

**Sekcja Speleologiczna
Polskiego Towarzystwa Przyrodników im. Kopernika**

MATERIAŁY 51. SYMPOZJUM SPELEOLOGICZNEGO



Zakopane 05-08.10.2017



Krajowy Naukowy
Ośrodek Wiodący



Centrum
Studiów
Polarnych

ORGANIZATORZY SYMPOZJUM

Sekcja Speleologiczna
Polskiego Towarzystwa Przyrodników im. Kopernika, Kraków
Tatrański Park Narodowy, Zakopane
Wydział Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego, Sosnowiec
Správa Slovenských Jaskýň, Liptowski Mikuláš
Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków
Speleoklub Tatrański, Zakopane

KOMITET ORGANIZACYJNY

Jacek Szczygieł
Elżbieta Dumnicka
Wojciech Wróblewski
Michał Gradziński
Helena Hercman
Ditta Kicińska
Grzegorz Barczyk
Pavel Bella
Maria Król
Bogusława Chlipała
Filip Filar

Wydawa

Sekcja Speleologiczna Polskiego Towarzystwa Przyrodników im. Kopernika
Kraków, 2017

**Symposium dofinansowano ze środków projakościowych
Krajowego Naukowego Ośrodka Wiodącego (KNOW) otrzymanych przez
Centrum Studiów Polarnych Uniwersytetu Śląskiego**

Redakcja:

Jacek Szczygieł & Ditta Kicińska

Druk:

Drukarnia Advert ul. Krakowska 21, 41-503 Chorzów

ISBN: 978-83-933874-2-7

sponsorzy:



SPIS TREŚCI

Wprowadzenie	4
SESJE TERENOWE	
Sesja terenowa A	
Grzegorz Barczyk, Ditta Kicińska	
Współczesne problemy hydrogeologiczno-krasowe systemu Wywierzyska Chocholowskiego	8
Sesja terenowa B	
Jacek Szczygieł, Grzegorz Barczyk	
Geologiczne uwarunkowania rozwoju krasu w Dolinie Kościeliskiej	15
Sesja terenowa C	
Pavel Bella, Michał Gradziński, Helena Hercman	
Od przepływów hydrotermalnych po strumienie proglacjalne – ewolucja jaskiń na zachodnich krańcach Tatr	23
Sesja terenowa D	
Jacek Szczygieł, Grzegorz Barczyk, Ditta Kicińska, Helena Hercman	
Ewolucja systemu krasowego oraz procesy neotektoniczne Doliny Bystrej	31
STRESZCZENIA REFERATÓW	
Waldemar Bardziński, Ewa Kurowska	
Kras kopalny w podłożu autostrady A1 w rejonie Częstochowy	40
Grzegorz Barczyk	
Aktualne problemy badań hydrogeologicznych w obszarze krasu tatrzańskiego	41
Pavel Bella, Michał Gradziński, Helena Hercman, Ditta Kicińska	
Jaskinie Tatr: geneza, ewolucja i wiek	42
Marcin Błaszczak, Helena Hercman	
Rekonstrukcja warunków paleoklimatycznych w okresie 320–130 tys. lat temu (MIS8–MIS6) na podstawie analiz izotopowych nacieków jaskiniowych z wybranych jaskiń Tatr i Niżnich Tatr – założenia projektu i wyniki wstępne	46
Marcin Błaszczak, Paula Sierpień, Michał Gąsiorowski, Helena Hercman, Jacek Pawlak, Michał Gradziński, Stanislav Pavlarčík	
Cykliczność klimatu zapisana w zmienności izotopowej tlenu kalcytu w nacieku z Jaskini Javorinka (Tatry Wysokie, Słowacja)	47
Krzysztof Cyrek, Magdalena Sudoł-Procyk, Łukasz Czyżewski	
Neandertalczyk i człowiek współczesny w jaskiniach Jury Polskiej	48
Elżbieta Dumnicka	
Stan poznania bezkręgowców środowiska podziemnego Tatr polskich	49
Ireneusz Felisiak	
Dlaczego w Krakowie nie istnieją osady i kanały krasowe powstałe w kampanie i mastrychcie (późna kreda)?	51
Sylwia Filas, Michał Gradziński, Jacek Motyka	
Węglanowe nacieki w zabytkowych piwnicach we Frydmanie (Polski Spisz) – wstępne wyniki	53
Petronela Filipčíková, Rastislav Milovský, Tomáš Lánczos, Tamás Csibri	
Charakteristika izotopovej kompozície CO₂ v jaskynnej atmosfére na lokalite Havranická Jaskyňa	54

Grzegorz Gajek, Katarzyna Mięsiak-Wójcik Wyrobiska podziemne planowanego Geoparku „Małopolski Przełom Wisły” i możliwości ich udostępniania turystycznego.....	56
Michał Gąsiorowski, Helena Hercman, Michał Gradziński, Jacek Pawlak, Marcin Błaszczak, Šárka Matoušková, Pavel Bella Różnice w zapisach izotopowych z nacieków jaskiń Tatr i Niżnych Tatr a globalne zmiany klimatu w holocenie.....	58
Anna Gądek, Michał Gradziński, Jacek Motyka Formowanie odsączeniowych żłobków krasowych – eksperyment badawczy.....	59
Michał Gradziński, Renata Jach, Piotr Jaglarz, Tomasz Rychliński, Joachim Szulc Kras kopalny w Tatrach.....	60
Magdalena Jelonek, Ján Zelinka, Michał Gradziński Analiza palinologiczna lodu jaskiniowego z Dobszyńskiej Jaskini Lodowej, Słowacja – wstępne wyniki badań.....	62
Katarzyna Kasprowska-Nowak Od jaskini do świątyni.....	63
Katarzyna Kasprowska-Nowak Mikroklimat jaskiń jury polskiej w warunkach peryglacialnych.....	64
Ditta Kicińska, Andrzej Ciszewski, Marek Wierzbowski Taternictwo jaskiniowe w Tatrach.....	65
Ditta Kicińska, Helena Hercman, Krzysztof Najdek Ewolucja jaskiń w zlewni Bystrej (Tatry Zachodnie) na podstawie form korozyjnych, osadów klastycznych i datowań nacieków jaskiniowych metodą uranowo-torową.....	67
Grzegorz Klassek, Tomasz Mleczek Eksploracja i inwentaryzacja jaskiń polskich Karpat fliszowych (wrzesień 2016 – lipiec 2017).....	68
Grzegorz Kłys Kras solny Chodża Mumin.....	71
Joanna Kocot-Zalewska, Magdalena Słupińska <i>Choleva Lederiana Gracilenta</i> (Szymczakowski 1957) w Jaskini Niedźwiedziej Górnej na Wyżynie Częstochowskiej.....	72
Janusz Jacek Krukowski Malowane jaskinie w departamencie Ariège we Francji.....	74
Jarosław Kur Skorupiaki jaskiniowe w Polsce.....	76
Łukasz Lewkowicz Marcel Lalkovič - wspomnienie.....	77
Peter Magdolen Speleologický prieskum Nového Vrchu (Belianske Tatry).....	78
Adrian Marciszak, Urszula Ratajczak, Magdalena Słupińska, Mariusz Polok, Jerzy Zygmunt, Andrzej Tyc, Wiktoria Gornig, Krzysztof Stefaniak Wstępne rezultaty badań paleontologicznych szczątków zwierząt z Jaskini Niedźwiedziej Górnej (Złoty Potok, Dolina Wiercicy).....	79

Jakub Nowak, Krzysztof Piksa Fauna nietoperzy jaskiń Tatr polskich.....	80
Jakub Nowak Inwentaryzacja jaskiń TPN prowadzona przez Krakowski Klub Tatarnictwa Jaskiniowego w latach 1998–2016	81
Rafał Ogórek, Zuzana Višňovská Badania speleomikologiczne powietrza w Demianowskiej Jaskini Wolności (Tatry Niskie, Słowacja).....	82
Rafał Ogórek, Agnieszka Lejman, Mateusz Cichoń, Tomasz Kokurewicz, Wstępna identyfikacja molekularna bakterii wyizolowanych z bioaerozolu otaczającego zimowe skupienia nocygów dużych (<i>myotis myotis</i>) (<i>chiroptera, vespertilionidae</i>) w podziemiach obszaru natura 2000 „Nietoperek”.....	84
Jacek Pawlak, Helena Hercman, Marcin Błaszczak Nacieki eemskie z obszaru Europy centralnej i Europy południowo-wschodniej	86
Artur Sobczyk, Krzysztof Stefaniak, Adrian Marciszak, Marek Kasprzak, Jacek Szczygieł, Michał Gąsiorowski, Helena Hercman, Janusz Badura, Bogusław Przybylski, Szymon Kostka, Anna Haczek Nowy program interdyscyplinarnych badań systemu krasowego Jaskini Niedźwiedziej w Kletnie.....	87
Jacek Szczygieł, Maciej Mendecki, Wojciech Wróblewski, Helena Hercman, Petr Pruner, Pavel Bosák Unikatowe stanowiska zdeformowanych osadów jaskiniowych (nacieków i osadów klastycznych) w Jaskini Kalackiej: zapis gwałtownych ruchów masowych w Tatrach.....	88
Jacek Szczygieł Wpływ struktur i procesów tektonicznych na rozwój jaskiń tatrzańskich.....	89
Joachim Szulc Wpływ neotektoniki na topografię krasową rejonu Guilin w Chinach południowych.....	91
Joachim Szulc Wojciech Langbart Berg-Gurski (188?–191?) nieznany pionier speleologii w CK Galicji i Lodomerii cz.2 jego badania krasu poza terytorium polski i inne osiągnięcia intelektualne.....	93
Andrzej Tyc, Magdalena Słupińska, Joanna Kocot-Zalewska Wstępne wyniki badań mikroklimatycznych Jaskini Niedźwiedziej Górnej w Złotym Potoku na Wyżynie Częstochowskiej.....	94
Jan Urban, Andrzej Tyc, Andrzej Kasza, Marcei Ślusarczyk Propozycja procedury dokumentacji naukowej jaskiń oraz innych obiektów podziemnych podczas ich eksploracji oraz prac udostępniających – przykłady z Jaskini Głębokiej na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej i Kadzielni w Górach Świętokrzyskich	96
Michał Zatorski Jaskinie Góry Kilanowskiej jako produkt geoturystyczny o znaczeniu regionalnym.....	98

WPROWADZENIE

Tatry, nasze najwyższe góry, kryją również nasze „naj” jaskinie – najdłuższą, najgłębszą, największą salę, najgłębszą studnię itp. To „naj” przyciąga nie tylko taterników, ale również naukowców. Nie bez przyczyny 51. Sympozjum Speleologiczne jest 9. o tematyce tatrzańskiej. Od ostatniego sympozjum tatrzańskiego minęło 13 lat. W tym czasie nastąpił postęp w badaniach jaskiń i zjawisk krasowych na obszarze Tatr. W dużej mierze przyczyniło się do tego zastosowanie nowoczesnych metod izotopowych czy geofizycznych, ale i po prostu dotarcie badaczy tam, gdzie jeszcze ich nie było. Jaskinie stanowią źródło informacji o warunkach paleoklimatycznych w czasie holocenu, dzięki badaniom zmienności składu izotopowego O i C w naciekach z jaskiń tatrzańskich. Określenie wieku nacieków jaskiniowych metodą uranowo-torową stało się podstawą do opracowania ewolucji wielu systemów jaskiniowych np. rejonu Doliny Bystrej, Systemu Lodowego Źródła, Szczeliny Chocholowskiej czy Jaskini Brestowskiej (Brestovská jaskyňa). Podkreślić należy, że często badania te prowadzone są wspólnie z zespołami ze Słowacji, np. badania w Jaskini Brestowskiej zostały wykorzystane przy udostępnieniu tej jaskini dla ruchu turystycznego. Jaskinie tatrzańskie przebadane zostały również pod kątem tektoniki i zjawisk neotektonicznych, co zaowocowało zarówno wnioskami o inicjacji kanałów krasowych, ewolucji jaskiń, jak i o aktywności tektonicznej Tatr.

Od ostatniego sympozjum tatrzańskiego poczyniono szereg odkryć eksploracyjnych lub odkryto wiele nowych korytarzy. Wyeksplorowana została Jaskinia Mała w Mułowej – jedna z większych w Tatrach. Do istotnych odkryć należą również jaskinie Siwy Kocioł i Harda No i w końcu po kilkudziesięciu latach System Wielkiej Śnieżnej został zdezonizowany pod względem długości na rzecz jaskini Mesačný Tieň (Cień Księżyca), w której poznano ponad 30 km korytarzy.

Na uwagę zasługuje połączenie trzech jaskiń turystycznych (Mylnej, Obłązkowej i Raptawickiej) w Dolinie Kościeliskiej w jeden System Jaskiń Pawlikowskiego. W jaskiniach znanych od XIX w., a udostępnionych do ruchu turystycznego 1949 r. znaleziono połączenie w ramach prac inwentaryzacyjnych prowadzonych przez Tatrzański Park Narodowy. Poza naukowymi aspektami ostatnie dwie dekady odsłoniły także użyteczną stronę badań krasu Tatr i Podhala poprzez coraz szersze stosowanie wód geotermalnych z głębokiego krążenia krasowego.

Organizacja 51. Sympozjum Speleologicznego w Tatrach ma na celu zaprezentowanie szerszemu gronu właśnie powyższych efektów prac badawczych i eksploratorskich (Fig. 1). Sesje przedkonferencyjne mają na celu wprowadzenie w charakterystykę naszego jedyne go krasu wysokogórskiego. Sesja C służy zaprezentowaniu procesów i efektów działalności krasu hydrotermalnego w Jaskini Dúpnica. Sesja D zapoznaje z „najświeższymi” wynikami badań krasu w Tatrach zarówno tych związanych z ewolucją krasu, jak i tych wykorzystujących jaskinie jako źródło informacji geomorfologicznych czy geodynamicznych.

Geologia i kras Tatr były przedmiotem wielu opracowań, zarówno *stricte* naukowych (patrz bibliografia), jak i popularno-naukowych (przewodniki geologiczne: Kotański, 1971; Bac-Moszaszwili & Gąsienica-Szostak, 1991; Bac-Moszaszwili & Jurewicz, 2010; Gawęda, 2010, oraz artykuły w kwartalnikach *Tatry* i *Jaskinie*). Bezcelowym wydaje się więc powielanie wielokrotnie publikowanych podstawowych informacji o geologii, czy krasie Tatr. Po szczegółowe informacje podsumowujące ostatnie dekady badań krasu w Tatrach, podane w czytelny sposób, warto sięgnąć do prac przeglądowych Gradziński *et al.* (2009) oraz do *Atlasu Tatr: przyroda nieożywiona* (Szczygieł *et al.*, 2015cd), gdzie dwa arkusze poświęcone są jaskiniom i zjawiskom krasowym. Uproszczoną mapę ze wspomnianego Atlasu prezentujemy poniżej (Fig. 2), gdzie przedstawione są wychodnie skał krasowięjących. Dla porównania przedkładamy również szkic tektoniczny, pozwalający na pierwszy rzut oka dostrzec zależność pomiędzy głównym trendem strukturalnym W–E, a występowaniem skał krasowięjących, o czym pisał Głazek (1995).

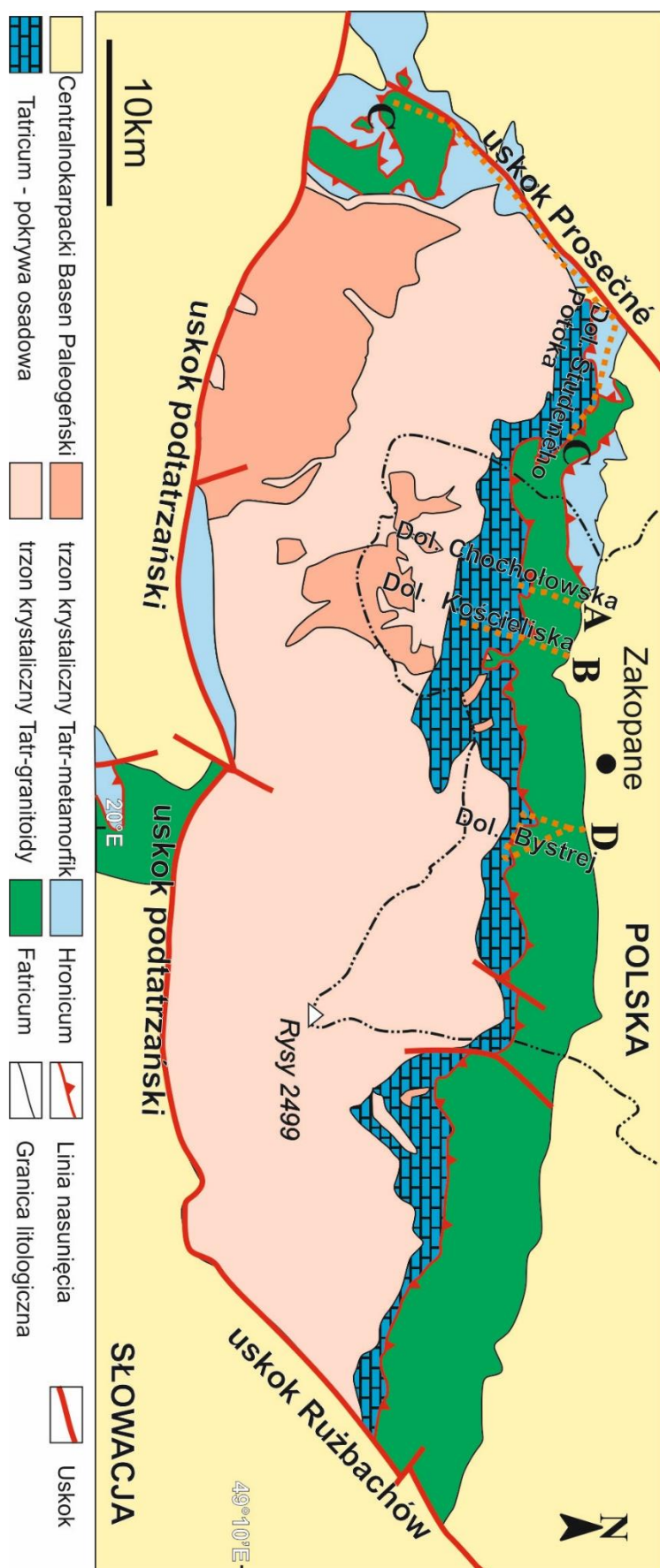


Fig. 1. Szkic tektoniczny Tatr (wg Nemcok *et al.*, 1995) z zaznaczonymi trasami wycieczek (pomarańczowa przerywana linia i czarne litery).

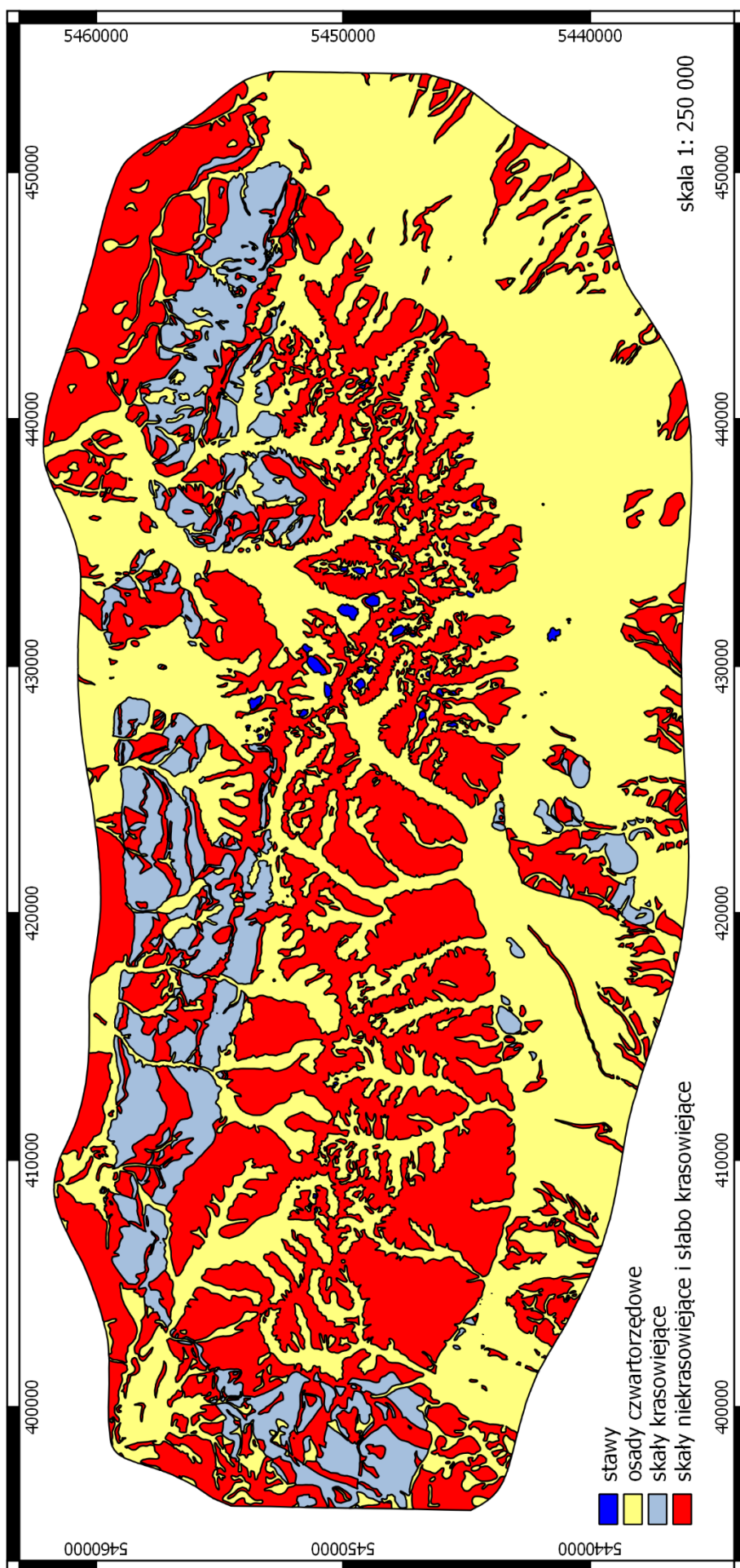


Fig. 2. Mapa wschodniej części Tatr na podstawie Nemcok *et al.* (1995) według Szczygiera *et al.* (2015c), uproszczona.

SESJE TERENOWE

SESJA TERENOWA A
WSPÓŁCZESNE PROBLEMY HYDROGEOLOGICZNO-KRASOWE SYSTEMU
WYWIERZYSKA CHOCHOŁOWSKIEGO

Grzegorz Barczyk¹, Ditta Kicińska²

¹*Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa, Polska;
e-mail: gb59@uw.edu.pl*

²*Instytut Geologii, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, ul. B. Krygowskiego 12, 61-680 Poznań, Polska;
e-mail: kicińska@amu.edu.pl*

Dolina Chochołowska wraz z głównym odgałęzieniem, Doliną Starorobociańską tworzy system, który jest największą doliną walną nie tylko polskich Tatr Zachodnich, ale całej polskiej części Tatr. Obszar zlewni powierzchniowej wynosi ok. 35,6 km². Długość głównej gałęzi Doliny Chochołowskiej mierzona od wylotu w rejonie Siwej Polany, do podnóży północnego zbocza Wołowca wynosi ok. 10 km (Fig. 1).

Dnem Doliny Chochołowskiej płynie Chochołowski Potok, który powstaje z połączenia Jarząbczego Potoku, z Wyżnim Chochołowskim Potokiem (źródła którego znajdują się w kotlinie u podnóży północno-wschodniego zbocza Wołowca na wys. ok. 1500 m. n.p.m.). Jego największym dopływem jest Starorobociański Potok, główny ciek wodny Doliny Starorobociańskiej. Chochołowski Potok po opuszczeniu obszaru Tatr staje się Siwą Wodą, która jest jednym z dwóch źródłowych potoków Czarnego Dunajca (drugim jest Kirowa Woda). Obecny wygląd i charakter doliny związany jest ściśle z jej budową geologiczną. Dolina sięgając do głównej grani Tatr rozcina równoleżnikowo ułożone wychodnie dwóch wielkich jednostek płaszczowinowych zbudowanych ze skał osadowych: regłowej i wierchowej oraz utwory serii krystalicznych. Poprzeczny przebieg doliny w stosunku do biegu warstw skalnych powoduje, że w miejscach przecięcia ze skałami o różnej odporności na wietrzenie powstawały charakterystyczne dla walnych dolin Polskich Tatr Zachodnich zwężenia (bramy) i rozszerzenia w dnie doliny (Fig. 2). Zróżnicowanie w budowie geologicznej pokrywa się mniej więcej z podziałem na Niznią i Wyżnią Dolinę Chochołowską. Dolna część doliny zbudowana jest z różnego wieku skał osadowych, głównie wapieni i dolomitów, w części południowej, powyżej Polany Chochołowskiej, pod osadami polodowcowymi moren znajdują się skały metamorficzne i granitoidy serii krystalicznych. W obrębie występowania skał osadowych, których wychodnie zajmują około 41% powierzchni zlewni, rozwinęły się procesy krasowe. Z punktu widzenia badań hydrogeologicznych i krasowych istotnym faktem jest zgodność bilansu wodnego stwierdzona wielokrotnie w obszarze zlewni potoku. Świadczy to o zgodności zlewni powierzchniowej ze zlewnią podziemną, która w znacznym procencie związana jest z krążeniem wody w utworach podlegających procesom krasowania (Barczyk *et al.*, 2000; Barczyk, 2008).

Punkt A1 – Wywierzysko Chochołowskie
Rejon Niżniej Bramy Chochołowskiej, na południe od polany Huciska

Wyływ wywierzyska znajduje się ok. 30 m na południe od Skały Kmiotowicza, na wysokości ok. 988 m n.p.m., po wschodniej stronie Potoku Chochołowskiego. Woda wypływa u podnóża stromych zboczy zbudowanych z dolomitów płytowych triasu środkowego serii regłowej dolnej (kriżniańskiej). Sam wypływ zlokalizowany jest u podnóża skalnego zbocza zbudowanego z dolomitów łuski Głębowca (Wójcik, 1959), ma kształt niewielkiego jeziora z charakterystycznym lejkowatym zagłębieniem (ok. 1,6 m głębokości), z którego ascenzyjnie odpływa woda uchodząc do Potoku Chochołowskiego dwiema strugami. Bezpośrednio nad taflą „jeziora”, w ścianie skalnej ograniczającej od wschodu obszar wypływu, znajdują się dwa wyraźne, skoncentrowane, szczelinowe wypływy (podobne do źródeł), których wydajność znacznie wzrasta w okresach roztopowych i podwyższonego zasilania opadowego, z których jeden „wcinał” się w zbocze ograniczające strefę wypływu.

Źródło znane było od początku poznania Tatr, pierwotnie pod nazwą „Stawek”. Wykorzystywane było głównie przez pasterzy do pojenia bydła (Elias, 1886). Najprawdopodobniej w XVII i XIX wieku głębokość w miejscu wypływu była większa, zachowały się bowiem wzmianki o zasypywaniu dna „stawu” głazami i pniami drzew w celu zabezpieczenia zwierzęcy przed utonięciami. Woda tak obficie wypływająca w sposób skoncentrowany zwracała uwagę badaczy Tatr „od zawsze”. Jednym z pierwszych, który zapoczątkował badania nad wywierzyskiem był Świerż (1897), który przeprowadził pierwsze pomiary temperatury wody, stwierdzając 6,4°C. Mimo, że już Eljasz-Radzikowski (1900) zaliczył źródło w Dolinie Chochołowskiej do wywierzysk, czyli wypływów wody podziemnej związanej z występującymi w wapiennych skałach „*jamami i podziemnymi ponikami*”, to jednak obszarem zasilania źródła w tych czasach się nie zajmowano. Wywierzysko Chochołowskie znane było wówczas bardziej ze specyficznego, praktycznie jedyne w Tatrach, kształtu wypływu i jego głębokości. Ze względu na owalny, prawie okrągły wygląd i znaczną głębokość (wg przewodnika Eliasza z 1886 źródło było na tyle głębokie, że pomimo zawalenia dna głazami i kłódami topiło się w nim bydło, a „*zanurzyć się w niem można porządnie na kilka metrów*”).

W latach 20. i 30. wraz z rozwojem badań krasu w polskiej części Tatr Zachodnich zaczęto traktować Wywierzysko Chochołowskie jako ujście systemu podziemnego odwadniającego północno-zachodnie zbocza Kominiarskiego Wierchu i Djablińca (Wrzosek, 1933). W tym też okresie dokonano odkryć kilku jaskiń w tym rejonie, między innymi jaskini Dziura pod Zawieszistą (Jaskinia Rybia), Kamienne Mleko i Szczelina Chochołowska. Brak dowodów (w latach 50. i 60. XX wieku) na istnienie połączenia jaskini Szczelina Chochołowska z Wywierzyskiem Chochołowskim spowodował powstanie licznych teorii o znaczącej roli Wywierzyska Chochołowskiego w odwadnianiu masywu Kominiarskiego Wierchu (przez analogię do układu Wywierzyska Lodowego w Dolinie Kościeliskiej odwadniającego masyw Czerwonych Wierchów i posiadającego obszar zasilania poza granicami zlewni powierzchniowej). Szczegółowe informacje dotyczące krasowego połączenia jaskini Szczelina Chochołowska – Wywierzysko Chochołowskie są podane przy omawianiu punktu nr 2 wycieczki.

Strefa wypływu wywierzyska od wielu lat stanowi swoisty punkt pomiarowy związany z badaniami krążenia wód podziemnych w masywie tatrzańskim. We wschodniej części wypływu, tuż pod skarpą, zamontowany jest wodowskaz (Małecka, 1993, 1997), którego obserwacje obejmują okres od 1979 roku a odczyty wykonywane są z częstotliwością tygodniową. Po południowej stronie wywierzyska zamontowane zostały limnigraf zegarowy (istniejący od 1989 roku do 2013, pomiary zostały zawieszone pod koniec XX wieku), realizujący zapis tygodniowy na paskach papierowych, o dokładności odczytu co 2 godziny) oraz automatyczny limnimetr (działający od listopada 1998 do końca 2005 roku, obecnie zlikwidowany) rejestrujący stany z częstotliwością co 30 minut. Od 2010 roku, na północnym skraju strefy wypływu (przy ujściu większej ze strug odprowadzających wodę z wywierzyska) zamontowano kolejny, automatyczny rejestrator, z którego dane (dotyczące wahań poziomu wody, temperatury i pH wody) zbierane są przez pracowników Tatrzańskiego Parku Narodowego w ramach działań związanych z realizacją zadań ochronnych TPN. Poniżej ujścia strug wody wypływającej z wywierzyska do Potoku Chochołowskiego, w przewężeniu Niżniej Bramy Chochołowskiej, na wysokości Skały Kmietowicza znajduje się wodowskaz rejestrujący (od końca lat 70. XX wieku) poziom wód potoku, odczytywany z częstotliwością co 2–3 dni (Barczyk *et al.*, 2000, Barczyk, 2008).

Pod koniec grudnia 2013 roku nad Tatrą przeszły silne wichury, wręcz huragany. Skutki działania niszczącej siły wiatru były opłakane, zwłaszcza dla tatrzańskich lasów, w szczególności dla rejonów polskiej części Tatr Zachodnich. Zniszczenia szaty roślinnej (połamane i wyrwane z korzeniami drzewa) uruchomiły kolejne procesy przyrodnicze związane z erozją powierzchniową. Na znacznych powierzchniach zboczy nastąpiło odsłonięcie warstwy glebowej, a wraz z kolejnymi opadami i topnieniem pokrywy śnieżnej – usuwanie tej warstwy i odsłanianie skały macierzystej.

Prawdopodobnie na wiosnę 2014 roku, na skutek wszystkich tych procesów erozyjnych zapoczątkowanych huraganowymi wichurami z roku poprzedniego, na zboczu „zamykającym” od wschodu Wywierzysko Chochołowskie nastąpiło osunięcie się gruntu. Rejon wypływu wywierzyska stracił stabilność. Na przełomie roku 2015/2016 w miejscu, gdzie dotychczas funkcjonowało jedno z „dodatkowych” źródełek zasilających wypływ odsłoniła się potężnych

rozmiarów szczelina wnikająca w głąb, obejmująca zarówno rumosz skalny wypełniający dno wypływu, jak i zbocze ograniczające wypływ od południa (Barczyk, 2017).

Zgodność zlewni powierzchniowej ze zlewnią podziemną stwierdzona w zlewni Potoku Chochołowskiego pozwoliła na oszacowanie (na podstawie obliczeń denudacji chemicznej) obszaru zasilania Wywierzyska Chochołowskiego. Przyjmując, że średnia denudacja chemiczna w skali roku uzyskana wyłącznie z wód systemu Wywierzyska Chochołowskiego wynosi $38,0 \text{ m}^3/\text{km}^2$, wielkość powierzchni odpowiadającą niezbędnej do otrzymania takiej denudacji obliczono na $6,6 \text{ km}^2$. Biorąc pod uwagę fakt, że Wywierzysko Chochołowskie jest zasilane także przez wody powierzchniowe (w zależności od stanów wodowskazowych zasilanie to może wahać się w granicach 30%), co z pewnością wpływa zarówno na wielkość jego wydatku, jak i mineralizację wody, przyjęcie wielkości drenowanego obszaru na około 6 km^2 nie powinno budzić zastrzeżeń (Tab. 1).

Zidentyfikowanie obszaru o takiej powierzchni w obrębie zlewni powierzchniowej Potoku Chochołowskiego wskazuje na rejony wychodni utworów serii wierchowej, w szczególności zaś zachodnich i północno-zachodnich partii masywu Kominiarskiego Wierchu. Wschodnia granica systemu nie sięga poza powierzchniową granicę zlewni. Taką interpretację potwierdzają również badania znacznikowe prowadzone w jaskini Bańdzioch Kominiarski (Borowiec & Rogalski, 1985), które udowodniły połączenie okresowych cieków z tej jaskini, położonej po północno-wschodniej stronie masywu, ze źródłami w Dolinie Kościeliskiej (Barczyk, 2008).

Tab. 1. Zestawienie wyników teoretycznych obliczeń wielkości obszaru zasilania Wywierzyska Chochołowskiego (wg Barczyka, 1998).

rejon obliczeniowy	powierzchnia rejonu obliczeniowego [km^2]	denudacja chemiczna [$\text{m}^3/\text{km}^2 \cdot \text{rok}$]
cała zlewnia P. Chochołowskiego	35,0	24,5
obszar powyżej wywierzyska z uwzględnieniem jego wydatku	24,7	38,5
obszar powyżej wywierzyska bez uwzględniania jego wydatku	24,7	0,5
różnica (2–3)	-	38,0
teoretyczny obszar zasilania	6,6	38,0

Dla krasowych obszarów w Tatrach Polskich, na podstawie wieloletnich obserwacji, możliwe było oszacowanie objętości wody magazynowanej w zbiornikach lokalnych i regionalnych odwadnianych przez tatrzańskie wywierzyska (Barczyk, 2008). Najmniej wody – ok. $4,1 \times 10^5 \text{ m}^3$ magazynuje zbiornik lokalny odwadniany przez Wywierzysko Chochołowskie. Zgodne jest to ze stwierdzeniem, że w przypadku tego wywierzyska obszar alimentujący w całości znajduje się w obrębie powierzchniowej zlewni Potoku Chochołowskiego i obejmuje wyłącznie systemy krasowe w utworach węglanowych. Potwierdzeniem dużego prawdopodobieństwa wyników uzyskanych przy pomocy tych obliczeniach mogą być wartości, jakie dla Wywierzyska Chochołowskiego przedstawił Rogalski (1984). Przy okazji badań znacznikowych ilościowych prowadzonych w marcu i kwietniu 1983 roku w tym wywierzysku określił on pojemność wody zawartej w zbiorniku odwadnianym na około $5,8 \times 10^5 \text{ m}^3$. Dla okresu regresji 1982–1983 objętość zbiornika lokalnego Wywierzyska Chochołowskiego, oszacowana przy pomocy formuły Mangine’a wynosi ok. $6,2 \times 10^5 \text{ m}^3$. Wielkości te są do siebie zbliżone, choć uzyskane zdecydowanie innymi metodami (Barczyk, 2008).

PUNKT A2 – Jaskinia Szczelina Chochołowska Rejon Wyżniej Bramy Chochołowskiej

Jaskinia stanowi cały system szczelin i poziomych korytarzy o łącznej długości ok. 2320 m i trzech poziomach, z których najniższy związany jest bezpośrednio z podziemnym przepływem

transportowane osady klastyczne. Osady te były przedmiotem badań Wójcika (1960, 1966, 1967), który badał granulometrię oraz skład osadów. Borówka *et al.* (1985) i Kostrzewski *et al.* (1991) wykorzystali metody mikroskopii skaningowej i paleomagnetycznej na podstawie których wykazali, że ziarna kwarcowe zachowują cechy nabyte w poprzednich środowiskach sedimentacyjnych a ich macierzystymi utworami były skały krystaliczne wietrzejące w klimacie glacialnym. W osadach Szczeliny Chochołowskiej zdecydowanie przeważają nieodporne minerały ciężkie, co świadczy o krótkiej drodze transportu (Nowicki, 1995). Początkowo przypuszczano, że podobnie jak w sąsiednich dolinach podziemny przepływ następuje w kierunku północno-zachodnim.

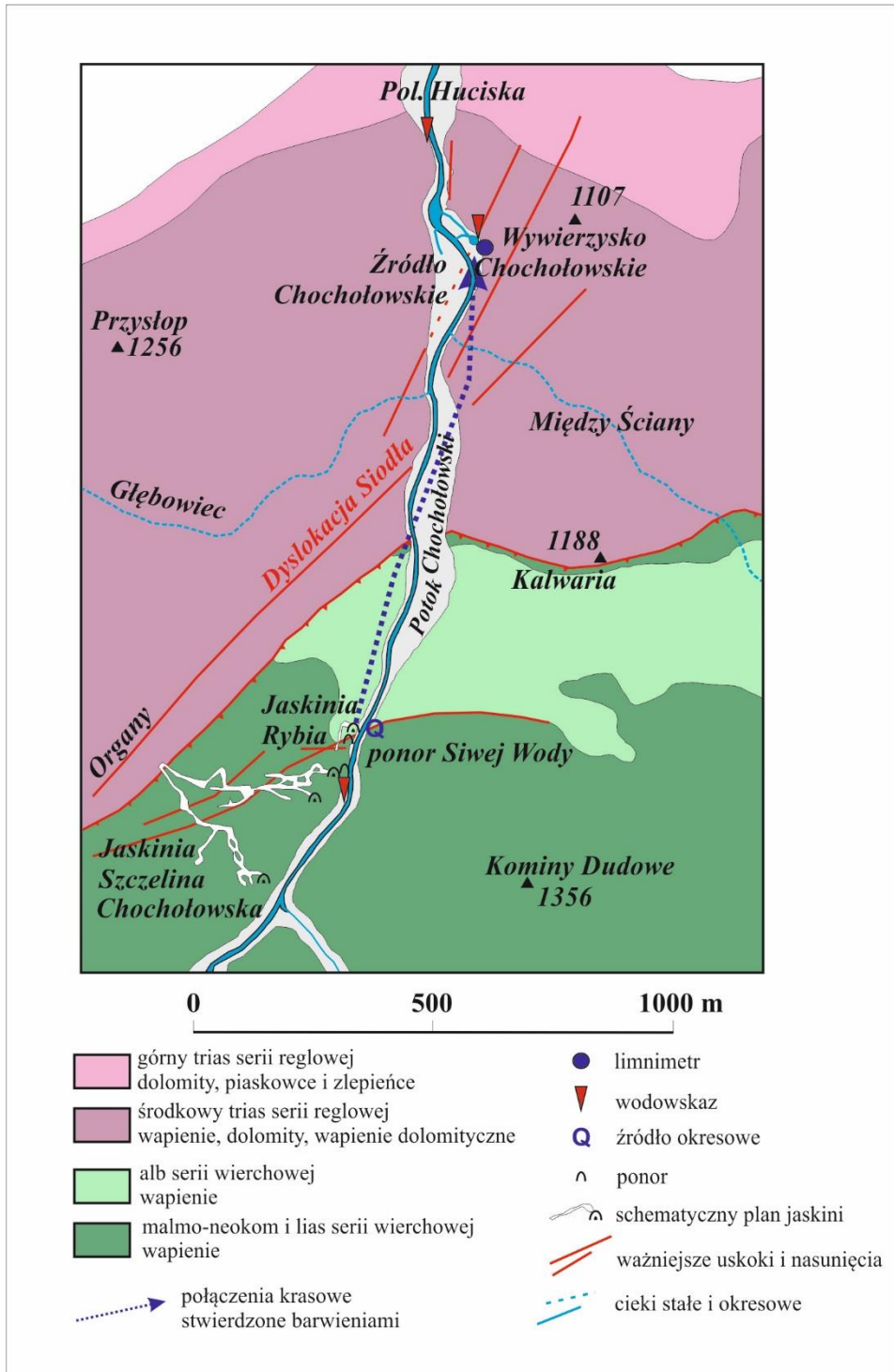


Fig. 4. Budowa geologiczna rejonu Wyżniej Bramy Chochołowskiej i Wywierzyska Chochołowskiego (Barczyk, 2004, zmienione).

Prowadzone w latach 50. i późniejszych badania hydrogeologiczne wykazały połączenie dolnych partii jaskini Szczelina Chochółowska z przepływową Jaskinią Rybią; nie wykazały jednak naturalnego, bezpośredniego połączenia z Wywierzyskiem Chochółowskim (Kowalski, 1953; Dąbrowski, 1967; Dąbrowski & Rudnicki, 1964). Obliczenia bilansowe obiegu wody w obrębie zlewni powierzchniowej Potoku Chochółowskiego wykazały natomiast wyraźne „zamknięcie” bilansowe, czyli zgodność zasilania z odpływem (Małecka, 1996). Brak połączenia krasowego pomiędzy jaskinią a położoną na zachodzie Doliną Bobrowiecką sugerował istnienie innego podziemnego odpływu. Interpretacja tektonicznego zaangażowania rejonu, w którym znajduje się jaskinia wskazywała na możliwość jej połączenia bezpośrednio z Wywierzyskiem Chochółowskim. Eksperymentalne badania prowadzone od lat 50. XX wieku początkowo nie dawały pozytywnych rezultatów (Barczyk *et al.*, 2000; Barczyk, 2008).

Chronologicznie pierwsza informacja o istnieniu połączenia pomiędzy systemem jaskiń Szczelina Chochółowska – Rybia, a Wywierzyskiem Chochółowskim przedstawiona została w opracowaniu *Hydrografia Tatr Zachodnich* (Wit & Ziemońska, 1960). Niestety, jest to jedynie wzmianka o wystąpieniu w Źródle Chochółowskim (a nie o Wywierzysku) śladów barwnika wprowadzonego do potoku na wysokości Wyżniej Bramy Chochółowskiej. Całkowity brak szczegółów o przeprowadzonym eksperymencie uniemożliwia jakiejkolwiek wykorzystanie tej informacji, w późniejszych opracowaniach dotyczących barwień Wywierzyska Chochółowskiego była ona całkowicie pomijana. Pierwsze udokumentowane barwienia z wynikiem pozytywnym zostały przeprowadzone na jesieni 1971 (październik) i zimą 1972 (luty) przez D. Małecką i T. Solickiego (Solicki & Koisar, 1973). W trakcie eksperymentu przeprowadzonego 25.09.1971 roku określona została również chłonność strefy ponorowej (ok. 300 l/s). Po właniu do potoku (ok. 1 km powyżej strefy ponorowej) 2,5 l stężonej uraniny zanotowano pojawienie się barwnika w jaskini Szczelina Chochółowska po 6 godzinach. W samym wywierzysku zabarwienie wody zaobserwowano po 42 godzinach. Badanie powtórzono w lutym 1972 roku, przy bardzo niskich stanach wód, w okresie gdy w strefie ponorowej następował całkowity zanik przepływu powierzchniowego. Po wprowadzeniu do potoku 1 litra uraniny zaobserwowano pojawienie się barwnika w Wywierzysku Chochółowskim po około 21 godzinach (maksymalne stężenie zaobserwowano po 23 godzinach).

Kolejne barwienia systemu krasowego jaskini Szczelina Chochółowska – Jaskinia Rybia – Wywierzysko Chochółowskie przeprowadzono na przełomie marca i kwietnia 1983 roku (Rogalski, 1984; Borowiec & Rogalski, 1985). W przypadku tego eksperymentu barwnik (1020 g uraniny) wprowadzano bezpośrednio w Jaskini Rybiej. Pierwsze koncentracje barwnika w wywierzysku stwierdzono już po kilkunastu godzinach (brak informacji szczegółowej). Stwierdzono także pojawienie się barwnika w Źródle Chochółowskim. Sam eksperyment skoncentrowany był na sprawdzeniu przydatności metody detekcji znacznika za pomocą węgla aktywowanego dla celów badań krasowych. Chłonność strefy ponorowej została określona na ok. 100 l/s, natomiast wydajność wywierzyska oszacowano na 362 l/s. Przy okazji tych badań została teoretycznie obliczona pojemność wody zgromadzonej w zbiornikach zasilających Wywierzysko i Źródło Chochółowskie (ok. $580 \times 10^3 \text{ m}^3$), a także określono przybliżony czas wymiany wody (12 dni) (Rogalski, 1984; Borowiec & Rogalski, 1985). W trakcie wszystkich trzech eksperymentów wylot Jaskini Rybiej pozostawał suchy (Barczyk, 2008).

Do czasów współczesnych w systemie krasowym jaskini Szczelina Chochółowska – Wywierzysko Chochółowskie przeprowadzono ponad 20 badań znacznikowych (z wynikiem pozytywnym). Dzięki nim udało się określić „zasady” na jakich realizowany jest przepływ tym systemem, w zależności od stanu zawodnienia masywu. Pomiary czasu przepływu barwnika od strefy ponorowej do wywierzyska grupują się wyraźnie w trzech zbiorach (Barczyk, 2004) ściśle związanych ze stanem zawodnienia masywu:

1. przy bardzo wysokich stanach wodowskazowych (stan na wodowskazie w wywierzysku powyżej 520 cm, przy Skale Kmietowicza powyżej 700 cm, odczyty z limnimetru pow. 0,70 m) uruchamiany jest najkrótszy system łączący strefę ponorową z Jaskinią Rybią. Przepływ jest bardzo szybki i burzliwy, czas pomiędzy wprowadzeniem barwnika do ponoru, a jego wypłynięciem z Jaskini Rybiej waha się w granicach 10–15 minut;

2. przy stanach średnich (stany na wodowskazie w wywierzysku w granicach 509–513 cm, przy Skale Kmiotowicza: 678–675 cm, wartości odczytane z limnimetru: 0,6–0,65 m). Czas przepływu barwnika waha się w granicach 13–14 godzin. Średnia wydajność Wywierzyska Chochołowskiego dla takich stanów wynosi 451 l/s, natomiast chłonność strefy ponorowej około 100 l/s. Pomiary prowadzone przy średnich stanach stanowią najliczniejszą grupę;
3. przy najniższych stanach zawodnienia masywu (stan na wodowskazie w wywierzysku poniżej 508 cm, przy Skale Kmiotowicza poniżej 668 cm, odczyty z limnimetru poniżej 0,60 m), gdy objętość krążącej w masywie wody jest najmniejsza. Podczas niskiego zawodnienia wydajność wywierzyska waha się w granicach 300–350 l/s, przy zachowaniu znacznej chłonności strefy ponorowej – w granicach 100 l/s i więcej.

Analiza opisanych wyżej zależności wyraźnie wskazuje na istnienie odwrotnej zależności pomiędzy stanami wodowskazowymi odzwierciedlającymi stopień zawodnienia masywu, a czasem przepływu barwnika przez system (Barczyk, 2004). Współczynniki korelacji i determinacji dla punktów hydrometrycznych charakteryzujących obszar zasilający wywierzysko są stosunkowo wysokie. Wynoszą one odpowiednio: dla limnimetru $r = -0,72$, $R^2 = 0,52$; dla wodowskazu $r = -0,65$, $R^2 = 0,43$. Zależność ta jest widoczna zarówno dla czasów przepływów przy średnich i niskich stanach, jak i z uwzględnieniem przepływów przy stanach maksymalnych (Barczyk, 2008).

Wspomniane wcześniej badania znacznikowe ilościowe, prowadzone w systemie Wywierzyska Chochołowskiego w latach 80., były praktycznie jedynymi tego typu eksperymentami przeprowadzonymi na terenie krasu tatrzańskiego (Barczyk, 2004). Dzięki tym badaniom uzyskano istotne informacje dotyczące średniego czasu wymiany wody w całym systemie. Wynosi on 12 dni. Jednocześnie odzysk znacznika w granicach 97% wskazuje na znaczną szczelność całego systemu. Potwierdza to teorię o „blokującym” dla podziemnego krążenia charakterze strefy dyslokacji Siodła, która zatrzymuje podziemny przepływ wody w kierunku wschód-zachód (stwierdzany w innych zlewniach krasowych na terenie Tatr Polskich). Choć barwienia prowadzone w jaskini Bańdzioch Kominiarski nie wykazały jednoznacznie połączenia tego systemu jaskiniowego z Wywierzyskiem Chochołowskim, to jednak stwierdzane śladowe ilości barwnika wskazują na istnienie takiej możliwości.

Na razie nie można jednoznacznie stwierdzić czy – oraz w jakim stopniu – procesy erozyjne, które uruchomione zostały po katastrofalnych wichurach w grudniu 2013 roku wpłynęły na dynamikę zasilania i krążenia wody w systemie jaskinia Szczelina Chochołowska – Wywierzysko Chochołowskie. Możliwości takiego wpływu jest wiele – od uruchomienia dodatkowych stref zasilania poprzez odsłonięte szczeliny w zboczach doliny, do fizycznego zablokowania (materiałem skalnym, gałęziami) większych ponorów czy kolmatacji mniejszych szczelin materiałem zmytym podczas procesów erozyjnych. Trudna także jest do weryfikacji ewentualna „zmiana” położenia wodowskazu rejestrującego wahań poziomu wody bezpośrednio w wypływie wywierzyska. Te wszystkie „znaki zapytania” sprawiają, że krasowy obszar Doliny Chochołowskiej ponownie staje się bardzo ciekawym „poligonem badawczym” zarówno z punktu widzenia badań hydrogeologicznych, jak i krasowych.

SESJA TERENOWA B
GEOLOGICZNE UWARUNKOWANIA ROZWOJU KRASU
W DOLINIE KOŚCIELISKIEJ

Jacek Szczygiel¹, Grzegorz Barczyk²

¹*Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec, Polska;
e-mail: jacek.szczygiel@us.edu.pl*

²*Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa, Polska;
e-mail: gb59@uw.edu.pl*

Morfologia Doliny Kościeliskiej jest jednym ze sztandarowych przykładów zależności pomiędzy wytrzymałością skał podłoża a reliefem. Fałdowo-nasunięciowy typ budowy geologicznej, determinuje pasowe (równoleżnikowe), naprzemienne zaleganie kompleksów skał krasowięjących i niekrasowięjących zarówno w Dolinie Kościeliskiej, jak i otaczających ją masywach Czerwonych Wierchów, Kominiarskiego Wierchu i Stołów. Taki układ strukturalny i litologiczny uwarunkował kierunki przepływów: te podziemne na linii W-E, a powierzchniowe ku N (Głazek, 1995). Jedynie w części Doliny Kościeliskiej i Chochołowskiej, potok powierzchniowy przepływa na niewielkich odcinkach pod ziemią ku północy (Rudnicki, 1967; Dąbrowski, 1967). Na zboczach Doliny Kościeliskiej znajduje się wiele otworów jaskiń. Co jest bardzo istotne zarówno z punktu widzenia historii eksploracji jaskiń tatrzańskich, jak i historii ich badań. Celem sesji terenowej B jest zaprezentowanie na przykładach powyższych zjawisk.

Punkt B1 – Brama Kantaka

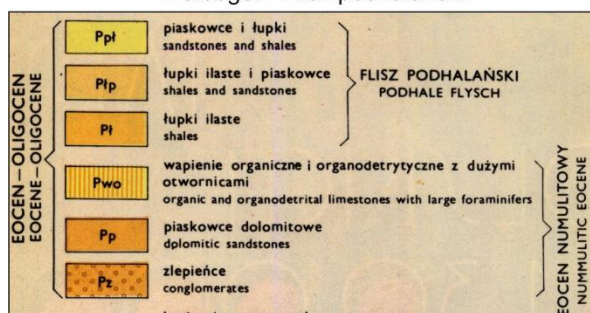
Rozpoczynając wędrowkę po Dolinie Kościeliskiej mijamy skały przedstawiające transgresję eoceńską. Są to wapienie numulitowe, które swą nazwę wzięły od skałotwórczych otwornic *Nummulites perforatus* – organizmów jednokomórkowych, których rozmiary sięgały 2 m średnicy. Z tych skał zbudowana jest niewielka skałka *vis-a-vis* karczmę Harnaś. Młodsze osady eocenu, szare i czerwone zlepieńce, schowane są pod zwietrzeliną. W Bramie Kantaka, skały te kontaktują z wapieniami dolnej jury jednostki choczańskiej (Hronicum/w polskiej literaturze – płaszczowina regłowa górna). Utwory węglanowe jednostki choczańskiej w większej części Karpat Wewnętrznych występują w charakterystycznej formie skałek, czy też ostańców węglanowych, podścielonych skałami jednostki krizniańskiej (Fatricum/w polskiej literaturze – płaszczowina regłowa dolna), głównie mułowcami i marglami kredowymi. Są to dolnokredowe łupki margliste Fatricum, o niskiej odporności na erozję, co odzwierciedlone jest w dużej szerokości doliny na odcinku polany Wyżniej Kiry Miętusiej (Fig. 5).

W skałkach, po wschodniej części bramy udokumentowano osady krasowe powstałe w czasie emersji Tatr przed transgresją eoceńską (Jach *et al.*, 2016). Występują one w obrębie wapieni jury dolnej jednostki choczańskiej. Są to polewy naciekowe, osady żelaziste scementowane węglanem wapnia i brekcje krasowe.

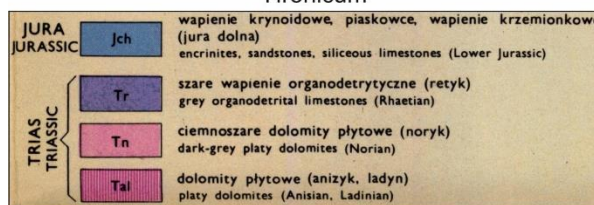
Punkt B2 – Brama Kraszewskiego, Wywierzyśko Lodowe (Lodowe Źródło)

Po przejściu szerokiej części doliny, osiągamy kolejne zwężenie – Bramę Kraszewskiego – strefę nasunięcia środkowo-triasowych wapieni i dolomitów jednostki krizniańskiej (Fatricum) na wapienie środkowej jury i malmo-neokomu (formacji wapieni z Raptawickiej Turni wg Lefeldta *et al.*, 1985) należących do jednostki Czerwonych Wierchów (Fatricum/w polskiej literaturze – jednostka wierchowa; Fig. 1 i 5). Węglanowe osady środkowego triasu Fatricum podścielone są klastycznymi aluwiami indu (najniższy trias) oraz osadami oleneku reprezentowanymi przez dolomity z wkładkami iłowców i mułowców (Rychliński & Jaglarz, 2010). Niekrasowięjące i słabo krasowięjące skały Fatricum, stanowiące barierę dla wody krążącej w obrębie węglanowej sukcesji Fatricum zdeterminowały jej wypływ – Wywierzyśko Lodowe. Wywierzyśko to jest punktem

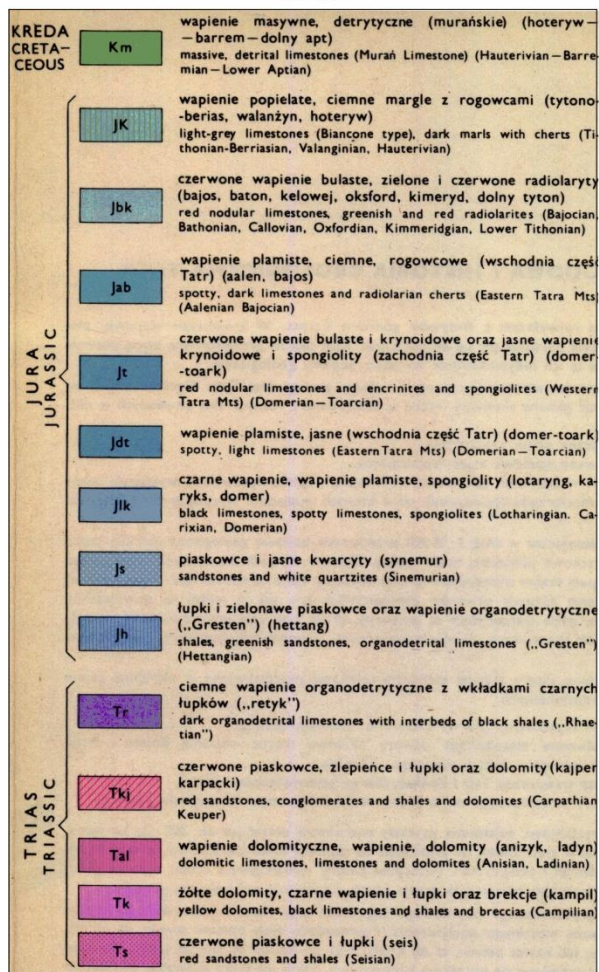
Paleogen- Flisz podhalański



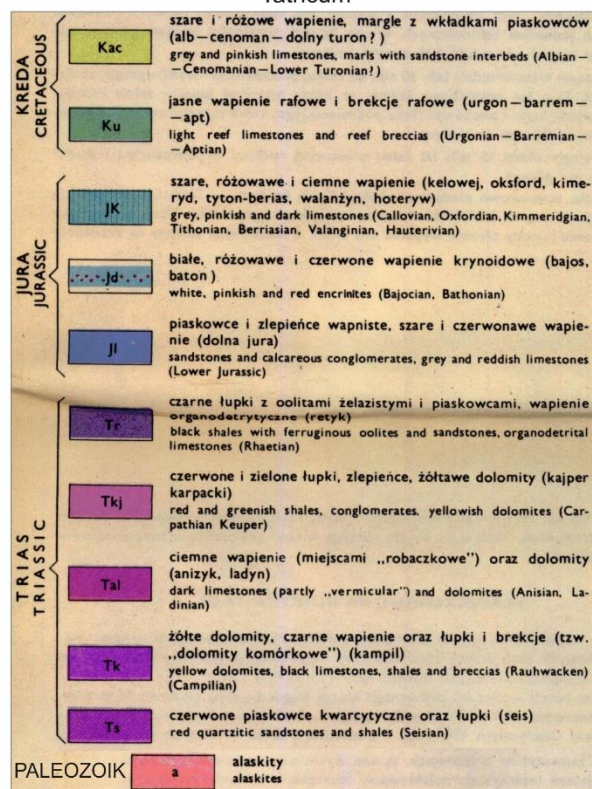
Hronicum



Faticum



Tatricum



Wywierzyisko położone jest po wschodniej stronie Potoku Kościeliskiego, ok. 50 m od mostku na drodze do Jaskini Mroźnej, poniżej zwężenia dolinnego - Bramy Kraszewskiego. Wypływa ascenzyjnie z rumoszu wapiennego, na wysokości około 974 m n.p.m. w strefie kontaktu serii wierchowej i reglowej. Sam wypływ następuje na powierzchni kilkudziesięciu m² pomiędzy głazami, tworząc niewielkie rozlewiszko, z którego woda odpływa do potoku trzema wyraźnymi odnogami. Podczas wysokich stanów (roztopa, opady) powierzchnia wypływu zwiększa się nawet trzykrotnie.

W stromych zboczach ograniczających wywierzysko od wschodu, około 10 m powyżej normalnego poziomu wypływu, znajduje się okresowo uruchamiany wypływ odprowadzający nadmiar wody do stromego żlebu uchodzącego do wywierzyska. Dodatkowo, powyżej głównej strefy wypływu okresowo pojawia się szereg mniejszych źródełek odprowadzających nadmiar wody wywierzyska (Barczyk, 2008).

Wypływ wywierzyska znany był od bardzo dawna zarówno pasterzom, jak i pierwszym turystom i badaczom Tatr. Wywierzysko Lodowe odwadnia masyw Czerwonych Wierchów. W latach 30. XX wieku jako obszar zasilający wywierzysko wskazywano rejon Gładkiego, Uplazu i Organów, czyli sięgających na północny zachód grzbietów wapiennych odchodzących od szczytu Ciemniaka (Wrzosek, 1933). Dopiero barwienia przepływów krasowych prowadzone w latach 60. i 70. potwierdziły słuszność tych przypuszczeń, wykazując połączenia źródła z szeregiem jaskiń: Śnieżną, Czarną, Miętusią (Dąbrowski & Rudnicki, 1967). W latach późniejszych badania prowadzone w nowo odkrywanych jaskiniach lub fragmentach dawniej znanych jaskiń także wykazywały połączenia z Wywierzyskiem Lodowym (Tab. 2, Barczyk, 2008).

Tab. 2. Główne jaskinie których połączenie z Wywierzyskiem Lodowym zostało wykazane metodą znacznikową.

Nazwa jaskini	Wysokość otworu [m n.p.m.]	Różnica wysokości pomiędzy punktem wprowadzenia barwnika w rzędną wypływu wywierzyska [m]	data
Czarna	1326	188,5	27-28.04.1962 ⁽¹⁾
Miętusia	1273	86	1-5/6.02.1986 ⁽²⁾
Aven w Ratuszu	1867	Brak danych	1986 ⁽²⁾
Wielka Śnieżna	1701	147	31.08-6.09.1961 ⁽¹⁾
Kozia	1850	519	24.05.1986 ⁽³⁾

⁽¹⁾ wg Dąbrowskiego i Rudnickiego (1967)

⁽²⁾ wg Luty (1986)

⁽³⁾ wg Wiśniewskiego (1992)

Ten największy system odwodnienia krasowego w Polsce, to klasyczny przykład niezależności systemu krasowego (kierunków przepływów) od powierzchniowej morfologii. Przepływy i palaeoprzepływy w masywie Czerwonych Wierchów ukierunkowane są generalnie ku W, dodatkowo drenaż z rejonu Doliny Małej Łąki przebiega pod dnem Doliny Miętusiej, a co za tym idzie niezależnie od kierunków spływów powierzchniowych. Kierunek równoleżnikowy jest zbieżny z trendem biegów struktur tektonicznych w masywie Czerwonych Wierchów (Głazek, 1995). W dnio potoku w Bramie Kraszewskiego również odnotowano wypływy. Badania znacznikowe dowiodły ich hydrauliczne połączenie z ponorem w Jaskini Zimnej (Dąbrowski & Rudnicki, 1967).

Punkt B3 – Jaskinia Naciekowa

Jaskinia Naciekowa położona jest na wschodnim zboczu Doliny Kościeliskiej w masywie Organów. Jaskinia posiada trzy otwory, zlokalizowane na wysokości 1188, 1199 oraz 1180 m n.p.m. Jaskinia ma 1210 m długości przy 97 m deniwelacji (–62, +35) (Fig. 6; Dudziński & Kardaś, 1993). Jaskinia rozwinęła się w obrębie wapieni malmo-neokomu (formacja wapieni z Raptawickiej Turni wg Lefelda *et al.*, 1985) jednostki Organów, stanowiącej jednostkę niższego rzędu płaszczowiny Czerwonych Wierchów.

Od razu po odkryciu jaskini w 1959 r. przez Jerzego Bieniaszewskiego, Hannę Sobol i Jana Rudnickiego (Dudziński & Kardaś, 1993), kilka jej cech przykuło uwagę badaczy. Horyzontalne rozwiniecie jaskini oraz paleofreatyczna morfologia, wraz z jej stosunkowo wysokim położeniem (ok. 70 m nad Jaskinią Zimną i ok. 180 m nad dnem doliny) wskazywało, iż jest ona reliktem jednej ze starszych faz rozwoju Doliny Kościeliskiej. Dominująca w latach 60. XX w. teoria

o powstawaniu jaskiń tatrzańskich w wyniku podziemnych przepływów potoków powierzchniowych, została również przypisana Jaskini Naciekowej. Według Wójcika (1960, 1966) jaskinia należy do VII piętra jaskiń tatrzańskich, które wg niego (za Swinnertonem, 1932) są odpowiednikami terasów rzecznych. Rudnicki (1967) zaś odnajdując „ślady przepływu pod ciśnieniem”, odrzucił tę tezę doszukując się głębszych przepływów, a w zasadzie współlistnienia przepływów freatycznych odwadniających sąsiednie masywy i podziemnych przepływów potoków. Co za tym idzie, przypisał równowiekowość korytarzom zlokalizowanym na różnych wysokościach. Rudnicki (1967) wyznaczył 3 poziomy w systemie Lodowego Źródła, włączając Jaskinię Naciekową do drugiego piętra, przypisując mu trzeciorzędowy wiek. Pomimo szerszego spojrzenia, akurat Jaskinia Naciekowa jest zdaniem Rudnickiego (1967) jaskinią przepływową. Do reinterpretacji poglądów na rozwój Jaskini Naciekowej przyczyniła się rekonstrukcja paleoprzepływów w oparciu o obserwacje zagłębień wirowych (Kicińska, 2002, 2005). W partiach zachodnich Jaskini Naciekowej asymetria zagłębień wirowych wskazuje, że korytarze kształtowały wody płynące z południowego wschodu, tak więc w przypadku partii przyotworowych mogły to być, zarówno wody odwadniające masyw Organów, jak i Potoku Kościeliskiego. Jednak głębsze partie jaskini wskazują bardziej na odwadnianie tego masywu ku północnemu wschodowi, niż na podziemny przepływ Potoku Kościeliskiego (Kicińska, 2002, 2005).

Datowanie nacieków z Jaskini Naciekowej dowodzi, iż została ona osuszona co najmniej 1,2 mln lat temu. Jest to jednak wiek szacunkowy, związany w ograniczeniami stosowanej metody $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$. Młodsza faza depozycji precypitatów w Jaskini Naciekowej przypadła na okres 350–700 tysięcy lat (Nowicki, 2003). Również osady typu mleko wapienne z Jaskini Naciekowej były przedmiotem badań (Dziedzic *et al.*, 1993).

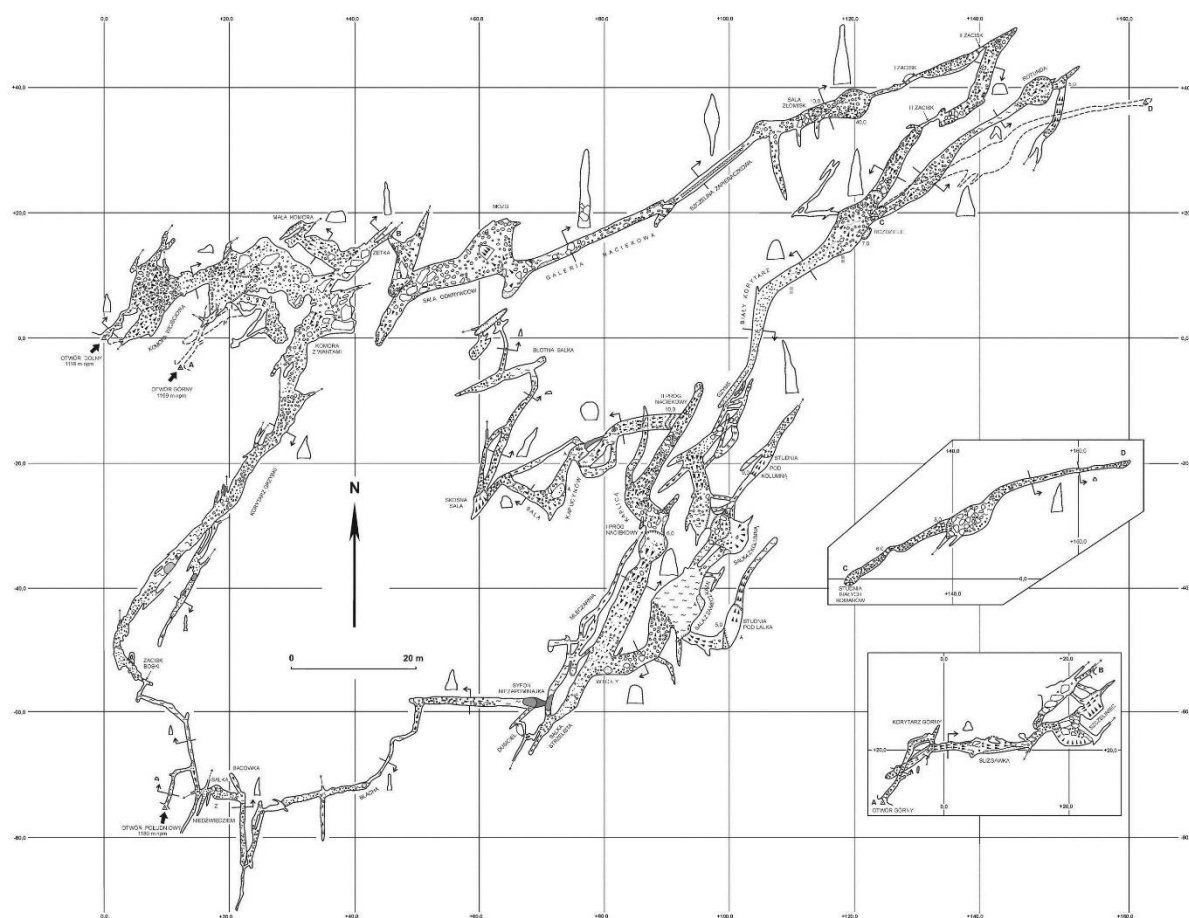


Fig. 6. Plan Jaskini Naciekowej (wg Dudzińskiego, 1985).

Punkt B4 – Hala Pisana

Hala (Polana) Pisana jest założona na kredowych (alb-cenoman) marglach należących do autochtonicznej pokrywy osadowej (Tatricum). Mijając więc ostatnie wapienne skały przed wejściem na polanę, przekraczamy powierzchnię nasunięcia płaszczowiny Czerwonych Wierchów (Fig. 5). Mniej odporne na erozję margle kredowe, odznaczają się w reliefie pasem depresji. Na wschód od hali ciągnie się Żleb nad Pisana, który dalej przechodzi w (nielodowcowe) kotły Kamienne Przednie i Kamienne Zadnie (Fig. 8). Ku zachodowi żleb Żeleźniak kończy Przełęcz Ku Stawku, za którą opada żleb Zabijak, od którego nazwę wzięła formacja margli z Zabijaka (Lefeld *et al.*, 1985). Patrząc na wschód, możemy obserwować masywy Organów i Żdziarów, od których swą nazwę wzięły podjednostki płaszczowiny Czerwonych Wierchów. To właśnie w tych jednostkach rozwinięte są największe jaskinie polskiej części Tatr (Fig. 7).

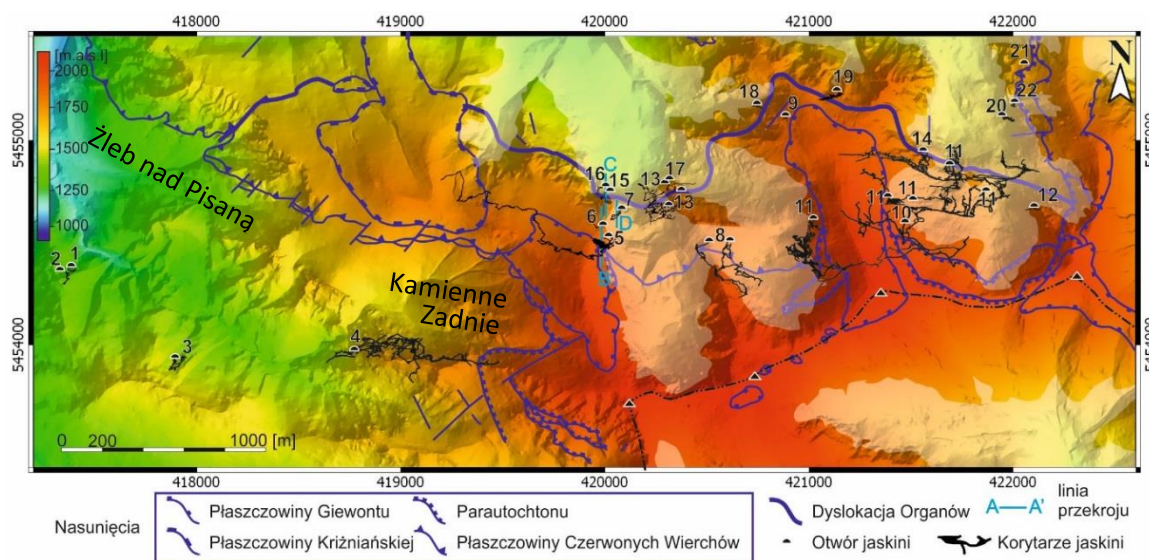


Fig. 7. Numeryczny model terenu z gradientem wysokościowym masywu Czerwonych Wierchów, w tym: systemy jaskiniowe (numery jaskiń poniżej); tektonika wg Piotrowskiej *et al.*, 2008 (zmodyfikowane); maksymalny zasięg ostatniego zlodowacenia (białe półprzezroczyste pole) wg Zasadniego i Kłapyty (2014); siatka 1 km; Współrzędne - WGS84 strefa UTM 34N (Szczygieł, 2015a, zmodyfikowane); 1. Poszukiwaczy Skarbów; 2. Groby; 3. Psia; 4. Wysoka-Za Siedmiu Progami; 5. Mała w Mułowej; 6. Lejbusiowa; 7. Lodowa Mułowa; 8. Kozia; 9. Niebieska Studnia; 10. Małolącka; 11. Wielka Śnieżna; 12. Koprowa Studnia, Świstacza; 13. Ptasiej Studni; 14. Śnieżna Studnia; 15. Studnia w Kazalnicy; 16. Studnia za Murem; 17. Pod Dachem; 18. Szara Studnia; 19. Zośka-Zagonna Studnia; 20. Lodowa Małolącka; 21. Pomarańczarnia; 22. Mnichowa Studnia Wyżnia.

Margle formacji z Zabijaka stanowią nieprzepuszczalny dla wód krasowych pakiet skał, oddzielając jednostki hydrogeologiczne Kominów Tylkowych od Czerwonych Wierchów na północy (Głazek, 1995). Jednostkę Kominów Tylkowych stanowią wierzchowe utwory autochtoniczne. Jest ona odwadniana przez systemy:

- Wypływu spod Pisanej, do którego należą takie jaskinie jak Wysoka-Za Siedmiu Progami, Lodowa w Ciemniaku oraz inne zlokalizowane w Wąwozie Kraków i południowej części Ciemniaka i Krzesanicy,
- Wywierzyska Chochołowskiego i Wypływu spod Raptawickiej odwadniające skały Kominów Tylkowych. Odwadniają m.in. jaskinię Bańdziuch Kominiarski.

Druga jednostka, Czerwonych Wierchów, zbudowana z allochtonicznych utworów wierzchowych odwadniana jest przez system Lodowego Źródła, do którego należą jaskinie leżące w dolinach: Miętusiej, Małej Łąki, Litworowej, Mułowej, Niżniej i Wyżniej Świstówce np. system Wielkiej Śnieżnej, Śnieżna Studnia, System Ptasia Studnia-Lodowa Litworowa, Miętusia, Miętusia

Wyżnia; Wywierzysko w Bramie Kraszewskiego, do którego wodę dostarcza m.in. Jaskinia Zimna i Czarna.

Trzecia jednostka, Giewontu - występująca w rejonie Dolinie Bystrej, zachodniej części Doliny Gąsienicowej, budująca m.in. Zawrat Kasprowy odwadniana jest przez Wywierzyska Bystrej i Goryczkowej.

Choć wspomniane margle kredowe są skałami niekrasowiejącymi to w ostatnich latach wysunięto hipotezę iż „ciek w Żlebie nad Pisaną nie jest jedynie wynikiem opadów, a może być zasilany stałym przypływem krasowym” (Szczygieł *et al.*, 2014). Hipoteza oparta jest na geometrii struktury płaszczowiny Czerwonych Wierchów na zachodnich stokach Ciemniaka, obserwowanej w Jaskini Małej w Mułowej. W dolnych partiach, jaskinia ta rozwinięta jest wzdłuż kontaktu skał triasu środkowego jednostki Żdziarów z jednostką autochtoniczną (głównie marglami formacji z Zabijaka i lokalnie wapieniami biodetrytycznymi urgonu), które stanowią w tym miejscu formę klina rozdzielającego jednostki Żdziarów od Organów (Fig. 8). Co za tym idzie ciek wodny płynący w dolnych partiach Jaskini Małej w Mułowej jest oddzielony od jednostki Organów nieprzepuszczalnymi łupkami kredowymi, więc przynależność Jaskini Małej w Mułowej do systemu Lodowego Źródła, jak twierdzili Bac-Moszaszwili i Nowicki (2006) jest niepewna. Choć znane są przypadki przepływu wód krasowych wzdłuż nieciągłości przecinających skały niekrasowiejące w Dolinie Chochołowskiej (*cf.* Solicki & Koisar, 1973; Rogalski, 1984), to jednak ze strukturalnego punktu widzenia, istnieje możliwość migracji przynajmniej części wody z Jaskini Małej w Mułowej do Żlebu nad Pisaną (Szczygieł *et al.*, 2014). Jest to jednak jedynie hipoteza, którą należałoby sprawdzić np. metodą znacznikową.

Punkt B5 – Wyptyw spod Pisanej

Od południa Hala Pisana ograniczona jest kolejnym zwężeniem doliny, tu zbudowanym z masywnych wapieni formacji wapieni z Raptawickiej Turni (Lefeld *et al.*, 1985; jura górna oksford-kreda dolna hoteryw), a wg alpejskiej nomenklatury zwanej malmo-neokomem. Zwężenie doliny tworzy Skała Pisana i masyw Zbójnickich Turni po stronie wschodniej i Raptawicka Turnia po stronie zachodniej.

U podnóża Skały Pisanej zlokalizowany jest wypływ (1023 m n.p.m.), będący jednocześnie otworem Jaskini Wodnej pod Pisaną. Dwa pozostałe otwory (1024, 1028 m n.p.m.) prowadzą do suchych partii jaskini, której długość wynosi ok. 450 m. Jaskinia jest znana i eksplorowana od XV w., a jej badania rozpoczęto już w wieku XIX.

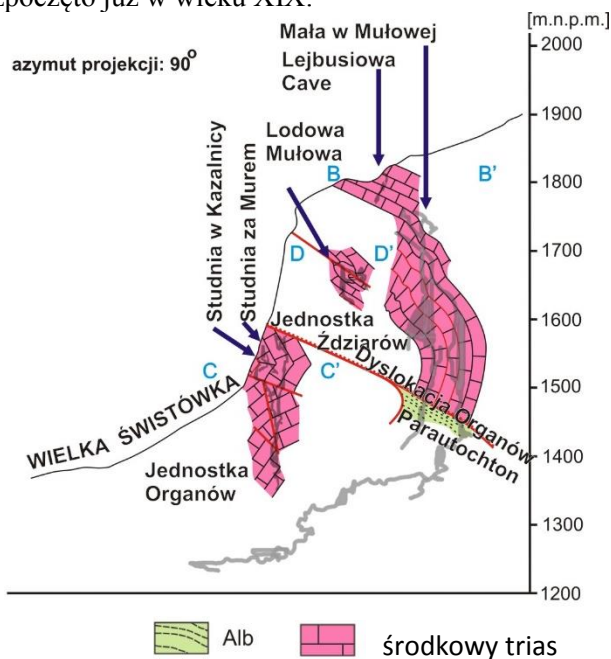


Fig. 8. Przekrój geologiczny przez jaskinie w masywie Ciemniaka, linie przekrojów na Fig. 7 (Szczygieł, 2015a).

System współczesnych przepływów krasowych w górnej części Doliny Kościeliskiej rozwija się – mniej więcej – na odcinku od nieczynnej obecnie strefy ponorowej poniżej Krzyża Pola (generalnie granica pomiędzy triasowymi i jurajskimi utworami serii wierchowej) na południu i do rejonu Wypływu spod Raptawickiej Turni (utwory kredowe) na północy. W skład tego systemu wchodzi dwie jaskinie przepływowe: Jaskinia Wodna pod Pisaną i Jaskinia Wodna pod Raptawicką Turnią, oraz szereg ponorów i stref ponorowych zlokalizowanych zarówno w dnie Potoku Kościeliskiego, jak i w ścianach skalnych ograniczających koryto rzeki. Cały system został rozpoznany (między innymi przy użyciu eksperymentów badawczych – barwień) w latach 60. XX wieku przez Dąbrowskiego, Głazka i Rudnickiego (Dąbrowski, 1967; Dąbrowski & Rudnicki, 1967; Dąbrowski & Głazek, 1968), a ponownie był badany na przełomie wieku XX i XXI (Barczyk, 1994, 1998; Hajduk, 2011).

Prędkość przepływu przez systemy obu jaskiń w znacznym stopniu uzależniona jest od stanu zawodnienia całego masywu, podobnie jak chłonność stref ponorowych. W trakcie badań z lat 90. XX wieku i 10. XXI wieku udało się udokumentować przy pomocy barwień zjawisko przepływu podkorytowego (barwnik wprowadzany do ponorów po wschodniej stronie Potoku Kościeliskiego pojawił się w wypływie Jaskini Wodnej pod Raptawicką Turnią (Hajduk, 2011). Analiza danych archiwalnych z lat 60. XX wieku w porównaniu z wynikami badań z lat późniejszych pozwoliła na stwierdzenie faktu obniżania się współczesnego dna Potoku Kościeliskiego i wpływ tego zjawiska na zasilanie/chłonność stref ponorowych, zwłaszcza w odniesieniu do Jaskini Wodnej pod Raptawicką Turnią. Badania z lat 10. XXI wieku potwierdziły również, że w sumarycznej objętości wody wypływającej z Jaskini Wodnej pod Pisaną pewien procent (nie przekraczający 15%) stanowią wody odwadniające zapewne rejon położony na południe i na zachód od Wąwozu Kraków.

SESJA TERENOWA C

OD PRZEPŁYWÓW HYDROTHERMALNYCH PO STRUMIENIE PROGLACJALNE – EWOLUCJA JASKIŃ NA ZACHODNICH KRAŃCACH TATR

Pavel Bella¹, Michał Gradziński², Helena Hercman³

¹*Štátna ochrana prírody Slovenskej republiky, Správa slovenských jaskýň Hodžova 11,
031 01 Liptowski Mikuláš, Słowacja; e-mail: pavel.bella@ssj.sk*

²*Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytet Jagielloński, Gronostajowa 3a, 30-387 Kraków, Polska;
e-mail: michal.gradzinski@uj.edu.pl*

³*Instytut Nauk Geologicznych Polskiej Akademii Nauk, Twarda 51/55, 00-818 Warszawa, Polska;
e-mail: hhercman@twarda.pan.pl*

Punkt 1 – Jaskinia Brestowska i zjawiska krasowe dolnej części Doliny Zimnej Wody Orawskiej

Obszar ten był już przedmiotem sesji terenowej podczas 34. Sympozjum Speleologicznego w październiku 2000 r. Od tego czasu stan poznania Jaskini Brestowskiej i krasu w jej otoczeniu zmienił się radykalnie. Z jednej strony zintensyfikowane zostały starania trwające od wielu lat i zmierzające do udostępnienia tej jaskini dla ruchu turystycznego. Ich ukoronowaniem było otwarcie jaskini w dniu 31 sierpnia 2016 r. Udostępnienie jaskini było poprzedzone kompleksowymi badaniami multidyscyplinarnymi, których wyniki zostały opublikowane w 2008 r. w specjalnym suplemencie czasopisma *Slovenský Kras* zatytułowanym *Brestovská jaskyňa*. Poszczególne artykuły zamieszczone w tym tomie są cytowane w poniższym przewodniku terenowym. Równoległe polsko-słowacki zespół odtworzył najmłodsze etapy rozwoju Jaskini Brestowskiej w oparciu o analizę form korozyjnych, rozmieszczenia osadów, a przede wszystkim datowanie nacieków (Hercman *et al.*, 2008). Jaskinia Brestowska była również celem jednej z sesji terenowych Tatrzańskich Warsztatów Geologicznych w październiku 2011 r. Obecny przewodnik jest w dużej mierze oparty na przewodnikach przygotowanych na tamte konferencje (Mikula, 2000; Bella *et al.*, 2011).

Współczesna krasowa hydrogeologia

W zachodniej części Tatr Zachodnich u wylotu Doliny Zimnej Wody Orawskiej (Roháčska dolina, Dolina Zuberska) do Zuberskiej Kotliny (Zuberecká kotlina) rozwinięty jest aktywny, współcześnie czynny system krasowy (Fig. 9). System ten prowadzi część wód Zimnej Wody Orawskiej (Studený potok, Roháčský potok) równoległe do osi doliny a jest dodatkowo zasilany przez lewobrzeżne dopływy Zimnej Wody Orawskiej – Wolarski Potok (Volariský potok) i być może także Mącznicę (Múčnica; Brodňanský, 1959; Haviarová & Pristaš, 2008, 2013). Wody wspólnie wypływają w Wypływie Stefkovskiego Potoku (Brestovská vyvieračka) położonym na wysokości 851 m n.p.m. Główny ponor, położony w korycie Zimnej Wody Orawskiej na wysokości 886 m n.p.m. dzieli od wywierzyska ponad 700 m. Wszystkie potoki zasilające podziemny system cyrkulacji spływają początkowo po obszarze zbudowanym ze skał trzonu krystalicznego Tatr a ponory są rozwinięte w miejscach, gdzie potoki te wpływają na wychodnie węglanowych skał jednostki choczańskiej (Droppa, 1972). System ten jest zatem zasilany allogenicznie, podobnie jak wiele innych jaskiń tatrzańskich.

Ponor Zimnej Wody Orawskiej znajduje się na lewym brzegu potoku ok. 400 m powyżej mostu. W pobliżu ponoru została wyeksplorowana Ponorná jaskyňa o długości 70 m i głębokości 12 m. Wpływ wody do ponoru był regulowany przez groble budowane przez ludność Zuberca. W okresach niżówek ponor jest zupełnie suchy, przeciętnie jego chłonność wynosi do 500 l/s (Brodňanský, 1959), a po bardzo obfitych deszczach 13.07.1969 r. osiągnęła ok. 1200 l/s (Droppa, 1972).

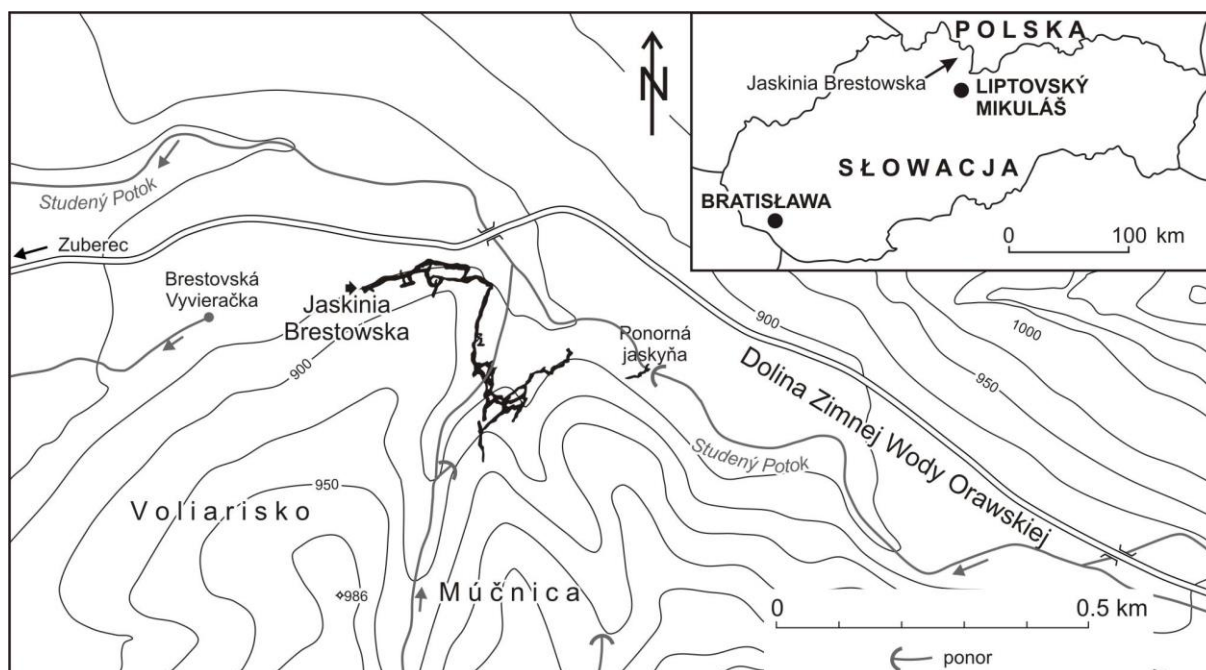


Fig. 9. Położenie systemu Jaskini Brestowskiej, na planie nie są uwzględnione partie położone na zachód od otworu (z Hercman *et al.*, 2008).

Najbardziej znanym elementem omawianego systemu krasowego jest Jaskinia Brestowska (Brestovská jaskyňa) będąca najdłuższą jaskinią słowackich Tatr Zachodnich (długość ponad 1890 m – <http://www.smopaj.sk/sk/zoznam-jaskyn>). Jaskinia ta znana jest pod wieloma nazwami. Nazwę obecnie obowiązującą (cf. Bella *et al.*, 2007) wprowadził Brodňanský (1958). Inne stosowane nazwy to między innymi Jaskyňa v Rohacach, Zvierovka, Zuberecká jaskyňa, a w polskiej literaturze na przykład Stefkówka, Zuberecka Jaskinia.

Otwór jaskini jest położony na wysokości 867 m n.p.m. i znajduje się na południowo-zachodnim krańcu polany Brestová. Jaskinia jest systemem korytarzy, z których część jest całkowicie zalana przez wodę. W górnej części jaskini znajduje się pięć syfonów, położonych jeden za drugim; pierwszy z nich ma długość 120 m. Końcowe partie jaskini położone za czwartym syfonem znajdują się ok. 70 m od ponoru Zimnej Wody Orawskiej, lecz piąty, dotychczas nie przenurkowany syfon, prowadzi w innym kierunku.

Potok z Brestovskiej jaskyni przepływa ponad 200 m nieznanymi kanałami i do niewielkiej jaskini zwanej Brestovská vyvieračka i z jej otworu wypływa na powierzchnię. Jaskinia ta jest zlokalizowana ok. 250 m ku zachodowi od otworu Jaskini Brestowskiej (Bella, 2008). Wypływ w polskiej literaturze jest znany jako Wypływ Stefkowskiego Potoku. Po ok. 15 m jaskinia kontynuuje się syfonem, który został przenurkowany w 2016 r. z niewielką Jaskyňou v závrte, położoną pomiędzy Jaskinią Brestowską a wypływem. Syfon ma długość 86 m i głębokość 11 m (www.hdsczech.cz/clanek-br-brestovska-vyvieračka-13-15-05-2016-42-348).

Maksymalny zanotowany w dniu 13.07.1969 r. wypływ z tej jaskini wynosił 1200 l/s (Droppa, 1972). Zazwyczaj największe wydajności są związane z topnieniem śniegów (kwiecień-maj) a najniższe z okresem zimy (styczeń-marzec; Haviarová, 2008). Wydajność wypływu jest zmienna w czasie i znacznie spada w okresach, gdy ponor Zimnej Wody Orawskiej jest suchy. Jednakże wówczas także przekracza chłonność ponorów Wolarskiego Potoku i Mącznicy. Wskazuje to, zdaniem Droppa (1972), że system krasowy jest zasilany także przez inne wchłony usytuowane zapewne w korycie Zimnej Wody Orawskiej, co zostało potwierdzone badaniami znacznikowymi (Haviarová & Pristaš, 2013). Ostatnio wykonane badania przy użyciu znaczników organicznych wykazały bardzo szybki przepływ pomiędzy ponorem Wolarskiego Potoku a jaskinią (Haviarová & Pristaš, 2008). Dystans 330 m w poziomie i ok. 60 m w pionie woda pokonała w czasie 2 godzin. Analogiczne badania nie wykazały natomiast połączenia jaskini z ponorem Mącznicy (Haviarová & Pristaš, 2008).

Poza powyżej wymienionymi jaskiniami do systemu należy też kilka mniejszych obiektów. Wymienić warto jaskinię położoną w Wolarskiej Dolinie noszącą nazwę Čajkova jaskyňa o długości 55 m (Bella *et al.*, 2007). Jaskinia została odkryta w 1974 r. ponad ponorem zasilającym omawiany system krasowy (Brodňanský, 1975).

Całkowita mineralizacja allogenicznych wód przepływających przez jaskinię wynosi ok. 100 mg/L i jest zbliżona do całkowitej mineralizacji wód z potoków powierzchniowych (Haviarová, 2008). Wody te są typu Ca–Mg–HCO₃–SO₄. Natomiast wody perkolacyjne w Jaskini Brestowskiej reprezentują typ Ca–HCO₃ lub Ca–Mg–HCO₃ i cechują się wyższą mineralizacją (300–350 mg/L).

Geologia i geomorfologia jaskini

Jaskinia jest utworzona w wapieniach i dolomitach jednostki chochańskiej i w zlepieńcach węglanowych eocenu (Vlček & Psotka, 2008). W jaskini w wielu miejscach jest widoczny kontakt między tymi dwoma kompleksami. Największe sale jaskini powstały właśnie na tym na kontakcie. Dla rozwoju korytarzy istotne były pionowe lub stromo nachylone spękania o kierunku W-E, NW-SE i NNW-SSE (Vlček & Psotka, 2008).

Jaskinia złożona jest z dwóch połączonych z sobą pięter (Droppa, 1972; Bella, 2008). Dolne piętro jest obecnie aktywne a korytarze je tworzące są przedzielone syfonami, których głębokość dochodzi do 17 m (Hochmuth, 2008). Oba piętra zostały początkowo uformowane w warunkach freatycznych i później przemodelowane w warunkach wadycznych. Piętra te są złożone z tak zwanych pętli freatycznych (*phreatic loops*), częściowo rozciętych w trakcie późniejszej ewolucji jaskini (Bella, 2008; Hercman *et al.*, 2008). W dolnym piętrze pętle freatyczne są stale aktywne i są syfonami wypełnionymi wodą.

Osady klastyczne

W jaskini występują liczne osady klastyczne naniesione przez przepływający potok, których miąższość miejscami przekracza 1,5 m. Wśród allochtonicznego materiału frakcji żwirowej dominują fragmenty skał krystalicznych a podrzędnie występują krzemienie wypreparowane z mezozoicznych skał węglanowych (Vlček & Psotka, 2008). Wielkość klastów sięga do 10 cm, natomiast w suchych korytarzach za syfonem położonych kilka metrów ponad aktywnym przepływem stwierdzono także otoczaki o średnicy do 20 cm (Hochmuth, 1984). Piaski w górnym piętrze jaskini są najczęściej poziomo warstwowane (Vlček & Psotka, 2008). Występujące w jaskini osady klastyczne pochodzą zapewne z rozmywanych moren. Obecność większych otoczaków w wyżej położonych korytarzach wskazuje na ich powstanie w warunkach większych przepływów niż obecnie (cf. Wójcik, 1968).

Nacieki jaskiniowe

Szata naciekowa jaskini jest stosunkowo skromna i reprezentowana głównie przez polewy naciekowe (Fig. 10). Miejscami są one skorodowane i pokryte zagłębieniami wirowymi (*scallops*). Datowanie Th/U wskazuje na pięć etapów wzrostu nacieków w Jaskini Brestowskiej to jest: ok. 200 tys. lat, między ok. 128 a 88 tys. lat, ok. 82 a 65 tys. lat, ok. 64 a 50 tys. lat, i w trakcie holocenu (Hercman *et al.*, 2008). Przynajmniej w trakcie części ochłodzenia związanego z 6 stadium tlenowym (MIS 6) w jaskini zachodził wzrost nacieków, co wskazuje, że była ona wówczas usytuowana poza strefą wiecznej marzłoci.

Wiek i rozwój jaskini w świetle wyników datowania nacieków

Wiek nacieków w połączeniu z ich przestrzennym rozmieszczeniem w jaskini świadczy, że górne piętro jaskini było odwodnione już ok. 200 tys. lat temu (Hercman *et al.*, 2008). W tym czasie musiało zatem istnieć dolne piętro jaskini, które miało wystarczające rozmiary aby skutecznie odprowadzać płynące przez jaskinię allogeniczne wody. Sugeruje to, że poziom wód gruntowych był wówczas usytuowany w przybliżeniu na poziomie zbliżonym do dzisiejszego, a zapewne również skalne dno doliny było wcięte do zbliżonego poziomu jak dzisiaj. Wnioski te są spójne z wcześniej uzyskanymi rezultatami dotyczącymi historii rozwoju innych dolin tatrzańskich, a także obszaru Niżnych Tatr.

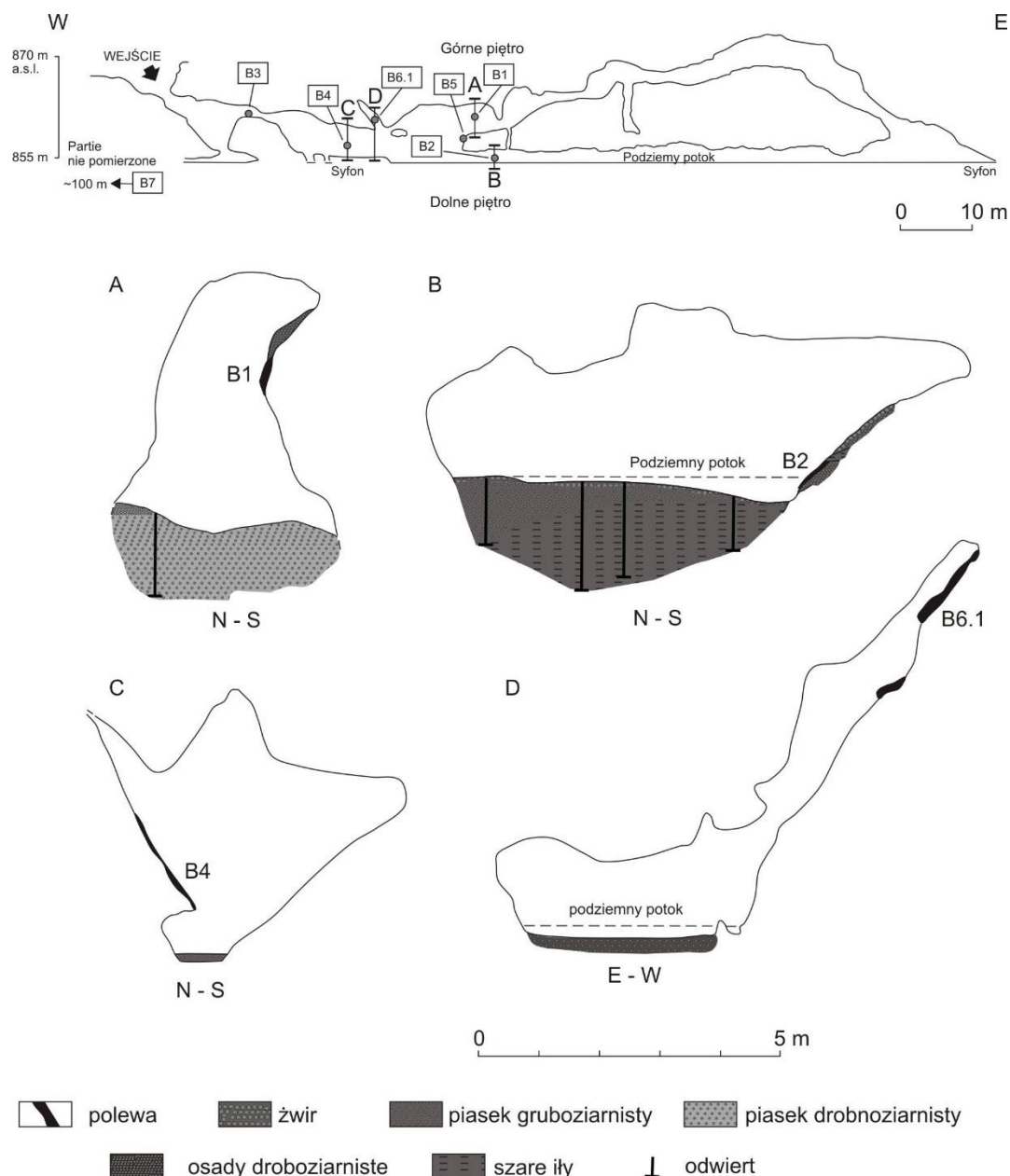


Fig. 10. Przekrój środkowej części Jaskini Brestowskiej, zaznaczone miejsca pobrania próbek nacieków do datowania (z Hercman *et al.*, 2008).

Pomiędzy ok. 50 tys. lat a początkiem holocenu poziom wód w jaskini podniósł się przynajmniej o 7 m, a zapewne nawet 12 m (Hercman *et al.*, 2008). Doprowadziło to do korozji starszych nacieków i depozycji w jaskini różnorodnych osadów klastycznych – głównie drobnoziarnistych (Fig. 10). Procesy te były związane z zalaniem jaskini przez inwazyjne wody pochodzące z topnienia lodowców wümskich usytuowanych wyżej w dolinie. Zwierciadło wód zostało dodatkowo podniesione na skutek depozycji osadów klastycznych tworzących rozległy stożek fluwioglacjalny u wylotu Doliny Zimnej Wody Orawskiej. Osady te zasypały istniejące wywierzyisko, a co za tym idzie spowodowały spiętrzenie wód podziemnych na jego zapleczu.

Mikroklimat i fauna jaskiniowa

Jaskinia charakteryzuje się statycznym mikroklimatem (Zelinka, 2008). Temperatura wewnątrz waha się pomiędzy 4,9 a 5,5 °C.

W jaskini stwierdzono 35 taksonów bezkręgowców, głównie należących do Collembola i Diptera (Kováč *et al.*, 2008). Jest ona jednym z najbardziej na północ wysuniętych stanowisk

Mesoniscus graniger w Europie. W wodach jaskini stwierdzono występowanie 18 taksonów zoobentosu, między innymi *Niphargus tatrensis* – znany z wielu jaskiń tatrzańskich i *Bathynella natans* (Deván, 1985; Kováč *et al.*, 2008). Ponadto w podziemnym potoku płynącym przez jaskinię obserwowano pstrągi (Gulička, 1986). Jaskinia jest także ważnym stanowiskiem nietoperzy; łącznie odnotowano tam przedstawicieli dziewięciu gatunków (Štollmann, 1966; Kováč *et al.*, 2008). Na uwagę zasługuje odnotowanie w tej jaskini podkowca śródziemnomorskiego (*Rhinolophus euryale*; Bobáková *et al.*, 2002). Jest to jedno z dwóch najdalej na północ wysuniętych stanowisk tego gatunku na Słowacji (Pjenčák *et al.*, 2003).

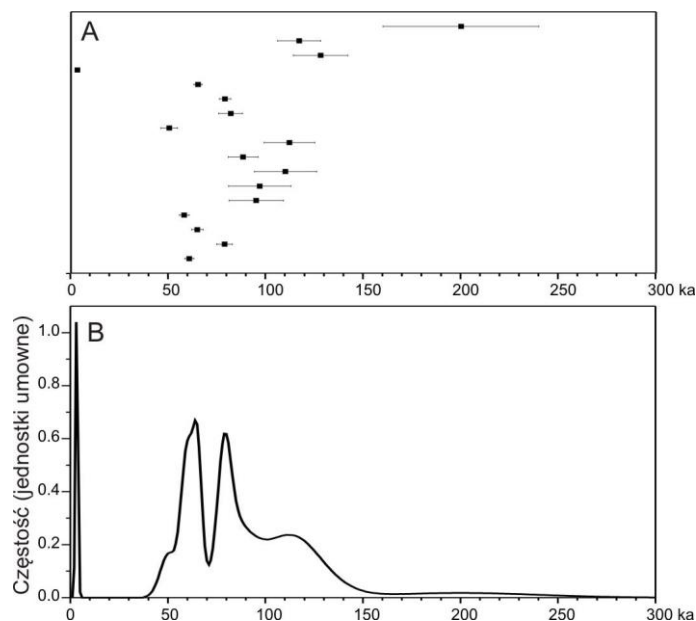


Fig. 10. Wyniki datowania nacieków z Jaskini Brestowskiej (A) i krzywa częstości wzrostu nacieków w tej jaskini (B) (z Hercman *et al.*, 2008).

Historia poznania jaskini

Wstępne tak zwane „suche partie” jaskini a także Wpływ Stefkowskiego Potoku były od dawna znane okolicznym mieszkańcom. Zwiedzali je między innymi Tytus Chałubiński w 1886 r. i Jan Gwalbert Pawlikowski przed 1887 r., który uznał ją za interesujący cel wycieczek (Wiśniewski, 1988; Lalkovič, 2008). Znana długość jaskini wynosiła wtedy ponad 450 m. W latach 1960. dokonano odkryć powiększających długość jaskini do ok. 625 m (Brodňanský, 1975). Zagradzającą dalszą drogę w głąb jaskini długi syfon po raz pierwszy próbowano przenurkować w 1968 r., a następnie w 1974 r. Przebyto go dopiero w 1979 r. (Hochmuth, 1984). Był to wówczas najdłuższy poznany syfon w jaskini tatrzańskiej. Odkryto za nim ok. 775 m korytarzy poprzegradzanych 4. syfonami, oraz piąty syfon, zbyt wąski do przebycia (Hochmuth, 1984). Zbadanie partii położonych za pierwszym syfonem i dokonanie pomiarów było możliwe dzięki czterodniowemu biwakowi. Od 1994 r. jaskinia jest narodowym pomnikiem przyrody (národná prírodná pamiatka). W roku 2015 zainstalowano w jaskini stalowe schodki i kładki celem przystosowania jej do ruchu turystycznego (Bella *et al.*, 2016). Od sierpnia ubiegłego roku jaskinia jest udostępniona; turyści zwiedzają ją w grupach 15 osobowych; są wyposażeni w kaski i posługują się własnym oświetleniem. Trasa turystyczna liczy 424 m a zwiedzanie trwa 50 minut.

PUNKT 2 – Jaskinia Dúpnica

Jaskinia ta położona w południowo-zachodniej części Tatr nie była dotychczas odwiedzana podczas sympozjów speleologicznych, lecz czynione były takie próby w 2000 r., które jednakże nie powiodły się z przyczyn organizacyjnych.

Położenie, cechy i geneza jaskini

Otwór jaskini Dúpnica znajduje się na północny wschód od wsi Liptovské Matiašovce w Dolinie Suchej Sielnickiej (Sucha dolina) na wysokości 765 m n.p.m. i 73 m ponad jej dnem (Droppa, 1972). Długość jaskini wynosi 150 m (<http://www.smopaj.sk/sk/zoznam-jaskyn>). Jej główną część stanowi rozległa sala o rozmiarach 40 m na 35 m i wysokości do 15 m (Fig. 12; Bella *et al.*, 2015). Badania przy użyciu skanera laserowego Leica ScanStation C10 pozwoliły ustalić, że powierzchnia sali 981 m² a jej objętość wynosi 8523 m³ (Fig. 13; Bella *et al.*, 2015). Dno sali pokrywa autochtoniczny gruz, o bardzo zróżnicowanych rozmiarach.

Jaskinia jest rozwinięta w wapieniach jednostki choczańskiej (Hronikum) w pobliżu kilku istotnych uskoków – uskoku podtatrzańskiego (na tym odcinku ograniczającego Tatry od południa), uskoku choczańskiego i równoległego do niego uskoku matiaszowskiego (oba o przebiegu SW-NE), oraz uskoku Doliny Suchej (o przebiegu SW-NE). W skałach goszczących jaskinię dominują pęknięcia o przebiegu WSW-ESE i SSE-NNW, które są równoległe do uskoków stwierdzanych na powierzchni (Bella *et al.*, 2015). W sali stwierdzono obecność trzech wyraźnych uskoków. Ściany i strop dużej części jaskini są w znaczącym stopniu przemodelowane przez obrywy, zapewne przynajmniej częściowo spowodowane wietrzeniem mrozowym. Niewątpliwie obrywom sprzyjało występowanie uskoków i pęknięć (Bella *et al.*, 2015).

Jaskinia była dotąd uznawana za uformowaną przez przepływ podziemnego strumienia (Droppa, 1972). Jednakże ostatnio prowadzone badania pozwoliły zrewidować ten pogląd. W ich świetle należy przyjąć, że jaskinia powstała na skutek cyrkulacji wód głębokiego krążenia, najprawdopodobniej o podwyższonej temperaturze (Bella *et al.*, 2015). Przesłanką na taką genezę jaskini dostarczają boczne partie położone w jej południowej części; partie te nie zostały przemodelowane przez obrywy. W ich stropie i ścianach znajdują się charakterystyczne formy korozyjne – owalne kotły w stropie (*cupolas*) i pionowe kanały (*feeders*) na ścianach (Bella, 2013). Te partie powstały na uskoku o orientacji ENE-WSW (Bella *et al.*, 2015). Znamienne jest też, że duże połacie ścian i stropu pokryte są tam pryzmatycznymi kryształami kalcytu typu nailhead spar. Są one przezroczyste do mlecznobiałych i tworzą zwartą pokrywę o miąższości przeciętnie ok. 1 cm. Wartości $\delta^{13}\text{C}$ tych kalcytów mieszczą się między $-2,62$ a $0,39$ ‰ V-PDB. Sugeruje to, że kalcyty krystalizowały z wód z geogenicznym CO_2 .

Współczesne wypływy tego typu wód są znane z otoczenia jaskini, z wsi Bešeňová i Lúčky położonych odpowiednio 13 km ku SW i 14 km ku SWW (Gradziński *et al.*, 2015). Wody te po wypływie na powierzchnię wytrącają trawertyny, co świadczy o ciągle przebiegających procesach rozpuszczania w głębi kompleksów skalnych. Aktywna jaskinia freatyczna została stwierdzona wierceniem BJ-101 zlokalizowanym we wsi Lúčky. Znajdowała się ona na głębokości 77,6–87,0 m i była wypełniona wodą o temperaturze 32 °C (Klago, 1984). W pobliżu źródeł znajdują się również starsze, nieaktywne odpowiedniki współczesnych trawertynów.

Można sądzić, że jaskinia jest fragmentem dawnego systemu głębokiej cyrkulacji krasowej, którego współczesne analogi są cały czas aktywne w sąsiedztwie, ale dostosowały się one do spowodowanego denudacją obniżenia dna dolin. System ten był aktywny w czasie, gdy poziom Doliny Wagu był położony przynajmniej 200 m wyżej niż obecnie, a obszar gdzie znajduje się jaskinia był pokryty klastycznymi osadami tak zwanego paleogenu centralnokarpackiego, które do dzisiaj są zachowane w jej sąsiedztwie. Pełniły one rolę warstw napinających, a rozładowanie przepływów artezyjskich było możliwe wzdłuż uskoków, tak jak to ma miejsce we współcześnie aktywnych źródłach. Należy przypuszczać, że warunki takie panowały w pliocenie lub na początku czwartorzędu. Dowodzą tego z jednej strony datowania kryształów kalcytów, które sugerują wiek starszy niż 1,2 mln lat. Z drugiej strony najstarsze trawertyny, które powstały gdy wypływy ciepłych wód znajdowały się niżej niż jaskinia, a więc są od niej młodsze, są datowane na plejstocen środkowy (Gradziński *et al.*, 2015).

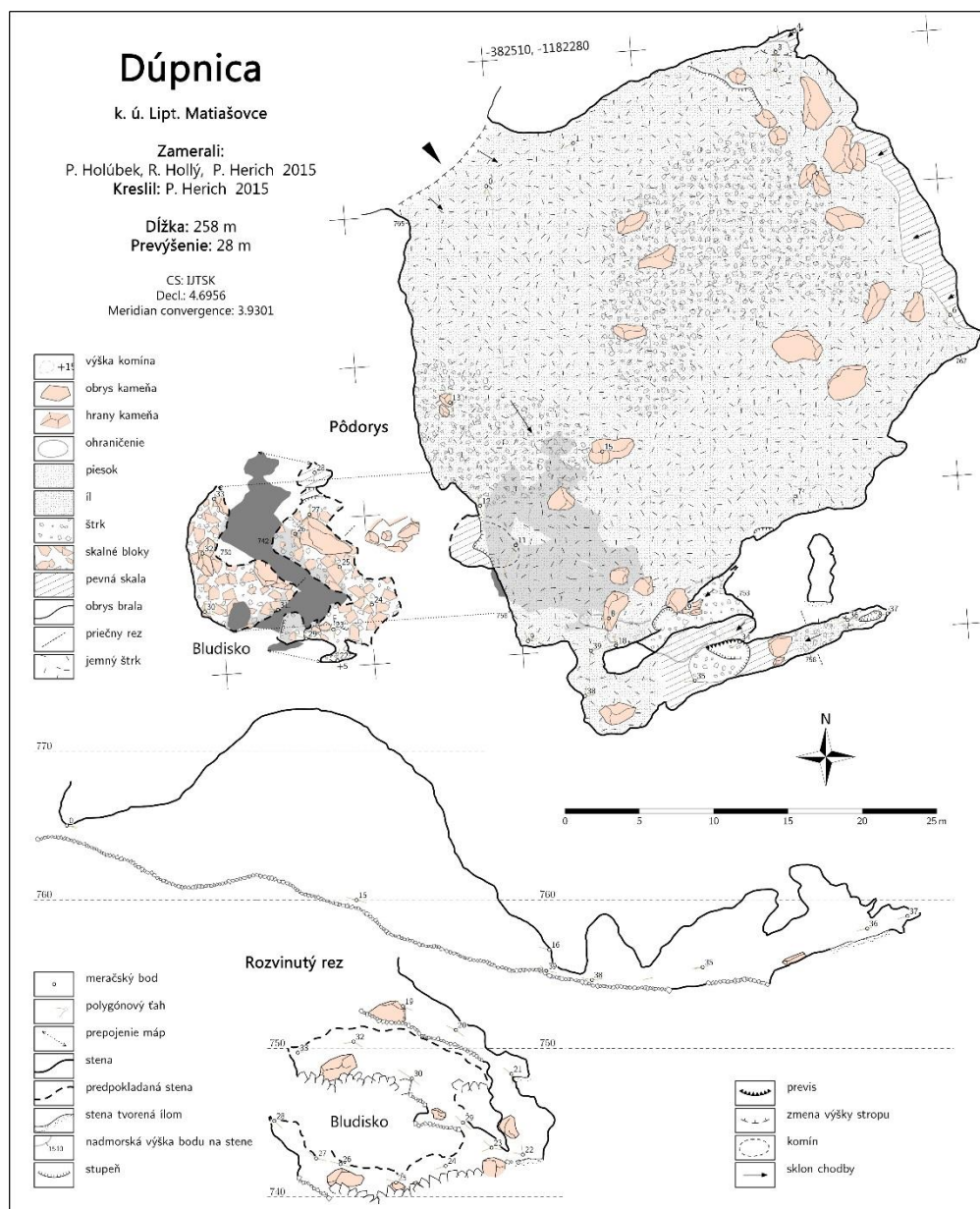


Fig. 12. Plan i przekroje jaskini Dúpnica.

Fauna jaskiniowa, znaleziska paleontologiczne i archeologiczne, historia poznania jaskini

Współczesna fauna jaskini nie była szczegółowo badana. Stwierdzono tam występowanie nielicznych nietoperzy (Bobaková *et al.*, 2002; Pjenčák *et al.*, 2003). Osady jaskini nie były szczegółowo badane. Podczas wyrywkowych prac stwierdzono tam liczne kości zwierzęce, w tym czaszki, jelenia, dzika, sarny i owcy lub kozy (Šimková, 2006, 2014).

Jaskinia Dúpnica jest jedynym w Tatrach jaskiniowym stanowiskiem archeologicznym. Znaleziono tam ceramikę, przedmioty z brązu (w tym kilkucentymetrowej długości igła pozbawiona zdobień) i z żelaza. Znaleziska te są datowane na epokę żelaza (kultury halsztacka i puchowska; Šimková, 2006, 2014). Szczególnie interesująca wydaje się być celtycka srebrna moneta o średnicy 15–16 mm i wadze 1,53 g (Soják & Struhár, 2014). Znaleziona została też ludzka czaszka pozbawiona żuchwy należąca prawdopodobnie do kilkuletniej dziewczynki. Dało to asumpt do przypuszczeń, że jaskinia służyła jako miejsce kultu (Laucik, 2005; Struhár *et al.*, 2013). Jaskinia była zasiedlana także w średniowieczu i wykorzystywana przez ludność podczas słowackiego powstania narodowego w jesieni 1944 r. (Bella *et al.*, 2007). Wiśniewski (1999) sugeruje średniowieczne pochodzenie jej nazwy.

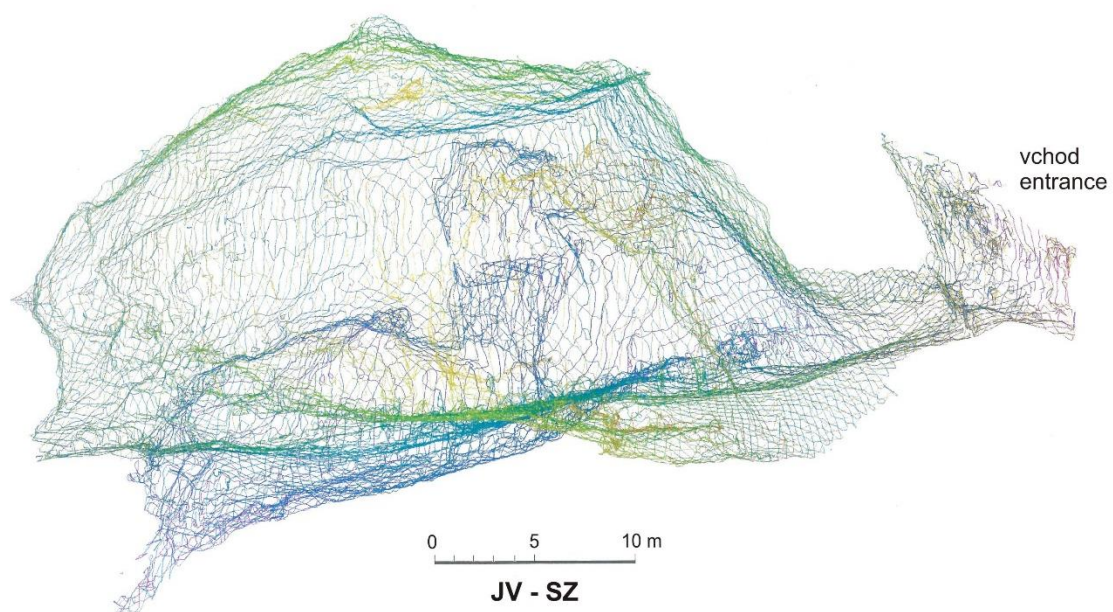


Fig. 13. 3D model jaskini Dúpnica (z Bella *et al.*, 2015).

SESJA TERENOWA D

EWOLUCJA SYSTEMU KRASOWEGO ORAZ PROCESY NEOTEKTONICZNE DOLINY BYSTREJ

Jacek Szczygiel¹, Grzegorz Barczyk², Ditta Kicińska³, Helena Hercman⁴

¹*Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec, Polska;
e-mail: jacek.szczygiel@us.edu.pl*

²*Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa, Polska;
e-mail: gb59@uw.edu.pl*

³*Instytut Geologii, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, ul. Krygowskiego 12, 61-680 Poznań, Polska;
e-mail: kicińska@amu.edu.pl*

⁴*Instytut Nauk Geologicznych Polskiej Akademii Nauk, Twarda 51/55, 00-818 Warszawa, Polska; e-mail:
hhercman@twarda.pan.pl*

Jaskinie Doliny Bystrej należą do najczęściej i najróżnorodniej badanych w Tatrach (Fig. 14). Jest to zapewne wynik łatwego dostępu do otworów, niewielkich trudności wewnątrz jaskini oraz ich odkryciu już na początku XX w lub nawet wcześniej. Mimo to jaskinie te dostarczają nam ciągle nowych danych, ostatnie głównie z zakresu zależności ewolucja doliny – ewolucja jaskiń (Szczygiel *et al.*, 2015ab; Szczygiel, 2015b; Kicińska *et al.*, 2017).

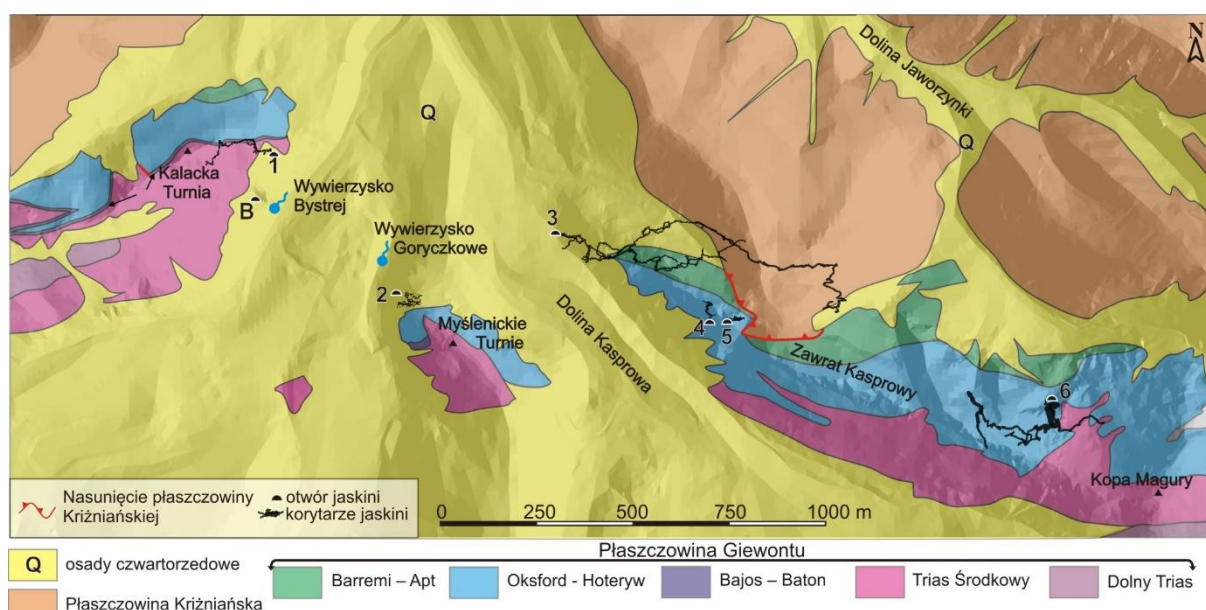


Fig.14. Powierzchniowa mapa geologiczna środkowej części Doliny Bystrej (za Michalik, 1958; Guzik & Jaczynowska, 1978; zmodyfikowana); Jaskinie: 1 – Kalacka; B – Bystrej; 2 – Goryczkowa; 3 – Kasprowa Niżnia; 4 – Kasprowa Średnia; 5 – Kasprowa Wyżnia; 6 – Magurska (Szczygiel *et al.*, 2015a, zmodyfikowano)

Punkt D1 – Jaskinia Bystrej, Wywierzysko Bystrej

Z krasowego punktu widzenia Dolina Bystrej dzieli się na dwie części: zlewnię wywierzysk Goryczkowego i Bystrej (Górnego i Dolnego). System wywierzysk Bystrego Górnego i Dolnego jest jedynym dużym system wywierzyskowym polskiej części Tatr Zachodnich, w którym nie były prowadzone badania znacznikowe. Jednocześnie bezpośredni związek obu tych wywierzysk ze znajdującą się w pobliżu Jaskinią Bystrej wskazywany był wielokrotnie przez licznych eksploratorów i badaczy samej jaskini (Zwoliński, 1961, 1987; Rudnicki, 1967; Małecka, 1993; Grodzicki, 2002). Związek ten został potwierdzony w roku 1987, dzięki barwieniom w V syfonie

(informacja ustna: Magdalena Słupińska). System Jaskini Bystrej traktowany jest jako okresowo czynne piętro podziemnego odwodnienia masywu Giewontu. Podczas wyższych stanów zawodnienia masywu (roztopy, powodzie) większość obecnie dostępnych korytarzy jaskini zalewanych jest całkowicie wodą, a otwór wejściowy wyprowadza nadmiar wody na zasadzie „kanału ulgi”. Pod koniec XX wieku podejmowano kilkakrotnie próby barwień w wybranych suchych ponorach i szczelinach krasowych znajdujących się na południowych zboczach Giewontu, głównie w rejonie Hali Kondratowej, lecz nie uzyskano pozytywnych wyników (Barczyk, 2008).

Ze względu na brak wyników doświadczalnych można jedynie teoretycznie oszacować spadek naturalny pomiędzy poziomem wody jaki utrzymuje się w jeziorze Wielkiego Syfonu (–4,5 m względem otworu wejściowego, ok. 1177,5 m n.p.m.) a wypływem wywierzyska (średnia wartość 1167,5 m n.p.m.). Dla odległości pomiędzy tymi dwoma punktami (w linii prostej) oszacowanej na około 350 m oznacza to spadek rzędu 2,9–3,0%. Podobne spadki stwierdzone zostały dla przepływów we współczesnym systemie jaskini Szczelina Chochołowska, a także w przypadku przepływów z systemów jaskiń Miętusiej i Wielkiej Śnieżnej (Barczyk, 2008).

Górna część doliny Potoku Bystrej (Dol. Małe Szerokie, Dol. Kondratowa, Dol. Sucha Kondracka) jest praktycznie bezwodna jeśli chodzi o przepływy powierzchniowe. Bezpośrednio w sąsiedztwie jaskini, w kierunku SE i SW od linii jej przebiegu znajduje się kilka znacznych lejów krasowych reprodukowanych w czwartorzędowej pokrywie. Nieliczne jaskinie występujące w partiach grzbietowych Długiego Giewontu, czy w okolicy Piekła są z reguły niewielkimi schronami czy szczelinami powstałymi w przestrzeniach międzywarstwowych. Najgłębsza z nich Jaskinia w Piekło położona na wysokości ok. 1632 m n.p.m. ma głębokość 13,5 m. W żadnej z nich nie stwierdzono stałych przepływów wody. Kierunek współczesnych przepływów wody poprzez system Jaskini Bystrej do Wywierzysk Bystrej sugeruje, że jest to system odwadniający nie tylko masyw Giewontu, ale także bezwodnych obszarów dolin Małe Szerokie, Kondratowej i Suchej Kondrackiej.

Wywierzysko Bystrej, a w zasadzie wywierzyska: Dolne i Górne, zlokalizowane są po zachodniej stronie strumienia Bystrej, około 200 m poniżej jego źródła. Znajdują się one na wschodnim zboczu Kalackiej Turni (Fig. 14), 1165 (źródło południowe) i 1175 m n.p.m. Dolne wywierzysko charakteryzuje się ciągłym wypływem, natomiast górne sporadycznie wysycha. System krasowy zasilany jest ze zbiornika węglanowej części sukcesji wierchowej, płaszczowiny Giewontu (Tatricum). Pomimo, że górną, południowo-zachodnią część Doliny Kondratowej budują niekrasowięjące skały metamorficzne tzw. wyspy Goryczkowej (Burchart, 1970), to skład jonowy wody wypływającej z obu wywierzysk wskazuje, iż właśnie w tej części doliny zasilany jest system przepływu podziemnego (Barczyk, 2008; Gromadzka *et al.*, 2015). Agresywność węglanowa wód określana poprzez wskaźnik nasycenia SIc dla wód wypływających z Wywierzyska Bystrej Górnego: –1.17, odpowiednio dla wód z Wywierzyska Bystrej Dolnego: –0.97. Średnia objętość wody magazynowana w zbiorniku lokalnym systemu wywierzyskowego szacowana jest na ok. $9,4 \times 10^5 \text{ m}^3$ dla okresu 1980–2002 (Barczyk, 2008). Średnia wydajność w latach 1980–2000 wynosiła ok. 350 l/s (Barczyk, 2003). Wywierzysko Bystrej jest najniższym elementem systemu, którego górne starsze odpowiedniki stanowią jaskinie Bystrej i Kalackiej.

Jaskinia Bystrej (deniwelacja: 53 m; długość: 1480 m; wysokość otworów: 1182 i 1190 m n.p.m.; Grodzicki, 2002) jest aktywną jaskinią epifreatyczną, co wiąże się z jej niedostępnością. W efekcie ostatnie prace terenowe w tej jaskini były prowadzone przez Prof. Głazka po wypompowaniu syfonów w 1987 r., związanym z akcją ratunkową. Próbką nacieku pobrana wówczas przez Profesora pomiędzy syfonami w korytarzu wejściowym, datowana była metodą spektrometrii cząstek alfa na około 116 tys. lat (Duliński & Kuliś, 1989). Datowaniu poddana jednak była najmłodsza warstwa, podczas gdy określenie wieku najstarszych warstw nacieku dałoby minimalny wiek osuszenia korytarzy po utworzeniu wywierzyska. Niemniej jednak data ta dowodzi, że Dolina Bystrej nie była pogłębiona od interglacjału eemskiego. Obecnie, prace takie realizowane są w ramach projektu *Ewolucja i wiek rzeźby Zachodnich Karpat Wewnętrznych w oparciu o kompleksowe badania jaskiń (morfologii jaskiń, aktywności neo-tektonicznej i wieku osadów jaskiniowych)* pod kierownictwem Heleny Hercman.

PUNKT D2 – Jaskinia Kalacka

Jaskinia Kalacka ma 345 m długości, przy 19 m deniwelacji. Zlokalizowana jest na wysokości 1230 m n.p.m. tj., ok. 70 m nad dnem doliny w masywie Kalackiej Turni (Luty, 2002). Jaskinia jest reliktem kanału freatycznego Wywierzyska Bystrej. Jaskinia rozwinęła się w wapieniach masywnych formacji z Raptawickiej Turni (wg Lefeldta *et al.*, 1985) w płaszczynie Giewontu. Korytarze Jaskini Kalackiej powstały wzdłuż uskoku W-E i NE-SW (Szczygieł *et al.*, 2015a; Fig. 15).

Szczegółowe badania petrograficzne i teksturalne osadów klastycznych z Jaskini Kalackiej zostały przedstawione przez Wójcika (1960, 1966), a ostatnio zrewidowane i wzbogacone o analizę minerałów ciężkich przez Kicińską *et al.* (2017). W jaskini przeważają minerały nieodporne. Na uwagę zasługuje występowanie glaukonitu, który wskazuje na transport wód, zarówno z górnej części Doliny Kondratowej, jak z północnych zboczy Doliny Cichej na Słowacji, pod skałami krystalicznymi jednostki Giewontu. Zespół ten wykonał również datowania nacieków (metoda cząstek alfa), wskazujące iż jaskinia została osuszona minimum 160 ka. Listwa nacieku datowana na taki wiek została stwierdzona w początkowych partiach jaskini, powyżej osadów klastycznych, co wskazuje, że osady te mogły być nanoszone do jaskini jeszcze przed przedostatnim zlodowaceniem (por. Wójcik, 1979). Oznaczałoby to, że w czasie dwóch ostatnich zlodowaceń jaskinia znajdowała się w strefie peryglacialnej oraz o nieznacznej roli działalności wód płynących z topniejących lodowców w tym okresie przez jaskinię. Analiza osadów połączona z analizą form korozyjnych wykazały dwa etapy aktywności jaskini. Pierwszy inicjalny związany z jej freatyczną genezą, drugi z cyklem glacialnym i wykorzystywaniem przez wody proglacialne istniejących kanałów paleofreatycznych (Kicińska *et al.*, 2017). Co ciekawe najnowsze datowania wykonane metodą spektrometrii mas z innej polowy naciekowej z Jaskini Kalackiej dały wynik ponad 280 ka, co oznacza, że już podczas stadium tlenowego MIS 8 jaskinia znajdowała się w strefie wadycznej (Szczygieł *et al.*, streszczenia referatów str. 88). Wyniki te jednak wymagają dalszej szczegółowej interpretacji, ukierunkowanej na ewolucję jaskini.

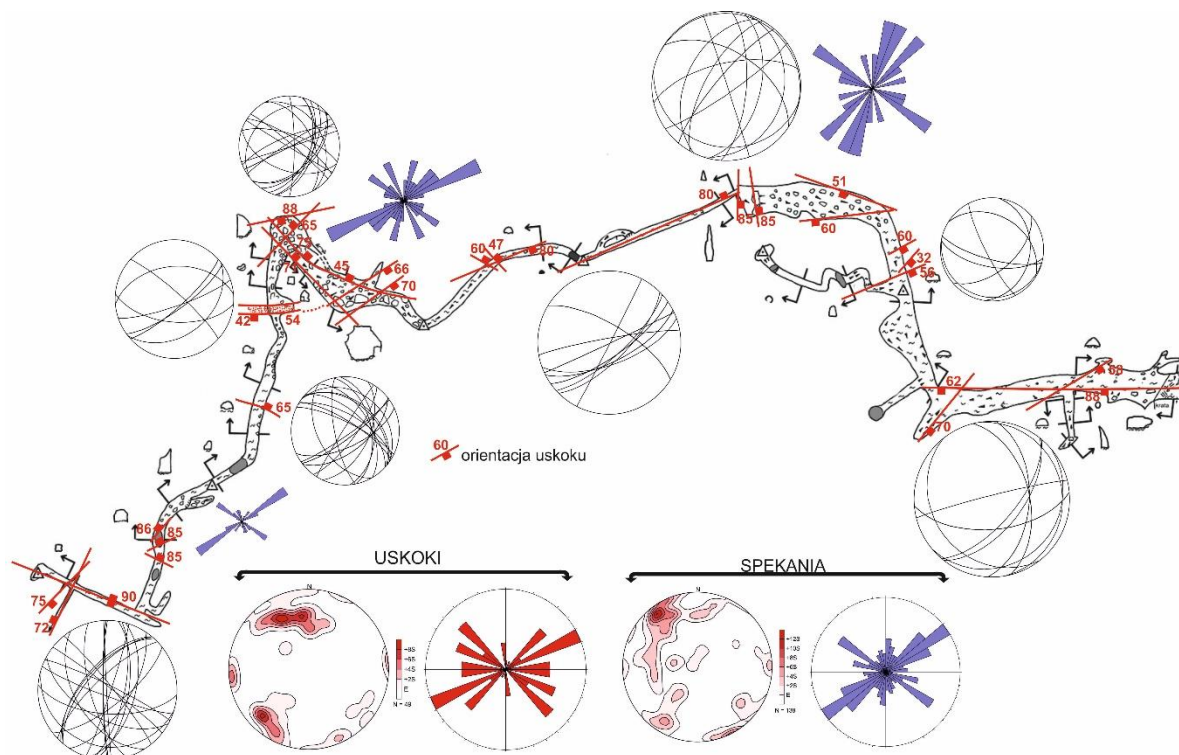


Fig. 15. Plan strukturalny Jaskini Kalackiej; niebieskie diagramy rozetowe oraz projekcje kół wielkich na (dolnej półkuli) prezentują orientację spękań w poszczególnych stanowiskach; diagramy zbiorcze prezentują populacje wszystkich pomierzonych struktur w jaskini; podkład topograficzny wg Luty (2002); dane tektoniczne wg Szczygła *et al.* (2015).

Najmłodszymi procesami wpływającymi na morfologię jaskini były i są procesy tektoniczne związane głównie z głębokimi, grawitacyjnymi deformacjami stoków (Szczygieł, 2015b). Przemieszczenia młodsze od korytarzy jaskiniowych odnotowali już Wójcik i Zwoliński (1959). Rekonstrukcja tensorów naprężeń generujących te przemieszczenia wykazała pionową oś ściskania, co jest równoznaczne z grawitacją (Szczygieł, 2015b; Fig. 16). Zastosowanie profilowania elektrooporowego nad Jaskinią Kalacką, połączonego z kartowaniem geologicznym i geomorfologicznym na stokach Kalackiej Turni wykazało szereg nieciągłości biegnących od powierzchni do głębokości minimum 70 m. Część z nich przecina Jaskinię Kalacką. Co istotne, badania geofizyczne wskazują na obecność powierzchni odkucia równoległe do stoku. Deformacje te zostawiły po sobie więcej śladów w jaskini niż na powierzchni, i w zasadzie bez danych speleologicznych deformacje na powierzchni byłyby trudne do zinterpretowania, nie wzbudzając zainteresowania. Tymczasem w Jaskini Kalackiej udokumentowano deformacje osadów klastycznych oraz zniszczenia nacieków (Szczygieł *et al.*, streszczenia referatów str. 88). W oparciu o badania własności fizycznych skał oszacowaliśmy współczynnik wzmocnienia amplitud drgań i odpowiadające im częstotliwości rezonansowe osadu w syfonie. Pozwoliło to zinterpretować część deformacji osadów klastycznych jako efekt upłynnienia materiału na skutek wstrząsu wygenerowanego poprzez gwałtowne odprężenie masywu.

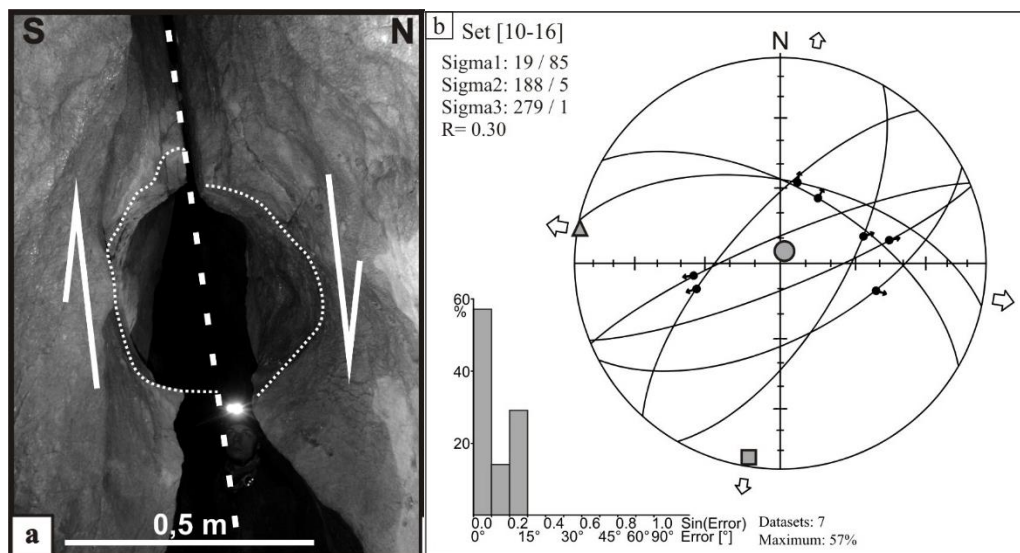


Fig. 16. A – przykład uskoku przemieszczającego korytarz w Jaskini Kalackiej (Szczygieł, 2015); B - rekonstrukcja paleostresu dla wybranych uskokuw przemieszczających korytarze Jaskiń Kalackiej i Goryczkowej. Projektacja na półkuli dolnej, zwrot uskoku zrzutowany na łukach płaszczyzn uskokuw; główne osie paleostresu: koło = σ_1 (Sigma1), kwadrat = σ_2 (Sigma2), trójkąt = σ_3 (Sigma3), $R = \Phi$ - współczynnik naprężeń ($\sigma_2 - \sigma_3 / \sigma_1 - \sigma_3$); histogram fluktuacji pokazuje kąt dwuścienny między zmierzoną lineacją, a wektorem naprężeń dla każdej płaszczyzny uskoku; wg Szczygła (2015).

Literatura

- Bac, M., 1971. Tektonika jednostki Bobrowca w Tatrach Zachodnich. *Acta Geologica Polonica*, 21: 279–316.
- Bac-Moszaszwili, M., Burchart, J., Głazek, J., Iwanow, A., Jaroszewski, W., Kotański, Z., Lefeld, J., Mastella, L., Ozimkowski, W., Roniewicz, P., Skupiński, A. & Westfalewicz-Mogilska, E., 1979. *Mapa geologiczna Tatr Polskich, 1:30 000*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Bac-Moszaszwili, M. & Gąsienica-Szostak, M., 1991. *Tatry Polskie. Przewodnik geologiczny dla turystów*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 159 pp.
- Bac-Moszaszwili, M. & Jurewicz, E., 2010. *Wycieczki geologiczne w Tatrach*. Wydawnictwa Tatrzańskiego Parku Narodowego, Zakopane, 156 pp.
- Bac-Moszaszwili, M. & Nowicki, T., 2006. Uwagi o rozwoju jaskiń w strukturze płaszczowinowej Czerwonych Wierchów w Tatrach. *Przegląd Geologiczny*, 54, 1: 56–60.
- Barczyk, G., 1994. *Wody krasowo-szczelinowe Tatr Zachodnich i problemy ich ochrony*. Archiwum

- Wydziału Geologii UW, 167 pp.
- Barczyk, G., 1998. Denudacja chemiczna krasu węglanowego w świetle badań stacjonarnych zlewni potoków Chochołowskiego i Kościeliskiego (Tatry Zachodnie). *Kras i speleologia*, 9: 223–233.
- Barczyk, G., 2003. Circulation in present-day karst systems sourcing the vaucluse springs in the Polish Tatra Mts., based on tracer methods and limnometric observations. *Geological Quarterly*, 47: 97–106.
- Barczyk, G., 2004. Recent results of the dye tracer tests of the Chochołowskie vaucluse spring karst system (Western Tatra Mts.). *Acta Geologica Polonica*, 54: 169–177.
- Barczyk, G., 2008. *Tatrzańskie wywierzyska. Krasowe systemy wywierzyskowe Tatr Polskich*. Wydawnictwa Tatrzańskiego Parku Narodowego, Zakopane, 175 pp.
- Barczyk, G., 2017. Spektakularne wywierzyska. *Tatry* 1(59): 84–89
- Barczyk, G., Jach, R. & Nowicki, T., 2000. *Kras Doliny Chochołowskiej – sesja terenowa 2*. Materiały 34. Sympozjum Speleologicznego, Kościelisko, 20–22.10.2000. Sekcja Speleologiczna PTP im. Kopernika, Kraków: 9–20.
- Bella, P., 2008. Geomorfologické pomery Brestovskej jaskyne. *Slovenský Kras*, 46 suppl. 1: 25–54.
- Bella, P., 2013. Disolučné kupoly v jaskyniach, ich morfologenetické znaky a typológia – príklady z vybraných jaskýň na Slovensku. *Aragonit*, 18: 30–35.
- Bella, P., Gažík, P., Haviarová, D., Peško, M., Višňovská, Z., Vlček, L. & Zelinka, J., 2008. Ochrana a možnosti sprístupnenia Brestovskej jaskyne. *Slovenský Kras*, 46 suppl. 1: 125–129.
- Bella, P., Gradziński, M., Hercman, H., Vlček, L. & Ramatowski, P., 2011. sesja terenowa III. Zjawiska krasowe dolnej części Doliny Zimnej Wody Orawskiej (Jaskinia Brestowska) Słowacja. In: Rychliński, T. & Jaglarz, P. (eds), *Tatrzańskie Warsztaty Geologiczne, Zakopane 13–16 października, 2011. Materiały konferencyjne, przewodnik sesji terenowych, abstrakty*. Instytut Nauk Geologicznych UJ, Kraków, pp. 50–54.
- Bella, P., Haviarová, D., Višňovská, Z., Kunáková, L., Zelinka, J., Kudla, M. & Labaška, P., 2016. Brestovská jaskyňa – ďalšia sprístupnená jaskyňa na Slovensku. *Aragonit*, 21, 1–2: 3–10.
- Bella, P., Hlaváčová, I. & Holúbek, P., 2007. Zoznam jaskýň Slovenskej republiky (stav k 30. 6. 2007). Slovenské múzeum ochrany prírody a jaskyniarstva. Liptovský Mikuláš, 364 pp.
- Bella, P., Littva, J., Pukanská, K., Gašinec, J. & Bartoš, K., 2015. Využitie terestrického skenovania pri skúmaní štruktúrno-geologických diskontinuit a morfológie jaskýň: príklad jaskyne Dúpnica v Západných Tatrách. *Acta Geologica Slovaca*, 7: 93–102.
- Bobáková, L., Hapl, E., Brinyík, M. & Vlachovič, P., 2002. Zimoviská netopierov Západných Tatier. *Vespertilio*, 6: 343–344.
- Borowiec, W. & Rogalski, R., 1985. Wstępne wyniki badań hydrogeologicznych prowadzonych w masywie Kominiańskiego Wierchu w Tatrach Zachodnich. II Zjazd Naukowy PTPNoZ, 217–223.
- Borówka, R. K., Kostrzewski, A. & Zwoliński, Z., 1991. Cave sediments from the Chochołowska Valley (the Tatra Mountains, Poland): Interpretation of sequences and depositional processes. *Questiones Geographicae*, 9: 5–24.
- Brodňanský, J., 1958. Brestovská jaskyňa. *Slovenský Kras*, 1: 114–115.
- Brodňanský, J., 1959. Ponory Brestovskej jaskyne. *Slovenský Kras*, 2: 128–130.
- Brodňanský, J., 1975. Prieskum Brestovskej jaskyne a okolia. *Krásky Slovenska*, 52, 1: 10–12.
- Burchart, J., 1970. Skały krystaliczne Wyspy Goryczkowej w Tatrach. *Studia Geologica Polonica*, 32: 1–83.
- Dąbrowski, T., 1967. Podziemne przepływy krasowe potoków w Tatrach Zachodnich. *Acta Geologica Polonica*, 17: 593–622.
- Dąbrowski, T. & Głazek, J., 1968. Badania przepływów krasowych we wschodniej części Tatr Polskich. *Speleologia*, 3, 2: 85–98.
- Dąbrowski, T. & Rudnicki, J., 1964. Obserwacje nad warunkami hydrogeologicznymi krasu w obrębie serii Kominów Tylkowych i Czerwonych Wierchów. *Seminarium Speleologiczne I Ogólnopolskiego Zjazdu Badaczy Krasu, Św. Katarzyna, 29.05.-1.06.1963*, 21–35.
- Deván, P., 1985. Príspevok k poznaniu driftu bezstavovcov v Brestovskej jaskyni (Roháče). *Slovenský Kras*, 23: 287–299.
- Dropa, A., 1972. Krás skupiny Sivého vrchu v Západných Tatrách. *Československý Kras*, 23: 77–98.
- Dudziński, K., 1985. Jaskinia Naciekowa (plan). In: Grodzicki, J. (ed.) Tom 3. *Jaskinie wschodniego zbocza Doliny Kościeliskiej*. Polskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk o Ziemi, Warszawa 1991, 194 pp.
- Dudziński, K. & Kardaś, R., 1993. Jaskinia Naciekowa. In: Grodzicki, J. (ed.) Tom 3. *Jaskinie wschodniego zbocza Doliny Kościeliskiej*. Polskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk o Ziemi, Warszawa, pp. 77–84.
- Duliński, M. & Kuliś, J., 1989. Najnowsze wyniki datowań $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ oraz analiz koncentracji izotopów stabilnych w naciekach kalcytowych z jaskiń południowo-centralnej Polski. *Geochronometria*, 6: 265–276.
- Dziadzio, P., Różniak, R. & Szulc, J., 1993. Geneza pól naciekowych z jaskiń Psiej i Naciekowej w Tatrach

- Zachodnich. *Przegląd Geologiczny*, 41: 767–775.
- Elias, S., 1886. *Illustrowany przewodnik do Tatr, Pienin i Szczawnic*. Wydanie trzecie, Kraków, 79 pp.
- Elias Radzikowski, S., 1900. *Pogląd na Tatry*. Wydanie trzecie z mapą Tatr, Reprint Kraków 1989, Krajowa Agencja Wydawnicza, 146 pp.
- Gawęda, A., 2010. *Po graniach Tatr*. Przewodnik geologiczny dla turystów. Wydawca dobre wydawnictwo.pl, Katowice, 160 pp.
- Głazek, J., 1995. Hydrografia krasowa Tatr Polskich. In: Grodzicki, J. (ed.), *Jaskinie Tatrzańskiego Parku Narodowego*, Polskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk o Ziemi, Warszawa, 4: 11–30.
- Gromadzka, M., Wolanin, A., Żelazny, M. & Pęksa, L., 2015. Physical and chemical properties of the Goryczkowe and Bystrej Górne vauclose springs in the Tatra Mountains. *Hydrology Research*, 46 (6): 954–968.
- Gradziński, R. & Radomski, A., 1957. Utwory naciekowe z „mleka wapiennego” w jaskini Szczeliny Chocholowskiej. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 26: 63–90.
- Gradziński, M., Hercman, H., Kicińska, D., Barczyk, G., Bella, P. & Holúbek, P., 2009. Kras tatrzański - rozwój wiedzy w ostatnich trzydziestu latach. *Przegląd Geologiczny*, 57: 674–684.
- Gradziński, M., Wróblewski, W. & Bella, P., 2015. Cenozoic freshwater carbonates of the Central Carpathians (Slovakia): Facies, environments, hydrological control and depositional history. In: Haczewski, G. (ed.), *Guidebook for Field Trips Accompanying 31st IAS Meeting of Sedimentology Held in Kraków on 22nd-25th of June 2015*. Polish Geological Society, Kraków, pp. 217–245.
- Grodzicki, J. (ed.), 1991. Jaskinie Tatrzańskiego Parku Narodowego. Tom 1. *Jaskinie Doliny Chocholowskiej i dolinek reglowych*. Polskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk o Ziemi, Warszawa, 200 pp.
- Grodzicki, J. (ed.), 2002. Jaskinie Tatrzańskiego Parku Narodowego. Tom 10. *Jaskinie Doliny Kondratowej, Bystrej, Goryczkowej, Kasprowej, Jaworzynki oraz Jaskinie Polskich Tatr Wysokich*. Polskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk o Ziemi, Warszawa, 241 pp.
- Gulička, J., 1986. O výskyte rýb v jaskynných a podzemných vodách so zreteľom na Slovensko. *Slovenský Kras*, 24: 77–92.
- Guzik, K. & Jaczynowska, W., 1978. *Mapa Geologiczna Tatr Polskich, 1:10 000, arkusz Kościelec (B4)*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Hajduk, J., 2011. Wpływ zawodnienia masywu na prędkość migracji wód we współczesnym systemie krasowym jaskiń: Wodnej pod Pisaną Skałą, Wodnej pod Raptawicką Turnią w Dolinie Kościeliskiej w Tatrach Zachodnich. *Archiwum KOŚiZN Wydz. Geol., UW*, 128 pp.
- Haviarová, D., 2008. Základné hydrogeochemické pomery a režim vôd v Brestovskej jaskyni. *Slovenský Kras*, 46 suppl. 1: 67–80.
- Haviarová, D. & Pristaš, P., 2008. Najnovšie výsledky stopovacích skúšok z povodia Brestovskej jaskyni. *Slovenský Kras*, 46 suppl. 1: 81–86.
- Haviarová, D. & Pristaš, P., 2013. Riešenie otázky komunikácie povrchových vôd Studeného potoka s podzemným tokom v Brestovskej jaskyni. *Aragonit*, 18, 1: 17–21.
- Hercman, H., Gradziński, M. & Bella, P., 2008. Evolution of Brestovská Cave based on U-series dating of speleothems. *Geochronometria*, 32: 1–12.
- Hercman, H., Nowicki, T. & Lauritzen S.E., 1998. Rozwój systemu jaskiniowego Szczeliny Chocholowskiej (Tatry Zachodnie) w świetle wyników datowania nacieków metodą uranowo-torową. *Studia Geologica Polonica*, 113: 85–113.
- Hochmuth, Z., 1984. Výsledky speleopotáčského prieskumu Brestovskej jaskyne. *Slovenský Kras*, 22: 151–156.
- Hochmuth, Z., 2008. Morfológia a genéza freatickej časti Brestovskej jaskyne. *Slovenský Kras*, 46 suppl. 1: 55–60.
- Jach, R., Gradziński, M. & Hercman, H., 2016. New data on pre-Eocene karst in the Tatra Mountains, Central Carpathians, Poland. *Geological Quarterly*, 60: 291–300.
- Jaroszewski, W., 1958. Tektonika serii wierchowej na wschodnim zboczu Bobrowca. *Acta Geologica Polonica*, 8 (2): 305–317.
- Kicińska, D., 2002. *Kenozoiczna ewolucja cyrkulacji wód krasowych w Tatrach Zachodnich*. Arch. Instytutu Geologii UAM, Poznań, 107 pp.
- Kicińska, D., 2005. Reconstruction of paleoflows direction in the western part of Lodowe Spring Cave System. *Kras i Speleologia*, Uniwersytet Śląski, 11: 107–124.
- Kicińska, D., Hercman, H. & Najdek, K., 2017. Evolution of the Bystrej Valley caves (Tatra Mts, Poland) based on corrosive forms, clastic deposits and U-series speleothem dating. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 87 (1): 101–119.
- Klago, M., 1984. Lúčky – zdroje termominerálnych vôd. In: Dovina, V. (ed.), *Po obyčajných a minerálnych podzemných vodách Liptovskej kotliny a priľahlých pohorí. Hydrogeologický sprievodca VIII. Celostátnej hydrogeologickej konferencie (Račková dolina – Západné Tatry, 6-8.06.1984)*. GÚDŠ,

- Bratislava, pp. 67–70.
- Koisar, B., 1967. *Jaskinia Szczelina Chochołowska (plan)*. In: Grodzicki, J. (ed.) Tom 1. Jaskinie Doliny Chochołowskiej i dolinek reglowych. Polskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk o Ziemi, Warszawa 1991, 200 pp.
- Kostrzewski, A., Noel, M., Thistlewood, L. & Zwoliński, Z., 1991. Osady jaskiniowe Doliny Chochołowskiej. In: Kostrzewski, A. (ed.), *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*, Wydawnictwo Naukowe UAM, 289–309.
- Kotański, Z., 1971. *Przewodnik geologiczny po Tatrach*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 280 pp.
- Kowalski, K., 1953. Jaskinie Polski. Tom 2. Jaskinie Tatr Polskich. *Wydawnictwo Państwowego Muzeum Archeologicznego*, Warszawa, 186 pp.
- Kovač, L., Mock, A., Višňovská, Z. & Luptáček, P., 2008. Spoločenstvá fauny Brestovskej jaskyne (Zapadné Tatry). *Slovenský Kras*, 46 suppl. 1: 97–110.
- Lalkovič, M., 2008. Z histórie Brestovskej jaskyne. *Slovenský Kras*, 46, suppl. 1: 111–124.
- Laučík, P., 2005. Małe odkrycie o wielkim znaczeniu. *Tatry*, 12: 86–90.
- Lefeld, J., Gaździcki, A., Iwanow, A., Krajewski, K. & Wójcik, K., 1985. Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Tatra Mountains. *Studia Geologica Polonica*, 84: 1–93.
- Luty, I., 2002. Jaskinia Kalacka. http://geoportal.pgi.gov.pl/portal/page/portal/jaskinie_polski, dostęp 26.10.2013.
- Małecka, D., 1993. Hydrogeologia krasu tatrzańskiego. In: Grodzicki, J. (ed.), *Jaskinie Tatrzańskiego Parku Narodowego*. T. 3. Polskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk o Ziemi, Warszawa: pp. 11–35.
- Małecka, D., 1996. Hydrogeologiczna charakterystyka Tatr w świetle badań monitoringowych. In: Kotarba, A. (ed.), *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a człowiek. Materiały I Ogólnopolskiej Konferencji Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a człowiek*, Zakopane, 6-9.10.1995, Wyd. TPN i PTPNoZ, 1: 19–30.
- Małecka, D., 1997. Źródła masywu tatrzańskiego. *Acta Universitatis Lodzensis. Folia Geographica Physica*, 2: 9–26.
- Michalik, A., 1958. *Mapa Geologiczna Tatr Polskich, 1:10 000, arkusz Czerwone Wierchy (B3)*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Mikula, V., 2000. Sesja terenowa 1. System Brestovskiej jaskyni (Słowackie Tatry Zachodnie). In: Baryła, J., Gradziński, M. & Szelerewicz, M. (eds), *Materiały 34. Sympozjum Speleologicznego Kościelisko, 20-22.10.2000*. Sekcja Speleologiczna Polskiego Towarzystwa Przyrodników im. Kopernika, Kraków, pp. 7–9.
- Nemčok, J., Bezák, V., Biely, A., Gorek, A., Gross, P., Halouzka, R., Janák, M., Kahan, Š., Kotański, Z., Lefeld, J., Mello, J., Reichwalder, P., Raczkowski, W., Roniewicz, P., Ryka, W., Wieczorek, J. & Zelman, J. 1994: *Geological map of the Tatra Mountains*. MŽP SR, GUDŠ, Bratislava.
- Nowicki, T., 1995. *Geologia jaskiń Wyżniej Bramy Chochołowskiej, Tatry Zachodnie*. Archiwum Instytutu Geologii UAM, 130 pp.
- Nowicki, T., 1996. Geologia jaskini Szczelina Chochołowska, Wyżnia Brama Chochołowska, Tatry Zachodnie. In: Kotarba, A. (ed.), *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a człowiek. Materiały I Ogólnopolskiej Konferencji Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a człowiek*, Zakopane, 6-9.10.1995, Wyd. TPN i PTPNoZ, 1: 102–105.
- Nowicki, T., 2003. *Ewolucja jaskiń systemu Lodowego Źródła w świetle datowania nacieków jaskiniowych metodą uranowo-torową*. Arch. ING PAN, Warszawa, 152 pp.
- Piotrowska, K., Cymerman, Z. & Rączkowski, W., 2008. *Szczegółowa mapa geologiczna Tatr w skali 1 : 10 000, ark. Czerwone Wierchy - mapa geologiczna powierzchniowa*. Centralna Baza Danych Geologicznych.
- Pjenčák, P., Danko, Š. & Matis, Š., 2003. Netopiere Tatranského národného parku a širšieho okolia. *Vespertilio*, 7: 139–160.
- Rogalski, R., 1984. Badania znacznikowe przepływów podziemnych w Dolinie Chochołowskiej w Polskich Tatrach Zachodnich. *Przegląd Geologiczny*, 32: 223–225.
- Rudnicki, J., 1967. Geneza i wiek jaskiń Tatr Zachodnich. *Acta Geologica Polonica*, 17: 521–591.
- Rychliński, T. & Jaglarz, P., 2010. Sedymetacja triasu w basenach Tatricum i Fatricum w Tatrach. In: Kotarba, A. (ed.), *Nauka a zarządzanie obszarem Tatr i ich otoczeniem*, tom I, Nauki o Ziemi. Wydawnictwa Tatrzańskiego Parku Narodowego, pp. 131–136.
- Soják, M. & Struhár, V., 2014. Pozoruhodné nálezy antických mincí z prostredia jaskýň. *Denarius*, 4: 5–9.
- Solicki, T. & Koisar, B., 1973. Zagadka Wywierzyska Chochołowskiego. *Taternik*, 49 (1): 30–31.
- Struhár, V., Soják, M. & Šimková, Z., 2013. Jaskyňa Dúpnica (Západné Tatry) a využívanie jaskýň v dobe železnej. *Aragonit*, 18: 64.
- Swinnerton, A. C., 1932. Origin of limestone caverns. *Geological Society of America Bulletin*, 43, 662–694.
- Świerż, L., 1897. Zapiski termometryczne niektórych stawów, źródeł i innych wód tatrzańskich. *Pamiętnik*

- Towarzystwa Tatrzańskiego*, 18: 94–100.
- Šimková, Z., 2006. Osídlenie jaskýň Liptova. *Slovenský Kras*, 44: 119–141.
- Šimková, Z., 2014. Jaskyňa Dúpnica v Západných Tatrách a jej okolie v praveku. *Sinter*, 22: 14–18.
- Štollmann, A., 1966. Poznámky k výskytu netopierov (Chiroptera) na severozápadnom a strednom slovensku. *Slovenský Kras*, 6: 37–40.
- Szczygieł, J., 2015a. Cave development in an uplifting fold-and-thrust belt: case study of the Tatra Mts., Poland. *International Journal of Speleology*, 44 (3): 341–359.
- Szczygieł, J., 2015b. Quaternary faulting in the Tatra Mts., evidence from cave morphology and fault-slip analysis. *Geologica Carpathica*, 66 (3): 245–254.
- Szczygieł, J., Borowska, U. & Jaglarz, P., 2014. Budowa geologiczna masywu Ciemniaka na podstawie danych z Jaskini Małej w Mułowej (Tatry Zachodnie). *Przegląd Geologiczny*, 62: 349–355.
- Szczygieł, J., Gaidzik, K. & Kicińska, D., 2015a. Tectonic control of cave development: a case study of the Bystra Valley in The Tatra Mts., Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 85: 387–404.
- Szczygieł, J., Wróblewski, W. & Mendecki, M., 2015b. Small-scale seismites in cave clastic deposits: preliminary results from the Kalacka Cave, Tatra Mts., Poland. *Advances in Active Tectonics and Speleotectonics, Book of Abstracts and Field Trip Guide* (Baron I. et al. Eds.), 38.
- Szczygieł, J., Gradziński, M., Pavlarčik, S., Holúbek, P., Kicińska, D., Barczyk, G., Dąbrowska, K. & Michalec, V., 2015c. Jaskinie i zjawiska krasowe, mapa 1. In: Dąbrowska, K. & Guzik, M. (eds.), *Atlas Tatr, Przyroda Nieożywiona*, Tatrzański Park Narodowy, Zakopane.
- Szczygieł, J., Gradziński, M., Holúbek, P., Kicińska, D., Barczyk, G. & Dąbrowska, K., 2015d. Jaskinie i zjawiska krasowe masywu Czerwonych Wierchów, mapa 2. In: Dąbrowska, K. & Guzik, M. (eds.), *Atlas Tatr, Przyroda Nieożywiona*, Tatrzański Park Narodowy, Zakopane.
- Wiśniewski, W. W., 1988. Jaskinie Słowackich Tatr. Z dziejów poznania. Rejon Siwego Wierchu i Osobitej. *Eksplorancik*, 13: 38–49.
- Wiśniewski, W. W., 1999. Jaskiniowe nazwy ze średniowiecza – Dupice, Dupnia, Dupnica itp. In: Tyc, A. (ed.), *Materiały 33. Sympozjum Speleologicznego, Jeziorowice, 22-24.10.1999*. Sekcja Speleologiczna Polskiego Towarzystwa Przyrodników im. Kopernika, Kraków, pp. 55–59.
- Wit, K. & Ziemońska, Z., 1960. *Hydrografia Tatr Zachodnich*. Objaśnienia do mapy hydrograficznej Tatr Zachodnie, 1:50 000, Kraków.
- Wójcik, Z. 1959. Serie wierchowe południowych zboczy Bobrowca. *Acta Geologica Polonica*, 9: 165–204.
- Wójcik, Z., 1960. Allochtoniczne zwirowiska jaskiń tatrzańskich. *Acta Geologica Polonica*, 10 (2): 401–455.
- Wójcik, Z., 1966. Geneza i wiek klastycznych osadów jaskiń tatrzańskich. *Prace Muzeum Ziemi*, 9. 1–130.
- Wójcik, Z., 1967. Obserwacje geologiczne w Szczelinie Chochołowskiej w Tatrach. *Prace Muzeum Ziemi*, 11: 299–318.
- Wójcik, Z., 1968. Rozwój geomorfologiczny wapiennych obszarów Tatr i innych masywów krasowych Karpat Zachodnich. *Prace Muzeum Ziemi*, 13: 3–169.
- Wójcik, Z. & Zwoliński, S., 1959. Młode przesunięcia tektoniczne w jaskiniach tatrzańskich. *Acta Geologica Polonica*, 9, 2: 319–338.
- Wrzosek, A. 1933. Z badań nad zjawiskami krasowymi Tatr Polskich. *Wiadomości Służby Geograficznej*, 10: 233–273.
- Vlček, L. & Psotka, J., 2008. Geológia Brestovskej jaskyne. *Slovenský Kras*, 46 suppl. 1: 5–24.
- Zasadni, J. & Kłapyta, P., 2014. The Tatra Mountains during the Last Glacial Maximum. *Journal of Maps* 10 (3): 440–456.
- Zelinka, J., 2008. Prvé výsledky mikroklimatického monitoringu v Brestovskej jaskyni. *Slovenský Kras* 46 suppl. 1: 87–96.
- Zwoliński, S., 1961. *W podziemiach tatrzańskich*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 251 pp.
- Zwoliński, S., 1987. *W podziemiach tatrzańskich*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 277 pp.

STRESZCZENIA REFERATÓW

KRAS KOPALNY W PODŁOŻU AUTOSTRADY A1 W REJONIE CZĘSTOCHOWY

Fossil karst in a foundation of A1 highway near Częstochowa

Waldemar Bardziński, Ewa Kurowska

Katedra Geologii Podstawowej, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski w Katowicach, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec, Polska, e-mail: waldemar.bardzinski@us.edu.pl

Z początkiem lata 2017 roku, podczas robót na odcinku autostrady A1 koło Częstochowy, około 500 m ku południowemu zachodowi od skrzyżowania drogi nr 491 z przekopami pod autostradę, a zarazem 2 km ku południowemu wschodowi od Białej Górnej oraz na północny wschód od Wierzychowisk odsłonięto wapienie górnjurajskie z kopalnymi formami i osadami krasowymi.

Koło Białej Górnej, w obrębie szerokiego na 50 m przekopu, na odcinku o długości 200 m, po zebraniu gleby i gruzu silnie zwietrzałych wapieni, odsłonięto średnio- i gruboławicowe, miejscami porowate, a lokalnie skrzemionkowane lub/i skalcytyzowane, kremowe wapienie z krzemieniami. Obserwację przekrojów ławic utrudnia gruz skalny pozostały po pracy koparki. Te wapienie, miejscami o odcieniach żółtawych, szarych lub jasnoszaroniebieskawych są bardziej zróżnicowane od poziomo zalegających, słabo spękanych, nie wykazujących oznak skrasowienia wapieni odsłoniętych w nieczynnym już kamieniołomie znajdującym się około 600 m ku północy. Zespoły ławic wapieni w przekopie są nachylone pod kątem kilku stopni ku południowi, zachodowi oraz wschodowi, co jest zapewne wynikiem tego, że poszczególne części odsłonięcia są osobnymi blokami o rozmiarach od kilkunastu do kilkudziesięciu metrów, których granice trudno dostrzec. Wapienie są spękane, a przebieg ścian najwyraźniejszych zespołów, głównie pionowych spękań jest zorientowany pomiędzy azymutami 37°–45°, w mniejszym stopniu pomiędzy 135°–143°, rzadziej 355°–5° i z niewielkim udziałem innych kierunków. W głównym zespole spękań (o azymucie ok. 40°) spękania są odległe od siebie o 25–35 cm. Czytelność kopalnego systemu krasowego jest podkreślona wychodniami *terra rossy*. Odsłonięty fragment tego systemu, o zmiennej szerokości, sięgającej maksymalnie 2–3 m, rozciąga się od północnej ściany przekopu nieciągłym, 10-cio metrowym, południkowym odcinkiem do wychodni *terra rossy* zorientowanej wg azymutu 220°–230°, o długości około 20 m. Równoległe do tych wychodni, około 8–10 m dalej ku południowi, przebiega kolejny, nieciągły pas *terra rossy* o długości do 30 m. Obserwuje się tu system lejów krasowych układających się wzdłuż spękań lub/i uskoków. Cała przestrzeń form krasowych jest wypełniona gliniastą *terra rossa* o frakcji mułowej, barwie czerwono-brunatnej, lokalnie niezbyt wyraźnie laminowaną. Lokalnie wyraźniejsza, koncentryczna laminacja, wypukłością zorientowana ku dołowi jest podkreślona wkładkami brązowo-sepiowej *terra fusci*. Kontakt *terra rossy* z wapieniem bywa ostry, zwłaszcza na głębokości kilku (4–6) metrów i więcej, poniżej powierzchni terenu. Na mniejszych głębokościach kontakt *terra rossy* jest przejściowy poprzez występowanie urozmaiconej gliny z okruchami wapieni. Przy północnej ścianie wykopu, na głębokości 5 m, w *terra rossie* występuje poziomy pokład kalcytu o miąższości 8 cm, grubiejący ku brzegowi leja krasowego; kryształy w jego obrębie rosły pionowo ku górze. W bordowobrązowej *terra rossie* kolejnego leja, na głębokości około 9 m znaleziono bryłę złożoną z trzech narośniętych na siebie generacji kryształów przezroczystego kalcytu o łącznej miąższości 29 cm; kalcyt narastał radialnie, wachlarzowato, w trzech etapach, na okruchach skały. Cała przestrzeń form krasowych jest wypełniona gliną i kalcytem, brak jakichkolwiek pustek w obrębie tych form. Przy obecnym stanie odsłonięcia trudno stwierdzić, czy najniższe partie obserwowanych lejów krasowych łączą się z położej rozciągającymi się korytarzami, choć lokalnie można dostrzec *terra rossa* w obrębie wapieni, poza lejami krasowymi.

W okolicy Wierzychowisk na wychodniach kilku odmian wapieni, rozciągających się na odcinku ok. 500 m formy krasu kopalnego są mniej liczne. Głównie są to kilkumetrowej średnicy, owalne w zarysie leje krasowe, o głębokości nie przekraczającej 2 m. Lokalnie leje te są zgrupowane w obrębie pól o rozciągłości do 100 m.

AKTUALNE PROBLEMY BADAŃ HYDROGEOLOGICZNYCH W OBSZARZE KRASU TATRZAŃSKIEGO

Current problems of hydrogeological research in the Tatra karst area

Grzegorz Barczyk

*Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa, Polska;
e-mail: gb59@uw.edu.pl*

Badania hydrogeologiczne dotyczące zasilania, krążenia i drenażu wód podziemnych – odgrywały i nadal odgrywają bardzo istotną rolę w pracach badawczych dotyczących procesów krasowych, obszarów podlegających tym procesom. W trakcie minionych spotkań sympozjalnych – w różnej formie – prezentowane były wyniki aktualnych ówczesnie badań prowadzonych na obszarze Tatr, jak również syntezy wynikające z tych badań. Po roku 2004 przekrojowy obraz rozwoju i stanu wiedzy na temat krasu tatrzańskiego, również z wynikami badań i obserwacji hydrogeologicznych, został zaprezentowany w artykule „Kras tatrzański – rozwój wiedzy w ostatnich trzydziestu latach” (Gradziński *et al*, 2009). W roku 2015 Tatrzański Park Narodowy wydał „Atlas Tatr – Przyroda nieożywiona” (praca zbiorowa pod red. K. Dąbrowskiej i M. Guzika), w którym na dwóch planszach poświęconych tematyce krasowej (V.7. Jaskinie i zjawiska krasowe – cz.1; V.8. Jaskinie i zjawiska krasowe cz.2) w sposób syntetyczny zawarte zostały najnowsze wyniki badań z zakresu hydrogeologii obszarów krasu tatrzańskiego.

Problemy badań hydrogeologicznych tatrzańskich obszarów krasowych – praktycznie – od wielu lat pozostają niezmiennie. Dotychczasowe obserwacje hydrogeologiczne pozwoliły na ustalenie pewnych prawidłowości, skądinąd typowych i charakterystycznych dla młodych obszarów górskich typu alpejskiego. Ewentualną zmienność związaną z naturalnymi procesami geologicznymi można interpretować poprzez badania porównawcze dysponując wieloletnimi ciągami obserwacyjnymi podstawowych parametrów hydrogeologicznych opisujących reżim hydrogeologiczny każdego wodonośca, także krasowego. Tego typu obserwacje (zasilanie, krążenie, wydajności wywierzyisk i źródeł krasowych, skład chemiczny wód) – z mniejszą lub większą konsekwencją i dokładnością są na obszarze Tatr prowadzone. Od wielu lat problematyczne jest prowadzenie w tatrzańskim obszarze krasowym badań znacznikowych – nawet na poziomie podstawowym. Trudności w realizacji tego typu eksperymentów badawczych – czy też wręcz ich zaniechanie – nie wynikają wyłącznie z racji tego, iż znakomita część krasowych obszarów w Tatrach (w Polsce i na Słowacji) znajduje się w obszarach prawnie chronionych.

Najnowszym problemem, wymagającym wnikliwej uwagi i zainteresowania ze strony badaczy, zarówno hydrogeologii obszarów krasowych ale również badaczy krasu jako takiego, wydaje się być naturalna „reakcja” środowiska przyrodniczego na gwałtowne kataklizmy klimatyczne jakie w ostatnich latach (2013-2017) miały miejsce – zwłaszcza po polskiej stronie Tatr. Zmiany w pokrywie roślinnej, zmiany w grubości warstwy glebowej, rumoszu przykrywającego wychodnie skał podlegających procesom krasowienia (w skrajnych przypadkach nastąpiło nawet odsłonięcie skały macierzystej i wystawienie je bezpośrednio na procesy wietrzenia) – z pewnością miały, mają i będą miały wpływ zarówno na zasilanie, krążenie i drenaż wód podziemnych w obszarach krasowych (Barczyk, 2017).

Literatura

- Barczyk, G., 2017. Spektakularne wywierzyska. *Tatry* 1(59), 84-89
Dąbrowska, K. & Guzik, M (red). 2015. Atlas Tatr – Przyroda nieożywiona. Wyd. TPN, Zakopane.
Gradziński, M. Hercman, H., Kicińska, D., Barczyk, G., Bella P., Holoubek P., 2009. Kras tatrzański – rozwój wiedzy w ostatnich trzydziestu latach. *Przegląd Geologiczny* 8 (57), 674-684.

JASKINIE TATR: GENEZA, EWOLUCJA I WIEK

Caves in the Tatra Mts: origin, evolution and age

Pavel Bella¹, Michał Gradziński², Helena Hercman³, Ditta Kicińska⁴

¹*Štátna ochrana prírody Slovenskej republiky, Správa slovenských jaskýň, Hodžova 11, 031 01 Liptowski Mikuláš, Słowacja; e-mail: pavel.bella@ssj.sk*

²*Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul. Gronostajowa 3a, 30-387 Kraków, Polska; e-mail: michal.gradzinski@uj.edu.pl*

³*Instytut Nauk Geologicznych, Polska Akademia Nauk, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa, Polska; e-mail: hhercman@twarda.pan.pl*

⁴*Instytut Geologii, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, ul. Bogumiła Krygowskiego 12, 61-680 Poznań, Polska; e-mail: kicinska@amu.edu.pl*

Na obszarze całych Tatr znajduje się 1101, z czego 868 po polskiej części gór (Nowak, 2017) i 415 na Słowacji (Peter Holúbek, inf. ustna 09.2017 r.). Zdecydowana większość jaskiń tatrzańskich powstała dzięki procesom krasowym, pozostałe zawdzięczają swoją genezę procesom tektonicznym. Jaskinie krasowe Tatr rozwinęły się głównie w wapieniach środkowego triasu, środkowej i górnej jury oraz dolnej kredy. Skąły te występują w przebiegających równoleżnikowo pasach, w poprzek dolin rzecznych, co jest wynikiem procesów tektonicznych. Początek rozwoju jaskiń krasowych nastąpił po wypiętrzeniu Tatr i odsłonięciu skał węglanowych, czyli ok. 5–6 milionów lat temu (Głazek & Grodzicki, 1996; Głazek, 2000).

Od lat 30. XX wieku geneza, ewolucja i wiek jaskiń tatrzańskich były przedmiotem badań wielu naukowców. Początkowo większość autorów uznawało, że jaskinie tatrzańskie powstają na poziomie zwierciadła podziemnych. Wrzosek (1933) i Kowalski (1953) przyjmowali koncepcję istnienia jednolitego poziomu wód krasowych. Szczególnym obiektem zainteresowań były poziome partie jaskiń, nazywane „poziomami jaskiniowymi” lub „piętami jaskiniowymi”, których powstanie wiązano z rozwojem teras powierzchniowych (Droppa, 1957; Wójcik, 1966, 1968). Poglądy te zostały odrzucone przez Rudnickiego (1958, 1967), który stwierdził, że przekroje korytarzy i formy korozyjne wskazują na to, że w pierwszym etapie rozwijały się one w warunkach freatycznych. Autor wykluczył istnienie jednolitego zwierciadła wód krasowych. Rudnicki (1960a) przeprowadził również pionierskie w skali światowej badania eksperymentalne nad zagłębieniami wirowymi (*scallops*), dzięki którym można odtwarzać kierunki paleoprzepływów w jaskiniach oraz oszacować ich prędkość. Obliczenia takie zostały wykonane dla wielu jaskiń tatrzańskich (Hercman, 1985; Kicińska, 2005; Kicińska *et al.*, 2017). Badania prowadzone w ostatnich latach, oparte na analizie przestrzennej korytarzy jaskiniowych i odtwarzaniu dawnych kierunków przepływu wody, udokumentowały istnienie tzw. pętli freatycznych (jaskinie: Czarna, Miętusia, Miętusia Wyżnia), które powstawały na różnej głębokości poniżej zwierciadła wód krasowych (Gradziński & Kicińska, 2002; Fryś *et al.*, 2006). Rekonstrukcje dawnych kierunków przepływów wód w zlewni Doliny Bystrej, oparte na podstawie form korozyjnych i analizy minerałów ciężkich pozwoliły udokumentować zjawisko podziemnego kaptazu z Doliny Gąsienicowej do Doliny Kasprowej (Hercman, 1985, 1986; Kicińska *et al.*, 2017). Tektoniczne uwarunkowania rozwoju jaskiń tatrzańskich są przedmiotem badań Szczygła (2011, 2015) i Szczygła *et al.* (2014, 2015).

Aktualna do dzisiaj jest koncepcja opracowana przez Głazka *et al.* (1977) wiążąca powstanie pionowych korytarzy z działalnością wód płynących z topniejących lodowców. Wprowadzone przez tych autorów pojęcie *jaskiń proglacjalnych* weszło do literatury światowej i jest cytowane przez autorów podręczników takich jak m.in. Ford i Williams (2007) oraz Palmer (2007).

Na obszarze Tatr występują jaskinie o genezie ascenzyjnej. Pierwsze takie obserwacje były przeprowadzone w jaskini Dziura przez Bac-Moszaszwili i Rudnickiego (1978) na podstawie kotłów korozyjnych występujących w stropie jaskini. Geneza jaskiń w Dolinie ku Dziurze została potwierdzona, dzięki badaniom kryształów kalcytu, które powstały w wodach o temperaturze 150–200°C (Gradziński *et al.*, 2007). Badania izotopowe kryształów kalcytu pozwoliły na wykazanie udziału węglowodorów w procesach formowania tych jaskiń, co doprowadziło do sformułowania nowego modelu powstawania jaskiń typu hypogenne. Od kilkunastu lat prowadzone są badania

w Jaskini Bielskiej, które obejmują analizę przestrzennego układu korytarzy, form korozyjnych, badania paleomagnetyczne, datowania metodą U-Th nacieków jaskiniowych oraz analizy minerałów ciężkich. Badania te pozwoliły wywnioskować, że wody tworzące Jaskinię Bielską migrowały wzdłuż uskoku Drużbaków spod pokrywy osadów fliszu wewnątrzkarpackiego przez powstaniem neogeńskiej rzeźby tego obszaru (Bella *et al.*, 2005). Ostatnio z przepływami wód głębokiego krążenia wiąże się także powstanie jaskini Dúpnica (por. sesja terenowa C).

Badania osadów klastycznych zostały zapoczątkowane przez Wójcika (1960, 1966), który badał skład litologiczny i granulometrię osadów. Rudnicki (1960b, 1970) opisał powstawanie tzw. *korkociągów* oraz proces zapełnienia osadami syfonów. Badania minerałów ciężkich po raz pierwszy zostały przeprowadzone przez Hercman (1986), która wykazała, że osady w jaskiniach Magurskiej i Kasprowej Niżnej pochodzą ze skał metamorficznych, czyli z południowej części Doliny Bystrej. Analizy minerałów ciężkich były kontynuowane przez Kicińską (2005, 2017), która dowiodła, że w wysoko położonych jaskiniach występuje materiał z pokryw wietrzeniowych powstających prawdopodobnie na skutek wietrzenia chemicznego (minerały chemostabilne), podczas gdy w jaskiniach nisko położonych przeważają minerały niestabilne, co świadczy o krótkim transporcie tych osadów do jaskiń. Ostatnie badania osadów klastycznych w Jaskini Kalackiej wykazały deformację piasków wypełniających syfon z powodu procesów tektonicznych (patrz streszczenia referatów: Szczygiel *et al.* str. 88).

Pierwsze badania nacieków z mleka wapiennego powszechnych w niektórych jaskiniach tatrzańskich wykonano w połowie ubiegłego wieku (Gradziński & Radomski, 1957). Do badań nacieków z mleka wapiennego powrócono w latach 90. Dzięki zastosowaniu mikroskopu skaningowego wraz z analizą mikrobiologiczną wykazano, że powstają one przy udziale bakterii (Gradziński *et al.*, 1997). Geneza mikrobialna została również postulowana dla manganowych polew naciekowych z Jaskini Czarnej (Gradziński *et al.*, 1995).

W górnoplejstoczeńskich i holocenicznych osadach jaskiniowych od ponad 150 lat stwierdzano występowanie szczątków kostnych niedźwiedzi jaskiniowych (*Ursus spelaeus*), lwa jaskiniowego (*Panthera spelaea*), wilka (*Canis lupus*) *et al.* Tematyka ta została podjęta w podsumowaniach dotyczących krasu tatrzańskiego (Głazek, 1996, 2000; Głazek & Grodzicki, 1996; Gradziński *et al.*, 2009). W latach 80. XX wieku na Słowacji w Jaskini Niedźwiedziej (Medvedia jaskyňa) odkryto kilka czaszek niedźwiedzia jaskiniowego. W wyniku nowszych badań, prowadzonych od roku 2007 został po raz pierwszy znaleziony kompletny szkielet lwa jaskiniowego (*Panthera spelaea*; Sabol, 2007).

Poprzednie Sympozjum w Tatrach odbywało się pod hasłem zastosowania metod izotopowych w badaniach krasu. Odbywało się ono w momencie rozpoczynania intensywnych prac z zastosowaniem metod izotopowych w badaniach jaskiń tatrzańskich. Obecnie prezentowane wtedy wyniki mają już jedynie historyczny charakter. W okresie ostatnich kilkunastu lat postęp metodyczny i dostępność do nowoczesnej aparatury pozwoliły na przeniesienie badań z zastosowaniem metod izotopowych w Tatrach na nowy poziom. Istotnie rozwinięta została możliwość datowania procesów krasowych dzięki datowaniu metodą uranowo-torową nacieków jaskiniowych. Umożliwiło to stworzenie schematów ewolucji systemów jaskiniowych w Tatrach i Niżnich Tatrach. W ostatnich latach przejście od metod spektrometrycznych do spektrometrii masowej przy pomiarach składu izotopowego U i Th pozwoliło na kolejny skok jakościowy w uzyskiwanych wynikach. Możliwe jest datowanie małych próbek, co pozwala uzyskiwać lepszą zdolność rozdzielczą tworzonej skali czasu. Jednocześnie zakres wiekowy możliwy do datowania został rozszerzony do około 500 tysięcy lat. Od kilku lat intensywnie prowadzone są badania zmienności składu izotopowego tlenu i węgla oraz zawartości pierwiastków śladowych w naciekach. Wdrożenie tych metod do rutynowych analiz w Tatrach i Niżnich Tatrach zaowocowało szeregiem nowych badań, których wyniki wpisują się w aktualne nurty badań krasu na świecie. Na szczególne podkreślenie zasługuje kilka kierunków badawczych. Prowadzone od kilku lat intensywne prace nad rekonstrukcją warunków paleoklimatycznych w Tatrach w oparciu o badania zmienności składu izotopowego O i C w naciekach pozwoliły na rekonstrukcję warunków paleoklimatycznych w okresie holocenu. Prowadzone równolegle analogiczne badania w jaskiniach na terenie Niżnich Tatr pozwoliły na porównanie warunków w obu regionach i na wykazanie zmian w cyrkulacji powietrza w tym okresie. Aktualnie prowadzone są badania paleoklimatyczne w oparciu o analizy izotopowe nacieków dla okresu 20–300 tys. lat temu.

Określenie wieku nacieków jaskiniowych metodą uranowo-torową stało się podstawą do opracowania ewolucji wielu systemów jaskiniowych np. rejon Doliny Bystrej, System Lodowego

Źródła, Szczelina Chochołowska czy Jaskinia Brestovska. Podkreślić należy, że często badania te prowadzone są wspólnie przez zespoły polsko-słowackie, a badania w Jaskini Brestovskiej zostały wykorzystane po udostępnieniu jej dla ruchu turystycznego. Ostatnio prowadzone są intensywne prace łączące badania paleosejsmiczne i paleomagnetyczne z datowaniem nacieków metodą U-Th z zastosowaniem spektrometrii masowej. Mają one dostarczyć nowych danych o wieku nie tylko samych jaskiń, ale i procesów, które w jaskiniach się zapisały oraz aktualnej morfologii Tatr.

Zastosowanie metody radiowęglowej do określenia wieku szczątków organicznych umożliwiło pośrednie datowanie lodu w Jaskini Lodowej w Ciemniaku, w których znajdowano te szczątki. Badania te wykazały, że młodsza generacja lodu w tej jaskini powstała w czasie tak zwanej 'małej epoki lodowej' (Hercman *et al.*, 2010).

Na obszarze Tatr, szczególnie w Tatrach Wysokich w skałach granitoidowych występują jaskinie odprężeniowo-grawitacyjne, erozyjno-wietrzeniowe, a także rumowiskowe wg Recielkiego (2002), które w klasyfikacji Belli i Gaála (2010) zostały określone jako typ „*boulder*” (są to znane od najdawniejszych czasów w Tatrach koleby). Jaskinie te powstawały wzdłuż deformacji nieciągłych, które tworzyły się w czasie powstania skał trzonu krystalicznego Tatr, fałdowań alpejskich, neogeńskiego wypiętrzania i w czasie procesów neotektonicznych (Kicińska, 2014).

Literatura

- Bac-Moszaszwili, M. & Rudnicki, J., 1978. O możliwości hydrotermalnej genezy jaskini Dziura w Tatrach. Pr. Nauk. UŚL., 280, *Kras i Speleologia*, 2: 84–89.
- Bella, P., Bosák, P., Głazek, J., Hercman, H., Kicińska, D., Nowicki, T., Pavlarčík, S. & Pruner, P., 2005. The antiquity of the famous Belianska Cave (Slovakia). In: *Proceedings of the 14th International Congress of Speleology, 21–28 August 2005, Athens, Kalamos, Hellas*. Vol. 2. Hellenic Speleological Society, Athens: 437.
- Bella, P. & Gaál L., 2010. Medzibalvanové jaskyne - terminológia a genetické typy. *Aragonit*, 15 (1): 3–10.
- Droppa, A., 1957. *Demänovské Jaskyne*. Slovak Academy of Sciences, Bratislava, 287 pp.
- Ford, D. C. & Williams, P. W., 1989. *Karst Geomorphology and Hydrology*, Unwin Hyman, London, 601 pp.
- Fryś, P., Gradziński, M. & Kicińska, D., 2006. Development of Miętusia Cave, Western Tatra Mountains, Poland. *Slovenský kras* (Acta Carsologica Slovakia), XLIV, Liptovský Mikuláš: 55–69.
- Głazek, J., 1996. Kras i jaskinie Tatr Polskich, stan i perspektywy badań. In: Kotarba, A. (ed.), *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a człowiek*. T. 1. Nauki o Ziemi. Tatrzański Park Narodowy, Kraków- Zakopane: 33–44.
- Głazek, J., 2000. Kras tatrzański. In: Baryła, J., Gradziński, M. & Szelerewicz, M. (eds.), *Materiały 34. Sympozjum Speleologicznego, Sekcji Speleologicznej PTP im. Kopernika, Kościelisko, 20- 22.10.2000*, Sekcja Speleologiczna Polskiego Towarzystwa Przyrodników, Kraków, 26–35.
- Głazek, J. & Grodzicki, J., 1996. Kras i jaskinie. In: Mirek, Z. (ed.), *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego*, Wyd. Inst. Ochr. Przyrody PAN, 139–169.
- Głazek, J., Rudnicki, J. & Szykiewicz, A., 1977. Proglacial caves - a special genetic type of caves in glaciated areas. [In:] *Proceedings of the 7th International Speleological Congress, Sheffield, England, September, 1977*. British Cave Research Association, Bridgewater: 215–217.
- Gradziński, M., Banaś, M. & Uchman, A. 1995. Biogenic origin of manganese flowstones from Jaskinia Czarna cave, Tatra Mts., Western Carpathians. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 65: 19–27.
- Gradziński, M., Hercman, H., Kicińska, D., Barczyk, G., Bella, P. & Holúbek, P., 2009. Kras tatrzański - rozwój wiedzy w ostatnich trzydziestu latach. *Przegląd Geologiczny*, 57: 674–684.
- Gradziński, M. & Kicińska, D., 2002. Morphology of Czarna Cave and its significance for the geomorphic evolution of the Kościeliska Valley (Western Tatra Mts.). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 72: 255–262.
- Gradziński, M., Duliński, M., Hercman, H., Żywiecki, M. & Baryła, J., 2007. Cave development influenced by hydrocarbon oxidation: an example from the Polish Tatra Mts. *Aragonit*, 12: 129.
- Gradziński, M., Szulc, J. & Smyk, B., 1997. Microbial agents of moonmilk calcification. In: Jeannin, P.Y. (ed.), *Proceedings of the 12th International Congress of Speleology*. Vol. 1. Swiss Speleological Society, Le Chaux-de-Fonds: 275–278.
- Gradziński, R. & Radomski, A., 1957. Utwory naciekowe z „mleka wapiennego” w jaskini Szczelina Chochołowska. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 26 (2): 63–90.
- Grodzicki, J., 1970. Rola tektoniki w genezie jaskiń masywu Czerwonych Wierchów, *Speleologia* 5: 33–48.
- Hercman, H., 1985. Określenie prędkości i wielkości przepływu wody w korytarzach jaskiniowych na podstawie pomiarów zagłębień wirowych. *Przegląd Geologiczny*, 33: 580–583.

- Hercman, H., 1986. Pochodzenie allochtonicznych osadów Jaskini Magurskiej i Kasprowej Niżnej (Tatry) w świetle analizy minerałów ciężkich. *Przegląd Geologiczny*, 34: 100–103.
- Hercman, H., Gąsiorowski, M., Gradziński, M. & Kicińska, D., 2010. The first dating of cave ice from the Tatra Mountains, Poland and its implication to palaeoclimate reconstructions. *Geochronometria*, 36: 31–38.
- Kicińska, D., 2005. Reconstruction of paleoflows direction in the western part of Lodowe Spring Cave System. *Kras i Speleologia*, Uniwersytet Śląski, 11: 107–124.
- Kicińska, D., 2014. Jaskinie. In: Choiński, A. & Pociask-Karteczka, J. (eds), *Morskie Oko – przyroda i człowiek*. Wydawnictwa Tatrzańskiego Parku Narodowego, Zakopane: 146–157.
- Kicińska, D., Hercman, H. & Najdek, K., 2017. Evolution of the Bystrej Valley caves (Tatra Mts, Poland) based on corrosive forms, clastic deposits and U-series speleothem dating. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 87 (1): 101–119.
- Kowalski, K., 1953. *Jaskinie Polski*. T. 2. Państwowe Muzeum Archeologiczne, Warszawa.
- Nowak, J., 2017. Jaskinie Tatr. www.kktj.pl, dostęp 7.02.2017.
- Palmer, A.N., 2007. *Cave Geology*. Cave Books, Dayton, 454 pp.
- Recielski, K., 2000. Jaskinie Tatr Wysokich. In: Grodzicki, J. (ed.), *Jaskinie Tatrzańskiego Parku Narodowego. Jaskinie Polskich Tatr Wysokich*, PTPNoZ, Warszawa, 187–188.
- Rudnicki, J., 1958. Geneza jaskiń systemu Lodowego Źródła i ich związek z rozwojem Doliny Kościeliskiej. *Acta Geologica Polonica*, 8: 245–270.
- Rudnicki, J., 1960a. Geneza korkociągów w Jaskini Zimnej. *Speleologia* 2, I: 51–55.
- Rudnicki, J., 1960b. Geneza zagłębień wirowych w świetle badań eksperymentalnych, *Speleologia* 2, I: 7–30.
- Rudnicki, J., 1967. Geneza i wiek jaskiń Tatr Zachodnich. *Acta Geologica Polonica*, 17: 521–591.
- Rudnicki, J., 1970. Warunki osadzania utworów piaszczysto-żwirowych w Syfonie Zwolińskich (Jaskinia Miętusia, Tatry Zachodnie). *Speleologia*, 5, 1: 73–77.
- Sabol, M., 2007. Nález kostry leva jaskynného (Panthera spelaea Goldfuss, 1810) v Západných Tatrách. In: Rozkova, A. & Ivanov, M. (eds), *Konferencie 13. Kvarter. Sbornik abstraktov*. Brno: 26.
- Szczygieł, J., 2011. Geologia jaskini Studnia w Kazalnicy w Tatrach Zachodnich. *Acta Geographica Silesiana*; 1: 73–77.
- Szczygieł, J., 2015. Cave development in an uplifting fold-and-thrust belt: case study of the Tatra Mts., Poland. *International Journal of Speleology*, 44 (3): 341–359.
- Szczygieł, J., Borowska, U. & Jaglarz, P., 2014. Budowa geologiczna masywu Ciemniaka na podstawie danych z Jaskini Małej w Mułowej (Tatry Zachodnie). *Przegląd Geologiczny*, 62: 349–355.
- Szczygieł, J., Gaidzik, K. & Kicińska, D., 2015. Tectonic control of cave development: a case study of the Bystra Valley in the Tatra Mts., Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 85 (2): 387–404.
- Wrzosek, A., 1933. Z badań nad zjawiskami krasowymi Tatr Polskich. *Wiadomości Służby Geograficznej*, 7: 235–270.
- Wójcik, Z., 1966. Geneza i wiek klastycznych osadów jaskiń tatrzańskich. *Prace Muzeum Ziemi*, 9: 1–130.
- Wójcik, Z., 1968. Rozwój geomorfologiczny wapiennych obszarów Tatr i innych masywów krasowych Karpat Zachodnich. *Prace Muzeum Ziemi*, 13: 3–169.

**REKONSTRUKCJA WARUNKÓW PALEOKLIMATYCZNYCH W OKRESIE
320–130 TYS. LAT TEMU (MIS8–MIS6) NA PODSTAWIE ANALIZ IZOTOPOWYCH
NACIEKÓW JASKINIOWYCH Z WYBRANYCH JASKIŃ TATR I NIŻNYCH TATR
– ZAŁOŻENIA PROJEKTU I WYNIKI WSTĘPNE**

**Reconstruction of paleoclimatic conditions in the period 320-130 thousand years ago
(MIS8-MIS6) based on isotopic analyzes of speleothems from selected caves of the
Tatras and Low Tatras - project plan and preliminary results**

Marcin Błaszczyk, Helena Hercman

*Instytut Nauk Geologicznych, Polska Akademia Nauk, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa, Polska;
e-mail: hhercman@twarda.pan.pl*

Nacieki jaskiniowe powstające w jaskiniach są z reguły dobrze chronione przed procesami wietrzenia i erozji, które niszczą inne lądowe źródła zapisów klimatycznych. Dzięki temu stanowią one ważne źródło informacji paleoklimatycznych w warunkach lądowych. Istnieje także wiele innych powodów, dla których badania paleoklimatyczne tak często oparte są na analizach nacieków jaskiniowych, wśród nich najważniejsze to: (I) – nacieki dostarczają bardzo dobrych zapisów klimatycznych w środowiskach lądowych, gdzie bardzo ciężko o podobne źródła informacji; (II) – nacieki często obejmują ciągle i długie okresy; (III) – istnieją metody umożliwiające precyzyjne datowanie poszczególnych warstw przyrostowych nacieków; (IV) – skład izotopowy i chemiczny kalcytu budującego nacieki odzwierciedla zazwyczaj skład wody, z której one krystalizowały, a przez to umożliwia analizowanie warunków klimatycznych panujących w okolicy jaskini, takich jak np. średnia temperatura lub ilość opadów. Badania nacieków wielokrotnie już posłużyły do rekonstrukcji zmian warunków klimatycznych. W badaniach nacieków wykorzystywane były różne metody, takie jak np. analiza mikrofacjalna, analiza pierwiastków śladowych, czy stosowana najpowszechniej i dająca najlepsze wyniki analiza zmienności składu izotopów stabilnych tlenu i węgla. Biorąc pod uwagę znaczenie wyników badań nacieków w rekonstrukcjach paleośrodowiskowych planujemy przeprowadzić kompleksowe badania nacieków w celu rekonstrukcji warunków klimatycznych panujących na obszarze Tatr i Niżnych Tatr w okresie od 8 do 6 stadium tlenowego (MIS8-MIS6). Okres ten był czasem intensywnych zmian klimatycznych. Obejmuje on przejście od ciepłego interglacjału do przedostatniego zlodowacenia na terenie Polski. Zdecydowaliśmy się na rekonstrukcję klimatyczną tego okresu z kilku powodów: po pierwsze istnieją tylko nieliczne opublikowane prace dotyczące tego okresu. Po drugie warunki glacialne panujące w trakcie zimnych stadiów powinny skutkować zatrzymaniem procesu powstawania nacieków, a mimo to posiadamy w swoim archiwum wstępnie datowane na ten okres próbki, których krystalizacja zachodziła nieprzerwanie również podczas MIS 6 i 8. Fakt ten daje nam możliwość przeprowadzenia rekonstrukcji paleoklimatycznej i poszerzenia stanu wiedzy zarówno na temat charakterystyki klimatycznej tego okresu, jak i porównania warunków klimatycznych panujących wówczas na terenie Tatr i Niżnych Tatr. Do badań wybrano po dwa stalagmity z każdego regionu, dla których archiwalne daty uzyskane metodą uranowo-torową z zastosowaniem spektrometrii alfa określają czas ich wzrostu na znaczną część interesującego nas przedziału czasu.

Przedstawiony zostanie zakres planowanych badań wraz z uzyskanymi wynikami wstępnymi (m.in. pierwsze datowania metodą U-Th, wstępne modele wiek-głębokość) dla nacieków z jaskini Szczelina Chochołowska i Demianowskiej Jaskini Wolności.

Praca finansowana była przez Narodowe Centrum Nauki w ramach grantu 2016/23/N/ST10/00067.

**CYKLICZNOŚĆ KLIMATU ZAPISANA W ZMIENNOŚCI IZOTOPOWEJ TLENU
KALCYTU W NACIEKU Z JASKINI JAVORINKA (TATRY WYSOKIE, SŁOWACJA)**

**Climate cycle changes recorded by oxygen isotopic variability of speleothem
from Javorinka Cave (High Tatra, Slovakia)**

**Marcin Błaszczyk¹, Paula Sierpień¹, Michał Gąsiorowski¹, Helena Hercman¹, Jacek Pawlak¹,
Michał Gradziński², Stanislav Pavlarčík³**

¹*Instytut Nauk Geologicznych, Polska Akademia Nauk, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa, Polska;
e-mail: hhercman@twarda.pan.pl*

²*Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul. Gronostajowa 3a, 30-387 Kraków, Polska;*

³*Štátna lešný TANAP-u, 059 60 Tatranská Lomnica, Słowacja*

W grupie osadów lądowych jako źródło informacji o warunkach paleoklimatycznych często wykorzystywane są nacieki jaskiniowe. W momencie krystalizacji nacieku, śladowe domieszki różnych elementów są wiązane w sieci krystalicznej kalcytu, bądź na powierzchni wzrostu minerału. Mogą być one później wykorzystane do uzyskania informacji o środowisku krystalizacji. Śladowe domieszki izotopów uranu pozwalają na datowanie momentu krystalizacji nacieku. Informacje o warunkach klimatycznych uzyskiwane są często z analizy zmienności składu izotopów stabilnych tlenu, węgla.

Jeden z badanych przez nas stalagmitów holocenów pochodził z jaskini Javorinka w Tatrach (Słowacja). Jaskinia ta jest położona w Tatrach Wysokich w obrębie allochtonicznej jednostki wierchowej. Obecna długość jaskini to 11 738 m a deniwelacja 480 m. Do badań został pobrany stalagmit o wysokości 308 mm narastający na około 2 m serii osadów klastycznych. W profilu można było wyróżnić 3 serie rozpoczynające się warstwą żwirów. Frakcja osadów sukcesywnie malała ku górze serii. Osady drobnoziarniste wykazywały ślady laminacji. Średnica stalagmitu u podstawy wynosiła 110 mm, a w połowie wysokości 75 mm.

Badany naciek narastał w okresie od około 11500 BP do 6600 BP. Wartości $\delta^{18}\text{O}$ zmieniają się w zakresie od -9.25‰ do -6.75‰ . Jedną z wyraźnych, charakterystycznych cech zmienności składu izotopowego tlenu w stalagmicie z jaskini Javorinka jest jego cykliczność. Można wyróżnić główne cykle o okresie około 3,9; 1,8; 1,14 i 0,29 tys. lat. Słabiej zaznaczają się cykle o okresie 0,74; 0,34 i 0,26 tys. lat. Analiza częstości i siły poszczególnych cykli sugeruje aktywność Słońca i zmiany w cyrkulacji północnoatlantyckiej jako możliwe przyczyny stwierdzonej cykliczności.

Praca finansowana była przez Narodowe Centrum Nauki w ramach grantu N N306 602340.

NEANDERTALCZYK I CZŁOWIEK WSPÓŁCZESNY W JASKINIACH JURY POLSKIEJ

Neanderthal and modern human in the caves of the Polish Jura

Krzysztof Cyrek, Magdalena Sudol-Procyk, Łukasz Czyżewski

Instytut Archeologii UMK, ul. Szosa Bydgoska 44/48, 87-100 Toruń, Polska; e-mail: paleo@umk.pl, sudol@umk.pl, czyzewsk@umk.pl

Jednym z podstawowych pytań, jakie zadajemy sobie po odkryciu archeologicznych znalezisk, jest pytanie: kto był ich twórcą i użytkownikiem? W przypadku znalezisk paleolitycznych, pytamy się o gatunkową przynależność ludzi, którzy pozostawili te znaleziska na archeologicznych stanowiskach. Czy był to *Homo erectus*, *Homo neanderthalensis* czy też *Homo sapiens*?

Niezwykle istotne pod tym względem są stanowiska jaskiniowe, na których zespoły wyrobów krzemiennych, kamiennych i kościanych zachowały się wyjątkowo dobrze do naszych czasów. Na obszarze Jury Polskiej (Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej), uwzględniając chronologię sedimentów wypełniających próżnie jaskiniowe i zawierających poziomy kulturowe, należy się liczyć z zasiedleniem jaskiń tego obszaru przez wszystkie trzy w/w formy ludzkie.

Podjęty temat ma za zadanie uporządkowanie dotychczasowej wiedzy na temat obecności człowieka w polskich jaskiniach na obszarze Jury w poszczególnych okresach paleolitu. Na podstawie analizy najważniejszych stanowisk regionu (Jaskinia Biśnik, Jaskinia Ciemna, Jaskinia Stajnia, Schronisko Wylotne, Schronisko IV w Górze Birów, Jaskinia Deszczowa, Jaskinia Perspektywiczna, Jaskinia Maszycka, Schronisko Krucza Skała), zaprezentowana zostanie ich specyfika i sposoby zasiedlenia przez poszczególne gatunki człowieka paleolitu.

Najnowsze badania nad inwentarzami ze stanowisk w rejonie doliny Wodącej, Udorki, Pasma Ogrodzienieckiego oraz Skał Kroczyckich prowadzone są w ramach grantów NCN nr 2014/15/B/HS3/02472 oraz 2014/15/D/HS3/01302.

STAN POZNANIA BEZKRĘGOWCÓW ŚRODOWISKA PODZIEMNEGO TATR POLSKICH

Invertebrates in subterranean habitat in Polish Tatra Mts - state of knowledge

Elżbieta Dumnicka

*Instytut Ochrony Przyrody PAN, al. A. Mickiewicza 33, 31-120 Kraków, Polska;
e-mail: dumnicka@iop.krakow.pl*

Zwierzęta tradycyjnie nazywane bezkręgowcami to bardzo liczna i zróżnicowana grupa, dlatego stan jej poznania w podziemiach Tatr zostanie przedstawiony tylko na wybranych przykładach.

Badania fauny bezkręgowców wód podziemnych rozpoczęły się już z końcem XIX wieku na obrzeżu Tatr (w Zakopanem) w sposób nieplanowany, kiedy to August Wrześniowski „...Podczas pobytu w Zakopanem latem 1882r. od p. sędziego Tomasza Piotrowskiego otrzymał kielża, który przypadkowym sposobem znalazł się w wodzie zaczerpniętej ze studni wykopanej w piwnicy domu...”. Po długich i uwieńczonych sukcesem poszukiwaniach następnych osobników, gatunek ten został opisany w 1888 r. jako *Niphargus tatrensis* (Wrześniowski, 1888). Następnie dopiero Kazimierz Kowalski (1953) stwierdził jego obecność w kilku jaskiniach (Miętusiej Niżniej, Zimnej, Mroźnej i Mylnej), a także w Lodowym Źródle w Dol. Kościeliskiej. Wg danych opublikowanych w literaturze biologicznej (Dumnicka & Galas, 2017) studniczka został znaleziony jeszcze w Szczelinie Chochołowskiej i Kasprowej Niżniej oraz w Lodowym Źródle w Dolinie Chochołowskiej i w Czarnym Stawie pod Rysami. Pomimo zbierania prób faunistycznych nie został stwierdzony w kilku jaskiniach np. Czarnej, Wodnej pod Pisaną czy Rybiej w Dol. Chochołowskiej oraz w Wywierzysku Bystrej. Chociaż od dawna wiadomo, że przynajmniej część wody z systemu jaskiń Wielkiej Śnieżnej wypływa w Lodowym Źródle (Dąbrowski & Rudnicki, 1967), to brak jest informacji o występowaniu w tych jaskiniach studniczka. Można więc stwierdzić, że stan poznania zarówno rozmieszczenia tego gatunku, jak i wielkości populacji oraz jej stabilności w Tatrach jest mocno niewystarczający.

Wśród bezkręgowców lądowych stosunkowo dużo badań dotyczyło skoczogonków, dawniej zaliczanych do owadów bezskrzydłych, teraz do Entognatha (skrytoszczękie). Badania prowadzone były w wielu obiektach - od jaskini Dziura (otwór na wys. ok. 1000 m n.p.m.) do Lodowej w Ciemniaku (ok. 1715 m n.p.m.) (Stach, 1934, 1954; Kowalski, 1955), a wśród znalezionych gatunków przeważały troglökseny, kilka gatunków reprezentowało troglofile a jedynie *Arrhopalites pygmaeus* - troglobionty. Kolejny troglobiont (*Protaphorura janosik*), został opisany przez Weiner (1990) i znaleziony w wielu jaskiniach, także po stronie słowackiej. Chociaż ta grupa jest w dalszym ciągu, przynajmniej sporadycznie, badana w środowisku podziemnym Tatr, o czym świadczy opisanie nowego dla nauki gatunku *Ceratophysella michalinae* z otworu Jaskini Mylnej (Skarżyński, 2005), to na pewno dużo problemów naukowych czeka na rozwiązanie. Oceniając liczebność bezkręgowców w jaskiniach na podstawie odłowów do pułapek już Kowalski (1955) stwierdził, że skoczogonki stanowiły zdecydowaną większość (aż 99,7%) złapanej fauny, jest to więc bardzo ważna ekologicznie grupa w biocenozie jaskiń.

Również Kowalski (1955) wykonał pierwsze kompleksowe badania fauny jaskiń, uwzględniające aspekt ekologiczny. Zebrane materiały przekazał do oznaczenia wielu specjalistom a wyniki opublikował i są to jedyne do tej pory tak całościowe badania fauny jaskiń. Ponadto Skalski (1967) wykonał podobne badania w Szczelinie Chochołowskiej, gdzie stwierdził obecność zaledwie 35 taksonów.

Jak wynika z podanych przykładów stan poznania fauny środowiska podziemnego Tatr jest bardzo wyrwykowy. Brak jest zarówno badań taksonomicznych, zwłaszcza wykonanych w oparciu o analizy genetyczne, jak i kompleksowych badań funkcjonowania biocenoz w specyficznych siedliskach takich jak jaskinie, głębokie szczeliny i szeroko rozumiane wody podziemne.

Literatura

- Dąbrowski, T., & Rudnicki, J., 1967. Wyniki badań przepływów krasowych w masywie Czerwonych Wierchów. *Speleologia*, III: 31–33.
- Dumnicka, E., & Galas, J., 2017. An overview of stygobiontic invertebrates of Poland based on published data. *Subterranean Biology*, 23: 1–18. doi: 10.3897/subtbiol.23.11877
- Kowalski, K., 1953. *Jaskinie Polski T. II*. Państwowe Muzeum Archeologiczne, Warszawa, 186 pp.
- Kowalski, K., 1955. Fauna jaskiń Tatr Polskich. *Ochrona Przyrody*, 23: 283–333.
- Skalski, A., 1967. Characteristics of the recent fauna from the Szczelina Chochołowska cave in the Tatra Mts. *Prace Muzeum Ziemi*, 11: 288–290.
- Skarżyński, D., 2005. *Ceratophysella michalinae*, a new species from Poland (Collembola: Hypogastruridae). *Genus*, 17: 1–5.
- Stach, J., 1934. Die in den Hohlen Europas vorkommenden Arten der Gattung *Onychiurus* Gervais. *Annales Musei Zoologici Polonici*, 10: 111–222, tt. 25–43.
- Stach, J., 1954. The Apterygotan Fauna of Poland in Relation to the World-Fauna of this group of Insects. Family: *Onychiuridae*. Kraków, 219 pp, 27 tt.
- Weiner, W.M., 1990. Onychiuridae of Poland. New species of *Protaphorura* Absolon, 1901 from the Tatra Mts. *Acta Zoologica Cracoviensia*, 33: 453–457.
- Wrześniowski, A., 1888. O trzech kielżach podziemnych. *Pamiętnik Fizjograficzny*, 8, III: 221–330 + 27 tablic i rysunków.

DLACZEGO W KRAKOWIE NIE ISTNIEJĄ OSADY I KANAŁY KRASOWE POWSTAŁE W KAMPANIE I MASTRYCHCIE (PÓŻNA KREDA)?

Why karst sediments and karst conduits originated in the Campanian and the Maastrichtian (Late Cretaceous) do not exist in Kraków?

Ireneusz Felisiak

*Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska; al. A. Mickiewicza 30,
30-059 Kraków, Polska; e-mail: felisiak@geol.agh.edu.pl*

W późnej kredzie - od momentu transgresji w cenomanie po mastrycht - obszar dzisiejszego Krakowa znajdował się pod powierzchnią morza. Liczne luki w profilu osadów we wcześniejszym okresie transgresji (po koniak), tłumaczone są obecnie jako okresy braku depozycji (powstawania osadu), bez oznak wynurzenia. Spąg osadów kredy stanowi płaska, niemal pozioma platforma abrazyjna, ścinająca wapienie górnej jury. Zupełnie wyjątkowo w stropie wapieni jurajskich obserwuje się płytkie szczeliny (rzędu metra; opisy w większości nie publikowane), wypełnione zlepieńcami kwarcowymi zbliżonymi do poziomo ułożonych zlepieńców cenomańskich, rozpoczynających miejscami profil osadów kredy. Zalegające wyżej osady kredowe są w przewadze margliste a ich miąższość w Rowie Krzeszowickim sięga 50 m.

Pytanie postawione w tytule wydaje się zatem dotyczyć problemu czysto abstrakcyjnego, ale nie dla wszystkich. W 2015 roku ukazał się artykuł w języku angielskim (Wójcik *et al.*, 2015) o co najmniej niefortunnym tytule, z którego wynika, że Kopiec Kościuszki powstał w jurze lub jest zbudowany ze skał (wapieni) wieku jurajskiego. W artykule tym A. Wójcik (autor główny i korespondencyjny) uznał zielonkawo szare ily z mikrofauną późnej kredy, znalezione w wierceniach wokół Kopca Kościuszki, za osad morski. Iły miały w okresie kampan-mastrycht wypełnić kanały krasowe powstałe w okresie lądowym we wczesnej kredzie (przed cenomanem) a sięgające do 100 m poniżej stropu wapieni jury. Rok później Wódka i Wójcik (2016, p. 62) określili kanały krasowe jako równowiekowe z wypełniającym je osadem. Rzeźbę badanego terenu w późnej kredzie określili jako zbliżoną do rzeźby krasowej morskich wybrzeży Sardynii czy Chorwacji.

Poniżej wymienię tylko kilka z wielu powodów, dla których przedstawioną wyżej koncepcję należy zaliczyć do science fiction. Wniosek o powstaniu badanych kanałów krasowych we wczesnej kredzie i ich wypełnieniu dopiero w wyższej kredzie późnej (kampan-mastrycht; Wójcik *et al.*, 2015) nie uwzględnia naturalnego, nieuniknionego wypełnienia wszystkich zagłębień terenu, niezależnie od ich genezy, najpóźniej z początkiem transgresji (Felisiak, 2016). Koncepcja równoczesnego rozwoju kanałów i osadów krasowych w warunkach tzw. krasu wybrzeży morskich (strefy mieszania wód słonych i słodkich), jest sprzeczna z płaskim i praktycznie poziomym spągami osadów kredowych w Krakowie. Wobec znacznej głębokości kanałów (do 100 m!) wymagało by to znacznego urzeźbienia brzegów. A nigdzie w rejonie Krakowa nie obserwuje się kredowych brekcji klifowych ani głazowisk litoralnych. Są one za to częste w najniższej części morskich osadów miocenu (Radwański, 1968), kiedy faktycznie rzeźba tych okolic była zbliżona do rzeźby wybrzeży Adriatyku. Nic dziwnego, że praca Radwańskiego, traktująca o grubo okruchowych osadach transgresyjnych, została ominięta przez Wójcika *et al.* (2015), a po ukazaniu się polemiki Felisiaka (2016) przywołana przez Wódkę i Wójcika (2016) jedynie do opisu miocenских organizmów drążących (p. 51).

Aby podeprzeć się autorytetem Ryszarda Gradzińskiego Wójcik *et al.* (2015), dwukrotnie przerobili przedziały czasu geologicznego przy cytowaniu Jego dzieła. Senon, jednoznacznie zawężony do przedziału santon-kampan (Gradziński, 1962; p. 435; appendix, p. 481) został mastrychtem. Umożliwiło to przypisanie Gradzińskiemu stwierdzenia o przekraczającym ułożeniu osadów mastrychtu wprost na skałach jury (Wójcik *et al.*, 2015, p. 61). Okres usuwania pokrywy kredowej z południowej części Wyżyny Krakowskiej, określony jako „z końcem paleogenu lub z początkiem neogenu” (Gradziński, 1962; p. 480) lub (w streszczeniu angielskim) "in the Lower Tertiary, and possibly in the early Miocene (p. 488, pisownia oryginalna), u Wójcika *et al.* (2015, p. 62) zmienił się na " in the Early Paleogene and Late Neogene". To z kolei umożliwiło wykluczenie z rozważań poparcia Gradzińskiego dla wczesnomiocenского etapu tworzenia rzeźby, niewygodnego

dla Wójcika i współautorów. Mocno dyskusyjne rozważania nad rozwojem budowy geologicznej w obu diskutowanych pracach i błędy w ilustrujących je przekrojach to osobny temat, który tu z konieczności będzie pominięty.

Z powyższych uwag wynika, że osady i kanały krasowe wieku kampan-mastrycht nie istnieją w Krakowie, bo wciąż aktualna jest opinia Gradzińskiego (1962, p. 480): "U schyłku jury i w ciągu kredy brak większych deniwelacji nie sprzyja[ł] rozwinięciu na większą skalę krążenia krasowego". Iły opisywane przez Wójcik *et al.* (2015) nie są kredowym osadem morskim, lecz wczesnomiocenским osadem krasowym (Felisiak, 1992, 2016). Wypełnione tymi iłami kanały krasowe, określane przez Wójcika *et al.* (2015) jako subhoryzontalne jaskinie, znakomicie dokumentują 100 metrową głębokość przedbadeńskiej paleodoliny rzeki Rudawy. I to wbrew intencjom autorów.

Literatura

- Felisiak, I., 1992. Osady krasowe oligocenu i wczesnego miocenu oraz ich znaczenie dla poznania rozwoju tektoniki i rzeźby okolic Krakowa. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 62: 173–207.
- Felisiak, I., 2016. Fossil karst in the Jurassic of the Kościuszko Mound in Kraków (southern Poland): discussion. *Geological Quarterly*, 59 (1): 61–70.
- Gradziński, R., 1962. Rozwój podziemnych form krasowych w południowej części Wyżyny Krakowskiej Origin and development of subterranean Karst in the Southern Part of the Cracow Upland (In Polish with English summary). *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 32: 429–492.
- Radwański, A., 1968. Transgresja dolnego tortonu na obszarze Wyżyny Miechowskiej i Krakowskiej. *Acta Geologica Polonica*, 18: 387–445.
- Wójcik, A., Garecka, M., Olszewska, B., Wódka, M., 2015. Fossil karst in the Jurassic of the Kościuszko Mound in Kraków (southern Poland). *Geological Quarterly*, 59 (1): 61–70.
- Wódka, M., & Wójcik, A., 2016. 5. Historia geologiczna Wzgórza Świętej Bronisławy. 6. Formy, osady i zjawiska krasowe. In: Wójcik, A., (ed.), *Kopiec Kościuszki i jego podłoże geologiczne. Atlas – przewodnik*. Urząd Miasta Krakowa. Kraków, pp. 61–73.

WĘGLANOWE NACIEKI W ZABYTKOWYCH PIWNICACH WE FRYDMANIE (POLSKI SPISZ) – WSTĘPNE WYNIKI

Speleothems in old cellars in Frydman (Polish Spisz region) – preliminary results

Sylvia Filas¹, Michał Gradziński¹, Jacek Motyka²

¹ *Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul. Gronostajowa 3a, 30-387 Kraków, Polska;
e-mail: sylviafilas.com@gmail.com, michal.gradzinski@uj.edu.pl*

² *Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Akademia Górniczo-Hutnicza, al. A. Mickiewicza 30,
30-059 Kraków, Polska; e-mail: motyka@agh.edu.pl*

Od dawna zwracano uwagę na powstawanie nacieków w zabytkowych piwnicach we wsi Frydman. Jednakże nacieki te nie były jak dotychczas przedmiotem zainteresowania geologów.

Piwnice zostały wybudowane ok. 1820 roku przez właściciela wsi Frydman z węgierskiego rodu Horwathów i pierwotnie miały służyć za skład wina na szlaku handlowym z Węgier do Polski. Wykorzystywane były do 1905 r. Piwnice składają się z dwóch kondygnacji, każdą z nich tworzą 3 tunele o kolebkowym sklepieniu, szerokie na 6,5 m, wysokie na 4 m o długości ok. 100 m każdy.

Nacieki przyjmują formę stalaktytów, w tym makaronów, stalagmitów, draperii itp. Najdłuższe stalaktyty osiągają długość od 30 do 40 cm. Charakteryzują się białą, białą-kremową lub szarą barwą. Część z nich cechuje się czerwonym i brunatnym odcieniem związanym zapewne z obecnością substancji organicznej lub utlenionych związków żelaza. Stalagmity znajdujące się w podłożu piwnic można podzielić na dwie grupy: młodsze, przyjmujące formę niewielkich i cienkich (od kilku do kilkunastu milimetrów grubości), białych lub białoszarych naskorupień, oraz starsze, które na przestrzeni lat zostały pokryte warstwą ziemi i gruzu, skutecznie chroniącymi je przed niesprzyjającymi czynnikami zewnętrznymi. Stanowią one spore, często bulaste twory. Obserwacja ich przekrojów pozwala dostrzec nierównomierne tempo przyrostu poszczególnych warstw. Znaczna miąższość stalagmitów może sugerować, iż najstarsze z nich powstawały niedługo po wybudowaniu piwnic.

Rozmieszczenie nacieków wewnątrz piwnic również nie jest regularne. Największe skupienia stalaktytów i stalagmitów znajdują się w niższej kondygnacji piwnic, głównie w najwyższych częściach sklepień. W dolnej kondygnacji najbogatsza w nacieki jest wschodnia część piwnic, a w górnej kondygnacji – część północna. W wymienionych wyżej obszarach piwnic zagęszczenie stalaktytów na metr kwadratowy wynosi do kilkudziesięciu, a stalagmitów do kilkunastu okazów.

Analiza wód tworzących nacieki wskazuje na ich silnie alkaliczny charakter (pH = 9). Obserwuje się wysokie zawartości składników mineralnych, a zwłaszcza kationów wapniowych i sodowych – maksymalne odnotowane ich stężenia wynoszą odpowiednio 1476 mg/l i 76 mg/l. Także stężenia innych jonów są wysokie – m.in. glinu, strontu, baru. Sugeruje to, że pomimo analogicznego kształtu do nacieków jaskiniowych omawiane formy powstają na skutek absorpcji CO₂ z atmosfery do roztworu, a nie dyfuzji roztworu do atmosfery.

CHARAKTERISTIKA IZOTOPOVEJ KOMPOZÍCIE CO₂ V JASKYNNEJ ATMOSFÉRE NA LOKALITE HAVRANICKÁ JASKYŇA

Characterising the isotopic composition of carbon dioxide in cave atmosphere on the site of Havranická Cave

Petronela Filipčíková¹, Rastislav Milovský², Tomáš Lánczos¹, Tamás Csibri¹

¹Faculty of Natural Sciences, Comenius University, Illkovičova 6, 84215, Bratislava, Slovakia;
e-mail: nela.filipcikova@gmail.com, tlanczos@gmail.com, tamas.csibri@gmail.com

²Earth Science Institute of the Slovak Academy of Sciences, Ďumbierska 1, 97401, Banská Bystrica,
Slovakia; e-mail: milovsky@savbb.sk

Izotopové zloženie atmosférického CO₂ v priestoroch jaskyne bolo skúmané za účelom získania prvých údajov, rozlíšenia pôvodu CO₂ a tiež postrehnutia možných zmien hodnôt alebo ich trendov v súvislosti s charakteristikami miest odberu vzoriek. Výskum bol realizovaný na lokalite Havranická jaskyňa, patriacej do krasového územia Plavecký kras (Stankoviansky, 1974), kde bol v priebehu posledných rokov realizovaný interdisciplinárny geovedný výskum (Lačný *et al.*, 2012; Lačný 2014 a 2015; Lánczos *et al.*, 2013; Lánczos & Filipčíková, 2016, 2017, in press).

Jaskynná atmosféra bola vzorkovaná v piatich bodoch, ktoré boli situované rôznych častiach jaskyne a jednotlivé miesta odberu vzoriek sa líšili alebo zhodovali vybranými charakteristikami. Pri výbere miest vzorkovania sa uvažovali hlavne charakteristiky ako hĺbka pod povrchom, prítomnosť prievanu, prítomnosť sintrovej výzdoby, a súčasne s odberom vzoriek bola meraná aj koncentrácia CO₂, teplota a vlhkosť atmosféry.

Získané dáta rozdelili vzorky do troch odlišných skupín. Vzorky prvej skupiny vykazujú izotopové zloženie jaskynného CO₂ zhodné s izotopovým zložením povrchovej atmosféry (podľa Sharp, 2007), bez ohľadu na prítomnosť alebo neprítomnosť prievanu. Vzorky druhej skupiny sa výrazne líšia hodnotami $\delta^{13}\text{C}$, kde sa prejavuje signifikantná prímes uhlíka pôvodom z rozkladu organickej hmoty zníženými (odľahčenými) hodnotami pre $\delta^{13}\text{C}$. Zdroj prímеси ľahších izotopov uhlíka je v pôdnom pokryve. Zvýšená koncentrácia ľahšieho izotopu C bola zaznamenaná len v miestach, kde sa vyskytuje sekundárna autochtónna výplň, preto tieto hodnoty môžu byť súčasne považované za indikátor výskytu sintrovej výzdoby. Vzorky tretej skupiny boli zaujímavé mierne ľahšími hodnotami pre $\delta^{13}\text{C}$ a súčasne ťažšími hodnotami pre $\delta^{18}\text{O}$. Na základe zaznamenania ľahšieho izotopového zloženia uhlíka a s prihliadnutím na výsledky predošlého geofyzikálneho výskumu (Lačný *et al.*, 2012) naznačujúceho prítomnosť ešte neobjavených priestorov v smere pokračovania, by sme mohli predpokladať, že uvedené preistory obsahujú sintrovú výzdobu a v dôsledku miešania vzduchových hmôt dochádza k miernemu rozriedeniu izotopového zloženia s atmosférou typickou pre nevyzdobené časti (povrchovou). Takéto konštatovanie je však nevyhnutné podrobiť ešte intenzívnej konfrontácii s realitou. Pre hodnoty kyslíka v tomto prípade zatiaľ nemáme vysvetlenie.

Na základe uvedeného výskumu by bolo možné považovať prítomnosť izotopicky ľahšieho uhlíka za možný indikátor prítomnosti sintrovej výzdoby a teda túto metódu využívať podobne ako geofyzikálny prieskum.

PodĎakovanie: Tento výskum bol realizovaný vďaka projektom: VEGA č.:V 1/0095/14 a APVV č.: 111 01402 106320 06K11378.

Literatura

- Lačný, A., 2014. 10 rokov prieskumu Havranickej jaskyne. *Spravodaj Slovenskej speleologickej spoločnosti*, 45, (3): 13–17.
- Lačný, A., Putiška, R., Dostál, I. & Kušnirák, D., 2012. Využitie metódy ERT pri prieskume jaskýň v Havranej skale (Plavecký kras). *Slovenský kras*, 50/1, 41–60.
- Lačný, A., 2015. *Vplyv litológie a tektoniky na vývin krasu vo vybraných častiach malokarpatského krasu*. Rigorózna práca, PríF UK, 89.

- Lánczos, T., Lačný A., Jánošík M. & Feketeová Z., 2013. Speleogenéza Havranickej jaskyne ako významného fenoménu Plaveckého krasu (Malé Karpaty). *Acta Geologica Slovaca*, 5 (1): 83–96.
- Lánczos, T. & Filipčíková P., 2016. Geochemical factors of karst phenomena formation and development on the site of Havrania skala (Malé Karpaty Mts.) Slovenské Múzeum Ochrany Prírody a Jaskyniarstva. *Aragonit* . - Roč. 20, č. 1 (2015), 63.
- Lánczos, T. & Filipčíková, P., 2017 (in press). Speleogenetický význam CO₂ pre vývoj vybraných jaskýň Plaveckého krasu v Malých Karpatoch. *Slovenský kras, Acta Karsologica Slovaca*, Liptovský Mikuláš, 55/1: 25–42.
- Stankoviansky, M., 1974. Príspevok ku poznaniu krasu Bielych Hôr v Malých Karpatoch, *Geografický časopis*, 26/3: 241–257.
- Sharp, Z., 2007. *Principles of stable isotope geochemistry*, Pearson Education, Inc, Upper Saddle River, NJ 07458, ISBN 0-13-000139-1. 344 pp.

WYROBISKA PODZIEMNE PLANOWANEGO GEOPARKU MAŁOPOLSKI PRZEŁOM WISŁY I MOŻLIWOŚCI ICH UDOSTĘPNIANIA TURYSTYCZNEGO

Underground excavations of the planned Geopark Małopolska Vistula River Gap and their potential for tourist availability

Grzegorz Gajek¹, Katarzyna Mięsiak-Wójcik²

¹*Zakład Geologii i Ochrony Litosfery, Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, al. Kraśnicka 2d/110D, 20-718 Lublin, Polska; e-mail: gajcy@umcs.pl*

²*Zakład Hydrologii, Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, al. Kraśnicka 2d/114D, 20-718 Lublin, Polska; e-mail: katarzyna.miesiakwojcik@umcs.pl*

Geoparki są obszarami funkcjonalnymi, gdzie istnieje szereg obiektów cennych przyrodniczo, posiadających status geostanowisk (geotopów). Tworzą one sieć obiektów objętych ochroną indywidualną oraz pełniących jednocześnie funkcję edukacyjną (www.unesco.org). W oparciu o geostanowiska tworzona jest sieć szlaków geoturystycznych, powstają centra geoedukacyjne oraz udostępnianie są turystycznie podziemne obiekty pogórnice.

W latach 2010–2012 w ramach powołanego Konsorcjum (UMCS, UW, PIG-PIB) trwały prace, które obejmowały rozpoznanie i pełną inwentaryzację warunków abiotycznych środowiska, tradycji górniczej oraz historii rozwoju gospodarczego regionu oraz ich waloryzacji z punktu widzenia ochrony i możliwości wykorzystania turystycznego (Harasimiuk *et al.*, 2011). W ramach prac wytypowano 222 geostanowiska. Tylko 4 z nich to obiekty dawnej, podziemnej eksploatacji surowców skalnych.

Nieczynna Kopalnia Fosforytów w Annopolu (działająca w latach 1952–1971) jest dużym obiektem, w którym zachowało się ponad 100 kilometrów podziemnych chodników, w znacznej mierze jednak zasypanych przez naturalne zawały oraz rabunek żelaznych elementów infrastruktury. W głębokich wyrobiskach występują bezcenne nagromadzenia szczątków morskich kręgowców z okresu kredowego (m.in. zęby i kręgi rekinów, zęby, szczęki i kręgi ryb kostnoszkieletowych, szczątki chimer, szczątki pliozaurów oraz ichtiozaurów, kawałki pancerzy i kręgi żółwi oraz kręgi elasmozaurów) (Machalski *et al.*, 2009). Niezwykle ciekawie prezentują się, doskonale widoczne w ociosach, zjawiska tektoniczne (uskok, lustra) i krasowe (kanały, kawerny, nacieki). Ponadto w chodnikach zachowały się liczne zabytki górnicze: obudowa chodników, fragmenty torów kolejki czy maszyna wyciągowa.

Górnictwo opok w dolinie Wisły to trwająca od czasów średniowiecza tradycja, zapisana w m.in. w architekturze Kazimierza Dolnego i Janowca (Pożaryska & Pożaryski, 1951). Efektem prac górniczych w tym rejonie są wyrobiska w Bochothnicy (stanowisko dokumentacyjne „Ścianka Pożaryskich”) wraz z systemem kamieniołomów. Ten unikalny na skalę europejską obiekt, reprezentuje komorowy sposób eksploatacji surowców węglanowych (opoki kazimierskiej), w obrębie którego możliwa jest obserwacja, częściowo niekompletnej, granicy kreda-paleogen z geologicznymi konsekwencjami impaktu jukatańskiego sprzed 65 mln lat. Pozostałości górnictwa podziemnego w Bochothnicy to także zimowe schronisko jednej z największych kolonii nietoperzy w tej części Polski.

Opoka, wydobywana w Puławach metodą komorową co najmniej od XVII wieku, służyła prawdopodobnie do budowy Pałacu Czartoryskich (Pawłowski, 2005). Liczne korytarze i komory, wydrążone 140 metrów w głąb górotworu i sięgające 6 metrów wysokości, stanowią współcześnie tzw. Groty Puławskie, niegdyś częściowo udostępnione do zwiedzania (w latach 2001–2014). Obecnie w wyniku licznych obrywów i zerw skalnych, obiekt został wyłączony z ruchu turystycznego.

W strefie południowej krawędzi Wyżyny Lubelskiej na wzniesieniu Kamienna Góra zinwentaryzowano kilka niewielkich wyrobisk komorowych. Prace górnicze prowadzone były w obrębie utworów węglanowych basenu zapadliska przedkarpackiego. Są to niewielkie obiekty będące efektem „dzikiej” eksploatacji z początku XX wieku. Pomimo, że obecnie porzucone i niszczące posiadają dobrze zachowane ślady prac górniczych.

Nadanie statusu geostanowiska przedstawionym obiektom podziemnym i rozpoczęcie działalności Geoparku „Małopolski Przełom Wisły” pozwoli na rewitalizację, zabezpieczenie, adaptację, ochronę oraz zorganizowanie podziemnych tras turystycznych z możliwe jak najszerszą

prezentacją ich georóżnorodności. Obecnie tylko trzy ze wskazanych wyrobisk podziemnych (geostanowiska: Groty Puławskie, Kamieniołom w Bochojnie i Kopalnia Fosforów w Annopolu) są odpowiednio zabezpieczone (także przed ingerencją osób z zewnątrz) i tym samym wyłączone z ruchu turystycznego. Wyrobiska komorowe w Kamiennym Górze są obecnie jedynymi obiektami ogólnodostępnymi, lecz jednocześnie nieprzystosowanymi do bezpiecznego zwiedzania. Niekontrolowany ruch turystyczny oraz brak ochrony i odpowiednich zabezpieczeń powoduje ich szybką degradację, co skutkuje nieodwracalnymi zniszczeniami.

Literatura

- Harasimiuk, M., Domonik, A., Machalski, M., Pinińska, J., Warowna, J. & Szymkowiak, A., 2011. Małopolski przełom Wisły – projekt geoparku. *Przegląd Geologiczny*, 59 (5): 405–416.
- Machalski, M., Komorowski, A., & Harasimiuk, M., 2009. Nowe perspektywy poszukiwań morskich kręgowców kredowych w nieczynnej kopalni fosforów w Annopolu nad Wisłą. *Przegląd Geologiczny*, 57 (8): 638–641.
- Pawłowski, A., 2005. Eksploatacja skał węglanowych w procesie rozwoju krajobrazu kulturowego Małopolskiego Przełomu Wisły. In: Korzowski, Z., (ed.) *Historia i współczesność górnictwa na terenie Lubelszczyzny*, Wydawnictwo Politechniki Lubelskiej, Lublin, pp. 109–116.
- Pożaryska, K. & Pożaryski, W., 1951. *Przewodnik geologiczny po Kazimierzu i okolicy*, Wydawnictwo Muzeum Ziemi, Warszawa, 102 pp.
- www.unesco.org

RÓŻNICE W ZAPISACH IZOTOPOWYCH Z NACIEKÓW JASKIŃ TATR I NIŻNYCH TATR A GLOBALNE ZMIANY KLIMATU W HOLOCENIE

Differences in isotopic signals from speleothems of the Tatra and Nízke Tatra caves and global climate changes during holocene

Michał Gąsiorowski¹, Helena Hercman¹, Michał Gradziński², Jacek Pawlak¹, Marcin Błaszczyk¹, Šárka Matoušková³, Pavel Bella³

¹*Instytut Nauk Geologicznych, Polska Akademia Nauk, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa, Polska;
e-mail: mgasior@twarda.pan.pl*

²*Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul. Gronostajowa 3a, 30-387 Kraków, Polska*

³*Instytut Geologii, Czeska Akademia Nauk, ul. Rozvojová 269, 165 00 Praha, Republika Czeska*

⁴*Zarząd Jaskiń Słowackich, Państwowa Ochrona Przyrody Republiki Słowackiej, ul. Hodžova 11,
031 01, Liptovský Mikuláš, Słowacja*

W celu rekonstrukcji warunków paleoklimatycznych w okresie holocenu wzdłuż przekroju N–S przez Południową Polskę i Północną Słowację wykonano szczegółowe badania izotopowe nacieków z wybranych stanowisk. Badaniami objęte zostały jaskinie z rejonu Tatr (jaskinie: Szczelina Chochołowska i Javorinka) oraz Niżnich Tatr (jaskinie: Mieru i Slobody). Porównując zapisy $\delta^{18}\text{O}$ z badanych nacieków można zauważyć kilka prawidłowości. Młodszy dryas (YD) zarejestrował się jedynie w naciekach z Niżnich Tatr. W krzywej uzyskanej dla stalagmitu PD2 (Jaskinia Slobody) widać w początkowym okresie jego krystalizacji wyraźne przesunięcie ku cięższym wartościom $\delta^{18}\text{O}$. Koreluje się ono z zapisem YD w naciekach z jaskini Soreq (Izrael). Kolejne globalne zdarzenie klimatyczne, związane z uwolnieniem do Oceanu Atlantyckiego wód z topniejących lądolodów północnej półkuli (tzw. epizod 8,2 ka), wyraźnie zaznacza się w stalagmicie SC2 (Szczelina Chochołowska, Tatry). W naciekach z Niżnich Tatr epizod 8,2 ka zapisuje się zdecydowanie słabiej. Następnym zdarzeniem mającym globalny charakter jest tzw. zdarzenie 4,2 ka. Wydaje się, że zaznacza się ono zarówno w naciekach tatrzańskich, jak i w Niżnich Tatrach. Porównując zapisy $\delta^{18}\text{O}$ uzyskane z nacieków tatrzańskich i z Niżnich Tatr widoczne jest zróżnicowanie średniego składu izotopowego w starszym holocenie, a od około 4 tys. lat temu skład izotopowy jest podobny w obu regionach. Przyczyna tych różnic ma charakter ponadregionalny. Stwierdzonego zróżnicowania pomiędzy Tatrami i Niżnimi Tatrami nie można tłumaczyć gradientem W-E, gdyż wszystkie badane jaskinie położone są na podobnej długości geograficznej. W badanych naciekach występują także różnice jeśli chodzi o reakcję na znane zdarzenia paleoklimatyczne. Może to sugerować, że w okresie starszego holocenu wpływy atlantyckie były zdecydowanie silniejsze w Tatrach niż w Niżnich Tatrach.

Na wykresach zmian składu izotopowego węgla w funkcji czasu wyraźnie widać różnice w wartościach $\delta^{13}\text{C}$ dla poszczególnych nacieków. Co ciekawe, największe różnice występują w wypadku nacieków pochodzących z tego samego systemu jaskiniowego (nacieki PD2 – Jaskinia Slobody i JMr14 – Jaskinia Mieru). Najbardziej prawdopodobnym wytłumaczeniem jest tutaj różnica w drogach krążenia wód zasilających oba stalagmity. Rozpatrując zmienność składu izotopowego węgla w czasie, dla wszystkich badanych nacieków możemy wyróżnić podobne trendy przebiegu krzywych. W odcinkach profili odpowiadających późnemu glacialowi widać wyraźny spadek wartości $\delta^{13}\text{C}$, najsilniejszy dla nacieku z Jaskini Mieru. Spadek ten jest odzwierciedleniem rozwoju pokrywy glebowej i szaty roślinnej na powierzchni terenu. Proces ten jest najmniej wyraźny dla nacieków tatrzańskich (SC2 i JAV). Najniższe wartości $\delta^{13}\text{C}$ występują w naciekach systemu Jaskiń Demianowskich i mogą być korelowane z intensywniejszym rozwojem roślinności w trakcie holocenijskiego optimum klimatycznego (Atlantyk, około 8000–6000 lat BP). Po tym okresie następuje nieznaczne pogorszenie warunków rozwoju roślinności co znalazło odzwierciedlenie w wyższych wartościach $\delta^{13}\text{C}$.

Praca finansowana była przez Narodowe Centrum Nauki w ramach grantu N N306 602340.

FORMOWANIE ODSĄCZENIOWYCH ŻŁÓBKÓW KRASOWYCH – EKSPERYMENT BADAWCZY

Formation of decantation karren – research experiment

Anna Gądek¹, Michał Gradziński¹, Jacek Motyka²

¹*Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul. Gronostajowa 3a, 30-387 Kraków, Polska;
e-mail: gadekann@gmail.com, michal.gradzinski@uj.edu.pl*

²*Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Akademia Górniczo-Hutnicza,
al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków, Polska; e-mail: motyka@agh.edu.pl*

Współczesne żłobki krasowe będące przedmiotem badań to mikroformy charakterystyczne dla wychodni wapieni paleozoicznych (dewon górny i karbon missisip) obszaru podkrakowskiego. Najczęściej spotykane są w Dolinie Raclawki oraz w Dolinie Eliaszówki, gdzie odnotowano ponad 200 stanowisk z tego typu żłobkami. Formują się one na stromo nachylonych płytach skalnych, usytuowanych bezpośrednio pod pniami i korzeniami drzew. Wykształcone są w postaci wąskich (0,1–1 cm) i długich rynienek (do 40 cm), o gładkich brzegach i ostrych krawędziach.

W odniesieniu do prowadzonych obserwacji oraz analiz hydrochemicznych próbek wody pobieranych w trakcie trwania opadu w warunkach naturalnych, porównawczo prowadzony jest eksperyment badawczy dotyczący procesu rozpuszczania specjalnie przygotowanych wapiennych płyt.

Do eksperymentu użyto czterech wapiennych płyt o wymiarach: 120 cm długości, 20 cm szerokości, 3 cm grubości. Zostały one wycięte z wapienia typu calcari grigi, o niskiej porowatości (0,6%), zbliżonej do porowatości wapieni dolnego karbonu (ca. 1%). Wzdłuż każdej z płyt wykonano pionowe nacięcia, aby umożliwić skoncentrowany spływ wody. Trzy płyty umieszczone zostały na terenie Obserwatorium Astronomicznego Uniwersytetu Jagiellońskiego w Krakowie. Zamontowano je pod różnymi gatunkami drzew w sposób analogiczny do sytuacji naturalnej, tak aby woda spływająca po pniu drzewa skapywała bezpośrednio na płytę. Do eksperymentu wybrano gatunki drzew, pod którymi najczęściej formują się żłobki w warunkach naturalnych: buk zwyczajny, grab zwyczajny, klon jawor (*Fagus sylvatica*, *Carpinus betulus*, *Acer pseudoplatanus*). Dodatkowo – dla porównania odmiennych warunków środowiskowych – jedna z płyt umieszczona została w Bieszczadach, gdzie również pobierane są próbki wody w trakcie trwania opadu.

Przeprowadzone dotychczas analizy hydrochemiczne próbek wody wskazują na zachodzący proces rozpuszczania. Zawartość Ca^{2+} w wodzie spływającej po wapiennej płycie wyraźnie wzrasta w stosunku do zawartości Ca^{2+} w wodzie spływającej po pniu drzewa (średnio z 2 do 10 mg/l). Widoczny jest również wzrost wartości pH wody spływającej po płycie w stosunku do wody opadowej oraz spływającej po pniu (średnio o 1).

Zauważalna jest różnica w pH wody spływającej po korze różnych gatunków drzew oraz na różnych obszarach. Woda spływająca po pniu buku oraz grabu cechuje się niższym pH (od 0,4 do 1) od wody spływającej po korze klonu. Ponadto, średnia wartość pH próbek wody spływającej po korze buku w Bieszczadach wynosi 5,4, natomiast w Krakowie dla tego samego gatunku wynosi ona 4,3. Różnica ta najprawdopodobniej związana jest z odmiennymi warunkami środowiskowymi oraz stanem jakości powietrza.

Warto zaznaczyć, iż najintensywniejsze rozpuszczanie zachodzi w początkowym etapie opadu. Probki wody zebrane podczas długotrwałych opadów charakteryzują niższe różnice w zawartości Ca^{2+} oraz pH.

Badania finansowane są ze środków DSC Wydziału Geografii i Geologii Uniwersytetu Jagiellońskiego (DS/MND/WGiG/ING/2017/14).

KRAS KOPALNY W TATRACH

Palaeokarst in the Tatra Mts

**Michał Gradziński, Renata Jach, Piotr Jaglarz,
Tomasz Rychliński & Joachim Szulc**

¹*Instytut Nauk Geologicznych UJ, ul. Gronostajowa 3a, 30-387 Kraków, Polska;
e-mail: michal.gradzinski@uj.edu.pl, renata.jach@uj.edu.pl, piotr.jaglarz@uj.edu.pl,
tomasz.rychlinski@uj.edu.pl, joachim.szulc@uj.edu.pl*

Zjawiska krasu kopalnego (paleokrasu) Tatr nie były jak dotychczas przedmiotem kompleksowych studiów. Wydają się one pozostawać niejako w cieniu współczesnych zjawisk krasowych doskonale rozpoznanych na tamtym obszarze. Badania sedymentologiczne i biostratygraficzne węglanowych skał tatrzańskich pozwoliły udokumentować istnienie przynajmniej trzech generacji paleokrasu powstałych w czasie triasu środkowego, wczesnej kredy i między kredą a eocenem (Gradziński *et al.*, 2009).

Zjawiska krasowe w osadach triasu tatrzańskiego związane były z okresami wynurzeń utworów płytkomorskich i ich wietrzeniem w warunkach klimatu tropikalnego. Horyzonty paleokrasu w serii wierchowej Tatr Zachodnich występują w utworach węglanowych oleneku i anizyku (Jaglarz & Szulc, 2003). Generalnie można wyróżnić dwa typy skał związanych z krasem. Pierwszy typ obejmuje brekcje rozpuszczeniowo-kolapsyjne związane z usuwaniem ewaporatów (głównie siarczanów). Część z tych brekcji jest spojona czerwonymi osadami będącymi prawdopodobnie rezydum po chemicznym wietrzeniu węglanów. Drugi typ reprezentują wapienie i dolomity z czerwonymi przebarwieniami pochodzącymi od utlenionych związków żelaza. Jak wskazują badania izotopów trwałych węgla i tlenu brekcje rozpuszczeniowo-kolapsyjne, jako porowate medium, stanowiły uprzywilejowane drogi migracji wtórnych roztworów dolomityzujących wapienie triasu. Najlepiej rozwinięte zjawiska paleokrasowe występują w stropie węglanowych utworów triasu środkowego jednostki krzyżniańskiej. Wynurzone w późnym lądynie i karniku, wapienie i dolomity uległy intensywnemu krasowieniu, w wyniku czego ich powierzchnię cechują deniwelacje sięgające 1 m, najczęściej wypełnione i przykryte marglistymi bądź klastycznymi osadami kajpru karpackiego. Najczytelniejsze przejawy paleokrasowienia znaleźć można w profilach Tatrach Zachodnich oraz Tatr Bielskich (Rychliński & Szulc, 2005; Rychliński, 2008). Skrasowiałe ławice dolomitów charakteryzują się nierównymi powierzchniami stropu i spągu oraz krasowo poszerzonymi spękaniem, wypełnionymi materiałem ilastym. W żółtozielonych mułowcach, przeławicających skały dolomityczne, występują pedogeniczne konkrecje węglanowe oraz liczne rizokrecje a także przejawy subaeralnej sylikfikacji. Także dane izotopowe potwierdzają zmiany diagenetyczne, w tym krasowe, zachodzące pod wpływem wód meteorycznych.

Wyraźna niezgodność przykryta przez różnorodne osady środkowokredowej formacji z Zabijaka od dawna była interpretowana jako efekt krasowienia platformy węglanowej podczas emersji wczesnokredowej (Głazek, 1989). Zmiany diagenetyczne, jak wzrost porowatości i cementacja meteoryczna, sięgają do 30 m w dół w podłoże wapieni urgońskich (Krajewski, 2003). Omawiana niezgodność jest miejscami bezpośrednio przykryta przez czerwone osady z hematytem, wyróżnione jako warstwa(y) Ku Stawku (Krajewski, 2003). Są one interpretowane jako reziduum powstałe w warunkach lądowych, częściowo przerabiane i redeponowane w środowisku morskim. Osady te wypełniają także żyły neptuniczne tnące węglanowe podłoże. Masse i Uchman (1997) udokumentowali, że górna granica niżej leżących wapieni urgońskich, jest diachroniczna i w jednostce Giewontu przypada na apt górny, a w wierchowej jednostce autochtonicznej na alb. W wielu miejscach wspomniana niezgodność jest przykryta przez głębokomorskie skondensowane wapienie z glaukonitem, fosforanowymi stromatolitami i onkoidami, zawierające liczne amonity, datujące te osady na górną część albu dolnego–alb górny (Marcinowski & Wiedmann, 1990; Rakús *et al.*, 1995). W świetle wyników tych badań procesy krasowe zachodziłyby w przedziale wiekowym późny apt–najwyższy wczesny alb.

Kolejny etap wynurzenia skał tatrzańskich poprzedzał transgresję eocenską. W bezpośrednim podłożu zlepieńców eocenskich w obrębie węglanowych skał jury dolnej jednostki choczańskiej stwierdzone zostały pozostałości form krasowych wypełnionych osadami wewnętrznymi –

scementowanymi osadami żelazistymi, polewami naciekowymi i brekcjami (Jach *et al.*, 2016). Polewy naciekowe krystalizowały w temperaturze ponad 20 °C, a wody zasilające zasobne były w glebowy dwutlenek węgla związany z aktywnością roślin typu C3. Krasowienie przebiegało najprawdopodobniej w czasie bezpośrednio poprzedzającym sedymentację osadów tak zwanego ‘eocenu tatrzańskiego’. Omawiane formy krasowe najpewniej były rozwinięte na obrzeżach obszernej depresji krasowej o charakterze polja, której obecność w rejonie Hrubego Regła postulował Głazek (2000). Depresja ta jest przynajmniej częściowo wypełniona czerwonymi zlepieńcami. Analiza rozkładu facji eocenu tatrzańskiego sugeruje, że depresja przynajmniej częściowo ma założenia tektoniczne, co jest częste w przypadku współczesnych form krasowych tego typu. O krasowym rozpuszczaniu skał tatrzańskich poprzedzającym transgresję eoceńską pośrednio świadczy obecność kopalnych martwic wapiennych rozpoznanych w Dolinie Suchej Wody w spągu sekwencji zlepieńców eoceńskich (Gradziński *et al.*, 2006).

Literatura

- Głazek, J., 1989. Paleokarst of Poland. In: Bosák, P., Ford, D. C., Głazek, J. & Horáček, J. (eds), *Paleokarst a Systematic and Regional Review*. Academia, Prague, pp. 77–105.
- Głazek, J., 2000. Kras przedeoceński w Tatrach. In: Baryła, J., Gradziński, M. & Szelerewicz, M. (eds), *Materiały 34. Sympozjum Speleologicznego, Kościelisko, 20–22.10.2000*. Sekcja Speleologiczna Polskiego Towarzystwa Przyrodników im. Kopernika, Kraków, pp. 23–25.
- Gradziński, M., Hercman, H., Kicińska, D., Barczyk, G., Bella, P. & Holúbek, P., 2009. Kras tatrzański – rozwój wiedzy w ostatnich trzydziestu latach. *Przegląd Geologiczny*, 57: 674–684.
- Gradziński, M., Jach, R., Riding, R. & Uchman, A., 2006. Słodkowodne stromatolity i onkoidy w zlepieńcach eoceńskich Doliny Suchej Wody w Tatrach. In: Wysocka, A. & Jasionowski, M. (eds), *II Polska Konferencja Sedymentologiczna, Materiały konferencyjne*. (eds), Instytut Geologii Podstawowej UW, Warszawa, p. 123.
- Jach, R., Gradziński, M. & Hercman, H., 2016. New data on pre-Eocene karst in the Tatra Mountains, Central Carpathians, Poland. *Geological Quarterly*, 60: 291–300.
- Jaglarz, P. & Szulc, J., 2003. Middle Triassic evolution of the Tatricum sedimentary basin: an attempt of sequence stratigraphy to the Wierchowa Unit in the Polish Tatra Mts. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 73: 169–182.
- Krajewski, K. P., 2003. Facies development and lithostratigraphy of the Hightatric mid-Cretaceous (Zabijak Formation) in the Polish Tatra Mountains. *Studia Geologica Polonica*, 121: 81–158.
- Marcinowski, R. & Wiedmann, J., 1990. The Albian ammonites of Poland. *Palaeontologia Polonica*, 50: 1–94.
- Masse, J. P. & Uchman, A., 1997. New biostratigraphic data on the Early Cretaceous platform carbonates of the Tatra Mountains, Western Carpathians, Poland. *Cretaceous Research*, 18: 713–729.
- Rakús, M., Vašíček, Z. & Pavlarčík, S. 1995. Amonity albu z jaskyne Mokrá diera v Javorovej doline (vysokotatranská sukcesia, Vysoké Tatry). *Mineralia Slovaca*, 27: 207–212.
- Rychliński, T., 2008. Facies development and sedimentary environments of the Carpathian Keuper deposits from the Tatra Mountains, Poland and Slovakia. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 78: 1–18.
- Rychliński, T. & Szulc, J., 2005. Facies and sedimentary environments of the Upper Scythian-Carnian succession from the Belanské Tatry Mts., Slovakia. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 75: 155–169.

ANALIZA PALINOLOGICZNA LODU JASKINIOWEGO Z DOBSZYŃSKIEJ JASKINI LODOWEJ, SŁOWACJA – WSTĘPNE WYNIKI BADAŃ

Palynological analysis of cave ice in Dobšiná Ice Cave, Slovakia – preliminary results

Magdalena Jelonek¹, Ján Zelinka², Michał Gradziński¹

¹*Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul. Gronostajowa 3a, 30-387 Kraków, Polska;
e-mail: magdalena.lata@doctoral.uj.edu.pl, michal.gradzinski@uj.edu.pl*

²*Správa slovenských jaskýň, Hodžova 11, 031 01 Liptovský Mikuláš, Slovakia; e-mail: jan.zelinka@ssj.sk*

Lód jaskiniowy jest nośnikiem cennych informacji dotyczących zmian paleośrodowiskowych. Poza danymi geochemicznymi ciekawych informacji może dostarczyć analiza ziaren pyłku zachowanych w lodzie.

Przeprowadzono badania pilotażowe, które objęły analizę próbek lodu jaskiniowego, pobranego z Dobszyńskiej Jaskini Lodowej (Dobšinská ľadová Jaskyňa, Słowacja). Celem badań jest sprawdzenie, czy ziarna pyłku zostały zachowane w lodzie jaskiniowym, i jeśli tak, w jakiej ilości oraz od jakiej rośliny pochodzą. Wybrano cztery miejsca pobrania próbek. Fragmenty lodu odkruszono do plastikowych, szczelnych pojemników o pojemności 100 ml. Woda powstała po topnieniu lodu została odwirowana w laboratorium, a pozostały przy dnie materiał został poddany obróbce chemicznej. Analiza mikroskopowa gotowego materiału wykazała znaczącą ilość ziaren pyłku zachowanych w lodzie jaskiniowym w analizowanych miejscach Dobszyńskiej Jaskini Lodowej. Zidentyfikowano kilkaset ziaren pyłku, m.in.: *Pinus*, *Picea*, *Alnus*, *Betula*, *Corylus*, *Quercus*, *Carpinus*, *Fraxinus*, *Poaceae*, *Asteraceae*, *Chaenopodiaceae*. Zaobserwowano różnice w liczebności ziaren pyłku w poszczególnych próbkach, a także zróżnicowanie rodzajowe lub gatunkowe roślin.

Lód, który zawiera analizowane próbki, powstał na przełomie okresu ciemnych wieków (Dark Ages Period) oraz średniowiecznego optimum klimatycznego (Medieval Warm Period) (Gradziński *et al.*, 2016). Można zatem wnioskować, że wówczas rośliny wymienione powyżej były obecne w pobliżu wejścia do jaskini. Należy jednak wziąć pod uwagę także transport daleki przy przemieszczaniu się ziaren pyłku roślin szpilkowych (*Pinus*, *Picea*). Te ziarna pyłku mogły zostać zachowane w lodzie jaskiniowym zarówno poprzez bliskie sąsiedztwo drzew od jaskini, jak i poprzez pokonanie dziesiątek lub nawet setek kilometrów w powietrzu. Obecnie większość obszaru Słowackiego Raju pokryta jest lasami, głównie iglastymi, z dominującym świerkiem (*Picea*) oraz jodłą (*Abies*), występuje także sosna (*Pinus*). Przedstawicielem lasów liściastych jest głównie buk (*Fagus*). W bezpośrednim sąsiedztwie wejścia do jaskini zaobserwowano występowanie m.in. świerka (*Picea*), buka (*Fagus*), brzozy (*Betula*), klonu (*Acer*).

Literatura

Gradziński, M., Hercman, H., Peresviet-Soltan, A., Zelinka, J. & Jelonek, M., 2016. Radiocarbon dating of fossil bats from Dobsina Ice Cave (Slovakia) and potential palaeoclimatic implications. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 86: 341–350.

OD JASKINI DO ŚWIĄTYNI

From the cave to the temple

Katarzyna Kasprowska-Nowak

*Instytut Wychowania Fizycznego, Turystyki i Fizjoterapii, Akademia im. Jana Długosza w Częstochowie,
ul. Waszyngtona 4/8, 42-200 Częstochowa, Polska; e-mail: kasiakaspro@wp.pl*

Zaprezentowano obiekty i surowce skalne (m.in. wapienie, sól kamienną i kredę) na wybranych obszarach w Polsce, w których „wyrażał się” człowiek na przestrzeni różnych epok historycznych, tj. od starszej epoki kamienia (paleolit) do średniowiecza. Wśród licznych obiektów szczególną uwagę zwrócono na próżnie podziemne powstałe zarówno w sposób naturalny (będący głównie efektem procesów krasowienia), jak i sztuczny. W czasach prehistorycznych jaskinie uchodziły nie tylko za miejsca tymczasowych obozowisk, ale również za pierwotne warsztaty pracy (np. pracownie obróbki krzemieni i kości), pracownie malarstwa i rzeźby, jak również sferę świętości (sacrum). W średniowieczu próżnie podziemne były miejscem schronienia (kryjówek). Pełniły też funkcje magazynowe (dotyczy to głównie jaskiń znajdujących na peryferiach osad wiejskich), kamieniołomów, kopalń i kuźni. Groty i skały, które najczęściej znajdowały się przy ciekach i źródłach, były miejscem odosobnienia dla mnichów - pustelników. Niektóre z nich z czasem przemieniały się w kaplice i kościoły.

MIKROKLIMAT JASKIŃ JURY POLSKIEJ W WARUNKACH PERYGLACJALNYCH

The microclimate of caves in the periglacial zone (Polish Jura Upland)

Katarzyna Kasprowska-Nowak

*Instytut Wychowania Fizycznego, Turystyki i Fizjoterapii, Akademia im. Jana Długosza w Częstochowie,
ul. Waszyngtona 4/8, 42-200 Częstochowa, Polska; e-mail: kasiakaspro@wp.pl*

Dokonano próby rekonstrukcji mikroklimatu jaskiniowego w strefie peryglacialnej oraz oceny jego wpływu na paleolitycznego człowieka. Została ona podjęta na podstawie analizy i interpretacji osadów wybranych obiektów położonych na Wyżynie Krakowsko-Wieluńskiej (Jurze Polskiej) uchodzących za znane stanowiska archeologiczne (m.in. Jaskinia Ciemna, Jaskinia Koziarnia i Jaskinia na Biśniku). Na podstawie rozmieszczenia, zróżnicowania oraz ilości znajdujących się w osadach jaskiniowych artefaktów, można domniemywać, które miejsca w jaskini przeznaczone były do wytwarzania codziennych przedmiotów użytkowych, gdzie ubijano zwierzyne i przygotowywano posiłki, a także gdzie udawano się na nocny spoczynek. W badanych jaskiniach znajdują się i takie miejsca, w których nie spotykamy żadnych śladów działalności człowieka. Kierując się charakterem powierzchni i wielkością gruzu wapiennego oraz innych składników osadów można przypuszczać, że powodem tego był panujący w tych miejscach szczególnie niekorzystny mikroklimat. Według Jahna (1970) izoterma roczna w strefie peryglacialnej wynosiła ok. -1°C i niejednokrotnie mogła być przekraczana, co niewątpliwie rzutowało na atmosferę podziemną, która – jak wiadomo – jest odzwierciedleniem temperatur występujących w obszarze, gdzie dana jaskinia jest zlokalizowana. Mając do dyspozycji materiały archeologiczne (ze szczególnym uwzględnieniem węgla drzewnych i pyłu drzewnego), planografię obiektów zidentyfikowanych w partiach przyotworowych jaskiń (np. konstrukcji o charakterze szałasów lub osłony przed wiatrem zidentyfikowanej w Jaskini na Biśniku), wyniki badań eksperymentalnych przeprowadzonych w różnych grotach Europy oraz dane meteorologiczne (np. ze Spitsbergenu) przedstawiono wyniki teoretycznych dociekań w odniesieniu do mikroklimatu wyróżnionych na wstępie jaskiń i adaptacji człowieka prehistorycznego.

Literatura

Jahn A., 1970. *Wybrane zagadnienia strefy peryglacialnej*. Wyd. PWN, Warszawa, 202 pp.

TATERNICTWO JASKINIOWE W TATRACH

Caving in the Tatra Mountains

Ditta Kicińska¹, Andrzej Ciszewski², Marek Wierzbowski³

¹*Komisja Taternictwa Jaskiniowego Polskiego Związku Alpinizmu, ul. Corazkiego 5/24, 00-087 Warszawa, Polska; e-mail: ditta.kicinska@pza.org.pl*

²*Krakowski Klub Taternictwa Jaskiniowego, ul. Lea 75/2, 30-058 Kraków, Polska*

³*Polski Związek Alpinizmu, ul. Corazkiego 5/24, 00-087 Warszawa, Polska*

Na terenie Polski obszary krasowe stanowią ok. 2,5%, z których Tatry są jedynym rejonem, gdzie występuje kras alpejski/wysokogórski, z najdłuższymi i najgłębszymi systemami jaskiniowymi. W polskiej części Tatr znanych jest 868 jaskiń (Nowak, 2017), z których 25 jest udostępnionych dla taternictwa jaskiniowego. W ciągu ostatnich kilkunastu lat lista jaskiń udostępnionych dla grotolazów była redukowana przez Tatrzański Park Narodowy (TPN); jeszcze 17 lat temu na liście znajdowało się 41 obiektów. Na początku z listy zniknęła jedna z najczęściej odwiedzanych przez grotolazów jaskinia Bańdziuch Kominiarski a w późniejszych latach kolejne obiekty, m.in. takie jak: Piwnica Miętusia, Jędrusiowa Dziura, Górne Kominy czy Wodna pod Raptawicką. Komisja Taternictwa Jaskiniowego PZA (KTJ PZA) od wielu lat zabiega zarówno o powrót niektórych jaskiń na listę, jak i udostępnienie jaskiń, które w ostatnich latach dzięki eksploracji stały się ważnymi obiektami dla taternictwa jaskiniowego - np. Jaskinia Mała w Mułowej i Śnieżna Studnia. Warunkiem włączenia jaskini do listy obiektów udostępnionych jest przeprowadzenie w niej inwentaryzacji przyrodniczej.

Inwentaryzacja przyrodnicza, wraz z monitoringiem jaskiń, została zapoczątkowana w ramach współpracy TPN i klubów zrzeszonych w PZA. Pierwsze jaskinie zarówno udostępnione dla taternictwa jaskiniowego (np. Czarna), jak i nieudostępnione (np. Szczelina Chochołowska, Studnia w Kazalnicy) zostały zinwentaryzowane przez Speleoklub Tatrzański na zlecenie TPN. W kolejnych latach inwentaryzacja była kontynuowana przez Komisję Taternictwa Jaskiniowego PZA w systemie Jaskini Wysokiej-Za Siedmioma Progami oraz w Bańdziuchu Kominiarskim. Inwentaryzacja obejmuje dokumentację szaty naciekowej, namuliska, faunę, zanieczyszczenia organiczne (odchody, resztki żywności, pleśnie i in.), elementy techniczne (spity, kotwy, haki i inne) oraz dokumentację stanu środowiska (nacieki, mleko wapienne, przekopy, odkucia, namuliska, wywiercone otwory, wapna pokarbidowego czy okopceń). Komisja Taternictwa Jaskiniowego PZA dokonuje także wymiany zniszczonych punktów na nowe ze stali nierdzewnej, zgodnie z zaleceniami Międzynarodowej Unii Speleologicznej.

Spośród już zinwentaryzowanych jaskiń, aktualnie KTJ zabiega o udostępnienie Studni w Kazalnicy, Niebieskiej Studni i Szczeliny Chochołowskiej, a także o możliwość przeprowadzenia inwentaryzacji Jaskini Małej w Mułowej. Część z tych obiektów znajduje się w pobliżu jaskiń już udostępnionych dla taternictwa jaskiniowego lub szlaków turystycznych. Otwór Niebieskiej Studni znajduje się w bardzo bliskim sąsiedztwie szlaku turystycznego na Małolączniak a z kolei otwory Jaskini Małej w Mułowej i Śnieżnej Studni – w pobliżu jaskiń już udostępnionych. Studnia w Kazalnicy jest jaskinią ubezpieczoną i przygotowaną dla ruchu taternickiego. Brak możliwości uzyskania zezwolenia na wejście do tej jaskini jest odczuwalne szczególnie w okresie zimowym, kiedy jaskinie Zimna, Miętusia czy Kasprowa Niżnia często odwiedzane w tym czasie są niedostępne ze względu na wysoki poziom wody podczas odwilży, natomiast dojście do jaskiń wysoko położonych jest niebezpieczne. Szczelina Chochołowska jest jedną z najczęściej odwiedzanych jaskiń. Ze względu na bliskość szlaku turystycznego, położenie otworu nisko powyżej dna doliny oraz możliwość wykorzystania licznych technik (zapieraczki, wspinanie, czołganie), jaskinią interesują się organizatorzy imprez integracyjnych i nie tylko (Kicińska, 2010, 2013). Udostępnienie jaskini powinno wpłynąć na lepszą kontrolę ruchu taternickiego.

Aktualnie problematyczną kwestią jest również stan prawny, gdyż projekt Planu Ochrony TPN w obecnej wersji nie został poddany konsultacjom społecznym (konsultacjom społecznym została poddana wersja bez udostępniania rejonów dla taternictwa jaskiniowego, taternictwa i innych aktywności). W rozdziałach o udostępnianiu, dodanych po konsultacjach, nie znajdują się możliwości udostępnienia jaskiń o które środowisko jaskiniowe zabiega od ponad 10 lat.

Jaskinie Tatrzańskiego Parku Narodowego są wspólnym dziedzictwem narodowym, dzięki ponad 100-letnim odkryciom środowiska taterników jaskiniowych i speleologów, którzy przez swoją specyfikę łączą działalność eksploracyjną, sportową i naukową. Gdyby nie odkrycia i wieloletnia praca tych środowisk – nie poznalibyśmy jaskiń Tatr, jednego z największych ich walorów przyrodniczych. Lista jaskiń nie może obejmować wszystkich jaskiń znajdujących się na terenie TPN, niemniej jednak - wzorem innych federacji europejskich na terenie ich państw – przedstawiciele środowiska jaskiniowego zabiegają o szerszy do nich dostęp.

W ramach współpracy z TPN, przedstawiciele środowiska jaskiniowego (KTJ PZA, członkowie klubów zrzeszonych w PZA) uczestniczą w konsultacjach społecznych dot. Projektu Planu Ochrony TPN oraz w konferencjach i warsztatach organizowanych przez TPN. Środowisko grotołazów jest zaangażowane w inwentaryzację przyrodniczą jaskiń tatrzańskich itp. (Ciszewski et al., 2011). Ponadto w programie kursu podstawowego z taternictwa jaskiniowego znajdują się zajęcia w zakresie ochrony przyrody. Aby uzyskać kartę taternika jaskiniowego przyszli grotołazi muszą odbyć szkolenie przyrodnicze organizowane przez Tatrzański Park Narodowy.

Literatura

- Ciszewski, A., Kicińska, D., Paszczak, A. & Xięski, P., 2011. Wpływ działalności wspinaczkowo-jaskiniowej na przyrodę Tatr (wstępne wyniki badań). In: Krzan, Z. (ed.), Nauka a zarządzanie obszarem Tatr i ich otoczeniem, tom III, Zakopane 2010: 55–60.
- Kicińska, D., 2010. Jaskinie na sprzedaż. Taternik, 2/2010, 21–22.
- Kicińska, D., 2013. Szczelina Chochołowska. Tatry, 3 (45), 31.
- Nowak, J., 2017. Jaskinie Tatr. www.kktj.pl, dostęp 7.02.2017.

EWOLUCJA JASKIŃ W ZLEWNI BYSTREJ (TATRY ZACHODNIE) NA PODSTAWIE FORM KOROZYJNYCH, OSADÓW KLASTYCZNYCH I DATOWAŃ NACIEKÓW JASKINIOWYCH METODĄ URANOWO-TOROWĄ

Evolution of the Bystrej Valley caves (Tatra Mts, Poland) based on corrosive forms, clastic deposits and u-series speleothem dating

Ditta Kicińska¹, Helena Hercman², Krzysztof Najdek³

¹*Instytut Geologii, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, ul. Bogumiła Krygowskiego 12, 61-680 Poznań, Polska; e-mail: kicińska@amu.edu.pl*

²*Instytut Nauk Geologicznych, Polska Akademia Nauk, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa, Polska; e-mail: hhercman@twarda.pan.pl*

³*Wielkopolski Klub Tatarnictwa Jaskiniowego, os. Przyjaźni 14/114, 61-688, Poznań, Polska; e-mail: krzysztofnaidek@gmail.com*

Jaskinie Doliny Bystrej występują w jednostce Giewontu, która stanowi najbardziej na północ wysunięty pas skał węglanowych w obrębie sekwencji wierchowej. Na podstawie analizy form korozyjnych (jamki wirowe, scallops), analizy minerałów ciężkich oraz datowania nacieków jaskiniowych metodą uranowo-torową została odtworzona ewolucja jaskiń na omawianym obszarze. Badania przeprowadzono w jaskiniach Magurskiej, Kasprowej Niżniej, Kalackiej i Goryczkowej. Obserwacje form korozyjnych oraz analiza minerałów ciężkich pozwoliły zinterpretować dawne kierunki przepływów wód oraz w przypadku minerałów ciężkich określić obszar źródłowy z którego klastyczne osady były transportowane do jaskiń, natomiast wiek najstarszych nacieków pozwolił ustalić minimalny wiek osuszenia jaskiń (Hercman, 1985, 1986, 1991; Kicińska *et al.*, 2017).

W Dolinie Bystrej wyróżnia się 3 piętra jaskiniowe (Szczygieł *et al.*, 2015). Do trzeciego piętra należy m.in. Jaskinia Magurska, która ze względu na to położenie, a także rozmiary sal i korytarzy, jest uważana za jedną z najstarszych w Tatrach. Rekonstrukcja paleoprzepływów w Jaskini Magurskiej wskazuje, że na początku miały miejsce przepływy z Doliny Gąsienicowej do Doliny Jaworzynki, a następnie w wyniku podziemnego kaptażu do Doliny Kasprowej. We wszystkich jaskiniach Doliny Bystrej, z wyjątkiem Jaskini Kasprowej Niżniej, zostały stwierdzone przynajmniej dwa kierunki dawnych przepływów wód. Starsze paleoprzepływy są związane z odwadnianiem masywów, natomiast młodsze – z wodami płynącymi z topniejących lodowców. Kierunki paleoprzepływów są zgodnie ze strukturami geologicznymi.

Nacieki w jaskiniach Doliny Bystrej krystalizowały w okresach 220–150, 135–105, 95–70, 40–23 tysięcy lat temu. Najstarszy naciek, datowany na 230 tys. lat został stwierdzony w Jaskini Kasprowej Niżniej, której otwór znajduje się na poziomie dna doliny, co świadczy, że od tego czasu Dolina Kasprowa nie została wcięta oraz że jaskinia powstawała gdy morfologia jej otoczenia była podobna do dzisiejszej. Datowania nacieków jaskiniowych w Dolinie Bystrej, że jaskinie na tym obszarze rozwijały się co najmniej od środkowego plejstocenu (Hercman, 1991; Kicińska *et al.*, 2017).

Literatura

- Hercman, H., 1985. Określenie prędkości i wielkości przepływu wody w korytarzach jaskiniowych na podstawie pomiarów zagłębień wirowych. *Przegląd Geologiczny*, 33: 580–583.
- Hercman, H., 1986. Pochodzenie allochtonicznych osadów Jaskini Magurskiej i Kasprowej Niżnej (Tatry) w świetle analizy minerałów ciężkich. *Przegląd Geologiczny*, 34: 100–103.
- Hercman, H., 1991. Rekonstrukcja elementów środowiska geologicznego Tatr Zachodnich na podstawie datowania izotopowego nacieków jaskiniowych. *Geochronometria*, 8: 1–139.
- Kicińska, D., Hercman, H. & Najdek, K., 2017. Evolution of the Bystrej Valley caves (Tatra Mts, Poland) based on corrosive forms, clastic deposits and U-series speleothem dating. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 87 (1): 101–119.
- Szczygieł, J., Gaidzik, K. & Kicińska, D., 2015. Tectonic control of cave development: a case study of the Bystra Valley in the Tatra Mts., Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 85: 387–404.

EKSPLORACJA I INWENTARYZACJA JASKIŃ POLSKICH KARPAT FLISZOWYCH (WRZESIEŃ 2016 – LIPIEC 2017)

Exploration and investigation of the caves in the Polish Flysch Carpathians (September 2016 – July 2017)

Grzegorz Klassek¹, Tomasz Mleczek²

¹Klub Taternictwa Jaskiniowego „Speleoklub”, Bielsko-Biała, ul. 1 Maja 45, 43-300 Bielsko-Biała, Polska;
e-mail: estawela@autograf.pl

²Stowarzyszenie Speleoklub Beskidzki, ul. Szkotnia 5/25, 39-200 Dębica, Polska

W niniejszym komunikacie, obejmującym okres od września 2016 r. do lipca 2017 r. przedstawiono wyniki prac eksploracyjno-inwentaryzacyjnych prowadzonych w polskich Karpatach Fliszowych przez członków: Klubu Taternictwa Jaskiniowego „Speleoklub” z Bielska-Białej (SBB), Stowarzyszenia Speleoklub Beskidzki z Dębicy (SSB), Stowarzyszenia Ochrony Jaskiń „Grupa Malinka” z Wisły (GM), Dzikiej Grupy Beskidu Małego (BM) oraz osoby niezrzeszone.

Odnotowano 33 nowe jaskinie i schroniska skalne oraz nowe partie w obiektach już znanych. W rozbiu regionalnym dane eksploracyjno-inwentaryzacyjne przedstawiają się następująco:

Beskid Śląski

P. Gądek (SBB) i B. Gądek odkryli i udokumentowali: **Jaskinię Chodzących Mgiel** K.Bs-04.138; 25 m długości, **Jaskinię Półkuli** (43 m dł.), **Jaskinię Zgubioną** (4 m dł.) i **Jaskinię Bezwietrzną** (5 m dł.). D. Rozmus i M. Parys (SBB) udokumentowali **Schronisko Potrójne w Kościelcu** K.Bs-03.185 (8,5 m dł.). O nowych obiektach poinformował M. Rachwaniec: **Okapy nad Przybędzą I** K.Bs-02.237, **II** K.Bs-02.238 o łącznej długości 4,4 m, **Szczelina w Dolinie Przybędzy** (2,4 m dł.), **Schron Babicki III** (1,6 m dł.), **Schronisko z Butelkami** (2 m dł.), **Schronisko w Czerwonej Skale** (2,2 m dł.), **Schronisko pod Szlakiem na Kotarz** (2,4 m dł.). Nowe obiekty zlokalizowali też członkowie GM: **Wykopany Pierun** (J. Pysz, B. Juroszek; 7 m dł.), **Jaskinię Małego Króla** (M. Cieślak, J. Pysz; 2 m dł.), **Ciasną Szczelinę w Kościelcu** (J. Pysz; 2 m), **Putykę Białego** (M. Cieślak, J. Pysz; 20 m dł.). Prowadzono również prace eksploracyjno-inwentaryzacyjne w obiektach już znanych, J. Pysz (GM) przekazał dane dotyczące czterech jaskiń zlokalizowanych w granicach miasta, Bielska – Białej, t.j.: **Jaskini Żółtodzioba** K.Bs-04.133 (103,5 m dł., -15,8 m głębokości), **Jaskini Solnej** K.Bs-04.134 (42 m dł.), **Jaskini Niepodległości I** K.Bs-04.139 (20 m dł.), **II** K.Bs-04.140 (12,8 m dł.). W wyniku połączenia z **Jaskinią Mateowych Mąk w Młodniku** – M. Prochner, G. Szalbot (GM) i odkrycia nowych partii **Jaskinia Podyszor** osiągnęła 500 m długości, przy 25 m deniwelacji. J. Krajewski i J. Ganszer (SBB) przeprowadzili prace dokumentacyjne czterech niedużych obiektów, zarejestrowanych w zeszłym sezonie, z rejonu Wisła Czarne.

Kotlina Żywiecka

Zarejestrowano – M. Rachwaniec – dwa obiekty : **Schron na Grojcu I** (1,7 m dł.) i **II** (1,6 m dł.).

Beskid Mały

D. Tlałka (BM) poinformował o czterech nowych obiektach: **Schronisko w Bujakowskim IV** K.Bm-02.73 (2 m dł.), **V** K.Bm-02.74 (1,5 m dł.), **VI** K.Bm-02.75 (3 m dł.) oraz **Dwudziura pod Bukiem** K.Bm-02.76 (7 m dł.). Członkowie SBB – P. Gądek, J. Ganszer odnotowali: **Okap nad Dusicą** (2 m dł.), **Okap Wodny na Dusicy** (1,5 m dł.) oraz **Szczelinę nad Jeziorem Żywieckim** (wraz z B. Burdynowską) 3,2 m długości. Nowe obiekty zlokalizował też M. Rachwaniec: **Szczelinę w Małej Straconce** (1,7 m dł.), **Schronisko w Straconce** (2,5 m dł.).

Góry Sanocko – Turczyńskie

Wieś Rosalin - T. Mleczek (SSB) podaje, że zinwentaryzowano tu trzy nowe obiekty: **Schronisko Śmiałe** (4 m dł.), **Schronisko Wodne w Rosalinie** (5,5 m dł.) i **Schronisko Ptasie** (3,8 m dł.).

Bieszczady

We wsi Chocień, T. Mleczek (SSB) zarejestrował trzy nowe obiekty: **Schronisko w Choceniu I** 3,4 m dł., **II** 2,3 m dł., **III** 2 m dł.

W ramach przeprowadzonej korekty danych z Centralnej Bazy Danych Geologicznych, dotyczących polskich jaskiń fliszowych, uzupełniono wykaz operacyjny (prowadzony od lat przez J. Ganszera z SBB), z którego pochodzą informacje bieżące, przedstawiane w corocznych komunikatach. Dychotomia pomiędzy wykazami wynika z braku współpracy niektórych eksploratorów, pomijających przekazywanie danych do wykazu operacyjnego. Powyższą korektą objęto 36 obiektów z Beskidu Sądeckiego oraz 1 obiekt z Pogórza Strzyżowskiego. Według stanu na dzień 31 lipca 2017 r. w polskich Karpatach Fliszowych istnieją (z wyłączeniem niektórych kontrowersyjnych obiektów – okapów) **1502** inwentaryzowane jaskinie i schroniska skalne, o łącznej długości **26219,94 m** (Tab. 1); **40** jaskiń osiąga długość ponad 100 m (Tab. 2); **31** jaskiń ma deniwelację równą lub większą od 15 m (Tab. 3).

Nowe materiały inwentaryzacyjne prezentowane są głównie na stronach internetowych SBB, SSB, GM oraz w „Jaskiniach”, ogólnopolskim piśmie speleologicznym.

Tab. 1. Rozmieszczenie jaskiń polskich Karpat Fliszowych

Region	Ilość jaskiń	Łączna długość [m]
Beskid Śląski	526	14755,94
Kotlina Żywiecka	4	26,8
Beskid Żywiecki	106	1201,6
Beskid Mały	89	1008,4
Beskid Makowski	38	505,2
Beskid Wyspowy	70	1508,5
Gorce	49	445,5
Beskid Sądecki	114	1486,3
Beskid Niski	255	3170,3
Bieszczady	32	281,2
Góry Sanocko-Turczańskie	17	88,3
Pogórze Śląskie	3	21,0
Pogórze Wielickie	14	92,0
Pogórze Wiśnickie	20	104,7
Pogórze Rożnowskie	81	1028,3
Pogórze Ciężkowickie	38	206,5
Pogórze Strzyżowskie	16	80,0
Pogórze Dynowskie	30	209,4
Razem	1502	26219,94

Tab. 2. Najdłuższe jaskinie polskich Karpat Fliszowych

L.p.	Nazwa jaskini	Region	Długość [m]
1.	Jaskinia Wiślańska	Beskid Śląski	2275,0
2.	Jaskinia Miecharska	Beskid Śląski	1838,0
3.	Jaskinia w Trzech Kopcach	Beskid Śląski	1250,0
4.	Jaskinia Salmopolska	Beskid Śląski	1009,5
5.	System Ostra-Rolling Stones	Beskid Śląski	885,0
6.	Jaskinia Słowiańska-Drwali	Beskid Niski	601,0
7.	Jaskinia Głęboka w Stołowie	Beskid Śląski	554,0
8.	Jaskinia Padyszar	Beskid Śląski	500,0
9.	Jaskinia Dująca	Beskid Śląski	498,0
10.	Jaskinia Oblica	Beskid Żywiecki	436,0
11.	Jaskinia Zbójcka w Łopieniu	Beskid Wyspowy	433,0
12.	Diabla Dziura w Bukowcu	Pogórze Rożnowskie	365,0
13.	Jaskinia Niedźwiedzia	Beskid Sądecki	340,0
14.	Jaskinia Ali-Baby w Klimczoku	Beskid Śląski	328,0
15.	Malinowska Studnia	Beskid Śląski	324,6
16.	Borsucza Dziura	Beskid Wyspowy	300,0
17.	Mysiorowa Jama w Zagórzcu	Beskid Makowski	282,5
18.	Jaskinia Malinowska	Beskid Śląski	249,5

19.	Jaskinia Osia	Beskid Śląski	210,0
20.	Jaskinia Mroczna	Beskid Niski	198,0
21.	Gangusiowa Jama	Beskid Niski	190,0
22.	Jaskinia z TV (głęboka)	Beskid Śląski	185,0
23.	Lodowa Szczelina	Beskid Niski	166,0
24.	Jaskinia Czarci Dół	Beskid Wyspowy	165,0
25.	Jaskinia Dziurawa	Beskid Mały	160,0
26.	Jaskinia Złotniańska	Beskid Sądecki	155,0
27.	Jaskinia Czarne Działy III	Beskid Mały	150,0
28.	Jaskinia Latających Kamieni	Beskid Wyspowy	150,0
29.	Jaskinia Wiślanka	Beskid Śląski	147,0
30.	Jaskinia Roztoczańska	Beskid Sądecki	140,0
31.	Jaskinia w Straconce	Beskid Mały	135,0
32.	Jaskinia Piętrowa w Klimczoku	Beskid Śląski	130,0
33.	Jaskinia Chłodna	Beskid Śląski	125,0
34.	Jaskinia Szkieletowa	Pogórze Rożnowskie	110,0
35.	Jaskinia Kudłatych Myśli	Beskid Śląski	110,0
36.	Jaskinia w Sopotni Wielkiej	Beskid Żywiecki	106,0
37.	Szczelina Lipowicka	Beskid Niski	105,0
38.	Złotopieńska Dziura	Beskid Wyspowy	105,0
39.	Dziura w Stołowie	Beskid Śląski	104,0
40.	Jaskinia Żółtodzioba	Beskid Śląski	103,5

Tab. 3. Najgłębsze jaskinie polskich Karpat Fliszowych

L.p.	Nazwa jaskini	Region	Deniwelacja [m]
1.	System Ostra-Rolling Stones	Beskid Śląski	-60,0
2.	Jaskinia Miecharska	Beskid Śląski	55,8
3.	Diabla Dziura w Bukowcu	Pogórze Rożnowskie	-42,5
4.	Jaskinia Wiślańska	Beskid Śląski	41,0
5.	Jaskinia w Trzech Kopcach	Beskid Śląski	32,6
6.	Jaskinia Salmopolska	Beskid Śląski	29,1
7.	Jaskinia Niedźwiedzia	Beskid Sądecki	-28,0
8.	Jaskinia Głęboka w Stołowie	Beskid Śląski	-25,0
9.	Jaskinia Ali-Baby w Klimczoku	Beskid Śląski	-25,0
10.	Jaskinia Podyszar	Beskid Śląski	25,0
11.	Jaskinia z TV (głęboka)	Beskid Śląski	25,0
12.	Jaskinia Słowiańska-Drwali	Beskid Niski	-23,8
13.	Jaskinia Malinowska	Beskid Śląski	-23,2
14.	Jaskinia Skalska	Beskid Sądecki	-21,5
15.	Jaskinia Oblica	Beskid Żywiecki	-21,1
16.	Jaskinia Dolna w Nasicznem	Bieszczady	-20,9
17.	Jaskinia Zbójecka w Łopieniu	Beskid Wyspowy	19,0
18.	Jaskinia Szkieletowa	Pogórze Rożnowskie	19,0
19.	Malinowska Studnia	Beskid Śląski	18,1
20.	Śmietnik	Beskid Śląski	-18,0
21.	Jaskinia Dująca	Beskid Śląski	-17,5
22.	Jaskinia w Straconce	Beskid Mały	-16,8
23.	Jaskinia Chłodna	Beskid Śląski	-16,5
24.	Jaskinia Wiślanka	Beskid Śląski	16,3
25.	Jaskinia Żółtodzioba	Beskid Śląski	-15,8
26.	Jaskinia Mroczna	Beskid Niski	-15,5
27.	Dydiowska Jama	Bieszczady	-15,0
28.	Dziura w Stołowie	Beskid Śląski	-15,0
29.	Feleczyńska Studnia	Beskid Sądecki	-15,0
30.	Jaskinia Latających Kamieni	Beskid Wyspowy	-15,0
31.	Jaskinia Osia	Beskid Śląski	15,0

KRAS SOLNY CHODŹA MUMIN

Evaporite (salt) karst of the Chodza Mumin

Grzegorz Kłys

Samodzielna Katedra Biosystematyki, Uniwersytet Opolski, Opole; Polska; e-mail: gklys@uni.opole.pl

Jednym z najbardziej niezwykłych i ciekawych tworów przyrody, położonym w południowym Tadżykistanie pobliżu miasta Kulyab jest góra soli Chodża Mumin. Góra ma kształt owalny, długość jej osiąga 8,5 km i wznosi się ponad równinę na wysokość 900 m (wysokość 1332 m n.p.m.), wzdłuż której łączą się rzeki Yakh-su, Kyzyl-su i Pyanj (Дзенс-Литовский & Бергман, 1934; Андрейчук *et al.*, 1988). Chodża Mumin jest drugą na świecie największą górą soli. Jego rezerwy wynoszą 30 mld ton. Na północ od Chodża Mumin istnieje druga niższa góra Chodża Sartez jej rezerwy ocenia się na 40 mld ton.

Występujący tu kras zarówno powierzchniowy, jak i podziemny odznacza się niebywałą różnorodnością. Można zobaczyć ogromne solne „grzyby”, 30-metrowe „słupy soli”, ostre jak brzytwa olbrzymie „zęby” dochodzące do kilku metrów wysokości, wąwozy, jak i pionowe studnie o głębokości często przekraczającej 70 metrów i szerokości 200 metrów. Występują także jaskinie (Kłys, 2015), które są różnej trwałości a często w nich płyną podziemne rzeki.

W południowo-wschodnim zboczu kopuły, w górnym biegu potoku Chu-Bey, jest duża Jaskinia Tygrysia lub Pręgowana z przepiękną szatą naciekową. W niektórych jaskiniach możemy obserwować zjawiska związane z intensywnym przepływem powietrza – jaskinie „wydają dźwięki” – „śpiewające jaskinie”. W innych „śpiewających jaskiniach” zjawisko dźwięku związane jest ze spadającą wodą. Najdłuższa jaskinia odkryta w północno-wschodniej części Chodża Mumin znajduje się w środkowej części stoku i ma długość ponad 350 metrów. Średnia szerokość korytarzy jaskiniowych wynosi 7 m, natomiast wysokość – 8. Pomimo braku słodkiej wody na powierzchni góry rosną liczne odmiany roślin. Można tutaj znaleźć drzewo pistacjowe, klon, głóg, kruszyna, grusze, jałowce oraz liczne rośliny zielne.

Literatura

- Андрейчук, В. Н., Бельтюков, Г. В. & Горбунова, К. А., 1988. *Пещеры. Пещеры в гипсах и ангидритах: Межвузовский сборник научных трудов*. Perm, 156 pp.
- Kłys, G., 2015. Jaskinie Tadżykistanu. *Materiały 49. Sympozjum Speleologicznego, Załęcze Wielkie, 22-25.10.2015*. Sekcja Speleologiczna Polskiego Towarzystwa Przyrodników im. Kopernika, pp. 96–97.
- Дзенс-Литовский, А.И., Бергман, А.Г., 1934. Соляные купольного-Западного Таджикистана. Таджикско-Памирская экспедиция, *Сборник*. АН СССР, pp. 255–268.

**CHOLEVA LEDERIANA GRACILENTA (SZYMCZAKOWSKI 1957) W JASKINI
NIEDŹWIEDZIEJ GÓRNEJ NA WYŻYNIE CZĘSTOCHOWSKIEJ**

***Choleva lederiana gracilenta* (Szymczakowski 1957) in the Niedźwiedzia Górna Cave**

Joanna Kocot-Zalewska¹, Magdalena Słupińska²

¹*Zakład Zoologii, Samodzielna Katedra Biosystematyki, Uniwersytet Opolski, Opole, Polska;
e-mail: joannakocotzalewska@gmail.com*

²*Fundacja Speleologia Polska, ul. Będzińska 65, 41-200 Sosnowiec, Polska;
e-mail: speleologiapolska@gmail.com*

Choleva lederiana gracilenta to podgatunek chrząszcza z rodziny Leiodidae (Löbl & Löbl, 2015). Opisany został przez Szymczakowskiego (1957) z Jaskini Pod Sokolą Górą, później zidentyfikowany także w Jaskini Studnisko. Jaskinie te położone są w północnej części Wyżyny Częstochowskiej, w obrębie Gór Sokolich. *Ch. lederiana gracilenta* jest reliktem epoki lodowcowej. Wzrost temperatury i topniejący lądolód spowodowały, że populacja wyjściowa wycofała się na północ kontynentu. Przedstawiciele *Ch. lederiana lederiana* występują w zachodniej Skandynawii (Schilthuizen, 1990).

Dotychczas sądzono, że *Choleva lederiana gracilenta* jest endemitem ograniczonym w swym zasięgu jedynie do dwóch wspomnianych wyżej jaskiń. Jednak, w efekcie przeprowadzonych badań w Jaskini Niedźwiedziej Górnej, stwierdzono w niej liczne występowanie tego podgatunku.

Odkryta w 2012 r. Jaskinia Niedźwiedzia Górna (Kuczok *et al.*, 2013) położona jest w Dolinie Wiercicy, 12 km na wschód od Gór Sokolich, w Złotym Potoku, na terenie rezerwatu „Parkowe”.

Od maja 2016 do maja 2017 r. do pułapek typu Barbera o średnicy 5 cm zawierających 30% glikol propylenowy odławiano bezkręgowce. Pułapki rozstawiano w stałych punktach jaskini (Fig. 1), a materiał wybierano z nich średnio co dwa miesiące.

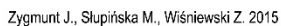
Rezultatem przeprowadzonych badań jest zebranie 350 okazów chrząszcza z podgatunku *Choleva lederiana gracilenta*. Wśród odłowionych osobników 59% stanowią samice, a 41% samce. W zbiorze znajdują się też osobniki młodociane, tj. po przeobrażeniu, ale z nie w pełni zesklekotyzowanym oskórkiem, stanowiąc 5% wszystkich zebranych okazów.

Omawiane chrząszcze najliczniej odławiały się w Sali Misiolaków (Nr 3, Fig. 1) oraz w Białych Ulicach (Nr 5, fig. 1), najrzadziej odnotowywane były w Sali Krasieńskiego (Nr 1, fig. 1), rzadko w punktach: Na Dworcu (Nr 2, Fig. 1) i Krętych Alejach (Nr 4, Fig. 1). Wyjaśnienie nierównomiernego rozmieszczenia osobników w jaskini wymaga dalszych badań.

Stwierdzenie *Ch. lederiana gracilenta* w Jaskini Niedźwiedziej Górnej wnosi dwie ważne informacje: zasięg występowania tego podgatunku jest szerszy niż dotychczas sądzono oraz chrząszcze te mogą być rozpowszechnione w większej ilości jaskiń, co wymaga dalszych badań.

Literatura

- Kuczok, W., Nowak, J. & Surmacz, J., 2013. Jaskinia Niedźwiedzia Górna. *Jaskinie* 70: 24–27.
Löbl, I. & Löbl, D., 2015. *Catalogue of Palaearctic Coleoptera*. Volume: 2; E.J. Brill, pp: 1702.
Schilthuizen, M., 1990. A revision of *Choleva agilis* (Illiger, 1798) and related species (Coleoptera: Staphylinidae: Cholevidae) *Zool. Med. Leiden*, 64 (10): 121–153.
Szymczakowski, W., 1957. Catopidae (Coleoptera) des grottes dans les Sokole Góry près de Częstochowa. *Acta Zoologica Cracoviensia*. 1 (4): 65–115.



MALOWANE JASKINIE W DEPARTAMENCIE ARIÉGE WE FRANCJI

Painted caves in the Ariège department in France

Janusz Jacek Krukowski

Hornówek 05-080, e-mail: jkrukowski@onet.eu

U schyłku plejstocenu, od 15. do 12. tysiąclecia BP, na północ od lodowca pokrywającego całe Pireneje żyli ludzie kultury magdaleńskiej, jednej z ostatnich kultur paleolitu. Na ścianach jaskiń pirenejskich pozostały po nich wspaniałe dzieła sztuki malarskiej, zaś w jaskiniach - narzędzia i rzeźby z rogu, z krzemienia i z kości, oraz śmieci. Większość tamtejszych jaskiń została zbadana i udostępniona przez grotolazów ze Spéléo Club du Haut-Sabarthez w latach 1969–1982, co zostało opisane m. in. w biuletynie „Caugono” i na ich stronie internetowej <http://www.schs09.com>. Najwspanialsze z tych jaskiń to Sakany, Niaux, Lombrives, Sabart, Bédeilhac oraz Grotte de la Vache. Jaskinie te zbadali znakomici archeolodzy francuscy, w tym Nicole Pailhaugue (Pailhaugue, 1998) i Jean Clottes (Clottes, 1999). Dziś przy wejściach są kasy (9–12 euro od osoby), sklepy i galerie, a dalej – pancerne drzwi, kamienne ścieżki i schody, elektryczne oświetlenie oraz zakaz fotografowania. System połączonych jaskiń Niaux-Sabarthez-Lombrives mierzy 39 kilometrów, ale turystom udostępniono ok. 2 km trasy w Niaux i drugie tyle w Lombrives.

Latem magdaleńczycy polowali w tundrze na pra-żubry oraz na renifery, konie, jelenie i antylopy (Pailhaugue, 1998); ich podstawową bronią myśliwską był lekki oszczep wyrzucany za pomocą miotacza („atlatlu”). W okresie mroźnych zim (trwających 6–9 miesięcy w roku) migrowali w doliny u podnóża lodowca pirenejskiego, i wtedy właśnie odwiedzali jaskinie. W górach polowano głównie na koziorożce, co wymagało umiejętności wspinaczkowych oraz umiejętności użycia procy, a nie miotacza oszczepów. Do pirenejskich jaskiń magdaleńczycy wchodziłi nago i boso; zahartowani mrozem odczuwali jaskinie jako względnie ciepłe. W głębi jaskini Niaux znajduje się wiele znakomitych malowideł, jest więc oczywiste, że malarze mieli dobre światło. Malarzom, muzykom, tancerzom i szamanom świecono przy pracy kamiennymi lampami z cennym tłuszczem. Do szkiców malarskich wykorzystywano węgiel drzewny, co umożliwiło datowanie malowideł z Niaux na 12 – 14 tys. lat BP. Większość jaskiń była odwiedzana systematycznie, w celach sakralnych lub edukacyjnych, ale raczej na krótko. Ludzie kultury magdaleńskiej, którzy odwiedzali wielką jaskinię Niaux, mieszkali w małej Grotte de la Vache, leżącej po drugiej stronie doliny Videssos, na jej zachodnim zboczu (Pailhaugue, 1998).

Dzieła malarskie mogły mieć znaczenie magiczne, ale w praktyce miały raczej funkcje edukacyjne. Na obrazie z jaskini Niaux widać rannego pra-żubra, w którego wrażliwy bok godzą dwa czarne oszczepy. W jaskini Bédeilhac pod pięknym pra-żubrem umieszczono trzynaście czerwonych kropek, oznaczających kalendarz księżycowy, służący niewątpliwie określaniu terminarza łowieckiego. Dzieła sztuki znalezione w jaskiniach – malowidła, rzeźby na ścianach, rzeźby z kości i rogu - dają podstawy do wyciągnięcia wniosków m. in. o strukturze społecznej grup, liczących prawdopodobnie 20–30 osób, o dawnym szamanizmie, a nawet o początkach religii w postaci kultu solariego. Od 15. do 13. tysiąclecia BP panował tam stosunkowo łagodny klimat interglacjalny, lecz później nastąpiło gwałtowne przejście do bardzo mroźnego i suchego okresu młodszego dryasu. Magdaleńczycy przetrzymali kilkaset lat dryasu, a potem odeszli z tego regionu (lub wymarli).

W Grotte de la Vache stwierdzono obecność licznych kości dużych ssaków, w przeliczeniu na osobniki – 2 259 sztuk, w tym 1 831 koziorożców i 85 kozic, licząc razem 1 916 zwierząt górskich, czyli 84,8 % upolowanych i zjedzonych tu ssaków (Pailhaugue, 1998). Na stromych skalnych i lodowych ścianach koziorożce były dosyć bezpieczne przed wieloma drapieżnikami (int.3), ale nie przed wspinaczami skalnymi uzbrojonymi w myśliwskie proce. Znalezione tam również kości ptaków - 4 886 osobników, w tym aż 4 566 sztuk należało do dwóch gatunków pardw (Pailhaugue, 1998). Dietę uzupełniały ryby i jadalne rośliny. Kości pra-żubrów brak w jaskiniach, gdyż żyły one daleko, na rozległych tundrach poza górami. Trudno dziś powiedzieć, jak dużą część pożywienia uzyskiwano z polowania na koziorożce, ale niewątpliwie bez tego mięsa magdaleńczycy wymarliby z głodu. Dzięki umiejętnościom wspinaczkowym ludzie ci przetrwali w górach setki lat mroźnego plejstocenu (młodszego dryasu- int. 4,5). Było to niezwykle dokonanie, niezależnie od późniejszego ich losu.

Literatura

Clottes, J., 1999. *La vie et l'art. Des Magdaleniens en Ariège*, Paris, 700 pp.

Pailhaugue, N., 1998. *Animals and Seasons of Occupation of the Salle Monique from the Pyrenean Magdalenian of the Grotte de la Vache*. <http://www.donsmaps.com/grottevachepaper.html>, dostęp 21.05.2011.

Caougnon- Bulletin du Speleo Club du Haut-Sabartez, Nr 17-1992-2008; Tarascon sur Ariège, 2008.
<http://www.schs09.com>

SKORUPIAKI JASKINIOWE W POLSCE

Cave crustaceans in Poland

Jarosław Kur

Instytut Ochrony Przyrody PAN w Krakowie, al. Adama Mickiewicza 33, 31-120 Kraków, Polska;
e-mail: jarek.kur@gmail.com

Grupa systematyczna skorupiaków (Crustacea) – aktualnie klasyfikowana jest jako podtyp stawonogów (<https://fauna-eu.org>). Organizmy żyjące głównie w wodzie, wiele gatunków wchodzi w skład planktonu. Znanych jest na świecie ponad 50 tysięcy gatunków skorupiaków, niewielka ich część to organizmy związane ze środowiskiem podziemnym (Culver & White, 2012). Od dawna są one jednym z głównych tematów analiz w biologii środowisk podziemnych (Barnard & Karaman, 1975). Badania nad podziemnymi skorupiakami w Polsce prowadzone były przez szereg naukowców i publikowane wielokrotnie w publikacjach (Prószyńska, 1963; Dumnicka & Skalski, 1999; Kur, 2006), a gatunki stygobiontyczne spotykano nie tylko na terenach krasowych (Namiotko, 1990; Mioduchowska & Wojtasik, 2009). Poza podsumowaniem wyników własnych w badaniach widłonogów (Copepoda), prezentacja ma charakter podstawowego przeglądu spotykanych gatunków środowisk podziemnych oraz próbę analizy problemów badawczych pojawiających się podczas pracy z tą grupą systematyczną.

Literatura

- Barnard, J. L. & Karaman G.S., 1975. The higher classification in amphipods. *Crustaceana* 28: 304–310.
- Culver, D.C. & White, W.B., 2012. *Encyclopedia of Caves* (2nd ed.). Waltham, Massachusetts, Academic Press, 945 pp.
- Dumnicka, E. & Skalski, A., 1999. Fauna podziemna Tatr. In: Grodzicki, J. (ed.), *Jaskinie wschodniego zbocza Doliny Miętusiej*. Tom 7, Polskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk o Ziemi, Warszawa, pp. 13–33.
- Kur, J., 2006. Distribution of small crustaceans in an old inundated Fort in Krakow (Poland). *18-the International Symposium of Biospeleology Cluj- Napoca, Romania, 10-15.05.2016*, pp. 44–45.
- Mioduchowska, M., & Wojtasik, B., 2009. Copepoda-Cyclopoida of water bodies of the coast of Gdańsk. Teka Komisji Ochrony i Kształtowania Środowiska Przyrodniczego O.L. PAN, 6: 89–199.
- Namiotko, T., 1990. Freshwater Ostracoda (Crustacea) of Żuławy Wiślane (Vistula Fen Country, Northern Poland). *Acta zoologica cracoviensia*, 33, 19: 459–484.
- Prószyńska, M., 1963. Les Copepoda Calanoida des grottes des montagnes Tatras. *Actes Ile Congr. Int. Speleol., Italia*, 2: 73.
- <https://fauna-eu.org>

MARCEL LALKOVIČ - WSPOMNIENIE

Marcel Lalkovič – obituary

Łukasz Lewkowicz

Wydział Politologii, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie, Plac Litewski 3, 20-080 Lublin

Marcel Lalkovič (27.01.1944 r.-20.12.2016 r.) był długoletnim dyrektorem Słowackiego Muzeum Ochrony Przyrody i Speleologii w Liptowskim Mikulaszu i działaczem Słowackiego Związku Speleologicznego, wybitnym badaczem dziejów speleologii słowackiej, pisarzem i muzealnikiem. Jego przygoda z jaskiniami rozpoczęła się w 1970 r., kiedy został zatrudniony w Muzeum Słowackiego Krasu (późniejszym Muzeum Ochrony Przyrody i Speleologii). W latach 1972–1981 pełnił tam funkcję kierownika działu dokumentacji. Do jego ówczesnych obowiązków należało również organizowanie Tygodniów Jaskiniowych Słowackiego Związku Speleologicznego. W tym czasie zaczął gromadzić materiały dotyczące speleologii słowackiej i rozpoczął działalność publikacyjną. M. Lalkovič był autorem ok. 500 publikacji o tematyce speleologicznej i muzealnej. W 2001 r. opublikował książkę *Ján Majko – životné osudy jaskyniara*. Był współautorem albumu ze zdjęciami *Čarovný svet jaskýň* (2005 r.). Z jego inicjatywy wydana została obszerna *Bibliografia Spravodaja Slovenskej speleologickej spoločnosti (1970–2009)* (2011 r.). Przygotował 17 haseł o speleologach słowackich w latach 2002–2012 w *Biografickom lexikóne Slovenska*. Był autorem zbiorów opowiadań i wierszy o tematyce speleologicznej: *Svitane jaskyne* (1993 r.), *Disident lásky* (1996 r.), *Jaskynná žena* (1997 r.), *Potme cítim, dotýkam sa tmy* (1997 r.) i *Kvapky ticha* (2014 r.). W 2010 r. został członkiem Związku Słowackich Pisarzy. W swoich badaniach interesował się również problematyką dziejów polskiej speleologii. W 1998 r. opublikował w „Slovenským krasie” interesujący artykuł *Poliaci a záujem o jaskyne na Slovensku. Časť I. – do roku 1918* (planował również przygotowanie drugiej części artykułu dotyczącej okresu po 1918 r.). Podczas 38. Sympozjum Speleologicznego w Zakopanem w 2004 r. wygłosił referat *Niekoľko poznámok k pobytu pustovníka Svorada v jaskyniach.*, a w 2005 r. ukazał się w „Slovenským krasie” jego artykuł *O možnom pobyte pustovníka Svorada v jaskyniach*. W latach 1973–1976 M. Lalkovič pełnił funkcję sekretarza Słowackiego Związku Speleologicznego. Ponadto w latach 1973–1991 był w Związku skarbnikiem i przewodniczącym komisji ds. speleologicznej dokumentacji. Był również członkiem komisji ds. bibliografii i topografii w ramach Międzynarodowej Unii Speleologicznej. W 1989 r. założył biuletyn „Sinter”. Od 1991 r. pełnił funkcję członka redakcji „Spravodaja Slovenskej speleologickej spoločnosti”, był również współredaktorem czasopisma „Slovenský kras”. W 1982 r. był jednym z pomysłodawców konkursu fotograficznego „Speleofotografia”. W latach 1990–2001 pełnił funkcję dyrektora Słowackiego Muzeum Ochrony Przyrody i Speleologii. Współtworzył tam szereg ekspozycji, w tym m.in. ekspozycję „Kras a jaskyne Slovenska”. Po odejściu z muzeum, w latach 2002–2007, pracował w Katedrze Ekomuzeologii na Uniwersytecie Macieja Bela w Bańskiej Bystrzycy. Za swoją pracę był wielokrotnie nagradzany m.in. przez Słowacki Związek Speleologiczny (1979 r., 1982 r., 2014 r.), Zarząd Słowackich Jaskiń (1980 r.), dyrektora Zarządu Jaskiń Republiki Czeskiej (2010 r.). Bez wątpienia M. Lalkovič był człowiekiem o bardzo dużej wiedzy dotyczącej historii słowackiej speleologii. Był otwarty na współpracę z innymi badaczami jaskiń słowackich. Wielokrotnie konsultowałem z nim swoje publikacje i zawsze mogłem liczyć na jego merytoryczne wsparcie. Ponadto M. Lalkovič przesłał mi kilkanaście swoich publikacji o tematyce speleohistorycznej. Podarował mi również rzadką w obiegu antykwarycznym publikację Ivana Bohuša *Tatry očami Buchholtzovcov* z 1988 r. Na ostatni mój mail już nie zdążył odpisać. Wielu publikacji nie udało mu się dokończyć. Zmarł przedwcześnie 20 grudnia 2016 r. Niewątpliwie speleologia słowacka i środkowoeuropejska poniosły olbrzymią stratę. Cześć jego pamięci!

Literatura:

- Holúbek, P., 2017. Odišiel historik jaskýň Marcel Lalkovič, *Spravodaj Slovenskej speleologickej spoločnosti*, 1: 91–92.
- Kendera, R., 2015. *Marcel Lalkovič. Personálna bibliografia*. Spolok slovenských spisovateľov – odbočka Žilina, Literárny klub ružomberských spisovateľov, Ružomberok, 47 pp.

SPELEOLOGICKÝ PRIESKUM NOVÉHO VRCHU (BELIANSKE TATRY)

Speleological research of Nový vrch (Belianske Tatry Mountains)

Peter Magdolen

Speleo Bratislava, Košariská 4100, 90055 Lozorno, Slovakia: e-mail: peter.magdolen@uniba.sk

Začiatky odborného prieskumu sa datujú do druhej polovice 19. storočia, kedy v Tatrách pôsobil Samuel Roth a v dobovom periodiku opísal tri jaskyne v Novom vrchu: Roth (1882). V 50. rokoch 20. storočia speleologicky skúmal Belianske Tatry J. Sekyra (1954), nové jaskyne tu však nezaznamenal. Od 70. rokov v tejto oblasti pracuje jaskyniarska skupina Spišská Belá, ktorá tu najprv preskúmala a zamerala Havraniu jaskyňu: Plučinský (2000). V roku 1995 sem prichádza skupina Speleo Bratislava a zaznamenáva objav jaskyne Nová éra: Magdolen (1998). Jaskyniari zo Spišskej Belej tu v reakcii zvyšujú aktivitu, objavujú a zdokumentujú jaskyne Sedláková diera a Starých objaviteľov. V novom storočí sa po vzájomnej dohode stáva Nový vrch rajónom Speleo Bratislava a postupne tu tento klub podrobne dokumentuje už spomenuté jaskyne. Popri dokumentácii nachádza v známych jaskyniach nové priestory, a tak podstatne narastá dĺžka opisovaných jaskýň. Jaskyňa v Novom vrchu č. 2, ktorú zamerl J. Sekyra v dĺžke 55 m, má v súčasnosti 154 m, rozsiahle objavy v Jaskyni v Novom vrchu č. 3 zväčšili jej dĺžku na 674 m. Najväčší pokrok sa dosiahol v Sedlákovej diere, ktorá má aktuálnu dĺžku 1105 m pri denivelácii 106 m. V roku 2012 sme objavili novú Jaskyňu štyroch medveďov so súčasnou dĺžkou 71 m: Magdolen (2014). Nezávisle od skupiny Speleo Bratislava tu v rokoch 2010–2012 pôsobil jaskyniar Igor Pap a objavil Liečivú jaskyňu. Naša skupina ju v r. 2016 zamerlala v dĺžke 46 m s hĺbkou 26 m. Posledným objavom sú nové chodby v Jaskyni starých objaviteľov, ktorá k 1. 8. 2017 dosiahla dĺžku 577 m pri denivelácii 74 m.

Literatura

- Magdolen, P., 1998. Jaskyňa Nová éra. *Spravodaj SSS*, 29, 2: 11–16.
- Magdolen, P., 2014. Novinka z Belianskych Tatier – Jaskyňa štyroch medveďov. *Spravodaj SSS*, 45 (3): 9–12.
- Plučinský, L., 2000. Havrania jaskyňa v Belianskych Tatrách. *Spravodaj SSS*, 31, 2: 39–41.
- Pavlarčík, S. & Magdolen, P., 2008. Jaskyňa starých objaviteľov a Balónová jaskyňa – nový systém v Belanských Tatrách. *Spravodaj SSS*, 39, 3: 14–18.
- Roth, S., 1882. Die Höhlen der Höhen Tatre und Umgebung. *A Magyarországi Kárpategyesület évkönyve*, 9: 333–356.

**WSTĘPNE REZULTATY BADAŃ PALEONTOLOGICZNYCH SZCZĄTKÓW ZWIERZĄT
Z JASKINI NIEDŹWIEDZIEJ GÓRNEJ (ZŁOTY POTOK, DOLINA WIERCICY)**

**The preliminary results of paleontological research of the animal bones from the
Niedźwiedzia Górna Cave (Złoty Potok, Wiercica Valley)**

**Adrian Marciszak¹, Urszula Ratajczak¹, Magdalena Słupińska², Mariusz Polok², Jerzy
Zygmunt², Andrzej Tyc³, Wiktoria Gornig¹, Krzysztof Stefaniak¹**

¹*Zakład Paleozoologii, Instytut Biologii Środowiskowej, Wydział Nauk Biologicznych, Uniwersytet Wrocławski,
ul. Sienkiewicza 21, 50-335 Wrocław, Polska; e-mail: adrian.marciszak@uwr.edu.pl,
urszula.ratajczak@uwr.edu.pl, wiktoria.gornig@uwr.edu.pl, krzysztof.stefaniak@uwr.edu.pl*

²*Fundacja Speleologii Polskiej, ul. Będzińska 65, 41-200 Sosnowiec, Polska;
email: speleologiapolska@gmail.com,*

³*Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec, Polska;
email: andrzej.tyc@us.edu.pl*

Odkryty w przeciągu kilku ostatnich lat bogaty materiał paleontologiczny z Jaskini Niedźwiedziej Górnej pozwolił na podjęcie wstępnych prób zrekonstruowania składu fauny stanowiska. Stopień zachowania materiału jest zaskakująco dobry, kości są jasnej barwy, niektóre szczególnie te zebrane z powierzchni są w niewielkim stopniu pokryte kalcytem. Znaleziono szczątki reprezentują większość elementów szkieletu kranialnego i postkranialnego, gdzie przeważają fragmenty czaszek, kości długie i kości śródręcza i śródstopia. Całość fauny jest zdominowana przez ssaki drapieżne a wśród nich dominują niedźwiedzie. Znaleziono zarówno młode, jak i dorosłe osobniki.

Całość materiału została podzielona na dwa zespoły faunistyczne, różniące się okresem występowania i składem gatunkowym. W górnych i przyotworowych partiach jaskini znaleziono faunę datowaną na okres postglacjału i holocenu. Kości pochodzące z tychże źródeł są słabo sfosylizowane. Obok powszechnie spotykanych w osadach jaskiniowych gatunków takich jak lis rudy *Vulpes vulpes*, żbik *Felis silvestris*, kuna leśna *Martes martes*, sarna *Capreolus capreolus* czy zając *Lepus europaeus* i drobnych ssaków (owadożerne, nietoperze, gryzonie) zostały znalezione również znacznie rzadsze elementy faunistyczne. Wśród nich na szczególną uwagę zasługuje bardzo rzadko znajdowany w osadach jaskiniowych ryś *Lynx lynx* i rosomak *Gulo gulo* (prawdopodobny relikt ostatniego zlodowacenia). Współwystępujący z nimi niedźwiedź brunatny *Ursus arctos arctos* dopełnia całokształtu składu gatunkowego.

Drugi zespół faunistyczny, znaleziony w dolnych partiach jaskini jest reprezentowany głównie przez drapieżniki z ostatniego zlodowacenia: niedźwiedzia jaskiniowego *Ursus ingressus*, wilka *Canis lupus* i lwa jaskiniowego *Panthera spelaea spelaea*. Prócz nich znamienne dla tej fauny jest obecność charakterystycznych, zimnolubnych gatunków. Jest wśród nich stepowy niedźwiedź brunatny *Ursus arctos priscus*, ogromny padlinożerca przemierzający otwarte tereny w poszukiwaniu pożywienia. Znaleziono także masywną kunę leśną *Martes martes*, znacząco przewyższającą wymiarami i masywnością budowy osobniki pochodzące z cieplejszych okresów. Zwraca także uwagę proporcjonalnie wysoki udział lwa jaskiniowego, reprezentowanego przez kilka osobników. Są to duże i dorosłe osobniki, które nie będąc mieszkańcami jaskini, prawdopodobnie penetrowały ją w poszukiwaniu ofiar np. hibernujących niedźwiedzi jaskiniowych. Z kolei kuna leśna mogła poszukiwać zimujących nietoperzy.

Wykonane do tej pory datowania wskazują, iż większość szczątków pochodzi z okresu MIS 3, jakkolwiek starszy wiek dla niektórych kości nie jest wykluczony. Uzyskane dane genetyczne dla niektórych gatunków wskazują na ważną rolę Jury Polskiej jako korytarza migracyjnego w układzie wschód-zachód.

FAUNA NIETOPERZY JASKIŃ TATR POLSKICH

Bat fauna of Polish Tatra caves

Jakub Nowak¹, Krzysztof Piksa²

¹Krakowski Klub Tatarnictwa Jaskiniowego, ul. Narzymskiego 5/2, 31-463 Kraków, Polska;

e-mail: kubaen@poczta.fm

²Uniwersytet Pedagogiczny w Krakowie, Instytut Biologii, ul. Podbrzezie 3, 31-054 Kraków, Polska;

e-mail: krzychu@up.krakow.pl

Jaskinie Tatr wykorzystywane są przez nietoperze jako kwatery zimowe, miejsca rojenia i okazjonalnie jako schronienia dzienne i przejściowe. W okresie zimowym w trakcie badań prowadzonych w latach 1997–2017 stwierdzono hibernację ponad 25 tys. nietoperzy z 14 gatunków: podkowiec mały *Rhinolophus hipposideros*, nocek duży *Myotis myotis*, nocek Bechsteina *M. bechsteinii*, nocek Natterera *M. nattereri*, nocek orzęsiony *M. emarginatus*, nocek wąsatek *M. mystacinus*, nocek Brandta *M. brandtii*, nocek łydkowłosy *M. dasycneme*, nocek rudy *M. daubentonii*, mroczek pozłocisty *E. nilssonii*, mroczek późny *E. serotinus*, gacek brunatny *Plecotus auritus*, gacek szary *Plecotus austriacus*, mopek zachodni *Barbastella barbastellus*.

W trakcie badań odnotowano nowe gatunki dla fauny Tatr Polskich: podkowca małego, nocka łydkowłosego, nocka orzęsionego, mroczka późnego i gacka szarego, potwierdzono również występowanie rzadkich gatunków: nocka Bechsteina i mopka. Najbardziej charakterystyczną cechą zgrupowań zimujących nietoperzy w jaskiniach Tatr jest dominacja nocka wąsatka (69%) i stosunkowo liczna obecność mroczka pozłocistego (7,8%).

Największe zimowiska nietoperzy (ponad 100 osobników) w Tatrach to: Jaskinia Czarna, Zimna, Psia, Bańdzioch Kominiarski, Szczelina Chochołowska, Naciekowa, Mylna i Lodowa w Twardych Spadach.

**INWENTARYZACJA JASKIŃ TPN PROWADZONA PRZEZ KRAKOWSKI KLUB
TATERNICTWA JASKINIOWEGO W LATACH 1998–2016**

**Documentation of the Tatra National Park caves managed by Cracow Caving Club
in 1998–2016**

Jakub Nowak

*Krakowski Klub Tatarnictwa Jaskiniowego, ul. Narzymskiego 5/2, 31-463 Kraków, Polska;
e-mail: kubaen@poczta.fm*

Od roku 1998 Krakowski Klub Tatarnictwa Jaskiniowego prowadzi systematyczną eksplorację i dokumentację jaskiń na terenie Tatrzańskiego Parku Narodowego. Działalność prowadzono głównie w rejonie Doliny Kościeliskiej, Miętusiej, Wąwozie Kraków oraz Dolinie Chochołowskiej i Jaworzynki.

W tym czasie odkryto lub zinwentaryzowano 66 obiektów o łącznej długości 600 m. Najdłuższe z nich to Jaskinia w Zbójnickiej Turni (38 m), Jaskinia w Kozim Grzbiecie (30 m), Jaskinia Zapylna (25 m), Rura przy Oknie (25 m), Zbójnicka Piwnica (20 m) i Jaskinia Ciepła (19 m). Podczas eksploracji w znanych obiektach odkryto ponad 550 m korytarzy w następujących jaskiniach: Mroźna (60 m – razem 773 m), Kozia (210 m – razem 3470 m), Ziobrowa (80 m – razem 160 m), Pod Zamkiem (38 m – razem 123 m), Magurska (85 m – razem 1285 m), Zimna (85 m – razem 5420 m). W Jaskini Poszukiwaczy Skarbów, przy okazji dokumentacji pominiętych wcześniej ciągów odkryto 20 m (razem 350 m). Podobnie w Jaskini Czarnej odkryto 200 m korytarzy przy sumie udokumentowanych ciągów 700 m (razem 7247 m). Ponadto w Dziurze pod Raptawicą odkryto 35 m korytarzy i połączono ją z Jaskinią Mysią (razem 240 m). W innych jaskiniach prowadzono tylko dokumentację: Dmuchawa (130 m – pierwszy plan), Zbójcka Dziura (94 m), Kamienne Mleko (390 m).

Na klubowej stronie www.kktj.pl znajduje się zestawienie jaskiń Tatr oparte o oryginalne publikacje w literaturze fachowej. Z zestawienia wynika, że w Tatrach Polskich znanych jest 868 jaskiń o łącznej długości przekraczającej 133,5 km.

**BADANIA SPELEOMYKOLOGICZNE POWIETRZA
W DEMIANOWSKIEJ JASKINI WOLNOŚCI (TATRY NISKIE, SŁOWACJA)**

**Speleomycological research of air in Demänovská Cave of Liberty
(Low Tatra Mts, Slovakia)**

Rafał Ogórek¹, Zuzana Višňovská²

¹Uniwersytet Wrocławski, Instytut Genetyki i Mikrobiologii, Zakład Genetyki, ul. Przybyszewskiego 63/77, 51-148 Wrocław, Polska; e-mail: rafal-ogorek@wp.pl, rafal.ogorek@uwr.edu.pl

²Państwowa Ochrona Przyrody Republiki Słowackiej, Zarząd Jaskiń Słowackich, ul. Hodžova 11, 031-01 Liptovský Mikuláš, Słowacja; e-mail: zuzana.visnovska@ssj.sk

Globalne ocieplenie zaczyna wpływać także na wzrost temperatury w niektórych obiektach podziemnych (Domínguez-Villar *et al.*, 2015). Konsekwencją tego może być pojawienie się w nich nowych patogenów grzybowych (Garcia-Solache & Casadevall, 2010). Wydaje się więc, że badania speleomycologiczne są bardzo istotne w kontekście bezpieczeństwa biologicznego (Ogórek & Lejman, 2015; Ogórek *et al.*, 2016, 2017). Dlatego celem badań było określenie liczebności i składu gatunkowego hodowlanych grzybów mikroskopowych zasiedlających powietrze w Demianowskiej Jaskini Wolności.

Materiał badawczy pobrano 5 czerwca 2014 roku z jednej lokalizacji przed wejściem do jaskini i z pięciu wewnątrz niej przy użyciu urządzenia Air Ideal 3P (bioMérieux) i podłoża PDA (Potato Dextrose Agar, Biocorp). Próbkę inkubowano od 4 do 21 dni w 25±1°C. Wyrosłe kolonie grzybowe były zliczane, odszczepiane na skosy i wstępnie identyfikowane przy użyciu dostępnej literatury taksonomicznej. W tym celu, kultury obserwowano na podłożu PDA oraz dodatkowo na MEA (Malt Extract Agar, Biocorp), Czapek-Dox Agar (1,2% agar, Biocorp) i CYA (Czapek Yeast Autolysate Agar) w przypadku grzybów z rodzaju *Penicillium* i *Aspergillus*. Następnie, w celu potwierdzenia przynależności taksonomicznej, przeprowadzono identyfikację genetyczną w oparciu o sekwencjonowanie fragmentów rDNA ograniczonych przez startery ITS1 (5'-TCCGTAGGTGAACCTGCGG-3') i ITS4 (5'-TCCTCCGCTTATTGATATGC-3') (White *et al.* 1990).

W sumie wyizolowano podczas badań 18 różnych grzybów. Z czego, 15 z nich zasiedlało powietrze wewnątrz jaskini, a 10 powietrze na zewnątrz niej. Mimo to, powietrze na zewnątrz jaskini było bardziej zanieczyszczone grzybowymi strukturami propagacyjnymi (381,7 jednostek tworzących kolonie w 1 m³ powietrza) niż powietrze wewnątrz niej (od 86,7 do 126,7 jtk). W badaniach dominował *Cladosporium macrocarpum*, a gatunki takie jak *Bjerkandera adusta*, *Exophiala xenobiotica*, *Fusarium lateritium*, *Penicillium aurantiacobrunneum* i *Trichoderma citrinoviride* zostały po raz pierwszy wykryte w powietrzu naturalnych oraz sztucznych obiektów podziemnych. Jakość mykologiczna powietrza w Demianowskiej Jaskini Wolności nie stwarzała zagrożenia biologicznego dla ludzi i zwierząt. Jednakże, badania speleomycologiczne, w tym aeromycologiczne obiektów podziemnych powinny być regularnie przeprowadzane. Szczególnie w kontakcie zachowania bezpieczeństwa biologicznego obiektów turystycznych w czasach globalnego ocieplenia.

Badania finansowane z grantu naukowego dla młodych naukowców i uczestników studiów doktoranckich na Wydziale Nauk Biologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego w ramach dotacji celowej MNiSW. Grant numer: 0420/2299/17.

Literatura

- Domínguez-Villar, D., Lojen, S., Krklec, K., Baker, A. & Fairchild, I. J., 2015. Is global warming affecting cave temperatures? Experimental and model data from a paradigmatic case study. *Climate Dynamics*, 45 (3–4): 569–581.
- Garcia-Solache, M. A. & Casadevall, A., 2010. Global warming will bring new fungal diseases for mammals. *American Society for Microbiology*, 1 (1): e00061–10.
- Ogórek, R. & Lejman, A., 2015. Badania spelomikologiczne w wybranych obiektach podziemnego kompleksu Riese (Góry Sowie, Dolny Śląsk, Polska). *Postępy Mikrobiologii*, 54 (4): 344–353.

- Ogórek, R., Višňovská, Z. & Tančinová D., 2016. Mycobiota of underground habitats: case study of Harmanecká Cave in Slovakia. *Microbial Ecology*, 71 (1): 87–99.
- Ogórek, R., Kozak, B., Višňovská, Z. & Tančinová, D., 2017. Phenotypic and genotypic diversity of airborne fungal spores in Demänovská Ice Cave (Low Tatras, Slovakia). *Aerobiologia*, doi: 10.1007/s10453-017-9491-5.
- White, T. J., Bruns, T., Lee, S. & Taylor, J. W., 1990. Amplification and direct sequencing of fungal ribosomal RNA genes for phylogenetics. In: Innis, M. A., Gelfand, D. H., Sninsky, J. J. & White, T. J., (eds), *PCR protocols: a guide to methods and applications*. Academic Press, New York, pp. 315–322.

WSTĘPNA IDENTYFIKACJA MOLEKULARNA BAKTERII WYIZOLOWANYCH Z BIOAEROSZU OTACZAJĄCEGO ZIMOWE SKUPIENIA NOCKÓW DUŻYCH (MYOTIS MYOTIS) (CHIROPTERA, VESPERTILIONIDAE) W PODZIEMIACH OBSZARU NATURA 2000 „NIETOPEREK”

Preliminary molecular identification of bacteria isolated from the air surrounding clusters of hibernating greater mouse-eared bats (*Myotis myotis*) (Chiroptera, Vespertilionidae) in underground of Natura 2000 site “Nietoperek”

Rafał Ogórek¹, Agnieszka Lejman², Mateusz Cichoń¹, Tomasz Kokurewicz³

¹Uniwersytet Wrocławski, Instytut Genetyki i Mikrobiologii, Zakład Genetyki, ul. Przybyszewskiego 63/77, 51-148 Wrocław, Polska; e-mail: rafal-ogorek@wp.pl, rafal.ogorek@uwr.edu.pl

²Uniwersytet Przyrodniczy we Wrocławiu, Katedra Kształtowania Agroekosystemów i Terenów Zieleni, pl. Grunwaldzki 24A, 53-363 Wrocław, Polska; e-mail: agnieszka.lejman@upwr.edu.pl

³Uniwersytet Przyrodniczy we Wrocławiu, Instytut Biologii, Zakład Ekologii Kręgowców i Paleontologii, ul. Kozuchowska 5b, 51-631 Wrocław, Polska; e-mail: tomasz.kokurewicz@upwr.edu.pl

Nietoperze są dobrymi wektorami grzybów mikroskopowych i mogą przyczyniać się do zwiększenia ich liczebności w obiektach podziemnych (Vanderwolf *et al.*, 2013; Matloch *et al.*, 2016; Kokurewicz *et al.*, 2016; Ogórek *et al.*, 2016). Obecnie, brak jest podobnych doniesień literaturowych dotyczących bakterii. Dlatego celem pracy była wstępna identyfikacja molekularna bakterii wchodzących w skład frakcji bioaeroszlu powietrza otaczającego skupienia zimujących nietoperzy przy użyciu sekwencjonowania fragmentów 16s rDNA metodą Sanger. Dodatkowo w pracy wykonano wstępną charakterystykę fenotypową uzyskanych izolatów bakteryjnych oraz optymalizację warunków termicznych reakcji PCR. Optymalizacja polegała na przetestowaniu siedmiu różnych temperatur przyłączania startera (55; 56,8; 58,5; 60; 61; 63,5 i 65°C) w celu uzyskania tylko jednego i pożądanego produktu do sekwencjonowania.

Powietrze wokół zimujących w skupieniachnocków dużych (*Myotis myotis*) pobrano 9 stycznia 2016 roku z jednej lokalizacji w korytarzu środkowego odcinka podziemi obszaru Natura 2000 „Nietoperek” (sekcja 7.2). W tym celu użyto urządzenia MAS-100 Eco (MBV) i plastikowych szalek Petriego z podłożem YPG (Yeast extract Peptone Dextrose) z dodatkiem 30 g · L⁻¹ nystatyny. Pobrany materiał biologiczny inkubowano w 37±0,2 °C przez okres 7 dni. Następnie, bakterie były identyfikowane molekularnie przy użyciu sekwencjonowania fragmentów rDNA ograniczonych przez startery rD1: AAGGAGGTGATCCAGCC, i fD1: AGAGTTTGATCCTGGCTCAG (Weisburg *et al.*, 1991).

W sumie wyizolowano 4 różne kultury bakteryjne z powietrza wokół zimującychnocków dużych (dwie z rodzaju *Micrococcus* oraz po jednej z *Dermacoccus* i *Arthrobacter*). Większość z nich powszechnie występuje w środowisku i żadna z nich nie jest stricte patogenna, ale mogą one być przyczyną zakażeń oportunistycznych. Badania pozwoliły ustalić optymalne temperatury przyłączenia starterów rD1 i fD1 dla badanych kultur bakteryjnych. Jednakże, analiza molekularna z użyciem jednej pary starterów okazała się niewystarczająca w identyfikacji badanych bakterii do gatunku. Dlatego też, konieczne jest przeprowadzenie w tym celu dodatkowych badań molekularnych i/lub fenotypowych oraz biochemicznych badanych kultur bakteryjnych.

Badania finansowane z grantu naukowego dla młodych naukowców i uczestników studiów doktoranckich na Wydziale Nauk Biologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego w ramach dotacji celowej MNiSW. Grant numer: 0420/2299/17.

Literatura

Kokurewicz, T., Ogórek, R., Pusz, W. & Matkowski, K., 2016. Bats increase the number of cultivable airborne fungi in the “Nietoperek” bat reserve in Western Poland. *Microbial Ecology* 72: 36–48.

- Malloch, D., Sigler, L., Hambleton, S., Vanderwolf, K. J., Gibas, C. F. C. & McAlpin, D. F., 2016. Fungi associated with hibernating bats in New Brunswick caves: the genus *Leuconeurospora*. *Botany*, 94 (12): 1171–1181.
- Ogórek, R., Dyląg, M., Kozak, B., Višňovská, Z., Tančinová, D. & Lejman, A., 2016. Fungi isolated and quantified from bat guano and air in Harmanecká' and Driny Caves (Slovakia). *Journal of Cave and Karst Studies*, 78: 41–49.
- Vanderwolf, K. J., McAlpine, D. F., Malloch, D. & Forbes, G. J., 2013. Ectomycota associated with hibernating bats in Eastern Canadian Caves prior to the emergence of White-Nose Syndrome. *Northeastern Naturalist*, 20: 115–130.
- Weisburg, W. G., Barns, S. M., Pelletier, D. A. & Lane D. J., 1991. 16S Ribosomal DNA amplification for phylogenetic study. *Journal of Bacteriology*, 173: 697–703.

NACIEKI EEMSKIE Z OBSZARU EUROPY CENTRALNEJ I EUROPY POŁUDNIOWO-WSCHODNIEJ

Eemian speleothems from Central and South Eastern Europe

Jacek Pawlak, Helena Hercman, Marcin Błaszczuk

*Instytut Nauk Geologicznych Polskiej Akademii Nauk, ul. Twarda 51/55 Warszawa, Polska;
e-mail: dzezq@twarda.pan.pl*

Interglacjał eemski, czyli ostatni ciepły okres przed holocenem (130–115 ka), zapisał się w profilach morskich i lodowych, jako wyjątkowo ciepły okres w kontekście ostatnich 800 ka. Okres ten charakteryzował się zbliżoną do holocenijskiej (przedindustrialną) koncentracją gazów cieplarnianych, wysokimi wartościami insolacji dla obszarów borealnych, poziomem mórz o około 5 do 10 m wyższym od współczesnego. W ostatnich latach interglacjał eemski znalazł się w kręgu zainteresowań badaczy. Przekłada się to na nowe zapisy paleoklimatyczne i nowe kompilacje danych. Jednak kluczowym ograniczeniem w badaniach tego interglacjału jest skala czasu. Wiele profili datowanych jest w oparciu o korelacje z innymi profilami, dlatego profile z chronologią opartą na innej niezależnej metodzie są tu cenne. Nacieki jaskiniowe są materiałem, który może być datowany metodą $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$. Metoda ta pozwala na wiarygodne datowanie osadów węglanowych o wieku do 500 ka. W Europie nacieki eemskie opracowane zostały przede wszystkim w zachodniej (Hiszpania, Francja) i południowej (Włochy, Austria) części kontynentu. Z obszaru Europy Centralnej pochodzi tylko jeden zapis (Węgry); obszar Europy południowo-wschodniej pozostaje pusty. Celem jednego z realizowanych przez nasz zespół badawczy projektów jest uzupełnienie tej luki. Podczas prezentacji zaprezentowane zostaną wstępne wyniki badań z tego projektu, czyli wybrane do projektu nacieki w kontekście innych zapisów z obszaru Europy i Bliskiego Wschodu.

NOWY PROGRAM INTERDYSCYPLINARNYCH BADAŃ SYSTEMU KRASOWEGO JASKINI NIEDŹWIEDZIEJ W KLETNIE

A new program of the interdisciplinary research on Niedźwiedzia Cave in Kletno

**Artur Sobczyk¹, Krzysztof Stefaniak², Adrian Marciszak², Marek Kasprzak³, Jacek Szczygiel⁴,
Michał Gąsiorowski⁵, Helena Hercman⁵, Janusz Badura⁶, Bogusław Przybylski⁶,
Szymon Kostka⁷, Anna Haczek⁷**

¹*Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski, pl. M. Borny 9, 50–204 Wrocław, Polska;
e-mail: artur.sobczyk@uwr.edu.pl*

²*Instytut Biologii Środowiskowej, Uniwersytet Wrocławski, ul. Sienkiewicza 21, 50–335 Wrocław, Polska;
e-mail: adrian.marciszak@uwr.edu.pl, krzysztof.stefaniak@uwr.edu.pl*

³*Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski, Pl. Uniwersytecki 1, 50–137 Wrocław,
Polska; e-mail: marek.kasprzak@uwr.edu.pl*

⁴*Katedra Geologii Podstawowej, Uniwersytet Śląski, ul. Będzińska 60, 41–200 Sosnowiec, Polska;
e-mail: jacek.szczygiel@us.edu.pl*

⁵*Instytut Nauk Geologicznych PAN, ul. Twarda 51/55, 00–818 Warszawa, Polska;
e-mail: mgasior@twarda.pan.pl, hhercman@twarda.pan.pl*

⁶*Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, al. Jaworowa 19, 53–122 Wrocław, Polska;
e-mail: janusz.badura@pgi.gov.pl, boguslaw.przybylski@pgi.gov.pl*

⁷*Sekcja Grotolazów Wrocław, ul. Góralska 38, 53–610 Wrocław, Polska; e-mail: szymon@stopptak.com.pl,
ania@svalbardmap.com*

Odkrycie Partii Mastodonta w 2012 roku otworzyło nowy rozdział w badaniach naukowych i eksploracji systemu krasowego Jaskini Niedźwiedziej w Kletnie. Zarówno skala odkrycia, jak i niezwykła wartość naukowa nowoodkrytych partii jaskini, wskazują na pilną potrzebę stworzenia nowego programu wieloaspektowych badań środowiska przyrodniczego Jaskini Niedźwiedziej. Prowadzone na przestrzeni ostatnich pięciu lat badania przyniosły pierwsze ważne obserwacje z zakresu paleobiologii, geologii oraz geomorfologii (cf. Sobczyk *et al.*, 2016). W pierwszym okresie prowadzono głównie prace inwentaryzacyjne i rozpoznawcze, co było podyktowane charakterem systemu i wymagającymi warunkami pracy w Partiach Mastodonta. Wykonano m.in. pomiary mezo- i mikroform strukturalnych, kartowanie geomorfologiczne i geologiczne wnętrza jaskini oraz przeprowadzono pierwsze pilotażowe datowania wieku bezwzględnego dla kości zwierząt (¹⁴C) oraz próbek skał (U–Th). Geofizyczne badania powierzchniowe prowadzone metodami ERT i GPR ujawniły, że system Jaskini Niedźwiedziej poza rozpoznanymi dotychczas partiami posiada dalsze nieznanne pustki krasowe (Kasprzak & Sobczyk, 2017), rozwinięte na linii biegu w kierunku do ponoru Biały Kamień. Celem powołania programu interdyscyplinarnych badań Jaskini Niedźwiedziej jest integracja działań o charakterze eksploracyjnym i badań naukowych przy jednoczesnym zachowaniu wysokich standardów ochrony środowiska przyrodniczego. W ramach podjętej współpracy planuje się m.in. opracowanie nowego modelu genezy i ewolucji systemu krasowego Jaskini Niedźwiedziej w późnym kenozoiku, który integrował będzie rezultaty badań z zakresu m.in. paleobiologii, geologii, geomorfologii i geochronologii.

Literatura

- Kasprzak, M. & Sobczyk, A., 2017. Searching for the void: improving cave detection accuracy by multi-faceted geophysical survey reconciled with LiDAR DTM, *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issue*, DOI: 10.1127/zfg_suppl/2017/0327.
- Sobczyk, A., Kasprzak, M., Marciszak, A. & Stefaniak, K., 2016. Zjawiska krasowe w skałach metamorficznych w Masywie Śnieżnika (Sudety Wschodnie): aktualny stan badań oraz znaczenie dla poznania ewolucji Sudetów w późnym kenozoiku. *Przegląd Geologiczny*, 64 (9): 426–434.

UNIKATOWE STANOWISKA ZDEFORMOWANYCH OSADÓW JASKINIOWYCH (NACIEKÓW I OSADÓW KLASTYCZNYCH) W JASKINI KALACKIEJ: ZAPIS GWAŁTOWNYCH RUCHÓW MASOWYCH W TATRACH

Unique sites of deformed cave deposits (speleothems and clastic sediments)
in Kalacka Cave: record of violent mass movements in the Tatra Mts

Jacek Szczygiel¹, Maciej Mendecki¹, Wojciech Wróblewski², Helena Hercman³, Petr Pruner⁴,
Pavel Bosák⁴

¹Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec, Polska;
e-mail: jacek.szczygiel@us.edu.pl

²Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul. Gronostajowa 3a, 30-387 Kraków, Polska

³Instytut Nauk Geologicznych PAN, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa, Polska

⁴Instytut Geologii Czeska Akademia Nauk, v. v. i., Rozvojová 269, 165 00 Praga 6, Czechy

Kontynuacją paleosejsmicznych, kompleksowych badań w Jaskini Kalackiej było rozszyfrowanie przyczyn powstania struktur deformacyjnych w obrębie osadów klastycznych oraz próba określenia wieku deformacji metodami magnetostratygraficznymi oraz uranowo-torową.

W przekopie tzw. trzeciego syfonu wypełnionego słabo wysortowanymi piaskami i mułowcami udokumentowano tak nietypowe struktury jak: uskoki i fałdy (fałdki dysharmonijne, typu *fault-bend folds*, stojące antykliny), niestateczne warstwowanie gęstościowe, struktury ucieczkowe (kanały ucieczkowe różnych kształtów i rozmiarów oraz dajki i sille klastyczne). Oprócz badań sedimentologicznych próbowaliśmy również zidentyfikować prawdopodobny mechanizm spustowy na podstawie geologicznych i fizycznych możliwości rozwoju struktur w środowisku jaskiniowym. W celu sprawdzenia możliwości upłynnienia niespoistego osadu w obrębie wapiennej rury, wykonaliśmy pierwszą próbę oszacowania „efektów lokalnych” (*site effect*) i wskaźnika podatności K_g osadów jaskiniowych. Wykonane pomiary akustyczne wykorzystano do pomiaru prędkości fali S oraz gęstości osadu luźnego i otaczających go wapieni, a następnie oszacowano wartości współczynnika wzmocnienia (*amplification coefficient*) i częstotliwości rezonansu (*resonance frequency*), które mogły pojawić się w osadach jaskini podczas drgań. Częstotliwości rezonansu wyniosła ok. 17,5 Hz wskazując na blisko położone źródła wstrząsu o wysokiej częstotliwości takiej jak: mikrowstrząsy, obrywy skalne, bliskie trzęsienia Ziemi. Taka częstotliwość, w połączeniu z $K_g > 5$, wskazuje, że upłynnienie osadów jaskiniowych jest bardzo prawdopodobne. Biorąc pod uwagę historię geodynamiki Tatr, najbardziej prawdopodobnym mechanizmem spustowym mogą być drżenie wywoływane przez dyslokacje grawitacyjne w wyniku post-glacialnej relaksacji mas skalnych. Jeden z nacieków w Jaskini Kalackiej został przemieszczony właśnie wzdłuż takiej dylatacji. Pozwoliło to określić interwał czasu, w którym doszło do przemieszczenia przez określenie metodą uranowo-torową wieku laminy zdeformowanej i pokrywającej ją niezdeformowanej. W próbce nacieku zarejestrowano dwa zdarzenia uskokowania. Starsza faza miała miejsce pomiędzy 281 ka $\pm$ 6 a 264 ka $\pm$ 7, więc w czasie MIS8. Drugie, młodsze zdarzenie, wzdłuż tej samej dylatacji, miało miejsce po wytrąceniu najmłodszej laminy kalcytu, niestety zbyt zabrudzonej by móc określić jej wiek. Nie sposób skorelować bezpośrednio deformację nacieku z deformacją piasków, zwłaszcza że magnetostratygrafia umożliwiła określenie wieku piasków na <780 ka. Jest jednak wysoce prawdopodobne, że obie te deformacje związane są ze złożoną, głęboko osadzoną deformacją stoku Kalackiej Turni, która się sukcesywnie rozwija od minimum ok. 280–300 ka, a Jaskinia Kalacka w swej „wizualnej nijakości” jest unikatowym stanowiskiem geologicznym.

Badania były finansowane ze „Dofinansowania dla Młodych Badaczy” dla J. Szczygła oraz z grantu NCN 2016/21/B/ST10/01483. Analiza paleomagnetyczna dofinansowana z funduszu finansowania Instytutu Geologii Czeskiej Akademii Nauk, v. v. i. Nr. RVO67985831.

WPŁYW STRUKTUR I PROCESÓW TEKTONICZNYCH NA ROZWÓJ JASKIŃ TATRZAŃSKICH

Tectonic structures and processes which affected cave development in the Tatra Mts

Jacek Szczygieł

Katedra Geologii Podstawowej, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, ul Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec,
Polska; e-mail: jacek.szczygieł@us.edu.pl

Badania tektoniki w jaskiniach tatrzańskich mają podwójne znaczenie. Po pierwsze pozwalają na bezpośredni wgląd w głąb masywu, dostarczając danych, których nie uzyskamy w czasie badań powierzchniowych. Po drugie, możemy uzyskać informacje dotyczące uwarunkowań tektonicznych rozwoju jaskiń.

Badania geologiczne jaskiń w Tatrach, mające na celu rozpoznanie lub zweryfikowanie interpretacji budowy geologicznej, zapoczątkował Wójcik (1957). Jednak później badania takie były prowadzone sporadycznie (Grodzicki, 1978; Grodzicki & Kardaś, 1989; Hercman, 1989; Nowicki, 1996; Szczygieł, 2011, 2012; Szczygieł & Gaidzik, 2012, Szczygieł *et al.*, 2014). Przykładem takiej weryfikacji mogą być badania w Jaskini Małej w Mułowej (Szczygieł *et al.*, 2014), opisane szerzej w „sesji terenowej punkt B4”.

Dość wcześnie w jaskiniach tatrzańskich rozpoznano również zjawiska neotektoniczne (Wójcik & Zwoliński, 1959). Tematyka ta jednak dopiero niedawno wróciła do łask (Szczygieł, 2015a; Szczygieł *et al.* streszczenia referatów). Prowadzone przed paru laty badania neotektoniczne pozwoliły zweryfikować teorię Grodzickiego (1970) o tektonicznym/grawitacyjnym pochodzeniu jaskiń w Tatrach. Procesy neotektoniczne aktywne przed lub w trakcie rozwoju jaskiń, miały faktycznie istotny wpływ na ich rozwój, przez rozwieranie istniejących wcześniej struktury (tzw. inicjacja tektoniczna, ang. tectonic inception *sensu* Faulkner, 2006). Jednakże w przeciwieństwie do tezy Grodzickiego (1970), sam rozwój jaskini – poszerzania kanału krasowego – był efektem rozpuszczania (Szczygieł, 2015b).

Procesy neotektoniczne, miały wpływ nie tylko na samą inicjację dróg krążenia wody ale również na układ korytarzy. Różnice między strefami – freatyczną i epifreatyczną, w obrębie jednego piętra jaskini, mogą być efektem ekspozycji skał na relaksację masywu i ruchy grawitacyjne. Poniżej dna doliny w strefie freatycznej, na skały oddziałuje regionalne pole naprężeń i pojedyncze uskoki głęboko posadowionych ruchów masowych. Co za tym idzie, pojedyncze struktury były rozszerzone na tyle by umożliwić migrację wody, powodując koncentrację strumieni. W strefie epifreatycznej nad dnem doliny, relaksacja masywu i ruchy grawitacyjne są bardziej intensywne tworząc gęstszą sieć szczelin inicjalnych, a co za tym idzie labiryntowy układ jaskini.

W strefie wadycznej, równie istotna była orientacja i typ wykorzystywanych przez drenaż krasowy struktur. Jaskinie w Tatrach rozwinęły się głównie na trzech typach struktur: pojedyncze powierzchnie uskokowe, strefy uskokowe z gęstą siecią uskoków niższego rzędu i spękań oraz powierzchnie uławiczenia wzdłuż których doszło do przemieszczeń. Ponieważ geometria głównych fałdów tatrzańskich sprawia, że warstwy zapadają na długim odcinku pod kątem 50–90°. To powoduje, że najbardziej podatnymi na speleogenezę są strome powierzchnie uławiczenia wzdłuż których doszło do przemieszczeń, ale które nie są przecięte uskokami poprzecznymi (Szczygieł, 2015b).

Literatura

- Faulkner, T., 2006. Tectonic inception in caledonide marbles. *Acta Carsologica*, 35: 7–21.
Grodzicki, J., 1970. Rola tektoniki w genezie jaskiń masywu Czerwonych Wierchów. *Speleologia*, 5: 33–48.
Grodzicki, J., 1978. Nowe elementy strukturalne jednostki Organów między Doliną Kościeliską i Doliną Miętusią. *Kras i Speleologia*, 2: 77–81.
Grodzicki, J., & Kardaś, R., 1989. Tektonika masywu Czerwonych Wierchów w świetle obserwacji z jaskiń. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 59: 275–293.
Hercman, H. 1989. Z geologii Jaskini Magurskiej w Tatrach. *Kras i Speleologia* 6: 79–84.

- Nowicki, T., 1996. Geologia jaskini Szczelina Chochołowska, Wyżnia Brama Chochołowska, Tatry Zachodnie. In: Kotarba, A. (ed.), *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a człowiek*, Wyd. TPN i PTPNoZ, pp. 102–105.
- Szczygieł, J. & Gaidzik, K., 2012. Tectonic setting of the Poszukiwaczy Skarbów Cave and the Groby Cave (Kraków Gorge, Western Tatra Mts., Poland). *Contemporary Trends in Geoscience*, 1: 93–98.
- Szczygieł, J., 2011. Geologia jaskini Studnia w Kazalnicy w Tatrach Zachodnich. *Acta Geographica Silesiana*, 1. special issue: 73–77.
- Szczygieł, J., 2012. Wgłębna budowa geologiczna górnej części Wąwozu Kraków w świetle badań Jaskini Wysokiej-Za Siedmiu Progami, Tatry Zachodnie. *Przegląd Geologiczny*, 60: 232–238.
- Szczygieł, J., Borowska, U. & Jaglarz, P., 2014. Budowa geologiczna masywu Ciemniaka na podstawie danych z Jaskini Małej w Mułowej (Tatry Zachodnie). *Przegląd Geologiczny*, 62: 349–355.
- Szczygieł, J., 2015a. Quaternary faulting in the Tatra Mts., evidence from cave morphology and fault-slip analysis. *Geologica Carpathica*, 66 (3): 245–254.
- Szczygieł, J., 2015b. Cave development in an uplifting fold-and-thrust belt: case study of the Tatra Mountains, Poland. *International Journal of Speleology*, 44 (3): 341–359.
- Szczygieł, J., Borowska, U. & Jaglarz, P., 2014. Budowa geologiczna masywu Ciemniaka na podstawie danych z Jaskini Małej w Mułowej (Tatry Zachodnie). *Przegląd Geologiczny*, 62: 349–355.
- Wójcik, Z., 1957. Uwagi w sprawie geologii Jaskini Magurskiej. *Przegląd Geologiczny*, 4: 186.
- Wójcik, Z. & Zwoliński, S., 1959. Młode przesunięcia tektoniczne w jaskiniach tatrzańskich. *Acta Geologica Polonica*, 9: 319–338.

WPŁYW NEOTEKTONIKI NA TOPOGRAFIĘ KRASOWĄ REJONU GUILIN W CHINACH POŁUDNIOWYCH

Neotectonic controls of karst topography of the Guilin area, southern China

Joachim Szulc

*Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul. Gronostajowa 5a, 30-387 Kraków, Polska;
e-mail: joachim.szulc@uj.edu.pl*

Region Guilin w prowincji Guanxi, w Chinach Południowych jest jednym z najbardziej znanych na świecie, klasycznych obszarów krasowych, a jego znakiem firmowym są, przede wszystkim, formy krasu kopiastego (*tower karst*), potocznie nazywane mogotami, a rozwiniętymi w obrębie platformowych wapieni dewonu i dolnego karbonu. Kras kopiasty obszaru Guilin cechuje zróżnicowanie na 2 typy morfologiczne. Pierwszy typ, określany terminem *fengcong* („*peak cluster*” – w tłumaczeniu chińskich autorów na język ang.) reprezentowany jest przez wyniesione, zwarte kompleksy mogotów, oddzielonych obniżeniami pozbawionymi osadów rezydualnych bądź też wypełnionymi pokrywami osadów klastycznych o nikłej miąższości. Drugi typ morfologiczny, określany terminem *fenglin* („*peak forest plain*”), cechuje występowanie izolowanych mogotów, wynurzających się z *plateau* osadów klastycznych, głównie aluwialnych i jeziornych, miąższości od kilku do kilkudziesięciu metrów. Obydwa typy morfologiczne występują obok siebie, bez form przejściowych.

Jak dotąd, brak jest przekonującej interpretacji takiego kontrastowego współwystępowania obydwu typów morfologicznych krasu kopiastego obszaru Guilin (*patchwork framework*). Niektórzy badacze (e.g. Daoxian, 1981; Waltham, 2009) interpretują to zróżnicowanie jako przejaw dwóch stadiów powierzchniowych procesów denudacji krasowej; zespół morfologiczny *fengcong* reprezentowałby stadium juwenilne bądź dojrzale cyklu krasowego zaś zespół morfologiczny *fengling* miałby reprezentować stadium starcze tegoż cyklu. Uwzględniając wspomniane mozaikowe współwystępowanie obydwu form na obszarze ok. 5000 km², nie sposób uznać taką interpretację za racjonalną.

Niewątpliwie bardziej uzasadniony jest pogląd wiążący mozaikowy rozkład bloków *fengcong* i *fengling*, z dyferencjacją tektoniczną, wywołaną kolizją terranu indyjskiego z makrokontynentem Azji, w czasie późnej kredy-trzeciorzędu. Marjoree Sweeting (1990) przyjęła, że dzisiejszy rozkład dyskutowanych dwóch typów morfologicznych krasu kopiastego ma założenia tektoniczne, związane ze wspomnianą wyżej kolizją, skutkującą powstaniem mozaiki bloków wyniesionych i obniżonych. To z kolei miałoby implikować zróżnicowanie reżimu hydrologicznego dla obydwu rodzajów bloków. Bloki wyniesione (*fengcong*) byłyby kształtowane przez wertykalne przepływy wód krasowych, podczas gdy w obrębie bloków zrzucanych (*fengling*) dominowałyby przepływy horyzontalne.

Badania terenowe wykonane w czasie wyprawy speleologicznej studentów i pracowników ING UJ, na przełomie 1987 i 1988 roku, dostarczyły nowych danych nt. dyskutowanego wyżej, zróżnicowania topograficznego krasu kopiastego dystryktu Guilin. W czasie eksploracji systemu jaskiniowego Guanyan (Crown Rock Cave), którym przepływa 10-kilometrowy wschodni dopływ rzeki Li, stwierdzono występowanie zawieszonych i zuskokowanych odcinków starszego, suchego ciągu jaskiniowego, z zachowanymi resztkami żwirów aluwialnych.

Datowania radiometryczne nacieków z wielu jaskiń obszaru Guilin, w tym współwystępujących ze żwirami, wykazują obecność kilku generacji nacieków, z których najstarsze sięgają ok. 1,6 mln lat. Wiele nacieków wykazuje cechy syngenetycznych zaburzeń tektonicznych; liczne są świeże brekcje zawaliskowe oraz świeże, jak i zabliznione polewami kalcytowymi, spękania progów trawertynowych a także wielce istotne deformacje przesuwcze stalaktytów i stalagnatów, sięgające 20 cm translacji.

Wszystkie te zjawiska wskazują, że aktywność ruchów neotektonicznych, jest dominującym czynnikiem kształtującym topografię omawianego regionu. Neotektoniczną aktywność potwierdzają także uskoki rozwinięte w pokrywach żwirowych depresji Nanxu (w górnym biegu rzeki Guanyan), datowane na wiek młodszy od 39 tys. lat BP czy wreszcie zapiski fenomenologiczne, z ostatniego

tysiąca lat, rejestrujące wystąpienie co najmniej 13 silnych trzęsień ziemi, doświadczających region Guilin od 1045 r. (Ru Jinwen *et al.*, 1988).

Wymienione dane oraz analiza budowy strukturalnej zlewni rzeki Li (w tym obrazy satelitarne), jednoznacznie wskazują na tektoniczne założenia rzeźby krasowej rejonu Guilin. Od początku trzeciorzędu obszar ten ulega, w warunkach reżimu tektoniki przesuwczej, stałemu rozczłonkowywaniu na bloki wynoszone (*fengcong*), rozdzielone blokami pogrążanymi (*fenglin*). Także główna dolina rzeczna regionu tj. dolina Lijiang, rozwinięta jest na dużej strukturze zrzutowej. Dowodem na taką genezę doliny rzeki Li są systemy jaskiniowe leżące poniżej poziomu dzisiejszego koryta rzeki Li (Daoxian, 1981).

Nieciągłości niższego rzędu (strefy zluźnień, spękania, cios), wpływają na drugorzędne cechy morfologiczne rzeźby krasowej regionu Guilin takie jak, m.in. zróżnicowanie kształtów mogotów i ich zespołów.

Literatura

- Daoxian, Y., 1981. *A brief introduction to China's research in karst*. Institute of Karst Geology, Guilin, 34 pp.
- Ru Jinwen *et al.*, (1988). *The comprehensive study of Lijiang River watershed management*. Institute of Karst Geology, Guilin, 59 pp. (w j. chińskim, abstrakt angielski).
- Sweeting, M., 1990. The Guilin Karst. *Z. Geomorph. N.F. Suppl.* - Bd, 77: 47–65.
- Waltham, T. 2009. Fengcong, fenglin, cone karst and tower karst. *Cave and Karst Science*, 35: 77–88, 2008 (published in 2009).

**WOJCIECH LANGBART BERG-GURSKI (188?–191?)
NIEZNANY PIONIER SPELEOLOGII W CK GALICJI I LODOMERII**

CZ.2

**JEGO BADANIA KRASU POZA TERYTORIUM POLSKI I INNE OSIĄGNIĘCIA
INTELEKTUALNE**

**Wojciech Lanbart Berg-Gurski (188?–191?) – an unknown pioneer of speleology
in CK Galicia and Lodomeria. Part 2.**

His speleological studies abroad Poland and other intellectual achievements

Joachim Szulc

*Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytet Jagielloński, Gronostajowa 5a, Kraków, Polska
e-mail: joachim.szulc@uj.edu.pl*

W czasie ostatniego Sympozjum Speleologicznego w Kielcach, po raz pierwszy przedstawiono sylwetkę W. L. Berga-Gurskiego, obserwatora i badacza zjawisk przyrodniczych, w tym zjawisk krasowych, który swoją działalność prowadził na przełomie XIX i XX wieku (Szulc, 2016). W zbiorach archiwum biblioteki ING UJ pozostała bogata dokumentacja tej działalności – listy, zapiski a przede wszystkim bardzo bogata dokumentacja fotograficzna zjawisk krasowych z terenu Polski ale i z zagranicznych wypraw.

Szczególnie bogata jest dokumentacja dotycząca krasu europejskiego, w tym z Niemiec, Francji i Belgii oraz Austrii. Obserwacje terenowe stały się inspiracją do formowania przez WL B-G, filozoficznych syntez nt. zjawisk krasowych, wśród których najważniejszą wydaje się być tzw. Teoria Absolutnej Próżni, nazywana niekiedy *teorią próżni à rebours*, wychodząca z założenia, że podstawą istoty przyrody jest próżnia, obudowana chaotyczną materią (*desultory matter*).

Berg-Gurski posiadał także wyjątkowy talent wynalazczy, który wykorzystywał do ułatwień badania zjawisk krasowych.

Literatura

- Szulc, J. 2016. Wojciech Langbart Berg-Gurski (188?–191?). Nieznany pionier speleologii w CK Galicji i Lodomerii. In: Urban, J. (ed.), *Materiały 50. Sympozjum Speleologicznego, Kielce-Chęciny, 20–23.10.2016*, Sekcja Speleologiczna Polskiego Towarzystwa Przyrodników im. Kopernika, Kraków, 151.

**WSTĘPNE WYNIKI BADAŃ MIKROKLIMATYCZNYCH
JASKINI NIEDŹWIEDZIEJ GÓRNEJ W ŻŁOTYM POTOKU
NA WYŻYNIE CZĘSTOCHOWSKIEJ**

**The preliminary results of microclimatic studies
of Jaskinia Niedźwiedzia Górna Cave in Żłoty Potok on the Częstochowa Upland**

Andrzej Tyc¹, Magdalena Słupińska², Joanna Kocot-Zalewska³

¹Katedra Geomorfologii, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, ul. Będzińska 60, 4-200 Sosnowiec, Polska; e-mail: andrzej.tyc@us.edu.pl

²Fundacja Speleologia Polska, ul. Będzińska 65, 41-200 Sosnowiec, Polska;
e-mail: speleologiapolska@gmail.com

³Zakład Zoologii, Samodzielna Katedra Biosystematyki, Uniwersytet Opolski, ul. Oleska 22, 45-052 Opole, Polska; e-mail: asia.zalewska@poczta.fm

Jaskinia Niedźwiedzia Górna została odkryta zimą 2011/2012 r. (Kuczok *et al.*, 2013) i już na wiosnę 2012 r. została zamknięta i jest niedostępna do zwiedzania. Wejścia do jaskini są kontrolowane i ograniczone do maksymalnie kilku wejść w ciągu roku, klucze znajdują się w Regionalnej Dyrekcji Ochrony Środowiska w Katowicach. Od 2015 r. Jaskinia Niedźwiedzia Górna jest przedmiotem prac dokumentacyjnych i badawczych, koordynowanych przez Fundację Speleologia Polska (Jędrzyk *et al.*, 2016), a zainicjowanych tuż po jej odkryciu. Niemal od początku prowadzone są obserwacje geologiczno-geomorfologiczne, mikroklimatyczne, paleozoologiczne, archeologiczne i biologiczne (fauna nietoperzy oraz fauna bezkręgowców).

Z uwagi na wielkość jaskini (ponad 500 m długości i ponad 30 m deniwelacji), zasadniczo brak ingerencji w cyrkulację powietrza po odkryciu i w trakcie eksploracji (otwór wejściowy jest każdorazowo maskowany, więc przypomina warunki w momencie odkrycia), jak również wspomniane już zamknięcie dostępu do niej dla szerokiej rzeszy odwiedzających niemal natychmiast po odkryciu, Jaskinia Niedźwiedzia Górna jest bardzo ciekawym obiektem do badań mikroklimatycznych. Na Wyżynie Krakowsko-Wieluńskiej badania takie były prowadzone sporadycznie, a ponadto metodami niepozwalającymi na rejestrację parametrów mikroklimatu. Autorzy niniejszego wstępnego doniesienia wykorzystali wymienione walory Jaskini Niedźwiedziej Górnej i w 2015 r. rozpoczęte zostały jej systematyczne badania mikroklimatyczne. W ramach 51. Sympozjum Speleologicznego prezentowane są wyniki z pełnego sezonu 2015/2016 oraz sezonu zimowego 2016/2017.

W badaniach wykorzystywane są rejestratory HOBO U23 Pro v2 firmy Onset zaopatrzone w wbudowane czujniki temperatury (dokładność $\pm 0,21^{\circ}\text{C}$ w temp. $0^{\circ}\text{--}50^{\circ}\text{C}$) i wilgotności względnej ($\pm 5\%$ przy wilgotności powyżej 90%, co ma miejsce w jaskini). Oba parametry mikroklimatu jaskini są rejestrowane w interwale co 30 minut. Rejestratory są umieszczone na tyczkach, na wysokości ok. 0,5 m nad dnem jaskini. Odczyt danych z rejestratorów odbywa się najczęściej dwa razy do roku, przy okazji prowadzenia innych badań w jaskini. W pierwszym okresie pomiarów (od końca października 2015 r. do końca października 2016 r.) rejestratory były umieszczone w trzech miejscach jaskini, tak by odzwierciedlić jej pionowy charakter oraz wyraźnie widoczne piętra – Sala Krasińskiego (górne piętro, wyraźne oddziaływanie warunków zewnętrznych) oraz Sala Misiolaków i Kręta Aleja/Termitiery (dolne piętro). Oba poziomy są rozdzielone pionowymi partiami jaskini – Studnią Popielcową. W październiku 2016 r. uzupełniono rejestrację o dwa dodatkowe czujniki umieszczone w dolnym piętrze jaskini – w Szkieleciarkach i Białych Ulicach. Wyniki rejestracji temperatury powietrza oraz wilgotności względnej są porównywane z danymi dotyczącymi warunków zewnętrznych. W tym celu wykorzystywane są wartości temperatury powietrza oraz przebieg pozostałych parametrów klimatu rejestrowane na stacji meteorologicznej w Częstochowie (wartości co godzinę), dostępne w serwisie <https://www.ogimet.com>.

Z wyników dotychczasowych badań można wnioskować, że warunki termiczne w jaskini wyraźnie odzwierciedlają jej piętrowy charakter, ale jednocześnie jej szczelinowy charakter i bliskość powierzchni, niezależną od głębokości w stosunku do otworu. Większą zmienność tych warunków rejestruje się jedynie w Sali Krasińskiego. W okresie od początku kwietnia do pierwszej dekady maja

(2016) i w marcu (2017) odnotowane zostały minimalne temperatury w tej części jaskini (odpowiednio 7,8°C i 7,7°C). Z kolei maksymalne temperatury w połowie września (2016), sięgające 12,4°C. W okresie wzrostu temperatury od maja do połowy września obserwuje się dobowe wahania temperatury, które to wahania nie zaznaczają się w okresie powolnego obniżania się temperatury do następnej wiosny. Amplituda dotychczas zarejestrowanych zmian temperatury w Sali Krasińskiego wynosi 4,7°C.

Pomiar temperatury na dwóch, a obecnie na czterech stanowiskach w dolnym piętrze Jaskini Niedźwiedziej Górnej daje obraz zróżnicowania warunków termicznych (mikroklimatycznych, w tym cyrkulacyjnych) w tej części jaskini. Pomimo, iż stanowiska te są położone w strefie poniżej Studni Popielcowej, na głębokości co najmniej kilkunastu metrów od otworu, to wykazują one zmienność temperatury, charakterystyczną dla strefy mikroklimatu dynamicznego – podstrefa przejściowa (z amplitudą wahań temperatury powyżej 0,5°C). Z dotychczasowych wyników można wnioskować, że poszczególne części tego piętra w różnym stopniu i z różną intensywnością (wielkość amplitudy temperatur) reagują na zmiany warunków termicznych na powierzchni. Największa zmienność w okresie badań została zarejestrowana w Sali Misiolaków (od 7,9°C w styczniu 2016 do 9,1°C w maju 2017). Z kolei w drugim, najdłużej obserwowanym miejscu w jaskini – w korytarzu przejściowym z Krętej Alei do Termitier, zmienność ta była znacznie mniejsza (od 8,1°C w długim okresie listopad 2015-kwiecień 2016 do 8,8°C w długim okresie marzec-maj 2017). W sali Szkieleciarki odnotowano, jak do tej pory, najniższą temperaturę w dolnym piętrze Jaskini Niedźwiedziej Górnej. W okresie od 12 do 15 lutego 2017 wynosiła ona 7,7°C. Taką samą minimalną temperaturę odnotowano w Sali Krasińskiego, tyle że dopiero w końcu marca 2017.

Wilgotność względna rejestrowana na stanowiskach piętra dolnego jest stała i wynosi 100%. Natomiast w Sali Krasińskiego zmienia się w ciągu roku, ale przez większą jego część osiąga wartość bliską 100%.

Poza Salą Krasińskiego, w której odnotowuje się wyraźny wpływ rocznej zmienności warunków klimatycznych na powierzchni, nie zarejestrowano w jaskini gwałtownych zmian warunków termicznych. Wyjątek stanowią terminy wizyt grup dokumentacyjnych i badawczych, kiedy czujniki rejestrują chwilowy wzrost temperatury. Rejestracja temperatury w wielu punktach jaskini spełnia więc funkcję monitoringu natężenia ruchu osób odwiedzających ten obiekt.

Literatura

- Jędrysik, J., Kocot-Zalewska, J., Polok, M., Polonius, A., Słupińska, M., Tyc, A., Wagner, T. & Zygmunt, J., 2016. Jaskinia Niedźwiedzia Górna – wstępne wyniki prac dokumentacyjnych i badawczych. In: Urban, J. (ed.), *Materiały 50. Sympozjum Speleologicznego, Kielce-Chęciny, 20–23.10.2016*. Sekcja Speleologiczna Polskiego Towarzystwa Przyrodników im. Kopernika, Kraków, 114.
- Kuczek, W., Nowak, J. & Surmacz, J. 2013. Jaskinia Niedźwiedzia Górna. *Jaskinie*, 70: 24–27.

**PROPOZYCJA PROCEDURY DOKUMENTACJI NAUKOWEJ JASKIŃ
ORAZ INNYCH OBIEKTÓW PODZIEMNYCH PODCZAS ICH EKSPLORACJI
ORAZ PRAC UDOSTĘPNIAJĄCYCH – PRZYKŁADY Z JASKINI GŁĘBOKIEJ
NA WYŻYNIE KRAKOWSKO-CZĘSTOCHOWSKIEJ I KADZIELNI W GÓRACH
ŚWIĘTOKRZYSKICH**

**Proposal of scientific documentation of caves and other underground cavities during
their exploration and arrangement for public access – examples from the Głęboka
Cave in the Kraków-Częstochowa Upland and the Kadzielnia park in the Świętokrzyskie
Mountains**

Jan Urban¹, Andrzej Tyc², Andrzej Kasza³, Marcei Ślusarczyk⁴

¹*Instytut Ochrony Przyrody Polskiej Akademii Nauk, al. Adama Mickiewicza 33, 31-120 Kraków, Polska;
e-mail: urban@iop.krakow.pl*

²*Katedra Geomorfologii, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec,
Polska; e-mail: andrzej.tyc@us.edu.pl*

³*Świętokrzyski w Kielcach, ul. Żurawia 23, 25-653 Kielce, Polska; e-mail: andrzejka@poczta.onet.pl*

⁴*Fundacja Przyroda i Człowiek, Kostkowice, ul. Górska 21, 42-425 Kroczyce, Polska;
e-mail: slusar0@poczta.onet.pl*

Jaskinie to swoiste pułapki, w których gromadzą się świadectwa historii geologicznej systemu krasowego oraz jego otoczenia, a więc danego regionu. Takimi świadectwami są przede wszystkim osady namuliskowe zawierające allogeniczne i autochtoniczne fragmenty skalne, szczątki kopalnej fauny a także artefakty antropogeniczne, archeologiczne. Również badania nacieków oraz innych skupień mineralnych powstałych bezpośrednio w jaskiniach mogą dostarczyć bardzo ważnych danych dotyczących czasu ich powstania i warunków środowiska jaskiniowego w tym okresie. Wreszcie sam kształt jaskini oraz rzeźba jej ścian dokumentują warunki tworzenia się systemu krasowego bądź zespołu pustek podziemnych o innej niż krasowa genezie. W przypadku sztucznych podziemi – kopalń, zespołów piwnic czy schronów – znaczenie naukowe mają przede wszystkim artefakty oraz formy antropogeniczne, aczkolwiek również w takich pustkach tworzą się naturalne formy mineralne (nacieki).

Podczas prac eksploracyjnych oraz udostępniających pustki podziemne dla ruchu turystycznego przekopuje się często osady, niszcząc je, ale jednocześnie udostępniając np. w formie przekrojów geologicznych. Lokalnie niszczone są też szata naciekowa oraz pierwotna rzeźba obiektów podziemnych. W wyniku takich działań ulega również zmianie mikroklimat podziemnych pustek, co – w konsekwencji – wpływa na występujące w nich organizmy żywe, w tym nietoperze. Dlatego też prace udostępniające w dwu najciekawszych dostępnych turystycznie jaskiniach w Polsce – jaskini Raj i Jaskini Niedźwiedziej – wykonywane w drugiej połowie XX wieku, były okazją do bardzo szczegółowej dokumentacji naukowej tych jaskiń (Rubinowski, 1974; Jahn *et al.*, 1989). W pierwszym dziesięcioleciu XXI wieku podobne dokumentacje naukowe autorzy prowadzili w ramach prac udostępniających Podziemną Trasę Turystyczną, łączącą trzy jaskinie na Kadzielni w Kielcach na terenie Gór Świętokrzyskich oraz udostępnienia Jaskini Głębokiej w rezerwacie „Góra Zborów” w środkowej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. Metodyka tych prac była podobna. Pozwoliły one na wstępną ocenę genetycznego charakteru systemów krasowych, którego fragmentami są udostępniane jaskinie a także na identyfikację okresów ewolucji tych systemów, w których gromadziły się w nich osady namuliskowe i naciekowe (Urban *et al.*, 2011; Błaszczyk *et al.*, 2016).

Doświadczenia zebrane podczas tych oraz poprzednich prac, jak również zasady ochrony jaskiń przyjęte w innych regionach i krajach (Cave ..., 1995; Watson *et al.*, 1997; Hildreth-Werker & Werker, 2006) pozwalają na zaproponowanie pewnego standardu prac dokumentacyjnych, które powinny być prowadzone każdorazowo przy eksploracji jaskiń ingerującej w kształt jaskiń (np. wymagającej usuwania osadów), jak też podczas prac górniczo-technicznych udostępniających jaskinie lub inne podziemne obiekty dla ruchu turystycznego. Konieczność wykonywania tych prac

uzasadniona jest nie tylko potrzebą racjonalnego wykorzystania materiału naukowego, ale wynika wprost z przepisów prawa. Zgodnie z art. 32 i 33 Ustawy o ochronie zabytków i opiece nad zabytkami (2003) ochronie podlegają wszystkie przedmioty zabytkowe znalezione podczas eksploracji lub robót ziemnych, natomiast na podstawie art. 121, 122 i 131 Ustawy o ochronie przyrody (2004) ochronie podlegają profile geologiczne a zwłaszcza stanowiska paleontologiczne.

W konsekwencji proponujemy procedurę dokumentacji naukowej towarzyszącej pracom eksploracyjnym i górniczo-technicznym w jaskiniach oraz innych obiektach podziemnych, która powinna obejmować:

- fotograficzne, rysunkowe i opisowe dokumentowanie przekrojów geomorfologicznych jaskiń i profilów geologicznych ich namulisk w miejscach wykonywania robót udostępniających, w miarę ich postępu, z częstotliwością umożliwiającą identyfikację istotnych zmian morfologicznych lub litologicznych tych osadów;
- pobieranie w dokumentowanych miejscach próbek archiwalnych (składowanych i przechowywanych w sposób trwały) oraz badawczych z wszystkich makroskopowo wyróżnionych typów osadów; wielkość próbek osadów namuliskowych (pobieranych liniowo z profilów) powinna być zależna od uziarnienia, nie mniejsza jednak niż 1-2 kg;
- wykonywanie praktycznie na bieżąco (z 1-2 dniowym opóźnieniem) badań podstawowych parametrów oraz składników petrograficznych i paleontologicznych próbek, które umożliwiłyby ocenę wartości naukowej niszczonego elementu jaskini (obiektu) w celu ewentualnego wstrzymania robót, wykonania dodatkowych badań (opróbowania) lub zmiany zakresu prac (tak, by uchronić unikatowe stanowiska przed zniszczeniem);
- okresowe badania parametrów mikroklimatycznych;
- wykonywanie w ramach prac dokumentacyjnych innych badań geologicznych, w tym analiz laboratoryjnych pobranych próbek, oraz obserwacji geomorfologicznych, które pozwolą na kompleksowy opis genezy i ewolucji systemu jaskiniowego (innego obiektu podziemnego) a także jego otoczenia.

Literatura

- Błaszczyk, M., Hercman, H., Pawlak, J., Gąsiorowski, M., Aninowska, M., Kicińska, D. & Tyc A. 2016. Rekonstrukcja warunków paleoklimatycznych dolnego i środkowego plejstocenu na podstawie badań izotopowych i analiz mikrofacjalnych polewy z Jaskini Głębokiej. In: Urban, J. (ed.), *Materiały 50. Sympozjum Speleologicznego, Kielce-Chęciny, 22–25.10.2016*. Sekcja Speleologiczna Polskiego Towarzystwa Przyrodników im. Kopernika, Kraków, 100.
- Cave conservation policy*. 1995. National Caving Assoc., London.
- Hildreth-Werker, V. & Werker J. C. 2006. *Cave conservation and restoration*. National Speleological Society, Huntsville.
- Jahn, A., Kozłowski, S. & Wiszniowska, T. (eds), 1989. *Jaskinia Niedźwiedzia w Kletnie*. Ossolineum, Wrocław, 369 pp.
- Rubinowski, Z., (ed.), 1976. *Badania i udostępnienie jaskini Raj*. Kieleckie Towarzystwo Naukowe, Kielce, 223 pp.
- Urban, J., Kasza, A., Ochman, K. & Malec, J., 2011. *Jaskinie Kadzielni*. Geopark Kielce, Kielce, 93 pp.
- Ustawa o ochronie zabytków i opiece nad zabytkami*, 2003. Dz. U. z 2003 r., nr 162, poz. 1568.
- Ustawa o ochronie przyrody*, 2004. Dz. U. z 2016 r., poz. 2134.
- Watson, J., Hamilton-Smith E., Gillieson, D. & Kiernan, K. (eds), 1997. *Guidelines for Cave and Karst Protection*, 1997. IUCN, Gland.
- <https://portals.iucn.org/library/sites/library/files/documents/1997-026.pdf>

JASKINIE GÓRY KILANOWSKIEJ JAKO PRODUKT GEOTURYSTYCZNY O ZNACZENIU REGIONALNYM

Caves of Kilanowska Mt as a regional geotourism product

Michał Zatorski¹

*Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Jagielloński, ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków,
Polska; e-mail: michal.zatorski@uj.edu.pl*

W czasach intensywnego rozwoju turystyki aktywnej wciąż poszukuje się nowych sposobów jej urozmaicenia. Skutkiem tego jest masowe projektowanie ścieżek edukacyjnych głównie o tematyce: przyrodniczej, historycznej, rzadziej geograficznej czy geologicznej (Krzeczyńska & Woźniak, 2011). Tymczasem podróżując po szlakach turystycznych wzbudzają naszą ciekawość przede wszystkim elementy przyrody nieożywionej m.in. jaskinie, wychodnie skalne, wodospady, kamieniołomy. Odpowiedzią na rosnące zainteresowanie tą tematyką jest współcześnie obserwowany rozwój geoturystyki i poszukiwanie nowych produktów geoturystycznych (Dryglas & Miśkiewicz, 2014). Jaskinie góry Kilanowskiej jest to obszar o wyjątkowo dużym potencjale naukowym, dydaktycznym i geoturystycznym (Zatorski *et al.*, 2015). Zinwentaryzowane w strefach rowów rozpadlinowych jaskinie o łącznej długości 1755 m to największe skupisko tego typu jaskiń w polskich Karpatach fliszowych (Pulina, 1998; Mleczek, 1999). Wśród nich znalazło się kilka obiektów, których długość przekracza 100 metrów (Jaskinia Słowiańska-Drwali, Lodowa Szczelina, Gangusiowa Jama, Lipowicka Szczelina). Te wyjątkowe walory sytuują ten teren wysoko w skali kraju pod względem zasobów georóżnorodności (Zatorski *et al.*, 2015), określanych jako "naturalne zróżnicowanie powierzchni Ziemi, obejmujące formy i systemy geologiczne, geomorfologiczne, glebowe oraz wód powierzchniowych, powstałe w wyniku procesów naturalnych (endo- i egzogenicznych), miejscami o różnym wpływie antropogenicznym" (Kozłowski *et al.*, 2004; Kot & Leśniak, 2006; Otęska-Budzyn, 2007; Alexandrowicz, 2007). Próby ochrony tego obszaru ze względu na intensywną działalność gospodarczą po II wojnie światowej nie były jednak możliwe. Od roku 1955 stoki góry Kilanowskiej w całości należą do Przedsiębiorstwa Produkcji Materiałów Drogowych w Rzeszowie sp. z o.o., choć główny obszar eksploatacji gruboławicowego piaskowca cergowskiego od końca lat 80. zlokalizowany jest z drugiej strony góry. Zmiana warunków siedliskowych związana z przemieszczeniami grawitacyjnymi w tym rejonie przyczyniła się jednak do powstania swoistych nisz ekologicznych, które z łatwością zostały zaadaptowane jako schronienie rzadkich gatunków nietoperzy. Ten typowy wzrost bioróżnorodności związany z rzeźbą osuwiskową potwierdzają również inne przykłady w Karpatach (Alexandrowicz & Margielewski, 2010). Toteż w ostatnich latach rejon ten został powołany przez Komisję Europejską jako specjalny obszar ochrony siedlisk "Osuwiska w Lipowicy" (Zatorski *et al.*, 2015). W czasie rosnącego zainteresowania problematyką geoochrony, urozmaicona rzeźba oraz różnorodność form występujących na stokach góry Kilanowskiej daje podstawę do objęcia tego obszaru ochroną w formie rezerwatu przyrody nieożywionej lub jako ważne geostanowisko w ramach projektowanego geoparku "Dolina Wisłoka - Polski Texas" (Wasiluk, 2013). Interesujące elementy rzeźby osuwiskowej jak skaliste skarpy, rowy rozpadlinowe, blokowiska i jaskinie, stałyby się wówczas przedmiotem ochrony nie tylko ze względu na cenne znaczenie siedliskowe, ale czytelny pod względem geomorfologicznym i geologicznym obszar geoedukacyjny. Aktualnie ograniczona dostępność sprzyja znaczeniu siedliskowemu tego miejsca, jednak adaptacja do celów geoturystycznych obszaru "Osuwiska w Lipowicy" (wytyczenie ścieżki geoturystycznej, opracowanie przewodnika, zaprojektowanie stanowisk widokowych, zabezpieczenie głębokich rozpadlin) daje potencjalne możliwości stworzenia produktu geoturystycznego o znaczeniu regionalnym (Krzeczyńska & Woźniak, 2011).

Literatura

- Alexandrowicz, Z. 2007. Geoochrona w ujęciu narodowym, europejskim i światowym (ze szczególnym uwzględnieniem Polski). *Biuletyn PIG*, 425: 19–26.
- Alexandrowicz, Z. & Margielewski, W., 2010. Impact of mass movements on geo- and biodiversity in the Polish Outer (Flysch) Carpathians. *Geomorphology* 123: 290–304.

- Dryglas, D. & Miśkiewicz, K., 2014. Construction of the geotourism product structure on the example of Poland. In: 14th GeoConferences on Ecology, Economics, Education and Legislation. International Multidisciplinary Scientific Geoconferences. 155–162.
- Kot, R. & Leśniak K., 2006. Ocena georożnorodności za pomocą miar krajobrazowych - podstawowe trudności metodyczne. *Przegląd Geograficzny*, 78 (1): 25–45.
- Kozłowski, S., 2004. Geodiversity. The concept and scope of geodiversity. *Przegląd Geologiczny*, 52, (8/2): 833–837.
- Krzeczyńska, M. & Woźniak, P., 2011. Oblicza geologii – przykładowe projekty ścieżek geoturystycznych. *Przegląd Geologiczny*, 59,(4): 340–341.
- Młeczek, T., 1999. Jaskinie Kilanowskiej Góry w Beskidzie Niskim. *Jaskinie*, 17,(4): 27–29.
- Otęska-Budzyn, J., 2007. Ochrona dziedzictwa geologicznego – idee fixe przyrodników czy wymóg chwili? Komunikat. *Geologia*, 33, (1): 131–138.
- Pulina, M. (ed.), 1998. Jaskinie Polskich Karpat Fliszowych. Wyd. Polskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk o Ziemi, 3: 31-43.
- Wasiluk, R., 2013. Projekt Geoparku „Dolina Wisłoka – Polski Teksas”. *Przegląd Geologiczny*, 61 (4): 224–229.
- Zatorski, M., Franczak, P. & Młeczek, T., 2015. Geochrona i waloryzacja jaskiń Beskidu Niskiego i Bieszczadów. *Roczniki Bieszczadzkie*, 23: 265–285.