteil haben. Tiefe Täler mit steilen Flanken, Flüssen und Quellen bilden in den Feuchtgebieten gute Voraussetzungen für die Suffosion („piping“).

Es soll aber auch erwähnt werden, daß in dieser Gegend die Korpovskaya Höhle – rund 200 m flußaufwärts der Morskoy Grotte – am linken Flußufer liegt. Ein kleiner Eingang zu den unterirdischen Hohlräumen findet sich am Fuße eines Steilhanges. Es handelt sich um einen alten Quarzsandsteinabbau, wobei sich ein komplexes System meist rechtwinkliger Gänge mit vielen Kammern, Gänge und Säulen – die oftmals Gewölbe bilden - ausgeformt hat (Abb. 11,12). Die Gesamtlänge der Hohlräume beträgt 460 m. Zwei kleine Seen und 2 Tropfstellen im zentralen Teil sind weiters zu erwähnen. Das Objekt bildet ein Winterquartier verschiedener Fledermausarten.

In der Vergangenheit wurde hier Quart für die Glasmanufaktur im Dorf Korpovo abgebaut. Nahezu via a vis der Korpovskaya Höhle findet sich am rechten Ufer im Steilhang der kleine Shkolnaya-Abbau. Er ist 6 m lang, 2 m breit und 1,5 m hoch. Seine Existenz unterstreicht den edukativen Wert der Stätte und seine Bedeutung für den Tourismus.

Wie man aus den Ausführungen erkennen kann, findet man auf einem relativ kleinen, kaum 300 m langen Abschnitt des Obla-Flusses eine Reihe von Naturhöhlen und Abbaue, die von hohem wissenschaftlichen und ästhetischen Wert sind. Sie sind auch geologisch interessant und könnten sowohl für Individualtouristen, als auch für Führungen interessant sein. Leider sind sie nicht allzu leicht zugänglich, speziell am rechten Ufer, weil es hier in dieser unberührten Natur noch keine Straßen und Wege gibt.

Die Autoren empfehlen die Errichtung eines nationalen Monumentes in dieser Gegend.

REMARKS ON CAVES OF ST. HELENA (SOUTH ATLANTIC OCEAN)

Rudolf Pavuza, Petra Cech

Karst and Caves Research Group, Natural History Museum Vienna, Austria; e-mail: rudolf.pavuza@nhm-wien.ac.at

1. Preliminary notes

Never intending a speleological expedition we visited the remote island of St. Helena in the South Atlantic (Fig. 1) in February 2019. We found a few remarks on some caves in the literature, on the touristic webpages and some on the spot (Fig. 2). Some of the ones we sighted are at exposed locations and too difficult to be explored without proper equipment and/or rented boats.



Fig. 1. Position of St. Helena (and Ascension Island, NW of it) in the South Atlantic Ocean (Mapswire, CC-BY 4.0).

Abb. 1. Lage von St. Helena (und Ascension Island NW davon) im Südatlantik

In addition to the first overview about the caves of Ascension Island – the “sister”-island of St. Helena some 1300 km to the northwest (see Newsletter no. 24) – a first annotated listing of caves is presented here, still waiting for a more thorough investigation. Many of them – representing “non-classic” volcanic caves – might be of some interest for the pseudokarst-community.

The distinguished British biologist Philip Ashmole described some caves in his comprehensive monograph about the Natural History of St. Helena and Ascension Island from the biological point of view (Ashmole & Ashmole 2000) and referred to a publication which also mentions several sea caves related to ancient sea shores (Nunn, 1984).

Wherever cave names were mentioned in the literature we used them (caves no. 1,2,4,5,6,8,16), otherwise a name including a topographic reference was given to the cave.

2. Geological background

St. Helena is a remote volcanic island of about 120 km² situated some 400 km east of the Mid-Atlantic Ridge. Being extinct for 7 million years it shows an intensively eroded volcanic landscape. Steep and bald coastlines and intermitting – often “green” – valleys contrast with an almost tropic elevated zone (up to 818 m a.s.l.) with a much smoother morphology and a dense and lush vegetation cover. Due to the age and type of the volcanic strata huge lava tubes are rather unlikely to be found. On the other hand the almost continuous steep coastline favours the formation of sea caves, sometimes occurring at different shore levels that might be correlated with ancient sea level fluctuations (Nunn 1984). Geological information has been taken from Cresswell (2016) as well as from geological maps of St. Helena on the web.

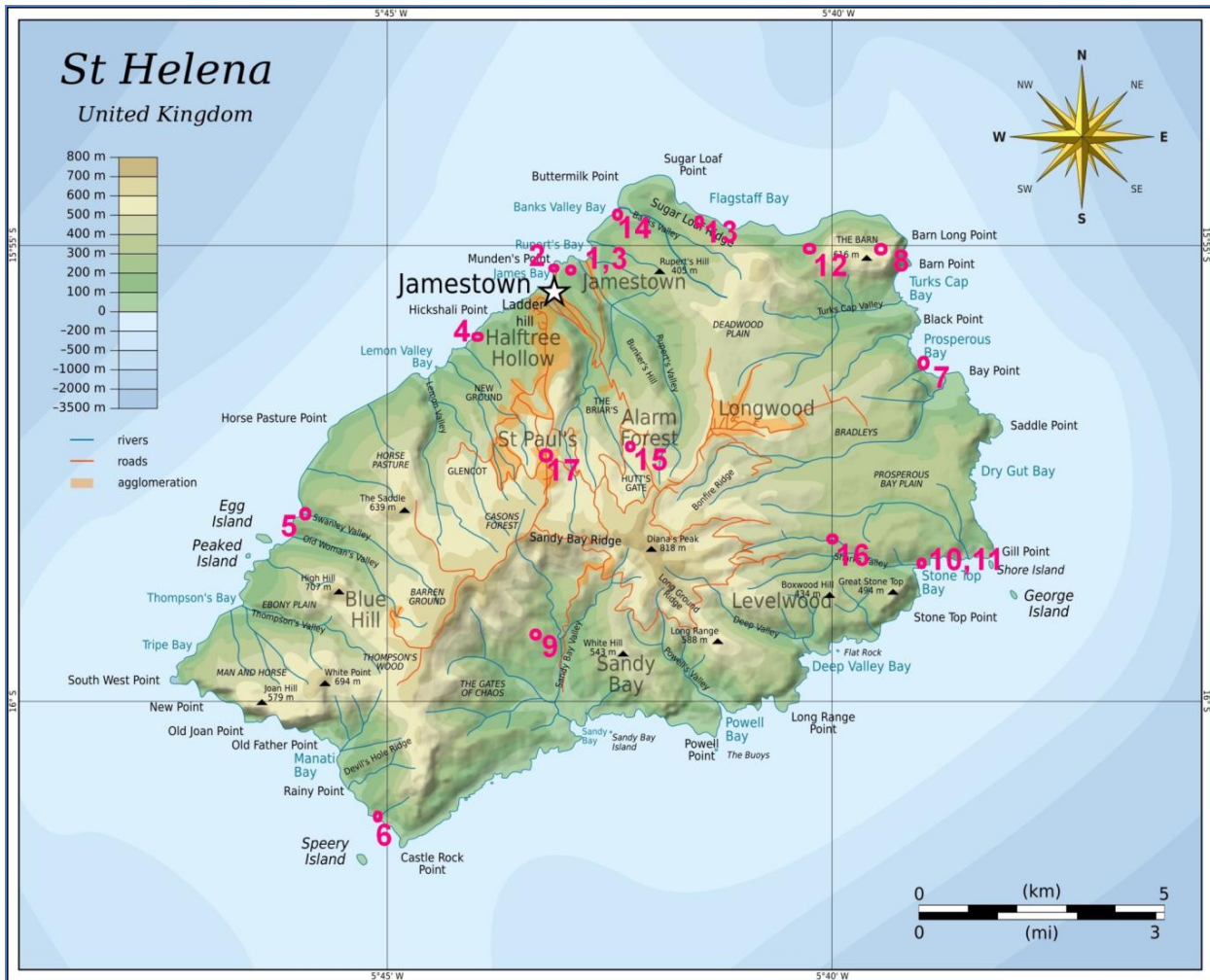


Fig. 2. Map of St. Helena, with approximate positions of the caves mentioned in this report. Author of the basic map: Oona Räisänen (Mysid) - CC BY-SA 3.0, <https://commons.wikimedia.org/w/index.php?curid=11135951>

Abb. 2. Karte von St. Helena mit ungefährender Lageangabe der erwähnten Höhlen

3. Cave descriptions

Ruperts Battery Cave (1 on Fig. 2)

After Ashmole and Ashmole (2000, p. 58) this cave, situated in a remnant of an older (14-15 Ma) pahoehoe lava flow of the “northeast volcanic centre” (Cresswell 2016) near Ruperts Bay (Fig. 2) 50 m above the current sea level, most likely is the remnant of a former lava tube. The lava tube measures a couple of meters in diameter on an average and runs steeply down the cliff, but the cave is largely filled with rubble, as Ashmole reports. However, the entrance itself does not look too inviting (Fig. 3). There is no other than Ashmole’s remark about the cave but “short”, concerning its length - nevertheless this author emphasizes the biological importance of this cave. His finding of the endemic blind booklouse *Sphaeropsocopsis myrtleae* sp.n. is a proof that there was and still is a well adapted cave fauna despite the fact that most of the former lava tubes have obviously vanished since the last volcanic activity. Approximate coordinates: $5^{\circ}43'11''\text{W} / 15^{\circ}54'55''\text{S} \approx 50\text{m a.s.l.}$

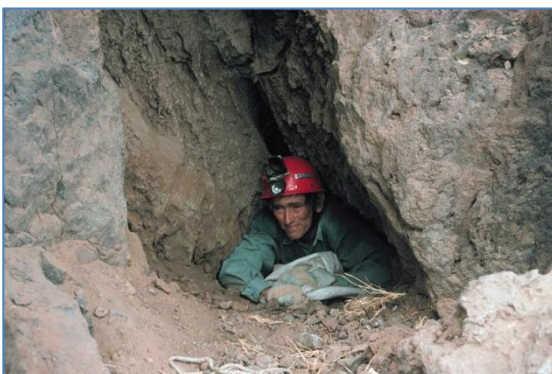


Fig. 3. Entrance to Ruperts Battery Cave (Photo by courtesy of P. Ashmole)

Abb. 3. Eingang zu Ruperts Battery Cave

Needle's Eye Cave (2)

According to Ashmole and Ashmole (2000, p. 132) this short former lava tube is situated close to the sea near Jamestown harbour (Fig. 2) in the same geological unit as (1) and may be reached by boat only. From the biological point of view Ashmole found it less interesting than Ruperts Battery Cave. Approximate coordinates: 5°43'30''W / 15°54'55''S / a few meters a.s.l.

Tree Mold Caves (3)

Ashmole and Ashmole (2000, p. 73) describe one tiny example of this rather exotic type of "cave" near Saddle Battery on Munden's Hill (Fig. 2) in the same geological unit as (1) and (2). It is in fact not passable for average sized cavers – its diameter seems to be some 20 cm only (Fig. 4). But Ashmole refers to other geological sources on the island where examples with diameters of up to 35 cm were described. In these cases the impress of the tree's bark was still visible. Tree mold caves form when parts of trees embedded in certain rocks (e.g. volcanic rocks or travertines) disintegrate, leaving hollows of sometimes cave-like size (see Bella, Gaál 2007). These objects were reported from Ladder Hill, High Knoll and Friar's Ridge.

Approximate coordinates (Ashmole's example): 5°43'11''W / 15°54'55''S / ≈ 50m a.s.l.



Fig. 4. Tree Mold "Cave" near Saddle Battery (Photo by courtesy of P. Ashmole)

Abb. 4. Tree Mold "Cave" (≈Baumverwitterungshöhle) nahe der Saddle Battery

Cave at Robinsons (4)

On the webpage of St. Helena Tourism there is one spot with a sea cave of this name. It is located between Jamestown and Lemon Valley at the mound of Robinsons Valley (Fig. 2) and can be reached via Cleugh's Plain. Obviously this is a noteworthy sea cave (Fig. 5), probably representing two generations of sea caves formed at different sea levels. It developed in the basalt of the "main shield" of the southwest volcanic centre, being some 9-10 Ma of age. Approximate coordinates: 5°44'19''W / 15°55'49''S / few meters a.s.l.

Fig. 5. Cave at Robinsons (Photo by St. Helena Tourism (CC-BY 4.0))

Abb. 5. Höhle bei Robinsons

Swanley Cave (5)

At the secluded western shore near the outlet of Swanley Valley (Fig. 2) there is a remote cave named Swanley. No information about its length is available, but the webpage-photo indicates a medium sized sea cave obviously several meters wide and deep, its geology is identical to (4). (<https://www.dailyherald.com/article/20171014/news/310149989>, last checked 19.08.2019). Approximate coordinates: 5°46'09''W / 15°57'40''S / a few meters a.s.l.

In another webpage the name "Swanley Cave" is erroneously used for a different cave (cave photo in <http://sainthelena.island.info/bluehill.htm>, last checked 19.08.2019), as the cave picture there shows Speery



Island in the background which is in fact 7 km SSE of Swanley Valley. We are sure that this cave is identical to Black Rocks Cave (6).

Black Rocks Cave (6)

Local guide Ed Thorpe describes “hidden walks” in the touristic homepage of St. Helena (<http://sthelenatourism.com/step-out-on-three-hidden-walks-that-show-the-secret-side-of-st-helena/>, last checked 19.08.2019, but for the photo use the second link from Swanley Cave !). Black Rocks Cave is one of them. It lies at the remote south-western tip of the island and can be reached from Blue Point climbing steeply down to the sea (Fig. 2). The view from the cave entrance towards Speery Island and the raised beaches is impressive, but access is said to be possible only when the sea is calm. The cave lies in the basalts of the “lower shield” of the southwest volcanic centre (10-11 Ma). Approximate coordinates: 5°45’19’’W / 16°01’06’’S / a few meters a.s.l.

Prosperous Bay Cave (7)

Nunn (1983), in his paper about ancient sea shores of St. Helena, mentions a cave at or near Prosperous Bay (Fig. 2). This sea cave is elevated 9 m nowadays and – according to the photo in Nunn’s paper – its almost vertical entrance can be reached by boat only. The geological framework in this area consists of breccias and lava flows belonging to the northeast volcanic centre. Nunn (1984) notes that “abandoned caves have been found preserved on all coasts...” at various altitudes above the current sea level, but all of them lack a speleological assessment. Very approximate coordinates: 5°39’W / 15°56’S / 9 m a.s.l.

Louden’s Ben’s Cave (8)

Jackson (1905) gives a story about a dropout nicknamed “Louden’s Ben”, whose empty “cave” was found in 1897 quite close to a sharp precipice of the western part of The Barn (northeastern tip of St. Helena, Fig. 2). It is not quite clear whether parts of this “cave” were (or are) of natural origin, but according to the description it was spacious enough for retreat. Another “cave” nearby was used as a kitchen – as the story tells furthermore. The fate of Louden’s Ben himself remains odd - he simply disappeared. His shelter was rediscovered in 1971, but the exact location “...is kept a secret to protect the cave from interference” (<http://sainthelenaisland.info/characters.htm>, last checked 20.08.2019, with a photo of his shelter in the special article about Louden’s Ben). This object is situated in the lava flows of the northeast volcanic centre. Very approximate coordinates: 5°40’ W / 15°54’S / between 250-550 m a.s.l.

Lot Cave (9)

In the records cited by Jackson (1905), a cave is mentioned, oddly situated at the top of the landmark-like rock of Lot in the southern part of the island (Fig. 2). According to the story this seemingly inaccessible rock was the hideout of mutinous black workers where they lived in a “large cave”. But the same story also mentions a “cave at the foot of Lot” which seems to be more conclusive as the actual “Post Box” walking guide from St. Helena Nature Conservation Group (2014) refers to the same incident, dating the story to 1718 and mentioning only a “large cave at the foot of Lot”. Nevertheless there is no more recent information available about this object, so far.

Lot (Fig. 6) is built up of phonolite, which ascended through pyroclasts of the southwest volcanic centre during the last intrusive volcanic activity some 7 ½ million years ago. Approximate coordinates: 5°43’32’’W / 15°59’02’’S / ≈350m a.s.l.



Fig. 6. The phonolithic volcanic dyke of Lot from the North, Sandy Bay can be seen to the far left (Photo R. Pavuza)

Abb. 6. Der phonolitische Eruptivgang des Lot, gesehen von Norden, links Sandy Bay

Stone Top Bay Sea Cave (10)

During our visit in early 2019 we encountered a noteworthy sea cave some 200 m north of the mound of the Sharks Valley (Fig. 2), currently situated some 5 m above sea level. It is roughly 10 m wide and deep and 2 m high at an average. It is a remarkable erosional feature as the obvious competition between the horizontal seabound erosion and the tipped layering of the volcanic strata yielded a clearly skewed entrance and cave (Fig. 7 and 8). Tiny salty dripstones – true pseudokarst features - can be observed in the back part of this cave (Fig. 9).

In this area basaltic lava of the main shield of the southwest volcanic centre (9-10 Ma) with interbedded softer pyroclastic layers in between are the host rocks of this sea cave. As with the Cave at Robinsons (4) different sea level elevations might have been involved during the development of Stone Top Bay Sea Cave. Coordinates : 5°39'16''W/15°58'16''S/5 m asl.



Fig. 7. Stone Top Bay Sea Cave from outside (Photo R. Pavuza)

Abb. 7. Stone Top Bay Sea Cave von außen gesehen

Fig. 8. Stone Top Bay Sea Cave from inside (Photo R. Pavuza)

Abb. 8. Stone Top Bay Sea Cave, Blick nach außen



Fig. 9. Salt stalactites inside Stone Top Bay Sea Cave (Photo R. Pavuza)

Abb. 9. Salzstalaktiten in der Stone Top Bay Cave

Stone Top Bay Tubes (11)

Close to Stone Top Bay Sea Cave and well above the elevated seashore there are several peculiar holes in the vertical to overhanging rock face quite looking like (pseudo?)lava-tunnels, sometimes used by breeding birds (Fig. 10 and 11). We could not check whether those tubes, being 1-2 m in diameter, continue more than the few meters which are visible from below, as an access without safety equipment looked too risky.

The sparse geological information about this remote area displays basalts from the lower shield of the southwest volcanic centre, but on the site one is rather reminded of pillow lava or large pyroclastics. Coordinates : 5°39'16''W / 15°58'16'' / 10 - 15 m a.s.l.

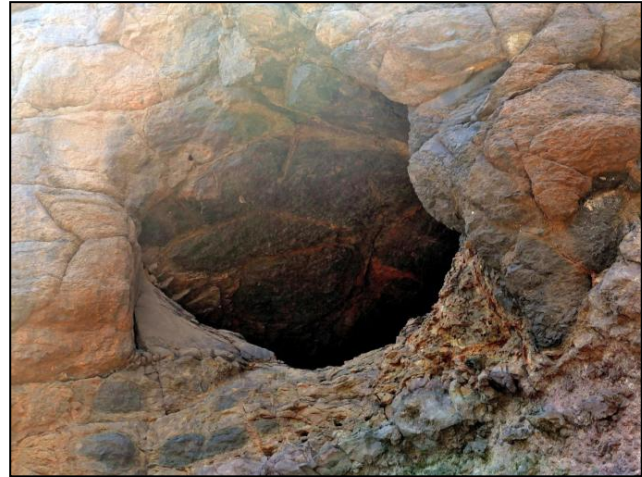


Fig. 10. Shoreline at Stone Top Bay with “lava tubes” (Photo R. Pavuza)

Abb. 10: Küstenbereich in der Stone Top Bay mit „Lavaröhren“

Fig. 11. Close up of Fig.10, a 1 – 2 m wide cave entrance (?) at Stone Top Bay (Photo R. Pavuza)

Abb. 11: Tele-Ausschnitt der Abb. 10, 1-2 m durchmessender Höhlen(?)eingang in der Stone Top Bay



Flagstaff Bay Sea Cave (12)

High – some 100 m - above the shoreline in Flagstaff Bay (Fig. 2) a steeply downsloping, huge cave entrance at the eastern drops of the Barn is visible from Sugar Loaf Trail (Fig. 12), which runs from Longwood Plain (the place where Napoleon Bonaparte finally lived and died) 500 m down to the sea. Its appearance resemble some of the caves on the Ascension Island, namely the “Proto-caves” at the White Hill (Pavuza, Cech 2014, p.14, fig.11). From our remote position we could not evaluate whether the cave continues upwards (see “Options/Outlook”), but the entrance is so huge that a certain subsurface space might exist (Fig. 13). The access from the sea does not look too promising due to loose material on the steep slope. Abseiling from the Barn needs proper technical equipment.

The cave is situated in the submarine basal breccia of the northeastern volcanic centre, some 15 Ma old. Approximate coordinates: 5°40'31''W / 15°54'42''S/ ≈ 100 m a.s.l.



Fig. 12. Flagstaff Bay Sea Cave, seen from Sugar Loaf Trail (Photo R. Pavuza)

Abb. 12. Flagstaff Bay Sea Cave, vom Sugar Loaf Trail aus gesehen

Abb. 13: Tele-photograph detail of Fig. 12, Flagstaff Bay Cave (Photo R. Pavuza)

Abb. 13: Teleaufnahme der Flagstaff Bay Cave, siehe Abb. 12



Sugar Loaf Arch (13)

Not a cave in the common sense, this object can be seen from Sugar Loaf Trail (Fig. 2). A discussion may come up whether this arch is the final residue of a former larger cave or formed when the ridge reached a certain critical thickness – another example of the classic “chicken or the egg” causality dilemma (Fig. 14). Host rock is the basal pyroclastic lava of the northeast volcanic centre which makes the second alternative more likely to us. Approximate coordinates: 5°41'55''W / 5°54'33''S / 380 m a.s.l.

Fig. 14. Sugar Loaf Arch with the NW tip of the Barn in the background (Photo R. Pavuza)

Abb. 14. Sugar Loaf Arch mit dem Nordwestende des “Barn” im Hintergrund



Banks Bay Sea Cave (14)

Some 100 m south of the old Banks Battery at the northern tip of the island (Fig. 2) – just below the path to Rupert’s Bay – a set of sea caves is clearly visible. For sure Nunn (1984) also visited this area.

At least the cave in the foreground extends some meters inland and has also exposed circular entrances similar to those of Stone Top Bay in its wall several meters above sea level (Fig. 15) but these extend just a couple of meters only. This object might be reached when the sea is calm (only then swimming is said to be possible here). The tides - barely reaching one meter around St. Helena - are less troublesome for the potential caver than the fierce surf.



Basal pyroclastics and lava flows from the northeast volcanic centre are host rocks. Coordinates 5°42'29''W / 15°54'21''S / 0 to 10 m a.s.l.

Fig. 15. Banks Bay Sea Cave, seen from Banks Battery (Photo R. Pavuza)

Abb. 15. Banks Bay Sea Cave, von Banks Battery aus gesehen

Cave at Alarm Forest (15)

The currently most used – but slightly outdated – touristic map of St. Helena (www.gizimap.com) shows an distinct inscription “Cave” some 700 m south of the elevated settlement of the Alarm Forest (Fig. 2). However, no information on the spot exists and due to dense vegetation a verification may be tricky. Approximate coordinates 5°42'29''W / 15°57'00'' / ≈500m a.s.l.

Hancock’s Hole (16)

In the current map as well as in the “Post Box” walking guide from St. Helena’s Nature Conservation Group (2014) Hancock’s Hole is mentioned in the upper Shark’s Valley in the eastern part of the island (Fig. 2). This spring is the main water supply of St. Helena for the time being but hidden behind dense and - besides a few trails - almost impenetrable wild-mango vegetation (Fig. 16). Its name derives from a “rebellious planter” who used it as a hiding place in 1685. In Macintosh (1812) a “cave called Hancock’s Hole” is mentioned explicitly. The overflow from the spring causes a magnificent scenery, where the lush

vegetation contrasts dramatically with the bald outcrops of the lava sequences. Less permeable layers of the gently dipping basalts of the southwest main shield cause the outflow of water in this deeply incised valley. Downstream a couple of small caves in the steep flanks of the valley above the narrow path to the seashore (and subsequently to the Stone Top Bay with its caves) have not yet been explored either. Approximate coordinates: 5°40'12''W / 15°58'02''S / 240 m a.s.l.

Fig. 16. Hancock's Hole in Shark's Valley is hidden in the dense green wild-mango vegetation, somewhere left of this view (Photo R. Pavuza)

Abb. 16. Hancock's Hole im Shark Valley liegt verborgen hinter der dichten Vegetation von wilder Mango, etwas links dieses Bildausschnittes.



Plantation House Hole (17)

In the vicinity of the Plantation House where the governor of St. Helena, Ascension Island and Tristan de Cunha resides, adjacent to the car park for visitors of the area a small cave or tunnel of barely 10 m length can be visited (Fig. 2). Its artificial and/or natural origin and its former usage remains somewhat obscure (Fig. 17). On this otherwise quite informative spot there is no information at all about this small object, situated in lower basalts of the upper shield of the southwest volcanic centre. Coordinates: 5°43'30''W / 15°57'02''S / 555 m a.s.l.



Fig. 17. Cave/tunnel near Plantation House, height and width some 2 m (Photo R. Pavuza)

Abb. 17. Höhle oder Stollen nahe Plantation House, ca. 2 m breit/hoch.

4. Options/Outlook

There is an obvious lack of professional cave surveying as well as of more thorough speleogenetic studies concerning the different types of caves on this remote island. The potential for finding new caves is given, in particular in the lower sections of the numerous steep valleys close to the sea above the zones with dense vegetation.

Some of the remote and exposed caves may be explored with the help of drones with HD cameras (even though some restrictions apply here) as the ascent/descent to the cave entrances on precipitous walls and scarps sometimes with loose gravel might not be worth the trouble as long as there is no proof of continuation behind the visible cave entrance.

Ashmole (2000) searched intensively for “subsurface spaces” in order to find some other endemic species apart from the one in Ruperts Battery Cave. But some of the caves mentioned here in our listing he did not check during his explorations. Therefore a supplemental biospeleological screening might be rewarding too.

References

- Ashmole P., Ashmole M. 2000. St. Helena and Ascension Island: a natural history. Anthony Nelson, Shropshire, England.
- Bella P., Gaál L. 2007. Tree mould caves within the framework of cave genetic classification. *Nature Conservation* 63: 7-11.
- Cresswell J. 2016. The geology of Saint Helena, Ascension Island and Tristan da Cunha Deposits. *Magazine* 45: 16-23.
- Jackson E.L. 1905. St. Helena: The historic island from its discovery to the present date.. Whittaker, New York.
- Macintosh R. J. Ed. 1812. Memoirs of the life of the right honourable Sir James Macintosh. 2 Vol's, 2nd Ed., London, Edw. Moxon.
- Nunn P.D. 1983. St. Helena's ancient shores.-*The Geographical Magazine* 55, 5: 252-257
- Nunn P.D. 1984. Evidence for Late Quarternary sea level change around St. Helena Island, South Atlantic. *Catena* 11: 87-195.
- Pavuz R., Cech P. 2014. Caves of Ascension Island – an introduction. *Pseudokarst Comm. Newsletter* 24: 11-16.
- St. Helena Nature Conservation Group Eds. 2014. A description of the Post Box walks of St. Helena.- Jamestown, St. Helena.

HINWEISE ZU HÖHLEN AUF ST. HELENA (SÜDATLANTIK)

1. Vorbemerkungen

Im Februar 2019 reisten wir nach St. Helena, jener abgelegenen Insel im Südatlantik (Abb. 1), die als Exil für Napoleon Bonaparte trotz ihrer geringen Größe weltbekannt wurde. Höhlenkundliche Erkundungen waren dabei nicht vorgesehen. Wie auch immer: in der Literatur, im Web sowie vor Ort fanden wir Hinweise auf einige Höhlen, von denen einige allerdings in derartig exponierten Positionen liegen, sodaß ein Besuch nur mit technischen Hilfsmitteln sowie mit Booten möglich ist.

Die vorliegende Liste ergänzt die Zusammenschau über die Höhlen von Ascension Island (siehe Newsletter 24), jener weiteren britischen Insel im Südatlantik, die rund 1300 km NW von St. Helena liegt. Die meisten beschriebenen Höhlen harren noch einer umfassenden speläologischen Untersuchung und könnten als "untypische Vulkanhöhlen" auch für die Pseudokarstforscher interessant sein.

Der bekannte britische Biologe Philip Ashmole beschrieb einige Höhlen in seiner umfassenden Monographie über die Naturgeschichte von St. Helena und Ascension Island aus biologischer Sicht und zitiert auch eine Arbeit (Nunn 1984), die einige Meereshöhlen und ihre Relation zu Meeresspiegelschwankungen behandelt.

Wo immer in der Literatur Höhlennamen erwähnt wurden, werden diese in der vorliegenden Auflistung verwendet, andernfalls wurde den Höhlen Namen gegeben, die prioritär Ortsbezeichnungen enthalten.

Die Bilder und Internet-Links zu den einzelnen Höhlen finden sich im englischsprachigen Teil.

Geologische Anmerkungen

St. Helena, eine Vulkaninsel von ca. 120 km² Größe liegt rund 400 km östlich des Mittelatlantischen Rückens. Ihr Vulkanismus kam vor 7 Mill. Jahren zum Erliegen. Sie ist geprägt von einer intensiv erodierten Vulkanlandschaft mit fast durchwegs steilen, kahlen Küsten, tief eingreifenden und nur in ihren basalen Bereichen mit dichter Vegetation versehenen Tälern und - stark kontrastierend - einer merklich sanfteren und mit subtropischer Vegetation versehenen Hochfläche, die eine Höhe von 818 m erreicht. Aufgrund des Alters des Vulkanismus und der intensiven Erosion sind große Lavaröhren allenfalls in Relikten zu erwarten. Andererseits ermöglichten die Steilküsten und die starke Brandung die Ausbildung von Meereshöhlen, die auch mit Meeresspiegelschwankungen der geologischen Vergangenheit in Zusammenhang gebracht werden (Nunn 1984). Geologische Informationen bei den einzelnen Höhlen wurden dem Artikel von Cresswell (2016) sowie aus geologischen Karten von St. Helena im Web entnommen.

Die einzelnen Höhlen finden sich in einer Übersichtskarte (Abb. 2), die oft nicht sehr genauen Koordinaten finden sich bei den einzelnen Höhlen in der englischen Beschreibung.

3. Höhlenliste

Ruperts Battery Cave (1)

Nach Ashmole & Ashmole (2000, p. 58) ist dies der letzte Rest einer ehemaligen Lavaröhre in einem der älteren Gesteine der Insel, Pahoe-Lava (14-15 Ma) des "Nordöstlichen Vulkanzentrums" (Cresswell 2016). Im Durchschnitt misst das Objekt 2 m im Querschnitt, verläuft steil abwärts parallel zur Steilküste in

Ruperts Bay (Abb. 2) und ist weitgehend mit Geröll verfüllt. Genauere Angaben zur Länge fehlen. Wie auch immer - der Eingang schaut wenig einladend aus (Abb. 3), doch hat die Höhle durch die Entdeckung des Endemiten *Sphaeropsocopsis myrtleae* sp.n. - zu den Staubläusen gehörend - durch Ashmole (2000) vor Augen geführt, daß es echte Höhlenfauna auch auf St. Helena gibt.

Needle's Eye Cave (2)

Nach Ashmole & Ashmole (2000, S.132) liegt diese kleine Lavaröhre im Küstenbereich nahe dem Hafen von Jamestown (Abb. 2) in der selben geologischen Einheit wie (1) und kann nur per Boot erreicht werden. Ashmole attestiert dieser Höhle aber keine besondere biologische Relevanz.

Tree Mold Caves (3)

Ashmole & Ashmole (2000, Seite 73) beschreiben ein Beispiel einer eher kleinen "Baumverwitterungshöhle" ("tree mold cave") in der Nähe der Saddle Battery am Munden's Hill (Abb.2) in der selben geologischen Einheit wie (1) und (2). An sich ist das Objekt (Abb. 4) für den durchschnittlichen Höhlenforscher sicher nicht befahrbar (Durchmesser ca. 20 cm), doch verweist Ashmole auch auf andere geologische Quellen über St. Helena, wo Objekte von bis zu 35 cm Durchmesser beschrieben werden. In einigen Fällen war der Rindenabdruck des ehemaligen Baumes noch zu sehen. Diese Objekte sollen im Bereich von Ladder Hill, High Knoll und Friar's Ridge liegen Baumverwitterungshöhlen bilden sich, wenn Baumstämme und große Äste in bestimmten Gesteinen –z.B. Lava, aber auch Kalktuffen – eingeschlossen wird. Später verwittert das organische Material und hinterläßt einen Hohlraum (Bella & Gaál 2007)

Höhle bei Robinsons (4)

Auf der Homepage der Tourismusagentur von St. Helena findet sich ein Hinweis auf eine Höhle mit dieser Bezeichnung. Sie liegt an der Nordküste zwischen Jamestown und Lemon Valley am Ausgang des Robinson Valley (Abb. 2) und wird über Cleug's Plain erreicht. Ganz offensichtlich ist dies eine erwähnenswerte Meereshöhle (Abb. 5), die möglicherweise bei zwei unterschiedlichen Meeressständen entstanden ist. Sie hat sich in den Basalten des "Hauptschildes" des südwestlichen Vulkanzentrums (Cresswell 2016) entwickelt, das sich vor 9-10 Mill. Jahren gebildet hat.

Swanley Cave (5)

An der einsamen Westküste am Ausgang des Swanley Valley (Abb. 2) liegt eine Höhle diesen Namens. Obgleich es keinen Hinweis auf die Größe des Objektes gibt, findet sich im Internet (Link bei der englischen Beschreibung) ein Foto, das eine mittelgroße, mehrere Meter breite und tiefe Brandungshöhle zeigt, deren geologische Rahmenbedingung jener bei (4) ident sind. Auf einer anderen Webseite (s. Link) wird dieser Höhlennamen indessen fälschlicherweise für eine andere Höhle verwendet. Auf dem dortigen Foto ist Speery Island im Hintergrund zu sehen, das jedoch 7 km SSE vor dem SW-Eck der Insel liegt. Bei dieser Höhle handelt es sich unserer Ansicht nach um Black Rocks Cave (6).

Black Rocks Cave (6)

Der lokale Wanderführer Ed Thorpe beschreibt im Rahmen der touristischen Internetseiten von St. Helena (s.Link, für das Foto siehe aber den zweiten Link bei der Swanley Cave) "versteckte" Wanderwege, einer davon führt zu Black Rocks Cave. Sie findet sich am abgelegenen SW-Eck der Insel und ist - sehr steil absteigend - von Blue Point aus zu erreichen (Abb. 2). Der Ausblick aus der Höhle mit Blick auf Speery Island und die in Relation zum Meer erhöhten Brandungsterrassen ist atemberaubend, doch ist die Höhle nur bei ruhiger See erreichbar. Sie liegt in den Basalten des tieferen Schildes des südwestlichen Vulkanzentrums (10-11 Mill. Jahre).

Prosperous Bay Cave (7)

Nunn (1983) beschreibt in seiner Arbeit über Meeresspiegelschwankungen und die assoziierten Küstenformen eine Brandungshöhle im Bereich der Prosperous Bay (Abb. 2) im Nordosten der Insel. Sie liegt heute 9 m über dem Meeresspiegel und kann nur per Boot erreicht werden, da ihr steil abfallender Eingang in einem sehr steilen Küstenabschnitt liegt. Die Geologie ist geprägt von Brekzien und Lava des nordöstlichen Vulkanzentrums. Nunn (1984) schreibt weiterhin, daß sich Meereshöhlen an allen Küstenabschnitten und in allen möglichen Höhenlagen über dem Meeresspiegel finden. Alle diese Objekte warten noch auf ihre speläologische Erforschung.

Louden's Ben's Cave (8)

Jackson (1905) erzählt die Geschichte eines Aussteigers im 19. Jahrhundert mit dem Spitznamen "Louden's Ben", dessen "Höhle" 1897 hart am Rande eines tiefen Abbruches im Bereich des "Barn" an der Nordostecke der Insel wiedergefunden wurde (Abb. 2). Es kann sein, daß Teile dieses offenbar einigermaßen geräumigen Unterstandes natürlichen Ursprunges sind, ebenso wie eine auch erwähnte zweite "Höhle", die er als Küche benutzt hat. Die Geschichte des etwas verrückten Aussteigers endet diffus: er

verschwand einfach. Man vermutet, er sei die Klippen hinabgestürzt. Nachdem das Objekt in Vergessenheit geriet, wurde es schließlich 1971 erneut entdeckt, die genaue Lage wird jedoch "zum Schutz der Höhle" geheimgehalten (s. Link). Angelegt ist das Objekt in der Lava des nordöstlichen Vulkanzentrums.

Lot Cave (9)

In den Aufzeichnungen, die Jackson (1905) zitiert, findet sich ein Hinweis auf eine Höhle, sich eigenartigerweise im Gipfelbereich des Lot, einem steilen Vulkanstotzen in Süden der Insel (Abb. 2) befinden sollte. Die Geschichte erzählt von einer Gruppe aufständischer (farbiger) Arbeiter, die sich dort in einer "großen Höhle" versteckten. Dieselbe Geschichte spricht aber auch von einer Höhle am Fuße des Lot. Dies klingt glaubwürdiger, als auch der aktuelle Wanderführer zu den "Postkasten-Wanderungen" (am Ende dieser Wanderungen findet sich meist in einem alten englischen Postkasten das Tourenbuch, Anm. d. Red.) nur von dieser letztgenannten "großen" Höhle spricht und den Vorfall ins Jahr 1718 datiert. Weitere Informationen sind uns darüber nicht bekannt. Lot stellt einen phonolithischen Magmenkeil in Pyroklasten des südwestlichen Vulkanzentrums dar und ist ca. 7 ½ Millionen Jahre alt (Abb. 6).

Stone Top Bay Sea Cave (10)

Während unseres Besuches im Frühjahr 2019 haben wir diese erwähnenswerte, jedoch nirgendwo angeführte Meereshöhle besucht. Sie liegt 200 m nördlich des Talausganges des Sharks Valley (Abb. 2). Gegenwärtig liegt sie mindestens 5 m über dem aktuellen Meeresspiegel und ist rund 10 m breit und tief sowie im Schnitt 2 Meter hoch. Sie ist insofern bemerkenswert, als hier eine geomorphologische Konkurrenz zwischen der horizontal wirkenden Erosion der Brandung und der schrägen Lagerung der weicheren Zwischenlagen der Vulkanite auftritt, die letztlich aber doch zur Ausbildung einer recht schräg verlaufenden Höhle mit vagen Andeutungen einiger Paläo-Meeresspiegel führte. (Abb. 7 und 8). Kleine Salzstalaktiten - als echte Pseudokarsterscheinungen - vervollständigen das Bild dieser kleinen Höhle (Abb. 9), die in den basaltischen Laven mit einigen weichen pyroklastischen Zwischenlagen des Hauptschildes des südwestlichen Vulkanzentrums (9-10 Mill. Jahre) angelegt ist.

Stone Top Bay (Lava-)Röhren (11)

Unweit der Stone Top Bay Sea Cave (10), jedoch deutlich über dem erhöhten Strandniveau, in dem (10) liegt, finden sich mehrere merkwürdige Röhren in der vertikalen, teilweise überhängenden Felswand, die wie (Pseudo-)Lavatunnel anmuten. In den kleineren der Röhren brüten mitunter Meeresvögel (Abb. 10 und 11). Wir konnten ohne Hilfsmittel diese 1-2 m durchmessenden Röhren jedoch nicht erreichen. Die spärliche geologische Literatur über diese Gegend weist Basalte des tieferen Schildes des südwestlichen Vulkanzentrums aus, doch wirken die Gesteine fast wie Pillow-Laven oder zumindest große Pyroklastika.

Flagstaff Bay Sea Cave (12)

Ein sehr steil zum über 100 m tiefer liegenden Meer abfallendes, riesiges Höhlenportal ist in der Flagstaff Bay (Abb. 2) in den östlichen Steilabfällen des "Barn" vom Sugar Loaf Trail aus zu sehen (Abb. 12). Dieser Pfad führt von Longwoods Plain – jener hochgelegenen Gegend, in der Napoleon Bonaparte bei seiner Verbannung die letzten Lebensjahre verbrachte - 500 m hinunter zum Meer. Der Höhleneingang erinnert an manche Höhlen auf Ascension Island, namentlich die Protohöhlen am White Hill (Pavuz, Cech 2014, Seite 14, Abb. 11). Ob sich die Höhle fortsetzt, war von der Beobachtungsposition aus nicht zu entscheiden, die Größe des Einganges (Abb. 13) könnte eher dafür sprechen. Der Anstieg zu dieser Höhle erscheint steinschlaggefährdet, der Zugang von oben erfordert Einseiltechnik (siehe dazu auch die Anmerkungen im Abschnitt "Ausblick und Optionen"). Das Objekt liegt in der submarinen Basalbrekzie des nordöstlichen Vulkanzentrums, mit einem Alter von 15 Millionen Jahren gehört diese Sequenz zu den ältesten Gesteinen der Insel.

Sugar Loaf Arch (13)

Es handelt sich bei dieser exponierten Felsbrücke (Abb. 14) unweit des Sugar Loaf Trails (Abb. 2) an sich um keine Höhle im herkömmlichen Sinn, doch stellt sich letztlich doch die Frage, ob das Objekt erst im Laufe der Zeit im immer schmaler werdenden Felskammes entstand oder den letzten Rest einer ehemals größeren Höhle darstellt (dies erinnert ein wenig an das chronologische Problem in der Geschichte von der Henne und dem Ei.). Muttergesteine sind die basalen pyroklastischen Laven des nordöstlichen Vulkanzentrums. Dieser geologische Befund macht aus unserer Sicht die erste Variante der Entstehung wahrscheinlicher.

Banks Bay Sea Cave (14)

Rund 100 m südlich der alten Banks-Geschützstellung im Norden der Insel (Abb. 2) liegt knapp unterhalb des Pfades nach Rupert's Bay eine Gruppe von Meereshöhlen. Es ist anzunehmen, daß Nunn (1984) diesen Bereich auch besucht hat. Zumindest jene Höhle, die auf dem Foto (Abb. 15) im Vordergrund

zu sehen ist, erstreckt sich einige Meter landwärts und zeigt in ihrem Randbereich noch einige weitere Eingänge mehrere Meter über dem Meer, die jedoch nur wenige Meter in den Fels reichen dürften. Bei ruhiger See (selten!) sollte das Objekt schwimmend oder wadend zu erreichen sein, die Brandung ist für die Befahrung hier weitaus relevanter als die relativ geringen (maximal 1 m erreichenden) Gezeitenschwankungen.

Höhle bei Alarm Forest (15)

Die aktuelle (wiewohl leicht veraltete) touristische Landkarte von St. Helena (www.gizimap.com) zeigt eine eindeutige Beschriftung "cave" rund 700 m südlich der hochgelegenen Ansiedlung "Alarm Forest" (Abb. 2). Vor Ort findet sich indessen kein Hinweis und die Nachsuche in der dort dichten Vegetation könnte recht aufwändig sein.

Hancock's Hole (16)

In der bei (15) erwähnten Landkarte sowie im Post Box Walking Guide (2014) der St. Helena Conservation Group wird Hancock's Hole im oberen Sharks Valley im Osten der Insel (Abb. 2) erwähnt. Es handelt sich um eine relativ starke Quelle, die derzeit die Hauptwasserversorgung der Insel darstellt. Ihr Überlauf rinnt in die Talsohle und bedingt dort eine überaus dichte Vegetation von wilder Mango (hat nichts mit den uns bekannten Mangofrüchten zu tun!), die sich eindrucksvoll von den kahlen Vulkanfelsen darüber abhebt (Abb. 16). Nur ein enger Pfad ermöglicht hier den Durchgang. Der Name kommt von einem rebellischen Plantagenbesitzer, der sich 1685 hier versteckte. Bei Macintosh (1812) wird im Zusammenhang mit dieser Geschichte ausdrücklich eine große Höhle erwähnt.

Weiter unterhalb in diesem tief eingeschnittenen, spektakulären Tal finden sich einige weitere kleine Höhlen oberhalb des schmalen Pfades hinunter zum Meer und weiter zur Höhle in der Stone Top Bay (10). Sie wurden jedoch ebenfalls noch nicht genauer untersucht.

Plantation House Hole (17)

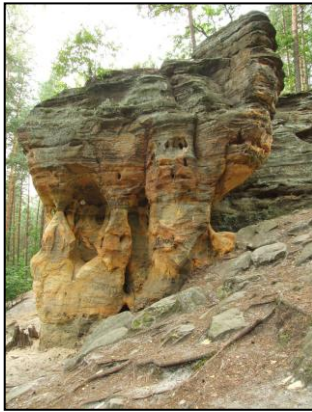
Unweit des Plantation House, der Residenz des Gouverneurs von St. Helena, Ascension Island und Tristan de Cunha (Abb. 2), gleich neben dem Parkplatz für Besucher findet man eine kleine Höhle bzw. einen kurzen Tunnel von rund 10 m Länge (Abb. 17). Seine Genese – ob natürlich oder/und künstlich - bleibt vorderhand unklar. Vor Ort gibt es bei dieser ansonst gut dokumentierten Lokation keinerlei Hinweise auf das Objekt, das in den tieferen Basalten des oberen Schildes das südwestlichen Vulkanzentrums liegt.

Ausblick und Optionen

Der Mangel an einer umfassenden speläologischen Erforschung der verschiedenen Typen von Höhlen von St. Helena ist augenscheinlich - die vorgelegte Liste kann nur ein erster Anfang dazu sein. Die Aussichten, neue, hier noch nicht genannte Höhlen zu finden ist gegeben, freilich vor allem im Küstenbereich und in den manchen Abschnitten der steil eingeschnittenen Täler. Dabei könnten Dronen mit HD-Kameras durchaus hilfreich sein, die den oft mühsamen Anstieg zu vielleicht nicht immer tieferreichenden Höhlenportalen ersparen. Allerdings gibt es in einigen Inselbereichen hier Restriktionen. Für andere exponierte Höhlen braucht man Boote bzw. technisches Material (Einseiltechnik).

Ashmole (2000) hat auf St. Helena intensiv nach "unterirdischen Räumen" gesucht, in denen sich mögliche Endemiten finden könnten, wie es dann auch in der Ruperts Battery Cave der Fall war. Doch hat er nicht alle der hier genannten Objekte besuchen können. Eine biospeläologische Nachsuche erscheint deshalb durchaus sinnvoll und aussichtsreich.

Literatur und Links: siehe englischsprachiger Text



FIRST CIRCULAR

14. INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON PSEUDOKARST ŚWIĘTOKRZYSKIE (HOLY CROSS) MOUNTAINS CENTRAL POLAND Chęciny 4-7.06.2020

SYMPOSIUM TOPIC

Pseudokarst caves in present-day exploration and scientific research

Pseudokarst (non-karst) caves represent great number of caves discovered, explored and studied currently and in the past. However, they are still underestimated in publications, presentations and media reports dedicated to cave exploration and research. Just now the International Union of Speleology is preparing its activities for the International Year of Caves and Karst. “Karst” is clearly called in this Year name, but we know that many caves are not related to karst. Which will be our contribution to the organisation of this year? How will non-karst caves be “visible” during this Year and discerned after its completion? This problem and other similar topics will be subjects of discussion during the 14. International Symposium of Pseudokarst in the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mountains, Central Poland.

SYMPOSIUM PROVISIONAL PROGRAM

Thursday, 4th June 2020 – arrival of participants,
evening: walk to the Chęciny town and medieval castle

Friday, 5th June 2020 – scientific sessions
evening: meeting of the UIS Pseudokarst Commission

Saturday, 6th June – field scientific session (excursion): “Świętokrzyskie Mts. – geology, structural geomorphology, sandstone crags and non-karst caves”

Sunday, 7th June – half day excursion: “Świętokrzyskie Mts. – karst and consequence (anthropogenic) caves”,
departure of participants

Sunday-Wednesday, 7-10th June – post-conference excursion: “Pseudokarst and karst caves of the Beskidy Mountains and Pieniny Mountains” (starting after the Sunday excursion)

The program could be modified depending on number of presentations or participants.

SYMPOSIUM WEBSITE AND CONTACTS

Symposium website: 14pseudokarst.wonders4you.com
Symposium e-mail address: 14pseudokarst@iop.krakow.pl
Personal addresses: urban@iop.krakow.pl (Jan Urban)
buczek@iop.krakow.pl (Krzysztof Buczek)
Telephone numbers: +48 694 670 815 (Jan Urban)
+48 506 939 867 (Krzysztof Buczek).

REGISTRATION OF PARTICIPANTS

First registration of all participants must be done by submission of the initial registration form (attached) to the symposium e-mail address up to 15th January 2020. If there is no confirmation of receiving this form, please send it to one of the personal e-mail addresses given above. 2nd Circular and detailed registration form will be sent to people already registered on the basis of submitted initial registration forms.

KEY DATES

31st January 2020 – deadline of preliminary registration (necessary for all participants)
(prolonged to the 15th February)

15th February 2020 – second circular (with details on costs, payment possibilities, access to the Symposium place, detailed registration form)

30th March 2020 – deadline of papers’ submission,
30th March 2020 – deadline of payment and second (detailed) registration form submission

15th May 2020 – third circular (with detailed program and more details on access of the Symposium place)

4-7th June 2020 – 14th International Pseudokarst Symposium, Chęciny
7-10th June 2020 – post-conference excursion

ESTIMATED COSTS

Costs of the Symposium, which we – organisers – would like to keep relatively small, depend on number of participants and possible sponsoring. Therefore, currently, we can only estimate them. The exact costs will be quoted in the 2nd Circular.

Symposium fee (covering: participation in scientific and field sessions, evening excursion to the Chęciny castle, hotel and full board, Symposium materials, possible transport Kielce-Chęciny) – ca. 670 PLN = ca. 170 euro

Costs of the Sunday half-day excursion (including lunch) – ca. 60 PLN = ca 15 euro

Cost of the post-Symposium excursion – ca. 600 PLN = ca. 140 euro

Individual calculation of costs in a case of shorter stay or resignation from part of activities/services is possible (see the next, 2nd circular).

Payments will be paid via bank transfers to the account which will be provide in the 2nd Circular.

SCIENTIFIC SESSION AND CONFERENCE PUBLICATION

During the scientific sessions lectures and posters will be presented. All themes connected with exploration, documentation and scientific – geological, geomorphological, biological, archaeological, historical (history of exploration), etc. – studies of non-karst caves, as well as similar pseudokarst landforms are welcome. The language of presentations is English, time length of presentations will depend on their number, but usually it is estimated at 15-20 minutes.

All materials presented during the scientific sessions can be published in the volume of Symposium materials, that include: field session guidebook and papers accepted by the Scientific Committee. The proposed length of papers is up to 5 pages A4 of a text (Times New Roman 12pt, line spacing 1,5), i.e. maximum 10 000 characters, including reference list and figures. The text should be sent as a WORD file, whereas figures should be prepared as JPG files of high quality (scanned maps will not be accepted, except for historical materials).

FIELD SESSION AND EXCURSIONS

The main field session on Saturday will include visiting several geo(morpho)logical sites of the Świętokrzyskie Mountains in which crags and non-karst caves occur. The caves are rather short, some of them are narrow but dry and not dirty. Therefore, part of them are easily accessible, while an entry to the others requires light and touristic clothes (typical cave coverall is not necessary for most of them). The access to some sites requires 1-2 km long walk in forest, so touristic shoes are necessary and cape/umbrella could be needed (depending on the weather).

The Thursday evening excursion to the Chęciny town and medieval castle (ca 3 hours) comprise sightseeing of geological outcrops in the ECEG neighbourhood and then walk to the castle and town. Touristic shoes and possibly cape/umbrella (depending on a weather) could be needed.

The Sunday half-day excursion will include visits of historical mining fields (Miedzianka or Góra Żakowa) with open underground galleries/caves and then sightseeing of the Underground Touristic Trail in the Kadzielnia Hill (Kielce) and Geoeducational Centre in Wietrznia (Kielce). Touristic shoes and possibly cape/umbrella could be needed. In underground galleries light and hardhead is necessary.

During the post-Symposium excursion typical gravity induced caves in the Beskid Wyspowy Mountain Group (Mt. Łopień), several hundred metres long, will be explored, therefore typical cave equipment (light, hardhead and coverall, but not rope) and adequate skills are necessary. Shorter but not less interesting non-karst and karst caves will be visited in the Pieniny Mountains. The access to the visited caves requires walks up and downhill (0.5-2 hour). The excursion will be closed at midday/afternoon, 10th June in Kraków, therefore Kraków is a convenient place of arrival and departure of this excursion participants. We can also help in an arrangement of longer stay in Kraków.

VENUE

The Symposium will be held in the European Centre for Geological Education (ECEG) of the University of Warsaw in Chęciny (<https://www.eceg.uw.edu.pl/en/>). The Centre, completed in 2015, is very modern place of scientific meetings and workshop, as well as education on an university level, with conference hall, laboratory and hotel. It is situated within the abandoned quarry on Mt Beylina hillslope, next to the geological nature reserve “Góra Rzepka”, that comprises geological outcrop of the Devonian dolomites with very interesting tectonic, mineralogic and palaeokarst phenomena.



HOW TO GET TO ECEG/CHĘCINY

Chęciny is small town situated in central Poland, near Kielce city (15 km far from it), a capital of the Świętokrzyskie Province (Świętokrzyskie Voivodship). It can be easily reached by car from the neighbouring countries, because it is located next to the Kraków-Warszawa road (S-7). The closest international airports are: John Paul II International Airport in Kraków-Balice, and Warsaw Chopin Airport in Warszawa. Transportation from these airports to Kielce can be by public train or bus (2-3 hour trip). Transportation from Kielce to the ECEG in Chęciny, if needed, will be provided by organisers, according to individual arrangements with participants.

Detailed information and connections will be provided in the 2-nd circular and subsequently, during an individual correspondence with participants.

REGIONS

The Świętokrzyskie (Holy Cross) Mountains is a geological region situated within the Trans-European Suture Zone (between the European Paleozoic Platform and East-European Craton). It is built of sedimentary rocks representing every periods from Cambrian to Jurassic outcropped in this region, whereas “the rest of the Stratigraphic Table” is accessible in the adjacent Niecka Nidziańska (Nida Basin) region. Two principal geological units are distinguished in this region: Palaeozoic Core strongly tectonically modified during the Variscan Orogenesis (Upper Carboniferous, Lower Permian) and Permian-Mesozoic Marginal Zone, tectonically shaped due to less advanced Alpine movements (Cretaceous-Paleogene transition and Neogene). In morphological terms the region comprises upland of structural relief with single low-mountain (exceeding 600 m a.s.l.) the Łysogóry Range. Pseudokarst caves are spatially and genetically connected with crags built of Upper Cambrian, Lower Devonian, Lower Triassic and Lower Jurassic sandstones. There are ca 50 such caves, but most are short, not longer than 10-15 m. Nevertheless, they represent various genetic types: from gravitational, through erosional to weathering ones, and often differ in shape and relief. Some of these caves and associated crags will be visited during the Symposium field-session. The Świętokrzyskie Mountains are also a region of an occurrence of karst caves and other karst and palaeokarst formations, among which Chelosiowa Jama-Jaskinia Jaworznicka cave system (3670 m long) is the famous one. Historical (abandoned) mines of lead, copper and iron ores are the third type of undergrounds in the region. Karst caves and remnants of historical mines will be visited during the half-day conference excursion (Sunday).

The Beskidy Mountains, the region of the post-conference excursion, represent in geological terms, the Outer Carpathians built of flysch, clastic siliceous-clayey rocks. Morphologically this region comprises intermediate mountains in which numerous gravity induced caves have been formed. The number of these caves ranges in the Polish part of the Outer Carpathian Belt ca 1500, while the longest caves reach ca. 2 km (the longest

Jaskinia Wiślańska is 2275 m long). During the post-Symposium excursion caves situated in the central part of the Beskidy Mountains (Beskid Wyspowy Mountains) as well as some karst and non-karst caves and historical mine galleries in the Pieniny Mountains (in geological terms: Pieniny Klippen Belt) will be visited.

Margielewski W., Urban J. 2017. Gravitationally induced non-karst caves: tectonic and morphological constrains, classification, and dating; Polish Flysch Carpathians, case study. *Geomorphology* 296: 160-181.

<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X17303240?via%3Dihub>

Urban J., Gągol J. 2008. Geological heritage of the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mts, Central Poland. *Przegląd Geologiczny* 56, 8/1: 618-628.

https://www.pgi.gov.pl/images/stories/przegląd/pg_2008_08_01_12.pdf

ORGANISERS

UIS Pseudokarst Commission

Institute of Nature Conservation, Polish Academy of Sciences, Kraków

Świętokrzyski Speleoclub, Kielce

Polish Geological Institute – National Research Institute

Świętokrzyski Geopark

SCIENTIFIC/EDITORIAL COMMITTEE

Rudolf Pavuza

Jiří Adamovič

Pavel Bella

ORGANISATIONAL COMMITTEE

Jan Urban – chairman

Hartmut Simmert

Wojciech J. Gubała

Andrzej Kasza

Zbigniew Złonkiewicz

Krzysztof Buczek

30 ANNIVERSARY OF THE EUROPEAN FEDERATION

14TH EUROSPELEO FORUM 2020



Foto: Víctor Ferrer



INTERNATIONAL CONGRESS OF SPELEOLOGY

'20 CANTABRIA
CASTILLA Y LEON
SPAIN

July 27 to 30 Precongress
(Ramales de la Victoria)
July 31 to August 2 Congress
(Burgos)



IN MEMORIAM

GRZEGORZ KLASSEK

1950-2019



In 1994



Recently / in jüngster Vergangenheit

(More than an obituary)

Grzegorz Klassek, a prominent Polish caver, honorary member of the Polish Mountaineering Association, passed away on Friday, 10th May 2019. Although he graduated at the Faculty of Law and Administration of the Silesian University (Katowice, Poland) and was employed as a social insurance officer, whole his life he concentrated on exploration, documentation and mapping of caves in the Beskidy Mountains. He lived in Bielsko-Biała, the largest human agglomeration in the Silesian Beskid Mountains and since his teenage he explored caves in mountains surrounding this city. Consequently, he was one of the founders in 1969, and first president of the Speleoclub Bielsko-Biała. Up to his last days he was an active member of this Club, often attending in its weekly meetings with his inseparable pipe.

Since the beginning of his speleological activity he was aware of the necessity of exploration of very specific non-karst, mainly gravity induced caves in sandstones of the Beskidy Mountains, which are a part of the Outer Carpathians formed of flysch, siliciclastic-clayey rocks. Owing to his very systematic works, including speleological exploration, as well as organisational activity in his club and outside, these caves, previously practically not known and not appreciated, currently belong to the most popular and the best documented such objects in Polish territory. Since the 1970-ties he presented reports on the progress in exploration of these caves during every annual national (Polish) speleological symposium. According to his last report, presented in the proceedings of the symposium in 2018, in the Polish Beskidy Mountains 1538 caves of the total length of 26,648 m were documented (four ones longer than 1000 m), which is approximately 30 times more than at the beginning of Grzegorz's speleological activeness (Fig. 1)!

Grzegorz Klassek was an author of four volumes of the first series of cave inventory in the Beskidy Mountains (published in 1978, 1982, 1986, 1990) and author or co-author of many descriptions of pseudokarst caves in three volumes of the national edition of cave inventory (1997-1998). He was also a co-author of one of the first classification of pseudokarst caves in the Beskidy Mountains (1997). For this activity, in 1984, he was rewarded with the M. Markowicz-Łohinowicz Medal, the most important Polish speleological prize. The activity of Grzegorz and his team did not

stop on a cave documentation, but it included also a legal and practical cave protection as nature monuments.

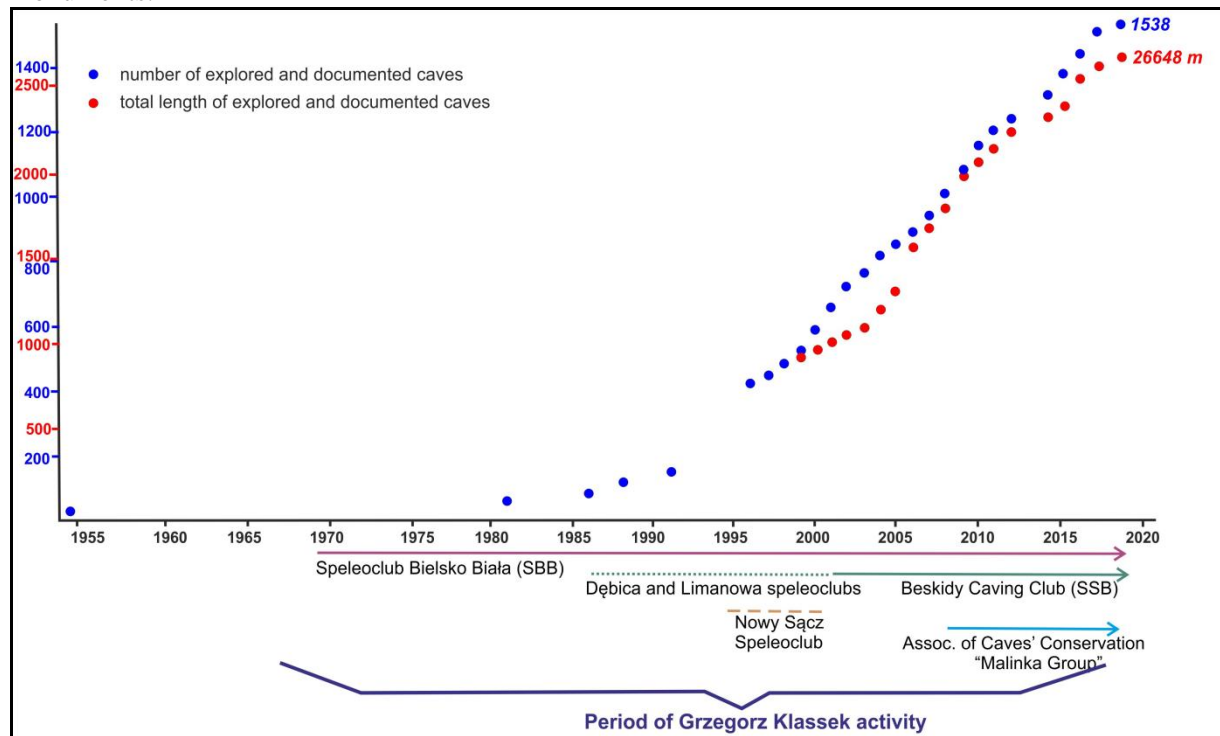


Fig. 1. Graph illustrating the progress in pseudokarst caves' exploration in the Beskidy Mountains during the period of Grzegorz Klassek's caving activity (graph is prepared mostly on the basis of yearly reports presented by Grzegorz Klassek during national speleological symposia).

Abb. 1. Das Diagramm zeigt den Fortschritt bei der Erforschung der Pseudokarsthöhlen in den Beskiden im Zuge der speläologischen Aktivitäten von Grzegorz Klassek (basierend auf den jährlichen Berichten von Grzegorz bei den nationalen speläologischen Symposien)

As one of the Polish caver best experienced in exploration and investigation of pseudokarst caves, he participated in several international pseudokarst symposia. He was a co-organiser of the 5th International Pseudokarst Symposium in Szczyrk, Silesian Beskidy Mountains, in 1994, and 9th International Symposium on Pseudokarst in Bartkowa, Beskidy Foothills and Mountains, in 2006. He was also a co-organiser of four annual national symposia held in the Beskidy Mountains, as well as national conference on cave documentation in Szczyrk in 1978.

Being an active cave explorer, he was conscious that the cave exploration needed cooperation of many people and their common effort. In consequence, he was an educator and trainer of many cavers from his club and other caving groups. He was the leader of caving groups exploring caves in other mountain and upland regions in Poland and abroad, e.g.: Tatra Mountains, Slovak Karst, Moravian Karst (Czechoslovakia in that time), Aggtelek Mountains, Also-hegy Mountains (Hungary), and Tennengebirge (Austrian Alps).

But first of all, he will be recalled as the unfailing partner during a cave exploration, an educator disposed to help in every cave activity and – simply – good, commonly liked friend, always ready to talk about caves and mountains.

Jerzy Pukowski, Jan Urban

Mehr als ein Nachruf

Grzegorz Klassek, prominenter polnischer Höhlenforscher und Ehrenmitglied des polnischen Bergsteigervereins verstarb am Freitag, den 10. Mai 2019. Obgleich er an der Fakultät für Rechtswissenschaften und Administration der Silesischen Universität in Katowitz (Polen) graduierte und dann als Sozialversicherungsangestellter beschäftigt war, stand zeitlebens die Höhlenforschung und -dokumentation in den Beskiden im Mittelpunkt seines Lebens. Er lebte in Bielsko-Biala, der größten Ansiedlung in den Schlesischen Beskiden, wo er seit seinen

Jugendjahren Höhlen im Umfeld der Stadt erforschte und 1969 einer der Gründungsväter des Speleoklubs Bielsko-Biala wurde. Bis zuletzt war er aktives Klubmitglied und besuchte oft die wöchentlichen Treffen – stets die unverwechselbare Pfeife in der Hand...

Seit Beginn seiner höhlenkundlichen Tätigkeit war er sich der Bedeutung der Erforschung auch von Nichtkarsthöhlen bewußt - hauptsächlich schwerkraftinduzierter Objekte in den Sandsteinen der Beskiden. Diese sind Teil der Äußeren Karpaten, gebildet aus siliziklastischen, tonreichen Flyschgesteinen. Aufgrund seiner systematischen Arbeiten bei der Exploration, aber auch der Arbeit im Klub und in der Öffentlichkeit gehören diese früher praktisch nicht wahrgenommenen Höhlenobjekte zu den populärsten und bestdokumentierten in Polen. Seit den 1970ern präsentierte er den Forschungsstand bei jedem der jährlichen Höhlensymposien in Polen. Zuletzt – beim Symposium 2018 – wurde bekannt, daß es in den Polnischen Beskiden 1538 Höhlen mit einer Gesamtvermessungslänge von 26648 m gibt (vier davon sind länger als 1000 m), was ungefähr 30 mal soviel ist wie zu Beginn von Grzegorz' höhlenkundlicher Aktivität. (Abb.1) !

Grzegorz Klassek war ein Autor der 4 Bände des polnischen Höhlenkatasters der Beskiden (1978, 1982, 1986 und 1990) sowie Autor oder Co-Autor vieler Höhlenbeschreibungen der Pseudokarsthöhlen in drei Bänden des nationalen Höhlenkatasters (1997-1998). Ebenso war er Co-Autor einer der ersten Höhlenklassifizierungen der Pseudokarsthöhlen der Beskiden (1997). Dafür wurde ihm 1984 die M. Markowicz-Łohinowicz -Medaille verliehen - die höchste speläologische Auszeichnung in Polen. Die Aktivitäten von Grzegorz und seinem Team endeten aber nicht bei der Höhlendokumentation – sie umfassten auch legistische und praktische Fragen im Hinblick auf die Etablierung als Naturdenkmale.

Als einer der erfahrensten Forscher in Pseudokarstgebieten nahm er auch bei entsprechenden internationalen Veranstaltungen teil. Er war Co-Organisator beim 5. Internationalen Symposium für Pseudokarst in Szczyrk in den Silesischen Beskiden im Jahr 1994 sowie beim 9. Internationalen Symposium in Bartkowa (Polen) im Jahr 2006 ebenso wie bei den jährlichen nationalen Treffen in den Beskiden sowie bei der Konferenz für Höhlendokumentation 1978 in Szczyrk.

Als aktiver Höhlenforscher war ihm klar, daß die Höhlenforschung immer einer Kooperation vieler Forscher bedarf und widmete sich daher auch der Schulung der Forscher nicht nur aus seinem Höhlenklub. Er war Expeditionsleiter bei vielen Fahrten in anderen polnischen Gebieten und auch im Ausland: in der Tatra, im Slowakischen und Mährischen Karst (damals CSSR), in Aggtelek und im Also-hegy-Gebirge (Ungarn) und im Tennengebirge (Salzburg, Österreichische Alpen).

In erster Linie wird er jedoch in Erinnerung bleiben als verlässlicher Höhlenkamerad bei Höhlenexpeditionen und als einer der stets bereit war, bei jeder höhlenkundlichen Aktivität mitzuhelfen – und natürlich ganz einfach als allseits beliebter Freund, der immer für ein Gespräch über Höhlen und Berge zu haben war.

