

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

**Materiały 43.
Symposium
Speleologicznego**

Zamość, 16–18.10.2009 r.

Organizatorzy:

**Sekcja Speleologiczna Polskiego Towarzystwa Przyrodników im. Kopernika
Instytut Nauk o Ziemi, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin
Komitet Badań Czwartorzędu PAN, Warszawa
Instytut Ochrony Przyrody PAN, Kraków
Stowarzyszenie Speleoklub Beskidzki, Dębica
Chelmskie Podziemia Kredowe „Labirynt”, Chełm**

Wydawcy:

**Sekcja Speleologiczna Polskiego Towarzystwa Przyrodników im. M. Kopernika
Instytut Ochrony Przyrody PAN, Kraków**

ISBN 978-83-61191-24-7

Opracowanie redakcyjne:

Mariusz Szelerewicz, Jan Urban, Radosław Dobrowolski

Kraków, 2009

Spis treści

Wprowadzenie	5
Przewodnik sesji terenowych	
<i>Marian Harasimiuk</i>	
Symposium Speleologiczne na Lubelszczyźnie ponownie po 40 latach	9
<i>Radosław Dobrowolski</i>	
Lubelski kras kredy piszącej i jego specyfika	10
<i>Teresa Brzezińska-Wójcik, Marian Harasimiuk</i>	
Tektoniczne i litologiczne uwarunkowania rozwoju form krasowych na Rostoczku	14
<i>Lucjan Gazda</i>	
Historyczne podziemne roboty górnicze Lubelszczyzny i Rostocza	18
<i>Michał Piskorski</i>	
Zimowanie nietoperzy w obiektach podziemnych Lubelszczyzny	20
Sesja terenowa A	
<i>prowadzą: Maria Fornal, Jacek Podkościelny</i>	
Zamość (Starówka), Podziemia Kolegiaty Zamojskiej	21
<i>Jacek Podkościelny</i>	
Zamojskie podziemia	21
Sesja terenowa B	
<i>prowadzą: Zbigniew Cierech, Radosław Dobrowolski, Lucjan Gazda, Tomasz Mleczek, Michał Piskorski</i>	
Zamość – Dahany – Werchrata – Chmiele – Potok Senderki – Zamość	23
<i>Tomasz Mleczek</i>	
Jaskinie Rostocza Południowego – stan rozpoznania	24
<i>Radosław Dobrowolski, Tomasz Mleczek, Zbigniew Cierech</i>	
Jaskinia Diabelska	25
<i>Zbigniew Cierech, Tomasz Mleczek, Radosław Dobrowolski</i>	
Jaskinia Niedźwiedzia	26
<i>Tomasz Mleczek, Radosław Dobrowolski, Zbigniew Cierech</i>	
Jaskinia Chmielna i Jaskinia Przyjaciół	27
<i>Lucjan Gazda</i>	
Potok Senderki – podziemna kopalnia kamieni młyńskich	28
<i>Michał Piskorski</i>	
Sztolnie w Potoku Senderki jako zimowiska nietoperzy	29
Sesja terenowa C	
<i>prowadzą: Radosław Dobrowolski, Stanisław Gołub, Marian Harasimiuk</i>	
Zamość – Rejowiec – Stolpie – Chelm	30
<i>Radosław Dobrowolski, Sławomir Terpiłowski</i>	
Głacitektoniczna przebudowa neogeneńskiego paleokrasu – stanowisko Rejowiec	31
<i>Anna Kamińska</i>	
Wykorzystanie analizy statystycznej w badaniu związku rozmieszczenia powierzchniowych form krasowych z tektoniką na przykładzie lubelskiego krasu kredy piszącej	33
<i>Stanisław Gołub</i>	
Podziemia kredowe w Chelmie – zarys historii eksploatacji górniczej	34
<i>Radosław Dobrowolski</i>	
Analizy mezostrukturalne skał górnokredowych w podziemiach kredowych w Chelmie	37
Streszczenia referatów	
<i>Włodzisław Andrejczuk</i>	
Jaskiniowa turystyka pielgrzymkowa	45
<i>Tomasz Bytomski</i>	
Ostatnie złodowacenie, a system krasowy Wywierzyska Goryczkowego w Tatrach	46

Krzysztof Cyrek, Magdalena Sudół	
Zasiedlenie Jaskini Biśnik w plejstocenie	48
Elżbieta Dumnicka	
Fauna wybranych siedlisk podziemnych Zachodniej Australii	49
Monika Górniak	
Uwagi o badaniach mikroklimatycznych	
w Jaskini Szczelina i Prochownia na Kadzielni	51
Michał Gradziński, Mariusz Czop, Marek Duliński, Jacek Motyka, Joanna Czerwik-Marcinkowska, Teresa Mrozińska	
Współczesna martwica wapienna w Karwowie (Wyżyna Sandomierska)	
i czynniki warunkujące jej wzrost	53
Łukasz Hałka	
Formy krasu reprodukowanego w okolicy Węży koło Działoszyna	54
Rafał M. Kardaś	
Jaskinie Wyspy Wielkanocnej	
– wyniki eksploracji polskich wypraw speleologicznych	56
Katarzyna Kasprowska	
Zapis zmian w środowisku Jaskini Biśnik (Jura Polska)	58
Ditta Kicińska	
Profesor Jerzy Głazek (1936–2009)	60
Grzegorz Klassek, Tomasz Mleczek	
Eksploracja i inwentaryzacja jaskiń polskich Karpat Fliszowych	62
Artur Komorowski, Marcin Machalski, Tomasz Mleczek	
Eksploracja i wartości naukowe	
dawniej kopalni fosforytów w Annopolu	66
Maciej Krajcarz, Marek Gola	
Pochodzenie odzwierzęcej materii organicznej	
ze środkowopolejskich warstw namuliska Jaskini Biśnik	68
Magdalena Krajcarz	
Pochodzenie szczątków lwa jaskiniowego (<i>Panthera spelaea</i> Goldfuss 1823)	
z Jaskini Biśnik	70
Jarosław Kur	
Wstępne wyniki badań faunistycznych widłonogów	
w wodach podziemnych południowej Polski	72
Oleksandra Levytska	
Charakterystyka warunków mikroklimatycznych	
w wybranych jaskiniach gipsowych Bukowiny Północnej (Ukraina)	73
Łukasz Lewkowicz	
Jaskinie turystyczne Tatr i Podtatrza	74
Jacek Rózkowski, Grażyna Bzowska, Adam Polonius, Dorota Okoń	
Uwagi o składzie mineralnym osadów nisz źródłiskowych źródeł krasowych	
i masywu wapieni jury górnej Wyżyny Częstochowskiej	76
Magdalena Suchora	
Jezioro Słone (Pagóry Chełmskie) – geneza krasowa czy niekrasowa?	79
Czesław Szura	
Eksploracja oraz dokumentacja Jaskini Wiślańskiej	80
Andrzej Tyc, Jan Urban	
Międzynarodowa konferencja Hypogene Speleogenesis and Karst Hydrogeology of Artesian Basins w Czerniowcach na Ukrainie	82
Jan Urban, Bartłomiej Rzonca, Michał Kasina	
Systemy krasowe w dewońskich skałach węglanowych Gór Świętokrzyskich: interpretacja w otworach wiertniczych	83
Wojciech Wróblewski, Michał Gradziński, Helena Hercman	
Uwagi o zjawiskach krasowych budowli trawertynowej Dreveník (Spisz, Słowacja)	85
Jurij Zińko, Oksana Szewczuk	
Przekształcenia antropogeniczne jaskiń na ukraińskim Roztoczu	86

Wprowadzenie

Wyżyna Lubelska i Roztocze nie są powszechnie uważane za regiony występowania form krasowych i jaskiń. Tymczasem właśnie na terenie Wyżyny Lubelskiej rozwinął się specyficzny kras kredy piszącej (Maruszczak 1966; Harasimiuk 1975), zaś podziemne i powierzchniowe formy krasowe powstawały również w neogeńskich wapieniach detrytycznych Roztocza (Harasimiuk i in. 1971, 1973). Dlatego też czterdzieści lat temu, w 1969 r. odbyło się w Lublinie sympozjum organizowane przez Sekcję Speleologiczną PTP im. Kopernika. Głównym tematem tamtego, 7. Sympozjum Speleologicznego były zjawiska krasowe występujące w obu tych regionach. Zgromadziło ono szerokie grono badaczy krasu, nie tylko z Polski. Cieszy, że wspomnienie z tamtego Sympozjum przygotowane przez Profesora M. Harasimiuka (jednego z głównych jego organizatorów) znalazło się w programie i materiałach obecnego, 43. Sympozjum Speleologicznego. Obecne Sympozjum jest okazją do zaprezentowania wyników badawczych osiągniętych w ostatnich latach, ale przecież nawiązujących do badań prowadzonych na tych terenach przed laty.

Przedmiotem badań prowadzonych na terenie Wyżyny Lubelskiej w ostatnich latach były m.in. strukturalne uwarunkowania rozwoju krasu (Dobrowolski 1998), glacialna i peryglacialna transformacja rzeźby krasowej (Dobrowolski 2006) oraz współczesne zjawiska krasowe (Dobrowolski i in. 1999) w osadach kredowych. Udokumentowano również obiekty jaskiniowe na Roztoczu (Mleczek 2000). Coraz większe zainteresowanie budzą także sztuczne podziemia obu regionów – zarówno jako antropogeniczne formy podziemnej rzeźby (Gołub 2002, *Historia górnictwa...* 2005), jak i specyficzne środowiska życia organizmów. Część z nich została udostępniona turystycznie (*Polskie podziemne atrakcje...* 2004). Spodziewana wysoka frekwencja uczestników tegorocznego Sympozjum jest świadectwem dużego zainteresowania krasem i podziemnymi obiektami południowo-wschodniej Polski.

Za przygotowanie 43. Sympozjum Speleologicznego należy podziękować przede wszystkim R. Dobrowolskiemu, który podjął się tego zadania podczas poprzedniego Sympozjum. Wyrazy wdzięczności należą się również jego współpracownikom w tym dziele: Z. Cierechowi, T. Mleczkowi, A. Kamińskiej i O. Levitskiej.

Niestety, oprócz przejawów ciągłości i kontynuacji, jakimi są Sympozja 7. i 43. na Lubelszczyźnie, dotyczą nas – uczestników sympozjów i członków Sekcji Speleologicznej – niespodziewane i bolesne skutki nieodwracalnego upływu czasu. Dnia 3 lipca 2009 r. zmarł Profesor Jerzy Głazek, Przewodniczący Sekcji Speleologicznej PTP im. Kopernika, pełniący ten obowiązek od 1981 r. W ciągu lat swego przewodniczenia Sekcji stał się widocznym znakiem jej aktywności i ciągłości jej tradycji. Brał udział w organizacji corocznych sympozjów speleologicznych – zwykle je otwierał, a potem wygłaszał referaty. Przez wiele lat koncentrował w Sekcji (a właściwie wokół siebie) wszystkich, którzy naukowo lub hobbystycznie zainteresowani byli badaniami jaskiń – nie tylko geologów, lecz również biologów, hydrologów, paleontologów, archeologów a nawet znawców sztuki jaskiniowej. Wychował w ten sposób kilka pokoleń speleologów. Był dla nas nauczycielem, Mistrzem, ale również przyjacielem wielu z nas. Uczcijmy pamięć o nim.

Jan Urban

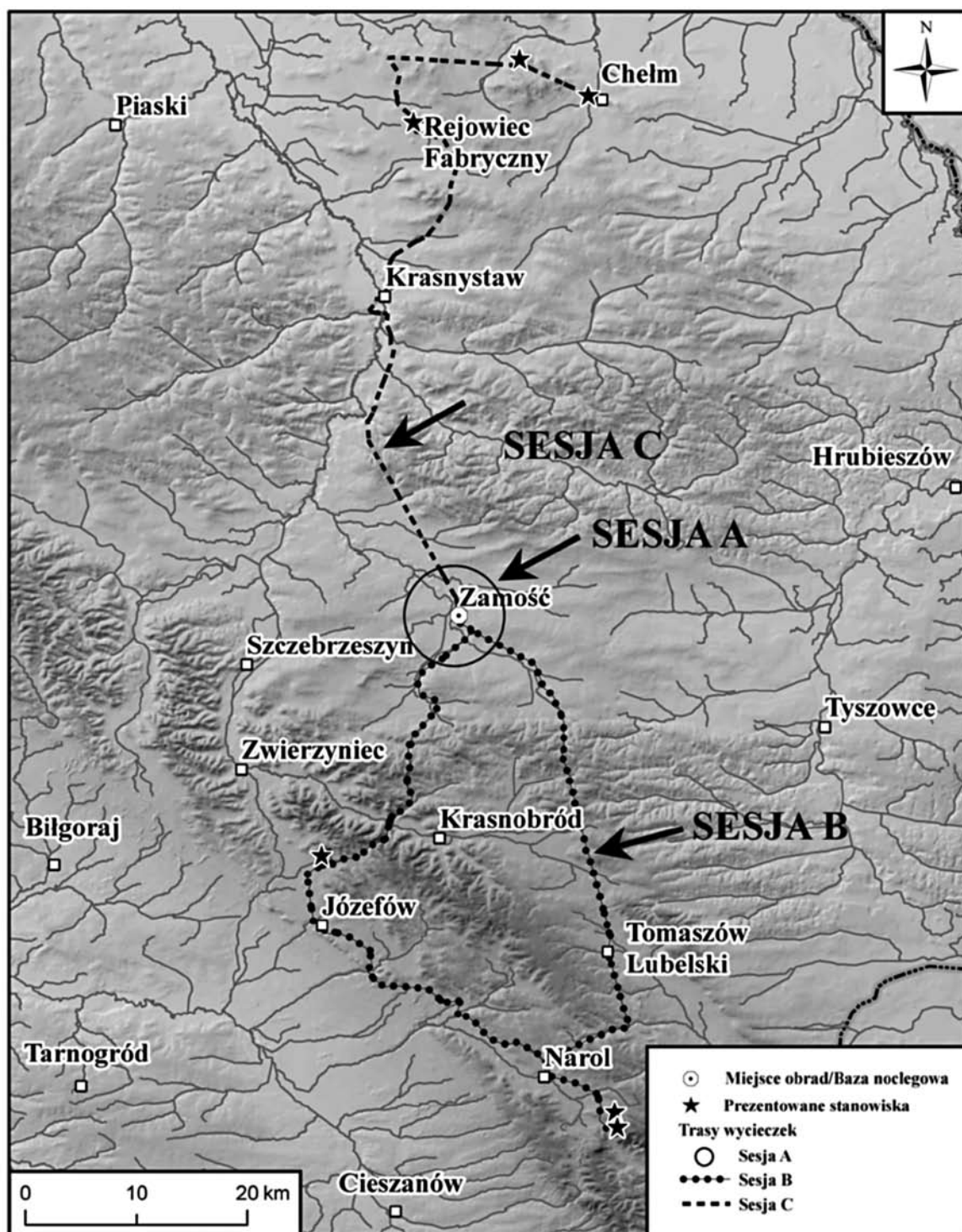
Sekretarz Zarządu Sekcji Speleologicznej
Polskiego Towarzystwa Przyrodników im. Kopernika

Literatura

- Dobrowolski R. 1998. Strukturalne uwarunkowania rozwoju współczesnej rzeźby krasowej na międzyrzeczu środkowego Wieprza i Bugu. Wyd. UMCS, Lublin, ss. 88.
- Dobrowolski R. 2006. Glacialna i peryglacialna transformacja rzeźby krasowej północnego przedpola wyżyn lubelsko-wołyńskich (Polska SE, Ukraina NW). Wyd. UMCS, Lublin, 184 ss.
- Dobrowolski R., Alexandrowicz S.W., Bałaga K., Durakiewicz T., Pazdur A. 1999. Badania martwic wapiennych w obrębie źródłiskowych kopuł martwicowych we wschodniej Polsce. W: Pazdur A. i in. (red.), Geochronologia górnego czwartorzędzi Polski w świetle datowań radiowęglowych i luminescencyjnych. Wrocław: 179-197.
- Gołub L. 2002. Podziemne górnictwo kredowe w Chełmie. W: Badania archeologiczne o początkach i historii Chełma. Lublin: 85-94.
- Harasimiuk M. 1975. Rozwój rzeźby Pagórów Chełmskich w trzeciorzędzie i czwartorzędzie. Pr. Geogr. IG PAN, 115: 1-94.
- Harasimiuk M., Henkiel A., Pękala K. 1971. Rozwój zjawisk krasowych okolic Frampola w pliocenie i czwartorzędzie. Ann. UMCS, sec. B, 24 (1969): 149-193.
- Harasimiuk M., Henkiel A., Pękala K. 1973. Rola neotektoniki w rozwoju współczesnych procesów krasowych w strefie krawędzi Wyżyny Lubelskiej i Roztocza. Ann. UMCS, sec. B, 26 (1971): 103-218.
- Historia i współczesność górnictwa na terenie Lubelszczyzny 2005. Kazimierz Dolny n. Wisłą. 174 ss.
- Maruszczak A. 1966. Zjawiska krasowe w skałach górnokredowych międzyrzecza Wisły i Bugu (typ kredy piszącej). Przegl. Geogr. 38, 3: 339-370.
- Mleczek T. 2000. Roztocze – nowy region jaskiniowy Polski. Zacisk 18: 10.
- Polskie podziemne atrakcje turystyczne, 2004. Stow. Podziemne Trasy Turyst. Polski, Kraków, 22 ss.

PRZEWODNIK SESJI TERENOWYCH





Sesje terenowe 43. Sympozjum Speleologicznego

SYMPOZJUM SPELEOLOGICZNE NA LUBELSZCZYŹNIE PONOWNIE PO 40 LATACH

Marian Harasimiuk

*Instytut Nauk o Ziemi, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej,
20-718 Lublin, al. Kraśnicka 2cd;
marian.harasimiuk@umcs.lublin.pl*

Wstęp

Tegoroczne 43. Sympozjum Speleologiczne po raz drugi w swej historii, dokładnie po 40 latach, organizowane jest na Lubelszczyźnie. Stwarza to doskonałą okazję do ponownego zaprezentowania osobliwego zespołu form rzeźby krasowej, rozwijającego się na podłożu mastrychckiej kredy piszącej (Wyżyna Lubelska) oraz miocenijskich wapieni detrytycznych (Roztocze) nowemu pokoleniu krasologów i speleologów. Z drugiej strony daje możliwość przedstawienia dotychczasowej historii badań nad krasem lubelskim oraz wskazania kierunków dalszych prac.

Zarys historii badań nad Krasem Lubelskim

W latach 60. ubiegłego wieku w geograficznym ośrodku lubelskim podjęto badania nad zjawiskami krasowymi. W pierwszej kolejności badaniami objęto rozległe obszary wychodni węglanowych skał górnokredowych wykształconych w postaci kredy piszącej i wapieni marglistych. Skały tego typu występują w kilku regionach Wyżyny Lubelskiej – Kotlina Chodelska, Kotlina Zamojska, a przede wszystkim Pagóry Chełmskie i sąsiadujące z tym regionem obniżenia: Doro-huckie i Dubienki. Również na obszarze Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego skały typu kredy piszącej występują na powierzchni w kilku miejscach. W rezultacie tych pierwszych badań stwierdzono występowanie zespołu zjawisk krasowych w postaci wertebów, uwal, dolinek krasowych, a także kopalnych form wypełnionych różnego wieku osadami trzeciorzędowymi i czwartorzędowymi. Pierwsze prace opisujące formy krasowe w regionie lubelskim opublikowali A. Kęsik, J. Rzechowski, M. Harasimiuk. Wysłunięta też została teza, że przynajmniej niektóre jeziora Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego mogą być związane ze zjawiskami krasowymi (T. Wilgat) – poprzez analogie z jeziorami po wschodniej stronie doliny Bugu (S. Lencewicz, E. Rühle).

Ten pierwszy „pionierski” okres badań nad zjawiskami krasowymi w regionie lubelskim podsumował w roku 1966 Henryk Maruszczak w obszernej pracy pt. *Zjawiska krasowe w skałach górnokredowych międzyrzecza Wisły i Bugu*. Określił on zespół zjawisk rozwijający się na miękkich węglanowych skałach górnej kredy jako **typ krasu kredy piszącej** – pozbawiony ze względu na cechy litologiczne skał form podziemnych (jaskiń) charakterystycznych dla krasu klasycznego.

Równoległe z badaniami krasu kredy piszącej M. Harasimiuk, A. Henkiel i K. Pękala podjęli badania nad zjawiskami krasowymi na Roztoczu, gdzie również występują skały węglanowe – ale wieku neogeńskiego – wykształcone w postaci bardzo złożonego kompleksu wapieni detrytycznych i organodetrytycznych. Stwierdzono wówczas, że na Roztoczu występują przede wszystkim formy krasu kopalnego typu studni, wertebów i zespołu form powierzchniowej korozji skał wapiennych. Kras w tym regionie rozwijał się głównie w pliocenie i w kilku etapach w plejstocenie.

VII Sympozjum Speleologiczne na Lubelszczyźnie

Wyniki prac badawczych nad zjawiskami krasowymi prezentowane były na konferencjach krajowych, głównie na kolejnych sympozjach speleologicznych, które wówczas (podobnie jak ma to miejsce dzisiaj) były głównym forum spotkań naukowców z różnych dyscyplin zajmujących się problematyką krasu. Znaczące postępy w badaniach regionu lubelskiego i pewna nietypowość zespołu zjawisk krasowych tu występujących były podstawą do przyznania Lublinowi organizacji VII Sympozjum Speleologicznego w roku 1969. Ciężar organizacyjny sympozjum wzięli na siebie Marian Harasimiuk, Andrzej Henkiel i Kazimierz Pękala. W przygotowaniach wspierali nas Ryszard Gradziński i Marian Pulina oraz Stanisław Dżułyński.

Sympozjum zgromadziło w Lublinie kilkadziesiąt osób z całej Polski. Na nasze spotkanie przybyli również prof. Jean Corbel z Francji, prof. Marcián Bleahu z Rumunii oraz prof. Vladimir Popov z Bułgarii. Podczas obrad poruszono przede wszystkim problematykę krasową Lubelszczyzny. Uczestników sympozjum wprowadzili w to zagadnienie badacze zajmujący się krasem lubelskim i roztoczańskim (A. Malicki, H. Maruszczak, M. Harasimiuk, A. Henkiel, K. Pękala, J. Rzechowski, J.E. Mojski, A. Kęsik) prezentując wyniki swoich badań. Ponadto poruszano również zagadnienia związane z innymi obszarami krasowymi Polski i Europy. Referaty bądź komunikaty wygłosili m.in. M. Markowicz-Łohinowicz, M. Pulina, K. Bogacz, S. Dżułyński, J. Głazek, A. Radwański, Z. Rusinowski, T. Wróblewski, M. Pulina, J. Corbel, A. Skalski. Sposobnością do lepszego poznania specyfiki lubelskiego krasu były dwie sesje terenowe. Podczas pierwszej wycieczki demonstrowano formy paleokrasowe, wykształcone w detrytycznych wapieniach miocenijskich Roztocza oraz południowej krawędzi Wyżyny Lubelskiej, zaś druga wycieczka była poświęcona formom krasowym związanym ze skałami wieku kredowego na trasie Lublin – Rejowiec. Sympozjum to spełniło swoją rolę w wymianie doświadczeń i informacji między specjalistami różnych dziedzin nauki związanych z problematyką krasową. Było ono również doskonałą okazją do zapoznania szerszego grona geologów i geomorfologów z mało dotychczas znanym i niedocenianym krasem Lubelszczyzny.

LUBELSKI KRAS KREDY PISZĄCEJ I JEGO SPECYFIKA

Radosław Dobrowolski

*Instytut Nauk o Ziemi, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej,
20-718 Lublin, al. Kraśnicka 2cd;
rdobro@poczta.umcs.lublin.pl*

Wstęp

Wyżyna Lubelska oraz położone na jej północnym przedpolu Polesie Lubelskie to wyjątkowy w skali kraju zwarty obszar występowania szczególnego typu zjawisk krasowych, określanych w literaturze geologicznej i geomorfologicznej jako kras kredy piszącej (*ang.* – *chalk karst*, *ros.* – *kapten mela*, *fr.* – *karst de la craie*, *niem.* – *Schreibkreidekarst*). Jego odrębność warunkują cechy litologiczne skał węglanowych, wykształconych jako kreda pisząca, wapienie margliste oraz margle kredopodobne. Brak tutaj typowego dla obszarów krasowych systemu odwodnienia podziemnego i co za tym idzie znaczących form podziemnych, istotne są również różnice w typologii form powierzchniowych.

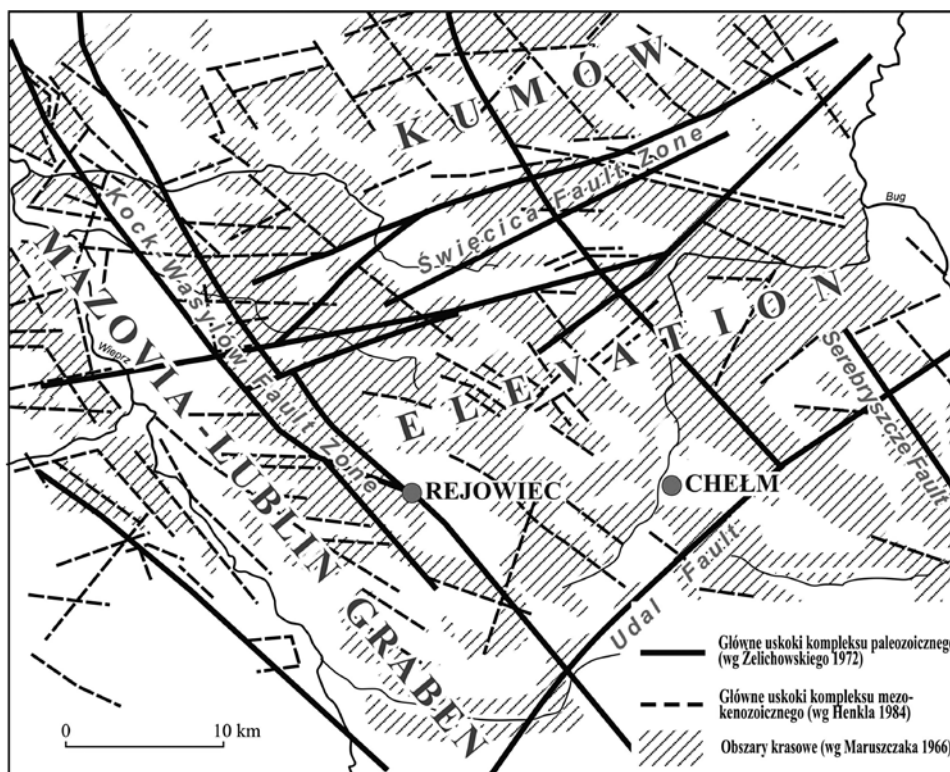
Uwarunkowania strukturalne rozwoju form krasowych

Warunki litologiczne

Lubelska kreda pisząca jest bardzo miękką, drobnopelityczną skałą organogeniczną o cechach niescementowanego mikrytu. Litostratygraficznie reprezentuje ona najwyższe piętra miąższego (ok. 500 m) węglanowego kompleksu skał górnokredowych (głównie mastrychtu górnego). Cechuje ją duża jednorodność składu chemicznego (zawartość $\text{CaCO}_3 \approx 90\text{--}95\%$), przy jednoczesnej znacznej zmienności parametrów fizycznych w profilu głębokościowym. Jej wytrzymałość na ściskanie w stanie powietrznosuchym zmienia się od zaledwie 22 kG/cm^3 w strefie przypowierzchniowej, do ok. 300 kG/cm^3 na głębokości kilkudziesięciu metrów (Rybicki, Rybicki 1973). Mimo pozornej jednorodności, kreda pisząca ma teksturę laminowaną, bądź smugowo-warstwową (Wyrwicka 1977).

Warunki tektoniczne

Masyw górnokredowy jest silnie uszczeliniony. Rozcina go gęsta sieć spękań wietrzeniowych (występujących w partii stropowej do głębokości 2–5 m) i tektonicznych (ryc. 1.). Szczeliny tektoniczne obejmują: uskoki (NW-SE; NE-SW) wraz z zespołem kłważu przyuskokowego oraz spękania ciosowe, występujące zazwyczaj w dwóch systemach ciosu ortogonalnego (N-S/W-E; NW-SE/NE-SW) (Dobrowolski 1995). Rozwartość szczelin jest zróżnicowana prze-



Ryc. 1. Warunki strukturalne występowania zjawisk krasowych (typ krasu kredy piszącej) w obszarze lubelskim (za Dobrowolskim 2004)

strzenie i głębokościowo, zależnie od rozkładu współczesnego pola naprężeń w górotworze. W obszarze lubelskim tendencję do tensyjnego rozluźnienia wykazują zasadniczo spękania o orientacji subpołudnikowej (Jarosiński 2005); są one drożne hydraulicznie do głębokości 100–150 m, zależnie od lokalnych warunków strukturalnych – reżimu tektonicznego, własności mechanicznych (wytrzymałości na ściskanie) i cech chemicznych (zawartości CaCO_3) poszczególnych odmian litologicznych skał górnokredowych.

Wyraźne uporządkowanie przestrzenne form krasowych, nawiązujące do planu strukturalnego mezo-kenozoiku, świadczy o roli młodej tektoniki kenozoicznej w kształtowaniu krasowej rzeźby obszaru. Oddziaływanie tektoniki jest złożone, najczęściej tylko pasywne (kształtowanie drenażu ukrytego), choć w wielu przypadkach można się dopatrywać związków bardziej bezpośrednich. Aktywność neotektoniczna kształtowała charakter uszczelnienia węglanowego masywu skalnego, determinując tym samym zmianę jego warunków filtracyjnych. Przebieg uskoków w kompleksie mezo-kenozoicznym, ich zasięg i orientacja, cechy genetyczne i charakter kinematyczny wpływały na przestrzenne zróżnicowanie tempa krasowania, a tym samym na wielkość, kształt i ukierunkowanie powierzchniowych form rzeźby krasowej (Dobrowolski 1998).

Warunki hydrogeologiczne

Kreda piaszka i margle kredopodobne w postaci monolitycznej są bardzo słabo przepuszczalne mimo swej wysokiej porowatości. Wodoprzepuszczalność kredy lubelskiej określana jest średnio na 10^{-8} – 10^{-11} m/s (Herbich 1980; Olszewski 1998). W praktyce więc, z hydrogeologicznego punktu widzenia, oba typy litofacjalne skał węglanowych uznać można za skały nieprzepuszczalne. Decydującą rolę w krążeniu wód podziemnych w tej sytuacji odgrywa system szczelin, głównie tektonicznych; największe współczynniki filtracji notowane są w sąsiedztwie udokumentowanych stref dyslokacyjnych o charakterze tensyjnym (Krajewski 1970; Harasimiuk i in. 1980; Michalczyk 1986). Laminarny ruch wody wzdłuż powierzchni uskoków wpływa na ukierunkowanie odpływu podziemnego, przyczyniając się do ukierunkowania form rzeźby krasowej. Silnie spękanie tektonicznie skały górnokredowe występują często pod przykryciem utworów czwartorzędowych o zróżnicowanej miąższości i przepuszczalności hydraulicznej. Reżim hydrostatyczny wód podziemnych zależy od lokalnych warunków geologicznych (= litologii utworów pokrywowych). Zwierciadło wód może mieć zarówno charakter swobodny, jak i napięty. Warstwę napinającą, poza nieprzepuszczalnymi osadami glacyogenicznymi ze zlodowacenia Odry, tworzy warstwa zwietrzelinek skał węglanowych. Często wykazuje ona cechy wtórnego przemieszczania i rozmycia; na całym obszarze tworzy nieciągłą pokrywę o zróżnicowanej miąższości – od kilku centymetrów do 10–15 m. Jej obecność w istotny sposób ogranicza infiltrację wód opadowych i przyczynia się do powszechnie stwierdzanego zjawiska ascenzji.

Etapy rozwoju rzeźby krasowej

Stan zachowania form i osadów paleokrasowych reprezentujących kolejne cykle rozwojowe w lubelskim obszarze krasowym, mimo fragmentarycznego zapisu, pozwala na wyróżnienie kilku zasadniczych etapów aktywności procesów krasowych, nawiązujących do zmian warunków klimatycznych i/lub faz aktywności tektonicznej obszaru.

Etap I – paleogeński – obejmujący okres od regresji morza górnokredowego po ingresję morza oligoceńskiego. Wiąże się on z intensywnym dźwiganiem obszaru w czasie fazy laramijskiej cyklu alpejskiego. W warunkach subaeralnych (gorący, tropikalny klimat) ma miejsce intensywne wietrzenie chemiczne skał węglanowych. Etap ten dokumentują stanowiska: (1) opoki odwapnionej (Ariańska Góra, Lechówka), (2) regolitów z Lechówki, Kadzinka, Osowicy, Dziewiczej Góry, Ariańskiej Góry, (3) kopalnych form wertebowych z wypełnieniem dolnooligocеным. Zdaniem Maruszczyka (1966) wczesnopaleogeńskie założenia mają również, zachowane we współczesnej morfologii, rozległe kotliny typu polji (m.in. kotliny: Pawłowa, górnej Mogielnicy, Uherki).

Etap II – wczesnoneogeński – obejmujący okres od regresji morza oligoceńskiego po ingresję morza dolnosarmackiego. Wiązać go należy z przejawami ruchów podnoszących fazy sawskiej cyklu alpejskiego. Przesłanek na temat aktywności procesów krasowych z tego okresu dostarczają głównie obserwacje Harasimiuka (1975) z obszaru Pagórów Chełmskich, tj. silnie urozmaicona rzeźba powierzchni podsarmackiej (kredowej i oligoceńskiej), z licznymi formami wertebowymi.

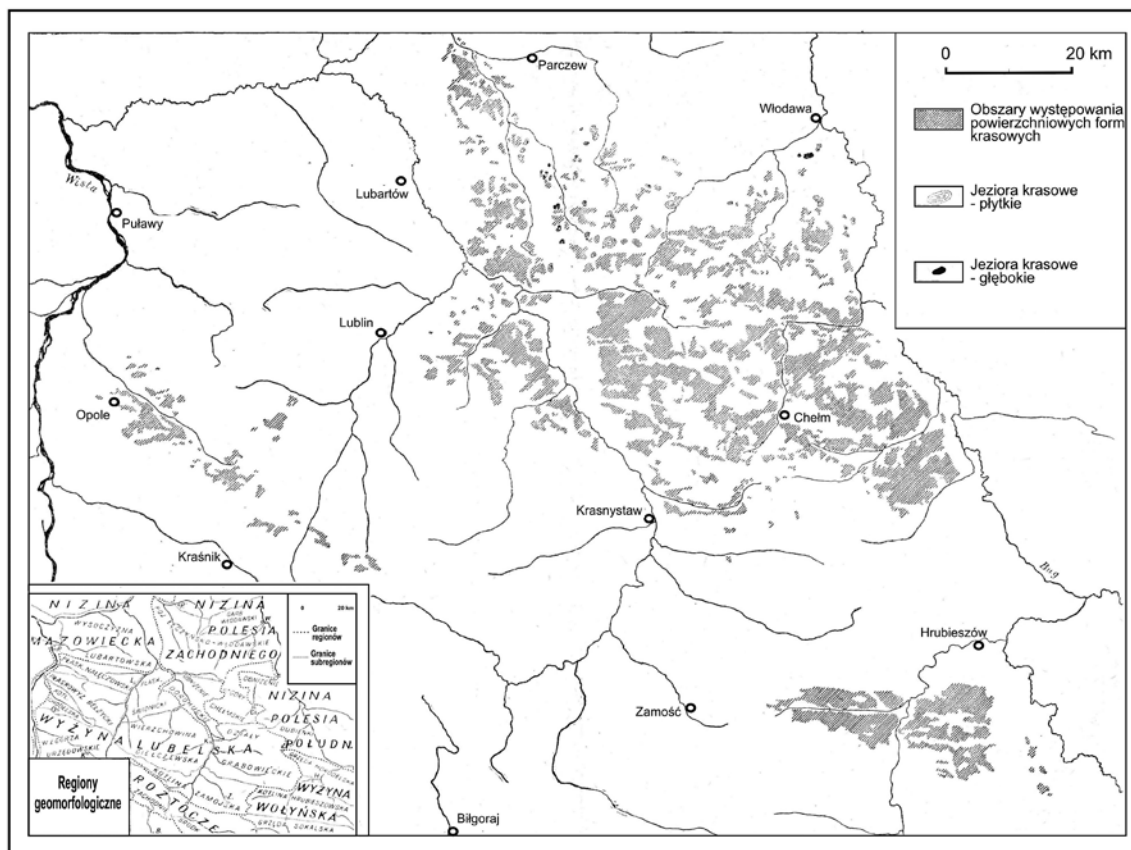
Etap III – późnoneogeńsko-wczesnoneoplejstoceny – obejmujący okres od środkowego pliocenu po fazę anaglacjalną zlodowacenia sanu 1. Powszechnie jest on uważany za główny etap rozwoju procesów krasowych na badanym obszarze. Jest on dobrze udokumentowany licznymi stanowiskami kopalnych form wertebowych i studziennych, głównie z wypełnieniami osadów sarmackich. Znaczne rozmiary identyfikowanych form wertebowych, przekraczające miejscami 20 m głębokości, świadczą o intensywności i długotrwałości procesów. Prawdopodobnie w okresie tym zaznaczyło się kilka faz intensywnego rozwoju form krasowych, które wiązane są z okresami zwilgotnienia klimatu (środkowy i górny pliocen oraz eoplejstocen) oraz znacznym obniżaniem poziomu wód gruntowych i intensywną erozją w dolinach rzecznych (efekt neotektonicznych ruchów dźwigających fazy attyckiej, rodańskiej i wołoskiej).

Etap IV – plejstoceny – związany z transformacją preglacjalnego krasu pod wpływem mas lodowych oraz eks-traglacjalnej zmarzliny. W obu przypadkach, poza radykalną przebudową systemu krasowego, dochodziło do kreacji form protokrasowych, rozwijających się w kolejnym etapie jako formy krasowe *sensu stricto*.

Etap V – współczesny – obejmujący cały okres holocenu. Intensyfikacja rozwoju procesów krasowych związana jest zwłaszcza z fazami relatywnego ocieplenia i zwilgotnienia klimatu (AT, SA). Etap ten dobrze dokumentują liczne stanowiska martwic wapiennych na obszarze Pagórów Chełmskich (Dobrowolski i in. 1999).

Współczesna rzeźba krasowa

Powierzchnia zajmowana przez formy krasowe na obszarze lubelskiego krasu kredy piszącej jest znaczna. Grupa ją one w 3 rejonach (ryc. 2.): północno-wschodnim (chełmskim), zachodnim (chodelskim) i południowo-wschodnim (hrubieszowskim). W wielu miejscach występują one ponadto w postaci izolowanych „płatów” pośród form glacyogenicznych. Rejestr typologiczny form krasowych obejmuje: werteby, uwały, doliny krasowe, kotliny krasowe typu polji (zwane tu *poptawami*).



Ryc. 2. Obszary występowania zjawisk krasowych na Wyżynie Lubelskiej i jej północnym przedpolu (wg Maruszczaka 1966)

Kras lubelski reprezentuje typ krasu zakrytego, rozwijającego się zarówno pod przykryciem rezidualnej gleby (*subsoil karst*), jak i pod przykryciem utworów allochtonicznych, głównie glacyogenicznych (*mantled karst*). Odpowiednio do specyfiki litologicznej skał górnokredowych brak jest tu natomiast form krasu nagiego (*bare karst*). Biorąc pod uwagę fakt, że większość form krasowych włączona jest w system odwodnienia powierzchniowego obszaru można uznać, że rozwijające się na wychodniach kredy piszącej zjawiska krasowe odpowiadają zakresowi pojęciowemu *fluwiokrasu* (*sensu* Roglic 1964).

Literatura

- Dobrowolski R. 1995. Drobne struktury tektoniczne w skałach górnokredowych wschodniej części Wyżyny Lubelskiej a dyslokacje podłoża platformy wschodnioeuropejskiej w kenozoiku. *Annales Soc. Geol. Polon.*, 65, 1–4: 79–91.
- Dobrowolski R. 1998. Strukturalne uwarunkowania rozwoju współczesnej rzeźby krasowej na międzyrzeczu środkowego Wieprza i Bugu. Wyd. UMCS, Lublin: 88 ss.
- Dobrowolski R. 2004. Some aspects of paleokarst development in the Upper Cretaceous rocks of Chełm Hills (Lublin Upland, Eastern Poland). *Geomorphologia Slovaca*, 1 (IV): 22–27.
- Dobrowolski R. 2006. Glacialna i peryglacialna transformacja rzeźby krasowej północnego przedpola wyżyn lubelsko-wołyńskich (Polska SE, Ukraina NW). Wyd. UMCS, Lublin: 184 ss.
- Dobrowolski R., Alexandrowicz S.W., Bałaga K., Durakiewicz T., Pazdur A. 1999. Badania martwic wapiennych w obrębie źródliskowych torfowisk kopułowych we wschodniej Polsce. W: A. Pazdur i in. (red.), *Geochronologia górnego czwartorzędzie Polski w świetle datowań radiowęglowych i luminescencyjnych*. Wrocław: 179–197.
- Harasimiuk M. 1975. Rozwój rzeźby Pagórów Chełmskich w trzeciorzędzie i czwartorzędzie. *Prace Geogr. IG PAN*, 115: 1–94.

- Harasimiuk M., Henkiel A., Przemyski S. 1980. Neotektonika i jej wpływ na warunki wodne Centralnego Rejonu Węglowego. *Mat. Konf.: Metody i wyniki badań hydrogeologicznych złóż węgla kamiennych w rejonie CRW LZW*. Wyd. Geol., Warszawa: 37–40.
- Henkiel A. 1984. Tektonika pokrywy mezo-kenozoicznej na północnym skłonie wału meta-karpackiego. *Ann. UMCS, sec. B*, 39: 15–38.
- Herbich P. 1980. Tektoniczne uwarunkowania horyzontalnej anizotropii warunków wodoprzepuszczalności utworów górnej kredy okolic Chełma. *Tech. Poszuk. Geol.*, 3: 27–32.
- Jarosiński M. 2005. Współczesny reżim tektoniczny w Polsce na podstawie analizy testów szczelinowania hydraulicznego ścian otworów wiertniczych. *Przegl. Geol.*, 53, 10/1: 863–872.
- Krajewski S. 1970. Charakterystyka dróg krążenia wód podziemnych w utworach szczelinowych górnej kredy na Wyżynie Lubelskiej. *Przegl. Geol.*, 8–9: 208–209.
- Maruszczak H. 1966. Zjawiska krasowe w skałach górnokredowych międzyrzecza Wisły i Bugu (typ krasu kredy piszącej). *Przegl. Geogr.*, 38, 3: 339–370.
- Michalczyk Z. 1986. Warunki występowania i krążenia wód na obszarze Wyżyny Lubelskiej i Rostocza. *Rozprawa habilitacyjna*, UMCS, Lublin: 195 ss.
- Olszewski A. 1998. Wybrane parametry budowy mikrostrukturalnej kredy piszącej i opoki marglistej. *Przegl. Geol.*, 46, 9: 845–850.
- Roglic J. 1964. „Karst valleys” in the Dinaric Karst. *Erdkunde*, 18: 113–116.
- Rybicki S., Rybicki J. 1973. Własności inżyniersko-geologiczne utworów kredowych okolic Chełma Lubelskiego. *Kwart. Geol.*, 17, 2: 301–309.
- Wyrwicka K., 1977. Wykształcenie litologiczne i węglanowe surowce skalne masyfów lubelskiego. *Biul. Inst. Geol.*, 299.
- Żelichowski A. M., 1972. Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami Świętokrzyskimi a Bugiem. *Biul. Inst. Geol.*, 263: 97 ss.

TEKTONICZNE I LITOLOGICZNE UWARUNKOWANIA ROZWOJU FORM KRASOWYCH NA ROZTOCZU

Teresa Brzezińska-Wójcik, Marian Harasimiuk

Instytut Nauk o Ziemi, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej,

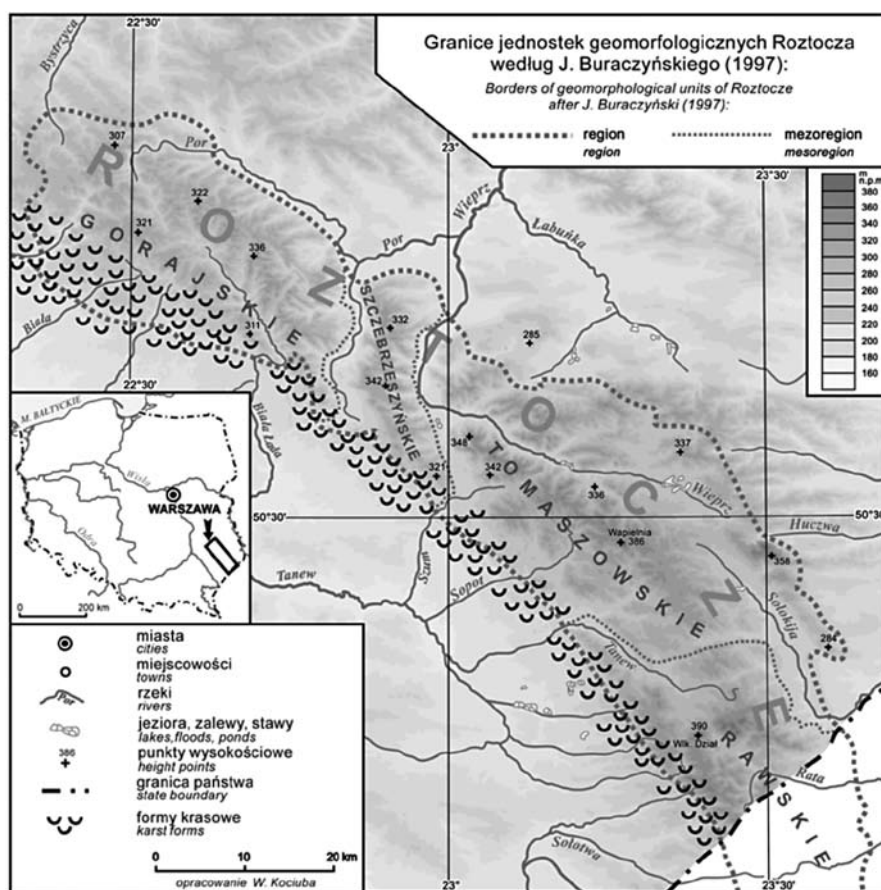
20-718 Lublin, al. Kraśnicka 2cd;

tbrzezin@poczta.umcs.lublin.pl, marian.harasimiuk@poczta.umcs.lublin.pl

Wprowadzenie

Roztocze, w regionalizacji fizyczno-geograficznej Polski wydzielane w randze makroregionu, stanowi południową część lubelskiego pasa wyżynnego. Długość regionu, zorientowanego NW-SE wynosi około 180 km, zaś szerokość zmienia się od kilkunastu do dwudziestu kilku kilometrów. Wysokości bezwzględne wzrastają od 280 m n.p.m. w części zachodniej, do około 390,0 m n.p.m. w części południowo-wschodniej (ryc. 1.).

Makroregion jest wyznaczony przez krawędzie o wysokości kilkudziesięciu metrów. Granicę południowo-zachodnią stanowi stosunkowo wyraźnie zaznaczająca się strefa krawędziowa, składająca się z kilku stopni zorientowanych przemiennie WNE-ESE i W-E. Strefa ta nawiązuje do zespołu uskoku brzeżnych, oddzielających zapadisko przedkarpackie od zrębu Roztocza. Krawędź północno-wschodnia regionu swoim przebiegiem nawiązuje do głębokiej strefy uskoku Zamość-Rawa Ruska, zorientowanej NW-SE.



Ryc. 1. Lokalizacja form krasowych na tle ukształtowania powierzchni Roztocza

Roztocze, pod względem **geologicznym**, obejmuje tereny wchodzące w skład dwóch europejskich jednostek strukturalnych: platformy wschodnioeuropejskiej skonsolidowanej w prekambry oraz paleozoicznych struktur orogenicznych Europy Zachodniej (Pożaryski 1974; Żelichowski 1974). Podłoże analizowanego obszaru, zbudowane ze skał paleozoicznych (kambr, sylur, dewon), przykrywają utwory mezozoiczne. W pokrywie mezozoicznej dominują skały górnokredowe, zróżnicowane pod względem litologicznym. Ogromną rolę w kształtowaniu powierzchniowego obrazu budowy geologicznej Roztocza odgrywa morski kompleks mastrychtu. Składa się ze skał węglanowych i węglanowo-krzemionkowych (kreda, margiel, wapienie, opoki, gezy) o różnej odporności na czynniki zewnętrzne (wietrzenie, procesy denudacyjne, procesy glebotwórcze). Osady te były deponowane w ciepłym morzu w granicach asymetrycznej jednostki typu

synkinalnego (synklina Urzędów-Narol; Cieśliński, Wyrwicka 1970; Cieśliński i in. 1996). Zespół płaskich struktur fałdowych zaburzony jest przez liczne uskoki podłużne i poprzeczne do osi regionu, nawiązujące do dyslokacji paleozoicznych. Skąły mezozoiczne są miejscami przykryte przez skały paleogenu (eocen) i wczesnego neogenu (miocen) oraz nieciągłą pokrywę utworów czwartorzędowych. Osady neogenu są reprezentowane przez miocenijskie utwory piaszczyste, piaszczysto-węglanowe i węglanowe z silnym wewnętrznym zróżnicowaniem cech litologicznych (Areń 1962; Bielecka 1967; Musiał 1987). Pokrywa osadów paleogenu i wczesnego neogenu nie jest ciągła. We wschodniej części Roztocza (na wschód od doliny Wieprza) w ogóle nie występują osady miocenijskie, a osady eocenu udokumentowano tylko w dolinie Sołokiji (Buraczyński, Krzowski 1994). Kompleks czwartorzędowy obejmuje utwory znacznie bardziej zróżnicowane pod względem wiekowym. Są to utwory fluwioglacjalne, a także osady fluwialne, limniczne, deluwialne, eoliczne i eluwialne. Spośród osadów plejstoceńskich, na Roztoczu zachowały się fragmentaryczne (tylko w głęboko wciętych dolinach Wieprza, Gorajca, Poru i Tanwi) rezydualne utwory przynajmniej dwu zlodowaceń wchodzących w skład cyklu południowopolskiego. W kotlinowatych obniżeniach (Padół Józefowski, Kotlina Górnego Wieprza) oraz w dolinach rzek osadziły się holocenijskie utwory organogeniczne o miąższości do kilku metrów (Jahn 1956; Rzechowski, Kubica 1996; Bałaga 1998; Rzechowski, Superson 1998).

Cechy budowy geologicznej Roztocza i **ukształtowania powierzchni** zadecydowały o wyróżnieniu czterech części (mezoregionów): Roztocze Gorajskie, Roztocze Szczebrzeszyńskie, Roztocze Tomaszowskie i Roztocze Rawskie (Maruszczak 1972; Buraczyński 1995). Stosunkowo bogaty jest zestaw form rzeźby w analizowanych subregionach. Na Roztoczu Gorajskim i Szczebrzeszyńskim, wyróżniających się miąższą (15–20 m) pokrywą lessu (Malinowski 1964) charakterystyczne są rozgałęzione kopulaste grzbiety, przedzielone obniżeniami dolinnymi wcinającymi się na głębokość 40–80 m (na Roztocze Szczebrzeszyńskim nawet do 80–120 m) oraz rozcięte gęstą siecią suchych dolin i wąwozów. Inny charakter rzeźby terenu występuje na Roztoczu Tomaszowskim. Jest ono generalnie słabiej rozczłonkowane; stopień rozcięcia wyraźnie rośnie w kierunku NW. W mezoregionie tym rozległe powierzchnie zajmują poziomy wierzchowinowe. Ponad nimi wznoszą się pojedyncze wzgórza zbudowane z wapieni miocenijskich; najwyższe z nich, Wapielnia – położone w osiowej części subregionu, osiąga wysokość 386,0 m n.p.m. Znacznie niższe (310–350 m n.p.m.), pojedyncze wzgórza (Młynarka, Kamień koło Stanisławowa) są charakterystyczne dla południowo-zachodniej części tego subregionu. Roztocze Tomaszowskie od strony południowo-zachodniej rozcinają doliny Szumu, Niepryszki, Sopotu i Jelenia. W korytach tych rzek, w strefie wzgórz zewnętrznych widoczne są progi skalne, związane z geizami górno kredowymi oraz miocenijskimi wapieniami detrytycznymi (w korycie Sopotu poniżej Hamerni). Progi skalne („szypoty”) generalnie mają kierunek NW-SE i nawiązują do przebiegu zewnętrznej krawędzi Roztocza, osiągają wysokość od 30 do 50 cm (Brzezińska-Wójcik, Harasimiuk 2006). Krajobraz Roztocza Tomaszowskiego miejscami urozmaicać wydmy (Buraczyński 1993). Najwyżej wyniesioną częścią Roztocza jest subregion Roztocza Rawskiego. Wzgórza ostańcowe (Długi Goraj, Kragły Goraj i Wielki Dział) wznoszące się ponad rozległą powierzchnię zrównań denudacyjnych, w skrajnym przypadku sięgają wysokości ponad 390,0 m n.p.m.

Tektoniczne i litologiczne uwarunkowania rozwoju form krasowych

Formy krasowe o różnym kształcie i genezie występują w strefie krawędziowej Roztocza, od Modliborzyc przez Józefów po Horyniec (ryc. 1.). Ich przestrzenne rozmieszczenie, wielkość oraz kształt są zależne od litologicznych cech skał miocenijskich, jak również od przebiegu linii tektonicznych.

Występowanie zjawisk krasowych jest związane z rozprzestrzenieniem wapiennych osadów brzeżnej strefy morza miocenijskiego. Głównym ich składnikiem jest węgiel wapnia, którego zawartość waha się od 90 do 95%. Wapnienie wykazuje natomiast bardzo duże zróżnicowanie właściwości fizycznych (Musiał 1987). Wynika to z różnorodnych warunków, w jakich następowała ich sedimentacja, a także z późniejszych procesów diagenety. Złazszcza wapnienie detrytyczne, w których rozwinęła się większość form krasowych, różnią się w zakresie porowatości (6–40%) i nasiąkliwości – od odmian zbitych i twardych do bardzo porowatych i łatwo rozpadających się. Zawartość części nierozpuszczalnych w HCl zmienia się od około 4 do ponad 16% (Harasimiuk i in. 1973).

Zróżnicowanie wapieni uzależnione jest również w dużej mierze od synsedymenacyjnej aktywności tektonicznej brzeżnej strefy morza miocenijskiego (Jaroszewski 1977). Grawitacyjna, tensyjna tektonika, przejawiająca się współcześnie jako tektonika potomna, ma znaczny wpływ na rozwój form krasowych. Głównymi elementami tektonicznymi strefy krawędziowej są: 1) uskoki wewnętrzne, 2) rowy śródkrawędziowe odpowiadające wewnętrznej części stopnia przykrawędziowego oraz 3) brzeżne dyslokacje, złożone z szeregu drobnych zrębów. Te ostatnie tworzą zewnętrzną krawędź Roztocza. Sąsiadujące z nią zapadlisko przedkarpacie, wypełnione łami krakowieckimi, ma ten sam styl tektoniczny; składa się z szeregu coraz niższych, wstecznie przechylonych stopni, w związku z czym lokalnie wapnienie występuje na niewielkiej głębokości pod pokrywą łów krakowieckich (Areń 1962; Jaroszewski 1977). Z przebiegiem szczelin ciosowych w silnie spękanych wapieniach organodetrytycznych zbieżna jest orientacja ważniejszych elementów morfologicznych. Należą do nich główne krawędzie strefy o przebiegu 320–350° oraz doliny zorientowane 50–60°; z azymutem 290° związany jest przebieg rowów i zrębów tektonicznych. W kompleksie skalnym strefy krawędziowej, złazszcza w kamieniołomach widoczne są rozwarłe szczeliny, które koncentrują przepływ wód doprowadzając do tworzenia się nad nimi zagłębień m.in. typu krasowego (Harasimiuk i in. 1969, 1971).

Typy genetyczne i chronologiczne form krasowych

W rozmieszczeniu form krasowych zwracają uwagę dwie prawidłowości: 1) występują one wyłącznie tam, gdzie pod cienką pokrywą utworów czwartorzędowych lub łów miocenijskich znajdują się miocenijskie wapienie organodetry-

tyczne; 2) formy są usytuowane linijnie, równolegle do krawędzi morfologicznych i stref uskokowych (Maruszczak, Wilgat 1956; Wilczyński 1962; Harasimiuk i in. 1969, 1973).

Na podstawie badań przeprowadzonych przez H. Maruszczaka i T. Wilgata (1956), M. Harasimiuka, A. Henkla i K. Pękałę (1969, 1971, 1973) oraz obserwacji autorów niniejszego tekstu w strefie krawędziowej Roztocza można wyróżnić cztery główne zespoły form krasowych stanowiących równocześnie odrębne formacje genetyczne i chronologiczne. **Pierwszą formację** stanowi najstarszy zespół form krasu kopalnego (zagłębienia i poszerzone szczeliny ciosowe) związany z wierzchowiną Roztocza Gorajskiego (pozostałych mezoregionów nie badano pod tym względem). Powierzchniowy, a nie wgłębny rozwój krasu, a także cechy obserwowanych rozmyć wskazują na rozwój procesów krasowych jeszcze przed rozcięciem obszaru głębokimi dolinami w warunkach klimatu subtropikalnego (środkowy pliocen). Zespół form **drugiej formacji** (kopalne studnie, werteby, formy lejcowate lub klinowate, inicjalne formy krasu podziemnego, wnęki typu jaskiń) jest obserwowany w niższych partiach wierzchowiny i rozcinających ją dolinach, na powierzchni stopnia przykrawędziowego na Roztoczu Gorajskim, a także wzdłuż krawędzi wewnętrznej w pozostałych mezoregionach. Na podstawie szeregu analiz utworów wypełniających formy krasowe stwierdzono, że kras drugiej generacji rozwijał się w dwu fazach sprzyjających tworzeniu się gleb typu śródziemnomorskiego. Zespół form **trzeciej formacji** (kopalne studnie i werteby) są najlepiej rozpoznane na powierzchni stopnia przykrawędziowego na Roztoczu Gorajskim. Niestety, na podstawie analizy osadów je wypełniających trudno jednoznacznie określić, w jakich warunkach i kiedy owe formy się rozwijały; problem ten wymaga szczegółowych badań. Do **czwartej formacji** należą formy krasu reprodukowanego i mikroformy na ścianach rozwartych szczelin ciosowych, na ścianach kamieniołomów, a także na ściankach skałek tworzących tzw. wzgórza ostańcowe. W zależności od położenia i przebiegu procesów formy krasu reprodukowanego można podzielić na trzy typy: 1) koliste lub owalne zakłębienia płytkie i wypełnione wodą lub zabagnione – na Równinie Biłgorajskiej, u stóp krawędzi zewnętrznej Roztocza Gorajskiego, Szczepieszynskiego i Tomaszowskiego; 2) zagłębienia okrągłe lub owalne i płytkie wypełnione wodą, często tworzą zgrupowania w obrębie większych zakłębnień na wierzchowinie stopnia przykrawędziowego Roztocza Gorajskiego, pokrytej płaszczem czwartorzędowych pyłów i glin pylastych; 3) zagłębienia o kształtach lejcowatych na stopniu przykrawędziowym Roztocza Gorajskiego oraz u podnóża wzgórz zewnętrznych na Roztoczu Tomaszowskim (Maruszczak i Wilgat 1956; Harasimiuk i in. 1969, 1971). Niektóre z nich, z uwagi na sposób zgrupowania – na liniach uskoków – rozwinęły się pod wpływem mobilności geotektonicznej podłoża. Mikroformy (wnęki, żłobki, polewy i szczotki kalcytowe), rozwijające się współcześnie na ścianach szczelin ciosowych w kamieniołomach oraz pod powierzchnią terenu udokumentowano przede wszystkim na Roztoczu Gorajskim (Harasimiuk i in. 1969). Bardzo bogaty inwentarz mikroform krasowych na powierzchni pojedynczych skałek ostańcowych w granicach polskiej części Roztocza sporządził Z. Złonkiewicz (1990). Najczęściej są to: 1) okrągłe i owalne w przekroju jamki i kieszenie, które niekiedy tworzą sieć struktur komórkowych/gąbczastych; 2) ostrokrawędziste zagłębienia (wypreparowane szczątki organiczne i okruchy kwarcu) na powierzchniach ustawionych pionowo; 3) drobne struktury arkadowe wzdłuż granic ławic lub wzdłuż spękań; 4) paromilimetrowej grubości polewy węglanowe i guzkowate nacieki oraz przypowierzchniowe strefy koncentracji tlenków żelaza na powierzchniach przywieszonych i stropach skałek.

Do struktur powierzchniowych rzadko spotykanych na Roztoczu należą niszowe zagłębienia u podnóża skałek, wykształcone w formie rozległych pieczarowatych zagłębień (Jaskinia w Niedźwiedziach, Grota w Studni, Jaskinia Diabelska) o zaokrąglonych ścianach i wysklepionym stropie (Złonkiewicz 1990; Wład, Wiśniewski 1999; <http://www.ssb.strefa.pl/roztocze.htm>).

Literatura

- Areń B. 1962. Miocen Roztocza Lubelskiego między Sanną i Tanwią. *Prace Inst. Geol.*, 30, 3: 5–86.
- Bałała K. 1998. Postglacial vegetational changes in the Middle Roztocze (E Poland). *Acta Paleobot.*, 38, 1: 175–192.
- Bielecka M. 1967. Trzeciorzęd południowo-zachodniej części Wyżyny Lubelskiej. *Biul. Inst. Geol.*, 206: 115–188.
- Brzezińska-Wójcik T., Harasimiuk M. 2006. Natural environment of the Roztocze region. W: E. Skowronek, W. Wołoszyn, T. Speck, K.M. Born (red.), *Cultural Landscapes of the Lublin Upland and Roztocze*. Kartpol s.c., Lublin: 59–80.
- Buraczyński J. 1993. Rozwój procesów eolicznych piętra Wisły na Roztoczu i w Kotlinie Sandomierskiej. *UMCS*, Lublin: 1–64.
- Buraczyński J. 1995. Regiony geomorfologiczne Roztocza. *Ann. UMCS*, sec. B, 48 (1993): 59–73.
- Buraczyński J., Krzowski Z. 1994. Middle Eocene in the Solokija graben on Roztocze Upland. *Kwart. Geol.*, 38, 4: 739–753.
- Cieśliński S., Wyrwicka K. 1970. Kreda obszaru lubelskiego. *Przew. XLII Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, Lublin, 3–5.09.1970: 56–74.
- Cieśliński S., Kubica B., Rzechowski J. 1996. Mapa geologiczna Polski. 1:200 000. Tomaszów Lubelski, Dołhobyczów. B – Mapa bez utworów czwartorzędowych. Wyd. Kartogr. Polskiej Agencji Ekologicznej S.A. Warszawa.
- Harasimiuk M., Henkiel A., Pękała K. 1969. Kras okolic Frampola. *Speleologia*, 4, 1: 39–51.
- Harasimiuk M., Henkiel A., Pękała K. 1971. Rozwój zjawisk krasowych okolic Frampola w pliocenie i czwartorzędzie. *Ann. UMCS*, sec. B, 24 (1969): 149–193.
- Harasimiuk M., Henkiel A., Pękała K. 1973. Rola neotektoniki w rozwoju współczesnych procesów krasowych w strefie krawędzi Wyżyny Lubelskiej i Roztocza. *Ann. UMCS*, sec. B, 26 (1971): 103–218.
- Jahn A. 1956. Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd. *Prace Geogr. IG PAN*, 7: 1–453.
- Jaroszewski W. 1977. Sedymentacyjne przejawy mioceńskiej ruchliwości tektonicznej na Roztoczu Środkowym. *Przegl. Geol.*, 15, 8–9: 418–427.

- Malinowski J. 1964. Budowa geologiczna i właściwości geotechniczne lessów Roztocza i Kotliny Zamojskiej między Szczepieszynie a Turobinem. *Prace Inst. Geol.*, 41: 1–122.
- Maruszczak H. 1972. Wyżyny Lubelsko-Wołyńskie. W: M. Klimaszewski (red.), *Geomorfologia Polski*, T. 1. PWN, Warszawa: 367–372.
- Maruszczak H., Wilgat T. 1956. Rzeźba strefy krawędziowej Roztocza Środkowego. *Ann. UMCS, sec. B*, 10: 1–109.
- Musiał T. 1987. Miocen Roztocza (Polska południowo-wschodnia). *Biul. Geol.*, 31: 5–140.
- Pożaryski W. 1974. Obszar świętokrzysko-lubelski. W: *Budowa geologiczna Polski*, IV, *Tektonika*, Cz. I, Wyd. Geol., Warszawa: 349–363.
- Rzechowski J., Kubica B. 1996. *Mapa Geologiczna Polski. 1:200 000. Tomaszów Lubelski, Dołhobyczów. A – Mapa utworów powierzchniowych*. Wyd. Kartogr. Polskiej Agencji Ekologicznej S.A. Warszawa.
- Rzechowski J., Superson J. 1998. Osady czwartorzędowe Roztocza. W: *Przew. LXIX Zjazdu Naukowego Polskiego Towarzystwa Geologicznego: Budowa geologiczna Roztocza (100-lecie badań polskich geologów)*. Krasnobród, 23–26.09.1998: 79–89.
- Wilczyński M. 1962. Fotointerpretacja geologiczna zdjęć lotniczych na arkuszu Cieszanów. *Biul. Geol. Uniw. Warsz.*, 2: 196–205.
- Wład P., Wiśniewski M. 1999. Roztocze Wschodnie. Przewodnik nie tylko dla turystów. *Lubaczów*.
- Złonkiewicz Z., 1990. Zabytki skałkowe Roztocza. *Ochrona Przyrody*, R. 47: 309–333.
- Żelichowski A.M. 1974. Obszar Radomsko-Lubelski. *Budowa geologiczna Polski*, IV, *Tektonika*, 1, Warszawa: 113–128.
<http://www.ssb.stefa.pl/roztocze.htm>

HISTORYCZNE PODZIEMNE ROBOTY GÓRNICZE LUBELSZCZYZNY I ROZTOCZA

Lucjan Gazda

Katedra Geotechniki, Wydział Budownictwa i Architektury Politechniki Lubelskiej,
20-618 Lublin, ul. Nadbystrzycka 40;
l.gazda@pollub.pl

Wstęp

Od 35 lat Lubelszczyzna kojarzona jest z górnictwem podziemnym prawie wyłącznie poprzez górnictwo węgla kamiennego w Bogdance. Historia górnictwa podziemnego jest jednak zdecydowanie starsza, a pozostałości podziemnej eksploatacji surowców mineralnych zajmują znacznie większe obszary położone między Wisłą i Bugiem oraz Roztoczem i Pagórami Chełmskimi. To historyczne górnictwo związane było z eksploatacją surowców mineralnych występujących w utworach mezozoiczno-kenozoicznych. Ślady górnictwa w formie sztolni, szybków, korytarzy, wyrobisk komorowych napotkamy w miejscach wychodni lub płytko leżących warstw wapieni – potocznie nazywanych siwakiem, wapiakiem, białym kamieniem, oraz gez, opok, kredy piszącej czy margli, ale także glaukonitytu, krzemieni, fosforytów, lessu czy węgla brunatnego. Niektóre z nich stały się udostępnionymi atrakcjami turystycznymi (kredowe podziemia Chełma figurujące w rejestrze zabytków, lessowe piwnice Lublina), inne są obiektem eksploracji speleologicznych i amatorskich penetracji (Annopol, Senderki), mniejsze są lokalną atrakcją szlaków spacerowych (Bochotnica, Nałęczów), pozostałe, zapomniane lub nieodkryte unaocniają się w formie powierzchniowych szkód górniczych, stwarzając określone zagrożenia. Większość z nich stanowi dogodne zimowiska nietoperzy. Z tych wielorakich: archeologicznych, historycznych, górniczych, ekologicznych, speleologicznych i geoturystycznych aspektów obiekty te godne są bardziej wnikliwej inwentaryzacji, a część z nich zabezpieczenia i udostępnienia turystycznego. Jest to tym bardziej istotne i pilne, że wyrobiska te lokowane są w stosunkowo słabym górotworze miękkich skał osadowych, podlegającym szybko destrukcji.

Pierwszą syntezę dzieł górniczych Lubelszczyzny przedstawiono w monografii *Historia i współczesność górnictwa na terenie Lubelszczyzny* wydanej w 2005 r. Monografia ta nie wyczerpuje jednak całości problemu i wiele efektów podziemnego górnictwa, funkcjonujących w mało znanych podaniach lub w formie współcześnie powstających szkód górniczych czeka na swoich odkrywców.

Typologia i występowanie podziemnego górnictwa Lubelszczyzny i Roztocza

Lubelszczyzna historycznie nie jest regionem górniczym, za które uznawało się do czasu podjęcia na szerszą skalę eksploatacji surowców energetycznych (XVIII/XIX w.) jedynie obszary eksploatacji metali i soli. Tylko te obszary tworzyły gwarectwa. Praktycznie do lat 20-tych XX wieku na Lubelszczyźnie nie funkcjonowało pojęcie górnictwa, czego efektem jest brak jednoznacznych zapisów w archiwaliach o obszarach górniczych, dziełach górniczych i górnikach. Jednak we współczesnym rozumieniu wszystkie podziemne wyrobiska należy traktować jako efekt robót górniczych. Podstawą podziału historycznego podziemnego górnictwa Lubelszczyzny jest cel jaki realizowano w trakcie podejmowanych prac. Pozwala to wyróżnić górnictwo:

- surowcowe, związane z wydobywaniem kopalin,
- infrastrukturalne, związane z wykonywaniem wielopoziomowych piwnic i korytarzy bez eksploatacji surowców,
- militarne, stanowiące elementy systemów obronnych.

Oczywiście w przekroju funkcjonowania tych obiektów funkcje te mogły się uzupełniać lub wzajemnie poprzedzać, jak np. w przypadku górnictwa kredy piszącej w Chełmie (Gołub, Dobrowolski 2005).

Dominujące, mimo stosunkowego ubóstwa kopalin znanych i dostępnych do XX wieku, było górnictwo surowcowe, eksploatujące metodami podziemnymi surowce kamienne (krzemień?, wapień, opoka, geza, glaukonityt, piaskowce), chemiczne (fosforyty, kreda pisząca), ilaste (bentonity) i energetyczne (węgiel brunatny). Ten rodzaj górnictwa można lokować już w neolicie. Co prawda, nie ma dotychczas bezpośrednich dowodów na istnienie podziemnego górnictwa krzemieni na Lubelszczyźnie, ale sposób występowania krzemieni świeciechowskich i forma zachowania rejonów eksploatacyjnych (Libera, Zakościelna 2005) oraz notowane tu szkody, nie wykluczają realizacji tych technologii eksploatacji w obrębie antykliny Rachowa i Gościeradowa. Zachowane najwcześniejsze wyrobiska podziemne typu korytarzowego i komorowego należy wiązać z wczesnośredniowiecznymi dziełami górniczymi rejonu Pagórów Chełmskich. Związane są one z eksploatacją kredy piszącej w Chełmie (Gołub, Dobrowolski 2005) i glaukonitytów (Stawska Góra). Młodsze (XVI/XVII do XX w.) są podziemne wyrobiska związane z podziemną eksploatacją kamieni młyńskich (Potok Senderki) (Gazda, Ruska 2005) i kamienia budowlanego (Bochotnica k. Kazimierza Dolnego, Nałęczów, Piaski) (Gazda, Gazda 2005, Gazda, Karaś 2005). Dopełnieniem surowcowego górnictwa podziemnego Lubelszczyzny są pochodzące z lat 20/30-tych do 70-tych XX wieku wyrobiska po eksploatacji fosforytów (Annopol), ilów bentonitowych (Opoka Duża k. Annopola) i węgla brunatnego (Trzydnik k. Kraśnika).

Istotne dla Lubelszczyzny jest także występowanie drugiego typu górnictwa, określonego tu infrastrukturalnym, a związanego głównie z występowaniem zwartych pokryw lessowych. Efektem tego górnictwa są udokumentowane

wielopoziomowe piwnice i korytarze Lublina (częściowo zabezpieczone i udostępnione do zwiedzania) i Krasnegostawu (częściowo zabezpieczone, częściowo zlikwidowane) oraz pozostające jeszcze trochę w sferze legend podziemia Szczecbrzeszyna, Turobina, Jakubowic Murowanych i in.

Stosunkowo najmniej poznane i tajemnicze są wyrobiska podziemne związane z dziełami wojskowymi. Te najbardziej prawdopodobne (Gazda, Karaś 2005) należy wiązać z działaniami wojny pozycyjnej lat 1914–1918 wzdłuż powstającej w tym okresie linii kolejowej Rejowiec-Rawa Ruska, które mogą być efektem górniczego działania austriackiego batalionu wojsk inżynieryjnych. W sferze legend i nie sprawdzonych ustnych przekazów pozostają historycznie zdecydowanie starsze korytarze wykute w skałach górotworu kredowego rejonu Kazimierza Dolnego i Janowca.

Wnioski

- Lubelszczyzna do momentu uruchomienia kopalni węgla kamiennego w Bogdance nie była utożsamiana z działalnością i tradycją górniczą mimo istnienia w rozległym obszarze międzyrzecza Wisły i Bugu oraz Roztocza i Pagórów Chełmskich licznych wyrobisk podziemnych wykonanych w celu eksploatacji surowców mineralnych lub wykonanych technikami górniczymi w celach infrastrukturalnych lub militarnych;
- dotychczas efektywnie zostały zinwentaryzowane, zabezpieczone i częściowo udostępnione turystycznie jedynie podziemne dzieła górnicze w ośrodkach miejskich, głównie przy okazji likwidowania szkód budowlanych;
- pilnych prac inwentaryzacyjnych i zabezpieczających wymaga wiele innych podziemnych wyrobisk górniczych, zarówno w zlikwidowanych zakładach górniczych jak i obiektach o nieudokumentowanej historii i przeznaczeniu, które coraz częściej uzewnętrzniają się w postaci szkód górniczych i budowlanych;
- unikatowymi w skali kraju są podziemne wyrobiska powstałe w ciągu kilku stuleci w trakcie eksploatacji kamieni młyńskich w Potoku Senderki. Stan zachowania tych wyrobisk, lokowanych w stosunkowo słabych warunkach geomechanicznych ulega systematycznie destrukcji, co wymaga podjęcia pilnych prac zabezpieczających, które mogłyby długotrwale zabezpieczyć ich stan a równocześnie umożliwić ich zorganizowane udostępnienie w ramach tworzonych tras geoturystycznych Roztocza.

Literatura

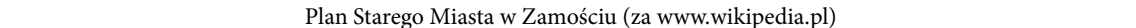
- Gazda L., Gazda B. 2005. Górnictwo skalne Nałęczowa. W: Historia i współczesność górnictwa na terenie Lubelszczyzny. Kazimierz Dolny n. Wisłą 7–8.12.2005. Wyd. Politechniki Lubelskiej: 37–43.
- Gazda L., Karaś S. 2005. Symbioza górnictwa i budownictwa Wyniosłości Giełczewskiej. W: Historia i współczesność górnictwa na terenie Lubelszczyzny. Kazimierz Dolny n. Wisłą 7–8.12.2005. Wyd. Politechniki Lubelskiej: 44–53.
- Gazda L., Ruska A. 2005. Górnictwo kamieni młyńskich w Potoku Senderki na Roztoczu. W: Historia i współczesność górnictwa na terenie Lubelszczyzny. Kazimierz Dolny n. Wisłą 7–8.12.2005. Wyd. Politechniki Lubelskiej: 54–62.
- Gołub S., Dobrowolski R. 2005. Historia górnictwa kredy piszącej w Chełmie (XII–XX w.) i jego geologiczne uwarunkowania. W: Historia i współczesność górnictwa na terenie Lubelszczyzny. Kazimierz Dolny n. Wisłą 7–8.12.2005. Wyd. Politechniki Lubelskiej: 63–70.
- Krukowski S. 1996. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Krasnobród. Wyd. PIG.
- Libera J., Zakościelna A. 2005. Pradziejowe kopalnictwo skał krzemionkowych na Lubelszczyźnie. W: Historia i współczesność górnictwa na terenie Lubelszczyzny. Kazimierz Dolny n. Wisłą 7–8.12.2005. Wyd. Politechniki Lubelskiej: 71–88.
- Musiał T. 1987. Litologia i właściwości surowcowe wapieni miocenu Roztocza. Rozprawy Uniw. Warsz., Warszawa: 265 ss.

ZIMOWANIE NIETOPERZY W OBIEKTACH PODZIEMNYCH LUBELSZCZYZNY

Michał Piskorski

*Zakład Anatomii Porównawczej i Antropologii, Instytut Biologii UMCS,
20-033 Lublin, ul. Akademicka 19;
mpiskors@poczta.umcs.lublin.pl*

W ciągu ostatnich 10 lat na Lubelszczyźnie prowadzony jest coroczny monitoring zimowych schronień nietoperzy. Jego celem jest zebranie informacji o warunkach zimowania nietoperzy na Lubelszczyźnie i ochrona najważniejszych stanowisk. Łącznie kontrolowanych jest około 50 stanowisk przy czym często na jednym stanowisku znajduje się kilka osobnych schronień. Zimowanie nietoperzy rejestrowano na wszystkich stanowiskach, choć nie każde schronienie było zasiedlane corocznie. Zimowiska te można podzielić na kilka kategorii: kamieniołomy komorowe, sztolnie, bunkry i fortyfikacje, krypty i piwnice obiektów sakralnych, podziemia kompleksów dworsko-pałacowych i zamkowych, przydomowe piwnice i studnie. Na Lubelszczyźnie brakuje jedynie naturalnych jaskiń, co jest uwarunkowane budową geologiczną, która nie zapewnia odpowiednich warunków do ich powstawania. Ze względu na genezę bądź charakter budowy danego podziemia, panują w nich odmienne warunki. Przekłada się to także na skład gatunkowy i liczebność hibernujących nietoperzy. W kamieniołomach komorowych w Bochotnicy oraz w sztolniach Senderkach panują warunki zbliżone do jaskiniowych. Są to zimowiska raczej ciepłe i o wysokiej wilgotności. Zimują tam przede wszystkim nietoperze z rodzaju *Myotis* (nocek duży *M. myotis*, nocek Bechsteina *M. bechsteinii*, nocek Natterera *M. nattereri*, nocek Brandta *M. brandtii*, nocek wąsatek *M. mystacinus*, nocek rudy *M. daubentonii*, nocek łydkowłosy *M. dasycneme*). Pozostałe gatunki zimują mniej licznie. Podobna sytuacja ma miejsce również w antropogenicznej grocie w Puławach. Bunkry Rostocza Południowego i fortyfikacje zamojskie czy terespolskie są w większości chłodnymi i suchymi zimowiskami. W nich dominują mopki *Barbastella barbastellus*, gacki szare *Plecotus austriacus* i brunatne *P. auritus*. Podziemia i piwnice w kompleksach dworskich i pałacowych (np.: Jakubowice, Woźuczyn, Różanka, Puławy) odznaczają się różnymi warunkami w zależności od stopnia zachowania. Podobnie zmienne pod tym względem są podziemia i krypty obiektów sakralnych (np.: krypty na wzgórzu Monastyrz, w Garbowie i in.). Piwnice przydomowe i studnie są niewątpliwie bardzo ważnym rodzajem zimowisk w skali całego regionu, jednakże kontrolowane są w mniejszym stopniu. Przykładowo w Lasach Sobiborskich zasiedlonych było ok. 30 % (n = 95), choć w Rostoczańskim Parku Narodowym ok. 60% (n = 17). Podczas całego badanego okresu we wszystkich kontrolowanych zimowiskach było stwierdzanych od 157 do 1429 nietoperzy. Z reguły najliczniej występował nocek duży bądź mopek. Do najciekawszych należy zaliczyć coroczne stwierdzenia po kilka osobników noków łydkowłosych i noków Bechsteina, mroczków posrebrzanych i pozłocistych, po kilkanaście – kilkadziesiąt osobników gacków szarych czy mroczków późnych. Na szczególną uwagę zasługuje stwierdzenie zimowania borowców wielkich (*Nyctalus noctula*) (min. 5 os.) w Bochotnicy w 2000 roku. Najważniejsze miejsca hibernacji nietoperzy na Lubelszczyźnie zostały włączone w system ostoi przyrody Natura 2000 jako ostoje siedliskowe. Są to kamieniołomy komorowe w Bochotnicy – coroczne zimowanie kilkuset noków dużych, sztolnie w Senderkach – coroczne stwierdzenia po kilka osobników noków łydkowłosych i noków Bechsteina, forty wokół Terespolu i bunkry linii Mołotowa na Rostoczku Południowym – przede wszystkim liczne zimowanie mopków.



II wojny światowej znajdowało się przy tej ulicy zagrodzone deskami wejście do lochów. Podziemny korytarz biegnie stąd prostopadle od ulicy Orlej do Narutowicza. Wstępne badania geologiczne prowadzono w tym rejonie w związku z częstymi zapadnięciami się gruntu. Ustalono wtedy, że podziemne korytarze przy tej ulicy są najprawdopodobniej XVI-wieczną kopalnią kamienia. Dr Bogumiła Sawa uważa, że podziemne korytarze wydrążono podczas pozyskiwania surowca do produkcji wapna. Gdy w latach 60-tych budowano przy tej ulicy Szkołę Podstawową nr 6 te głębokie wyrobiska posłużyły do budowy dużego schronu przeciwlotniczego. Na podziemia natrafiono także przy budowie kanalizacji pod ulicą Św. Piątka. Inż. arch. Jan Dziewiątkowski z Biura Planowania Przestrzennego w Zamościu twierdzi, że podobne korytarze odkryto w innych częściach miasta. Według niego podziemne wyrobiska są częścią tzw. „szańców szwedzkich” z połowy XVII wieku chroniących północne i wschodnie przedmieścia Zamościa. Prawdopodobnie korytarze przy ulicy Orlej są niedokończonym fragmentem większego dzieła o charakterze obronnym i łączą się korytarzem biegnącym na południe przebadanym 20 lat temu przez archeologa Artura Witkowskiego. Wśród mieszkańców Zamościa i okolic stale powtarza się opowieści o tajemniczych korytarzach łączących Zamość z Łabuniami, Szczepieszynem, Udryczami. Mówiono także o podziemnych lochach, którymi można było dojść od murów zamojskiej twierdzy do Skokówki, gdzie dawniej stał zameczek Zamojskich. Wejście do tunelu prowadzącego z Zamościa do Łabuniek znajduje się podobno w podziemiach kościoła Franciszkanów. Te i inne podobne opowieści czekają na swoje udokumentowanie i naukową weryfikację. Jest jednak wiele dowodów na to, że Zamość i jego najstarsza część – Starówka kryje pod swoją powierzchnią podziemne nieznane do końca oblicze.

Literatura

- Czubara K. 2005. Dawniej w Zamościu, Zamość.
Sawa B. 1997. Górnicze wyrobiska, „Tygodnik Zamojski”, nr 43.
Szczygieł R. 1980. Ruch budowlany w Zamościu w XVII wieku, Lublin.

SESJA TERENOWA B

TRASA: ZAMOŚĆ – DAHANY – WERCHRATA – CHMIELE – POTOK SENDERKI – ZAMOŚĆ

Stanowisko 1 – Jaskinia Diabelska

Prowadzą: **Zbigniew Cierech, Radosław Dobrowolski, Tomasz Mleczek**

Stanowisko 2 – Jaskinia Niedźwiedzia

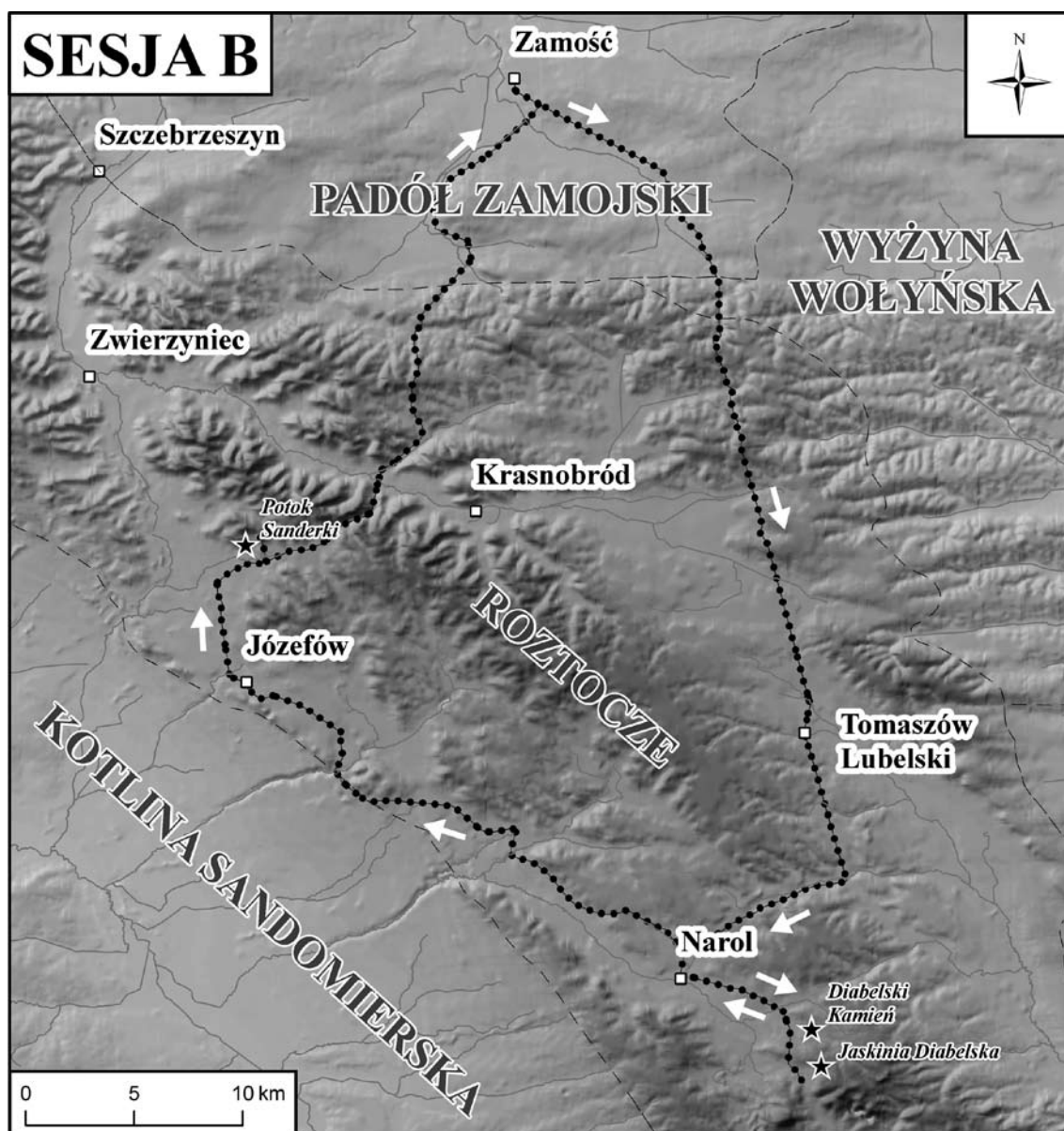
Prowadzą: **Zbigniew Cierech, Radosław Dobrowolski, Tomasz Mleczek**

Stanowisko 3 – Jaskinia Chmielna

Prowadzą: **Zbigniew Cierech, Radosław Dobrowolski, Tomasz Mleczek**

Stanowisko 4 – Potok Senderki – wyrobiska poeksploatacyjne kamienia młyńskiego

Prowadzą: **Lucjan Gazda, Michał Piskorski**



JASKINIE ROZTOCZA POŁUDNIOWEGO – STAN ROZPOZNANIA

Tomasz Mleczek

Stowarzyszenie Speleoklub Beskidzki,
39-200 Dębica, ul. Szkotnia 5/25;
ssb@ssb.strefa.pl

Pierwsza wzmianka o jaskini na Roztoczu Południowym (w granicach Polski) dotyczy Jaskini Niedźwiedziej, a pojawiła się w przewodniku Włada i Wiśniewskiego (1999). Tam też znajdują się fotografie: otworu wspomnianej Jaskini Niedźwiedziej oraz wapiennej skałki zwanej Diabelskim Kamieniem z nazwanym później Schroniskiem w Diablím Kamieniu, widocznym pod okapem.

Następnie terenem zainteresowali się członkowie Stowarzyszenia Speleoklub Beskidzki, którzy w 2000 r. przeprowadzili pierwszy rekonesans. Tomasz Mleczek zinwentaryzował wtedy Jaskinię Niedźwiedzią (6 m długości), ponadto odnalazł Grotę w Studni znajdującą się – jak nazwa wskazuje – na dnie wykutej studni koło ruin klasztoru na szczycie Monasterza (382 m n.p.m.). Długość Groty w Studni wynosi 12,0 m (z częścią sztuczną 16,0 m), a głębokość 3,0 m (ze studnią 5,0 m).

W 2002 r. członkowie Grupy Turystycznej Roztocze: Grzegorz Woźny i Krzysztof Banaszak odnaleźli w starym nieczynnym wyrobisku w Dahanach Jaskinię Diabelską (Prałasanta), którą zinwentaryzowali dopiero w 2006 r. członkowie SSB: Tomasz Mleczek, Bogdan Szatkowski, Agnieszka Witkowska i Wojciech Wojtaszek. Długość jaskini ustalono na 19,0 m. W 2009 r. długość jaskini wzrosła do 21,0 m, po wyeksplorowaniu ciasnego korytarzyka w NW części obiektu.

W 2003 r. Tomasz Mleczek, Bogdan Szatkowski, Krzysztof Dorociak oraz Anna Juszcak (Stowarzyszenie Speleoklub Beskidzki) zinwentaryzowali mającą 2,5 m długości Szczelinę w Kamieniołomie w Bruśnie. Podczas badań terenowych w 2009 r. przeprowadzonych przez Tomasza Mleczka obiektu nie odnaleziono – prawdopodobnie został zasypany przez pracowników kamieniołomu.

W 2006 r. członkowie wspomnianej Grupy Turystycznej Roztocze odkryli w masywie góry Brusno (365 m n.p.m.) Jaskinię Chmielną (14,5 m długości) i Jaskinię Przyjaciół (6,5 m długości), które w 2009 r. zinwentaryzował T. Mleczek.

W 2008 r. Tomasz Mleczek udokumentował Schronisko koło Jaskini Niedźwiedziej (2,5 m długości), natomiast w 2009 r. Zbigniew Cierech (UMCS) odnalazł 4,0 m długości Schronisko w Dziewięcierzu.

Na dzień 30 września 2009 r. na Roztoczu Południowym znanych jest 8 jaskiń o łącznej długości 68,5 m (ryc. 1., Tab. 1.). Najdłuższą wśród nich jest Jaskinia Diabelska, która jest też najdłuższą jaskinią całego Roztocza (Mleczek 2000, 2002, 2009).

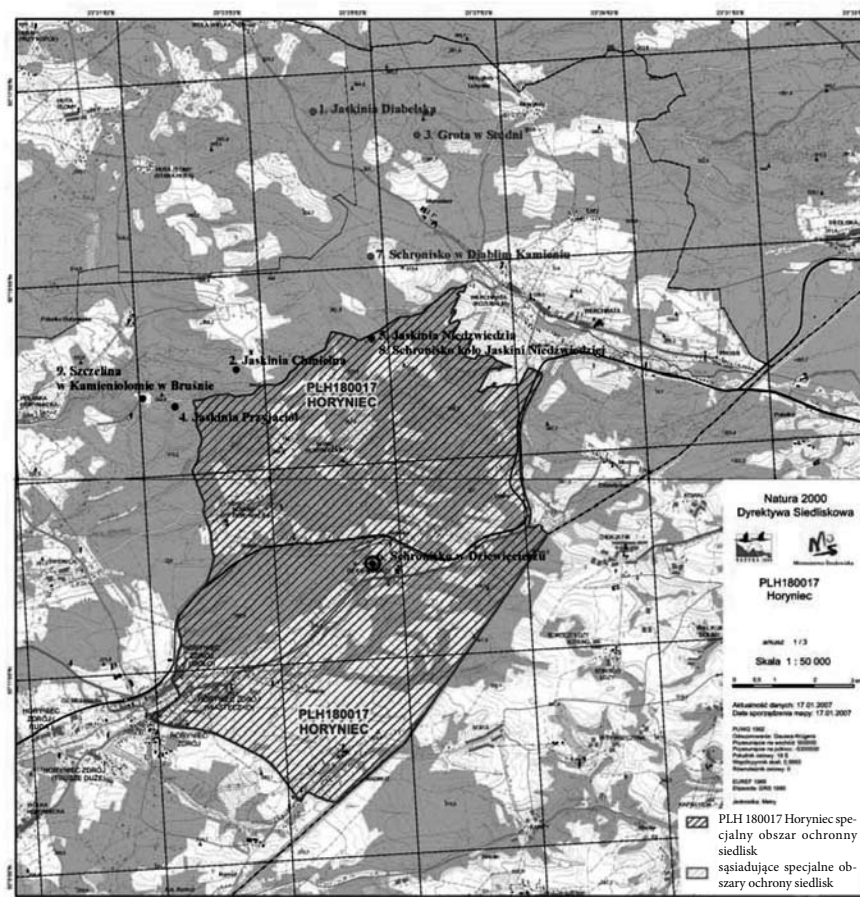
Jaskinie na Roztoczu Południowym są formami pseudokrasowymi, choć występują w wapieniach mioceńskich. Większość pustek powstała w wyniku procesów wietrzenia i erozji, jedynie nieistniejąca Szczelina w Kamieniołomie w Bruśnie była jaskinią szparową powstałą w wyniku grawitacyjnego poszerzenia szczeliny ciosowej. Otwory większości jaskiń są sztuczne (odsłonięte zostały podczas eksploatacji wapieni), również fragmenty niektórych pustek noszą ślady działalności człowieka. Dno jaskiń przeważnie jest piaszczyste, w partiach przyotworowych występuje humus, rzadziej gruz skalny.

Jaskinie Roztocza Południowego są niewielkie, w całości znajdują się w zasięgu oddziaływania warunków zewnętrznych. Większość jaskiń w całości jest oświetlona światłem dziennym, tylko w głębi największych z nich (Jaskinia Diabelska, Grota w Studni) są strefy mroku. Fauna jaskiń jest uboga, występują nieliczne motyle, pajęczaki i muchówki. W Grocie w Studni stwierdzono 1 kwietnia 2000 r. hibernującego gacka brunatnego *Plecotus auritus*. W Jaskini Diabelskiej znaleziono liczne kości drobnych ssaków.

Wszystkie opisane jaskinie znajdują się w granicach Południoworoztoczańskiego Parku Krajobrazowego. Jaskinie te stanowią też siedlisko przyrodnicze z Załącznika I Dyrektywy Rady 92/43/EWG i znajdują się w obrębie projektowanych specjalnych obszarów ochrony siedlisk Natura 2000: Horyniec i Uroczyska Roztocza Południowego.

Tabela 1. Wykaz jaskiń Roztocza Południowego (stan na 30 września 2009 r.)

L.p.	Nazwa jaskini	Długość [m]	Deniwelacja [m]
1.	Jaskinia Diabelska (Prałasanta)	21,0	3,0 (+1,0; -2,0)
2.	Jaskinia Chmielna	14,5	niewielka
3.	Grota w Studni	12,0	-3,0
4.	Jaskinia Przyjaciół	6,5	+1,5
5.	Jaskinia Niedźwiedzia	5,0	-1,5
6.	Schronisko w Dziewięcierzu	4,0	+1,0
7.	Schronisko w Diablím Kamieniu	3,0	niewielka
8.	Schronisko koło Jaskini Niedźwiedziej	2,5	niewielka
9.	Szczelina w Kamieniołomie w Bruśnie (nie istnieje)	2,5	-1,5



Ryc. 1. Rozmieszczenie jaskiń i schronisk skalnych na Roztoczu Południowym na tle obszarów Natura 2000 objętych dyrektywą siedliskową

Literatura

- Mleczek, T. 2000. Roztocze – nowy rejon jaskiniowy Polski. *Zacisk* nr 18: 10.
 Mleczek, T. 2002. Nowa jaskinia na Roztoczu Wschodnim. *Jaskinie* nr 3 (28): 8.
 Mleczek, T. 2009. Największa jaskinia Roztocza. *Jaskinie* nr 2 (55) – w druku.
 Wład, P., Wiśniewski, M., 1999. *Roztocze Wschodnie. Przewodnik nie tylko dla turystów. Lubaczów.*

JASKINIA DIABELSKA

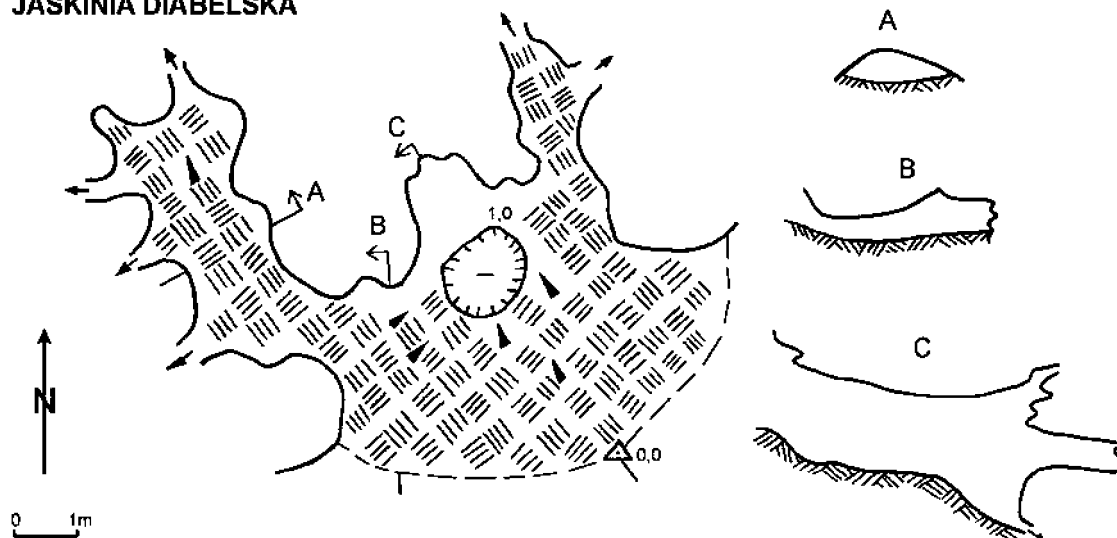
Radosław Dobrowolski¹, Tomasz Mleczek², Zbigniew Cierech¹

¹ Instytut Nauk o Ziemi, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej,
 20-718 Lublin, al. Kraśnicka 2cd;

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

Jaskinia Diabelska (zwana też Jaskinią Prądasanta – od przezwiska jednego z odkrywców) znajduje się w Dahanach, w pobliżu drogi Werchrata–Wola Wielka. Jaskinia rozwinęła się w mioceńskich (= górnobadeńskich) wapieniach organodetrytycznych, zalegających subhoryzontalnie (niskokątowy upad ku N) na miększej serii morskich piasków kwarcowych i kwarcowo-glaukonitowych tego samego wieku. Otwór jaskini znajduje się pod okapem, w strefie wyraźnie zaznaczonej krawędzi morfologicznej (>30 m), ścinającej serię utworów mioceńskich. Jaskinię tworzy jedna niewielka komora (1,5 m wysokości), z której odchodzą dwa bardzo niskie, kilkumetrowej długości korytarze (ryc. 1.). W strefie przyotworowej jaskini oraz w komorze wejściowej widoczne są ślady selektywnej korozji krasowej, nawiązującej do przebiegu: (i) pierwotnych struktur sedymentacyjnych (laminacja pozioma) oraz (ii) nielicznych spękań ciosowych (150–160°/90°). Jaskinia jest prawie cała oświetlona światłem dziennym, jedynie oba korytarze w głębi są ciemne. Zimą jaskinia jest wymrażana.

JASKINIA DIABELSKA



MLECZEK T., 2009

Ryc. 1. Plan Jaskini Diabelskiej (za Mleczkiem 2009)

Jaskinię odnaleźli w 2002 r. członkowie Grupy Turystycznej Roztocze: Grzegorz Woźny i Krzysztof Banaszak. Zinwentaryzowana została 25 czerwca 2006 r. przez członków Stowarzyszenia Speleoklub Beskidzki (Tomasz Mlecze, Bogdan Szatkowski, Wojciech Wojtaszek, Agnieszka Witkowska). Wykonano wtedy plan jaskini, jej długość określono na 19,0 m, deniwelację natomiast na 3,0 m (+1,0 m; -2,0 m). 26 czerwca 2009 r. po eksploracji przez T. Mleczka korytarzyka w NW części obiektu, długość Jaskini Diabelskiej wzrosła nieznacznie do 21,0 m (Mlecze 2000, 2002, 2009).

W pobliżu Jaskini Diabelskiej znajdują się też liczne, zarośnięte ściany nieczynnych łomów po eksploatacji wapieni, a kilkaset metrów na zachód, również kilkumetrowej wysokości wapienna baszta z ciekawymi mikroformami krasowymi.

JASKINIA NIEDŹWIEDZIA

Zbigniew Cierech¹, Tomasz Mlecze², Radosław Dobrowolski¹

¹ Instytut Nauk o Ziemi, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej,
20-718 Lublin, al. Kraśnicka 2cd;

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

Jaskinia Niedźwiedzia zlokalizowana jest na zachód od Werchraty, w pobliżu nieistniejącej już wsi Niedźwiedzie. Otwory jaskini znajdują się w starym łomiku mioceńskich (= górny baden) wapieni organodetrytycznych. Jaskinię, rozwiniętą w strefie kontaktu litologicznego wapieni oraz słabo zdiagenezowanych piaskowców wapnistych, tworzy korytarzyk do 1 m wysokości z kilkoma odgałęzieniami zasypanymi piaskiem (ryc. 1.). Obiekt ma 5,0 m długości i 1,5 m głębokości. Jaskinia jest prawie w całości oświetlona światłem dziennym (Mlecze 2000).

Pierwsza informacja o jaskini znajduje się w przewodniku turystycznym P. Włada i M. Wiśniewskiego (1999). Jaskinia została zinwentaryzowana przez T. Mleczka 1 kwietnia 2000 r. (Mlecze T., 2000). W pobliżu Jaskini Niedźwiedziej znajduje się ponadto 2,5 długości schronisko, a także interesująca, kilkumetrowej wysokości Zajęcza Turnia.

JASKINIA NIEDŹWIEDZIA



MLECZEK T., 2000

Ryc. 1. Plan Jaskini Niedźwiedziej
(za Mleczkiem 2000)

JASKINIA CHMIELNA I JASKINIA PRZYJACIÓŁ

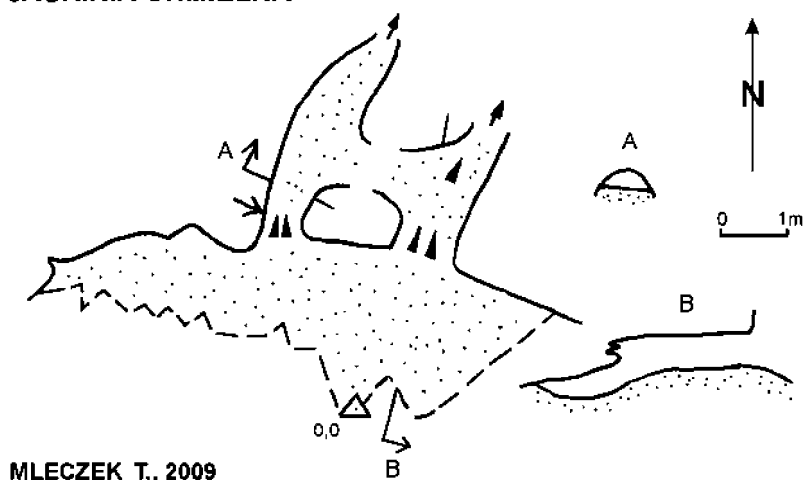
Tomasz Mleczek¹, Radosław Dobrowolski², Zbigniew Cierech²

¹ Stowarzyszenie Speleoklub Beskidzki,
39-200 Dębica, ul. Szkotnia 5/25;

² Instytut Nauk o Ziemi, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej,
20-718 Lublin, al. Kraśnicka 2cd

Jaskinia Chmielna położona jest w pobliżu nieistniejącej dzisiaj wsi Chmie. Znajduje się ona na południowo-zachodnim skłonie wzniesienia Brusno (365 m n.p.m.), zbudowanego z morskiej serii utworów (i) górnokredowych (dolne ogniwa kompleksu) oraz (ii) środkowo- i górnobadeńskich (stanowiących trzon wzniesienia). Otwór wejściowy, odsłaniający się w głowie niewielkiego rozcięcia wąwozowego, tworzy niski okap prawie 8 m długości. Długość całego ciągu pomiarowego wynosi 14,5 m, z dwoma ciasnymi korytarzykami (ryc. 1.). Obiekt rozwinął się w strefie kontaktu litologicznego między podścielającą serią piaszczystą (piaski kwarcowe górnego badenu) a zalegającymi na niej subhoryzontalnie wapieniami organodetrytycznymi tego samego wieku. Jaskinia w całości oświetlona jest światłem dziennym.

JASKINIA CHMIELNA

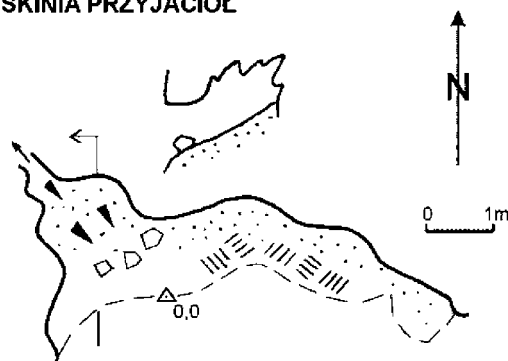


MLECZEK T., 2009

Ryc. 1. Plan Jaskini Chmielnej (za Mlecziem 2009)

Około 2 km na zachód od jaskini Chmielnej, znajduje się Jaskinia Przyjaciół (ryc. 2.). Jest ona podobna morfologicznie i genetycznie do Jaskini Chmielnej. Tworzy ją niski okap długości 5 m (długość ciągu pomiarowego wynosi 6,5 m), zbudowany z miocenijskich wapieni organodetrytycznych. Dno formy budują piaski kwarcowe górnego badenu.

JASKINIA PRZYJACIÓŁ



MLECZEK T., 2009

Ryc. 2. Plan Jaskini Przyjaciół (za Mlecziem 2009)

Zarówno Jaskinię Chmielną, jak i Jaskinię Przyjaciół, odkryli w 2006 r. członkowie wspomnianej już Grupy Turystycznej Roztocze (Mleczek, T. 2009).

Literatura

- Mleczek T. 2000. Roztocze – nowy rejon jaskiniowy Polski. *Zacisk* nr 18: 10.
Mleczek T. 2002. Nowa jaskinia na Roztoczu Wschodnim. *Jaskinie* nr 3 (28): 8.
Mleczek T. 2009 – w druku. Największa jaskinia Roztocza. *Jaskinie* nr 2 (55).
Wład P., Wiśniewski M. 1999. Roztocze Wschodnie. Przewodnik nie tylko dla turystów. Lubaczów.

POTOK SENDERKI – PODZIEMNA KOPALNIA KAMIENI MŁYŃSKICH

Lucjan Gazda

*Katedra Geotechniki, Wydział Budownictwa i Architektury Politechniki Lubelskiej,
20-618 Lublin, ul. Nadbystrzycka 40;
l.gazda@pollub.pl*

Zespół podziemnych wyrobisk w Potoku Senderki na Roztoczu należy do najbardziej unikatowych dzieł górniczych Lubelszczyzny i kraju.

Potok Senderki jest niewielką wsią leżącą w południowej krawędziowej części Roztocza Tomaszowskiego, znaną głównie z występujących tu, na wzniesieniu zwanym Górą Hołdy, podziemnych wyrobisk górniczych powstałych po eksploatacji kamieni młyńskich (Gazda, Ruska 2005) i częściowo włączonych w przebiegające tu szlaki turystyczne (bez możliwości penetracji sztolni).

W istniejących regionalnych archiwaliach nie zachowały się istotne materiały i informacje o prowadzonej tu nieprzerwanie od XVI/XVII do lat 40. XX wieku eksploatacji górniczej. O braku tych informacji może świadczyć marginalizacja czytelnich przecież w terenie i dostępnych do eksploracji wyrobisk w tak podstawowych materiałach jak Szczegółowa Mapa Polski w skali 1:50 000, arkusz Krasnobród (Krukowski 1996), czy monografii surowcowej miocenu Roztocza (Musiał 1987).

W okresie podejmowania działalności górniczej w Potoku Senderki kamienie młyńskie miały charakter strategiczny, a prawo ich wykonania i składu obwarowane było nadaniami królewskimi. Kamienie młyńskie musiały zapewniać znaczną twardość i zwięźłość, gwarantując wieloletnią trwałość. Surowiec do ich wykonania musiał mieć dodatkowo gabaryty pozwalające na nadanie im kształtu płaskiego walca o średnicy 1,5–2 m. Wymogi te spełniały tu ściśle określone ławice, które były przedmiotem eksploatacji, racjonalnej jedynie metodami podziemnymi. W tym kontekście jawi się obecność podziemnych wyrobisk na Górze Hołdy. Jest to ślad unikatowego górnictwa, o tyle ważny i ciekawy, że o ile w innych rejonach kraju (G. Świętokrzyskie, Sudety, Beskidy, czy głązy narzutowe Niżu) kamień pozyskiwano bezpośrednio z powierzchni lub powierzchniowych łomów, to tutaj prowadzono roboty podziemne, a ich efektem było wytaczanie ze sztolni koła, które na powierzchni wymagało jedynie retuszu kamieniarskiego.

W szczytowym okresie zapotrzebowania na kamienie młyńskie, który przypadł na przełom XIX i XX wieku działały dwie niezależne kopalnie z licznymi wyrobiskami podziemnymi. Jedną polską i jedną żydowską. Ciekawym epizodem w historii górnictwa Potoku Senderki był okres pierwszej wojny światowej, kiedy kopalnie te znacznie doinwestowano. Wykonano połączenie Potoku Senderki kolejką wąskotorową z budowaną linią kolejową Rejowiec–Rawa Ruska w rejonie Józefowa Roztoczańskiego. Równocześnie podjęto powierzchniową eksploatację lokalnych skał na potrzeby produkcji kruszyw drogowych i kolejowych.

Losy wojny i zarzucenie eksploatacji powierzchniowej ocaliły podziemne wyrobiska przed zniszczeniem i eksploatacja kamieni młyńskich wypracowanymi metodami funkcjonowała tu do końca drugiej wojny światowej.

Rejon wyrobisk górniczych w Potoku Senderki leży w obrębie wyniesionego bloku tektonicznego Hucisk (morfologicznie pagóry Hucisk), fragmentu większej struktury, bloku środkowego Roztocza Tomaszowskiego (Buraczyński 1997). Górę Hołdy budują od spągu luźne piaski kwarcowe o miąższości kilku do kilkunastu metrów. Nad nimi leży warstwa piaskowca kwarcowego o spoiwie kalcytowym, facjalnie przechodzącego w wapienie piaszczyste. Są to skały średnio i grubo ławicowe, masywne o teksturze zbitej i z reguły bezładnej, różno-, drobno i średnioziarniste (Musiał, 1987). Są one z reguły jasno szare lub lekko kremowe. Odmiany najbardziej zwięzłe mają odcień stalowy, szklisty przełam i wydają przy uderzeniu metaliczny dźwięk. W składzie ziarnowym tych piaskowców dominuje kwarc przy podrzędnym udziale glaukonitu, skaleni, minerałów ciężkich i fragmentów wapieni, dość licznie występują bioklasty (do kilkunastu procent). Spoiwo kalcytowe o charakterze cementu jest zmienne od krypto- do mezokrystalicznego. Piaskowce te charakteryzują się gęstością pozorną 2,5–2,6 Mg/m³, nasiąkliwością 1,3–3,0 %, wytrzymałością na ściskanie 75–85 MPa i ścieralnością 0,25–0,50 cm (bardzo mała i mała). Nad piaskowcami tymi, do powierzchni leżą wapienie litotamniowe i erwiliowe. One tworzą powierzchnię morfologiczną Góry Hołdy.

W Górze Hołdy drążono korytarze. Korytarze miały różną wysokość zależną od wielkości i szerokości wytaczanych kół i od parametrów ławicy piaskowca. Korytarze miały również różną długość, posiadały liczne odnogi. Podobno niektóre korytarze rozciągały się na długość około kilometra. Kamień wydobywany był ze sztolni w formie wstępnie obrobionego koła, które poddawano dalszej obróbce na powierzchni. Warunki wewnątrz kopalni nie pozwalały na ostatecz-

ną obróbkę, ze względu na małe rozmiary wyrobisk, potrzebę wykonywania podbudów kamiennych i drewnianych, słabe oświetlenie i nie najlepszą wentylację.

Stosowano podkopy w obrębie podłożowych luźnych piasków i od spągu trasowano obrys koła, który następnie za pomocą klinów przebijano do stropu ławicy piaskowca. Istotne było poprawne wykonanie tej czynności, aby kamień już w tej wstępnej obróbce uzyskał w miarę równe boki, pozwalające wytoczyć go na zewnątrz. Kamienne koło wypadało pod własnym ciężarem lub było wyciskane za pomocą łomów od stropu, na kontakcie z wyżej leżącymi wapieniami. Powstałe wyrobiska podpierano stemplami drewnianymi lub zabudowywano odpadami poeksploatacyjnymi. Do każdego przodka eksploatacyjnego prowadziły chodniki, często wykute w ławicy piaskowca długości kilkunastu metrów, służące do wytaczania kamieni, również przy pomocy koni.

Po drugiej wojnie światowej przemysł kamieniarski w Potoku Senderkach upadł. W miarę upływu czasu miejsca po wyrobiskach odkrywkowych porósł las. Tereny te leżą obecnie na gruntach prywatnych oraz obszarze Nadleśnictwa Zwierzyniec w otulinie Roztoczańskiego Parku Narodowego.

Dzisiaj z około 70 sztolni zachowało się tylko kilkanaście. Wejść można tylko do kilku i to z dużym ryzykiem. Unikatowość tego miejsca w skali ponadregionalnej wymaga podjęcia pilnych prac inwentaryzacyjnych, zabezpieczających i umożliwienia udostępnienia przynajmniej kilku najlepiej zachowanych wyrobisk.

Literatura

- Buraczyński J. 1997. Roztocze – budowa – rzeźba – krajobraz. Wyd. UMCS, Lublin: 189 ss.
- Gazda L., Ruska A. 2005. Górnictwo kamieni młyńskich w Potoku Senderki na Roztoczu. W: Historia i współczesność górnictwa na terenie Lubelszczyzny. Kazimierz Dolny n. Wisłą 7–8.12.2005. Wyd. Politechniki Lubelskiej: 54–62.
- Krukowski S. 1996. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Krasnobród. Wyd. PIG, Warszawa.
- Musiał T. 1987. Litologia i właściwości surowcowe wapieni miocenu Roztocza. Rozprawy Uniw. Warsz., Warszawa: 265 ss.

SZTOLNIE W POTOKU SENDERKI JAKO ZIMOWISKA NIETOPERZY

Michał Piskorski

Zakład Anatomii Porównawczej i Antropologii, Instytut Biologii UMCS,
20-033 Lublin, ul. Akademicka 19;
mpiskors@poczta.umcs.lublin.pl

Sztolnie w Potoku Senderki są położone na Roztoczu Środkowym w otulinie Roztoczańskiego Parku Narodowego. Są to obecnie nieczynne wyrobiska pozostałe po wydobywaniu wapieni wykorzystywanych do wyrobu kamieni młyńskich. Z kilkudziesięciu istniejących dawniej sztolni, tylko 6 jest obecnie drożnych i wykorzystywanych przez nietoperze w okresie jesienno-zimowym, zarówno jako miejsca rojenia jak i hibernacji. Wejścia do pozostałych są zasypane w związku z czym nie są wykorzystywane przez nietoperze. Po raz pierwszy sztolnie te zostały podane jako zimowiska nietoperzy w początku lat 90-tych przez Jurczyszyna (1994), jednakże były wówczas skontrolowane tylko dwukrotnie w 1990 r. – 8 nietoperzy i w 1991 r. – 2 nietoperze. Ponowne kontrole podjęto od 1999 r. i od tego czasu prowadzony jest tu systematyczny monitoring. Sztolnie w Senderkach charakteryzują się niewielkim otworem wejściowym, przechodzącym następnie w korytarz o długości kilkudziesięciu metrów, z ewentualnymi pośrednimi komorami i niezbyt długimi odgałęzieniami bocznymi. Wejścia do nich położone są na stokach wzgórza, a korytarze znajdują się prawdopodobnie kilka metrów pod powierzchnią gruntu. W związku z tym panują w nich warunki zbliżone do jaskiniowych o statycznym mikroklimacie – są to zimowiska raczej ciepłe i o wysokiej wilgotności. Przekłada się to także na skład gatunkowy i liczebność hibernujących nietoperzy – zimują tam przede wszystkim nietoperze z rodzaju *Myotis*. Corocznie hibernuje tu około 20 osobników reprezentujących 8 gatunków: nocek duży *Myotis myotis*, nocek Bechsteina *M. bechsteinii*, nocek Natterera *M. nattereri*, nocek Brandta *M. brandtii*, nocek wąsatek *M. mystacinus*, nocek rudy *M. daubentonii*, nocek łydkowłosy *M. dasycneme*, gacek brunatny *Plecotus auritus*. Sztolnie są szczególnie istotne dla nocków łydkowłosych i nocków Bechsteina, stwierdzanych corocznie w liczbie kilku osobników. Z tego powodu obszar, na którym znajdują się sztolnie został włączony w system ostoi przyrody Natura 2000 jako ostoja siedliskowa.

Literatura

- Jurczyszyn M. 1994. Nietoperze (*Chiroptera*) Roztoczańskiego Parku Narodowego i otuliny. *Fragm. Faunistica* 37, 16: 389–399.

SESJA TERENOWA C

TRASA: ZAMOŚĆ – REJOWIEC – STOŁPIE – CHEŁM

Stanowisko 1 – Rejowiec – kamieniołom margli (formy paleokrasowe)

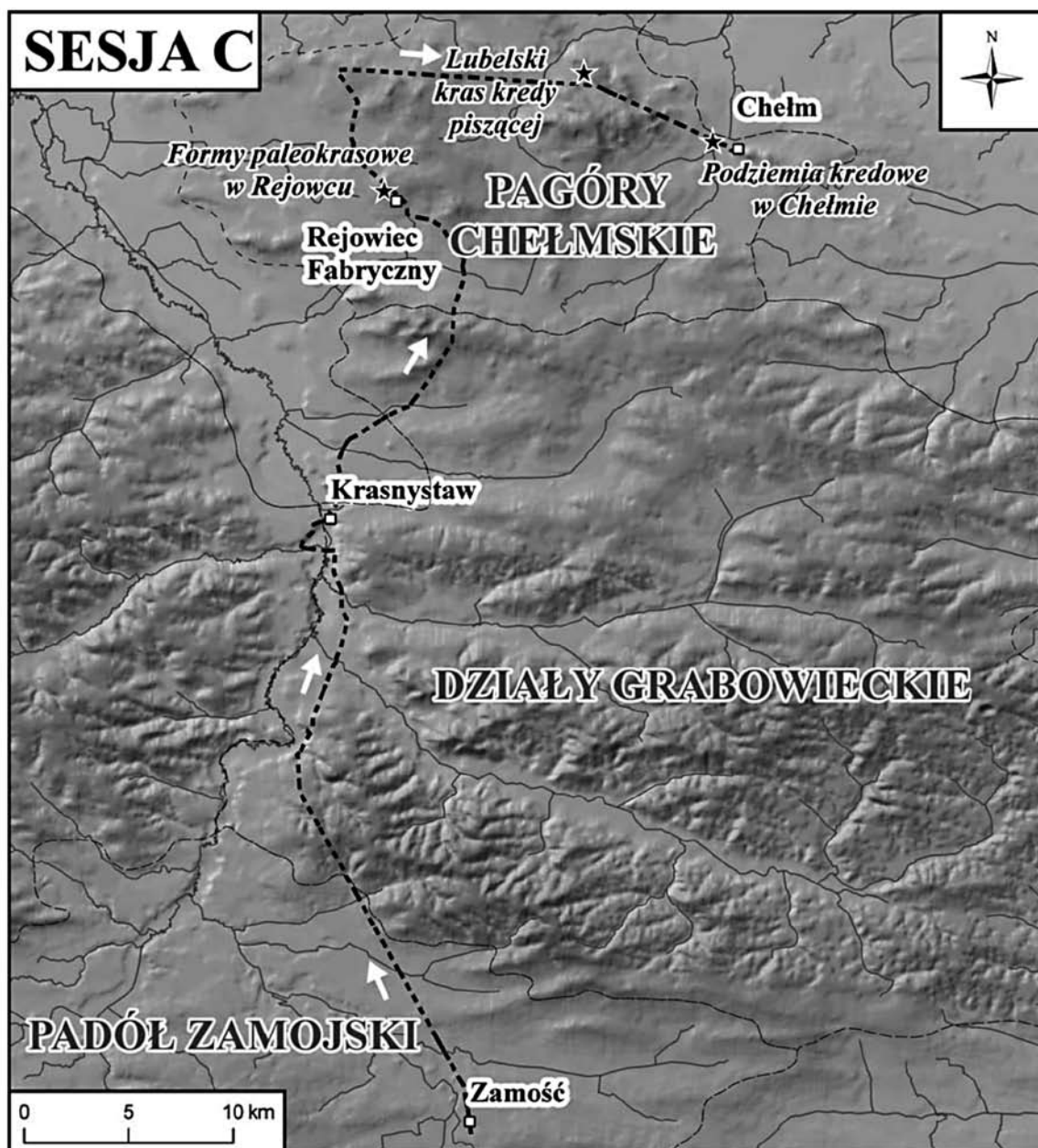
Prowadzą: **Radosław Dobrowolski, Marian Harasimiuk**

Stanowisko 2 – Stołpie – lubelski kras kredy piszącej

Prowadzą: **Radosław Dobrowolski, Marian Harasimiuk**

Stanowisko 3 – Chełm – zabytkowa kopalnia kredy piszącej

Prowadzą: **Radosław Dobrowolski, Stanisław Gołub**



GLACITEKTONICZNA PRZEBUDOWA NEOGEŃSKIEGO PALEOKRASU – STANOWISKO REJOWIEC

Radosław Dobrowolski, Sławomir Terpiłowski

Instytut Nauk o Ziemi, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej,

20-718 Lublin, al. Kraśnicka 2cd;

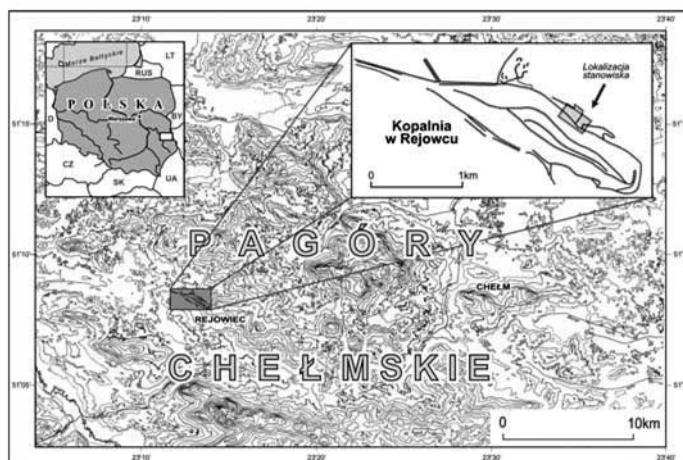
rdobro@poczta.umcs.lublin.pl; terpis@poczta.umcs.lublin.pl

Wstęp

Rola plejstocénskich mas lodowych w transformacji preglacjalnego krasu dostrzegana była od dawna, jednakże niezwykle rzadko przejawy dynamicznego oddziaływania lądolodu na formy paleokrasowe dokumentowane były w odsłonięciach. Przykład spektakularnego glacitektonicznego zdeformowania neogeńskich form krasowych i wypełniających je osadów znajdujemy w odkrywce kopalnianej w Rejowcu. Wyjątkowo dobre odsłonięcie badanych struktur i co za tym idzie pełna ich dostępność do bezpośrednich analiz sedimentologicznych i tektonicznych, pozwala na określenie szerszego kontekstu związku struktur glacitektonicznych z konfiguracją litego podłoża węglanowego jako czynnika warunkującego styl, geometrię i zasięg deformacji (Dobrowolski 2006; Dobrowolski, Terpiłowski 2006).

Sytuacja geologiczno-morfologiczna

Rejowiecka kopalnia margli ($51^{\circ}08'N$, $23^{\circ}13'E$), zajmująca powierzchnię ok. $1,5 \text{ km}^2$, z 4 poziomami wydobywczymi i maksymalną głębokością 40 m, zlokalizowana jest na skłonie jednego z typowych dla północno-wschodniej krawędzi Wyżyny Lubelskiej wznórz wyspowych (235 m n.p.m.), otoczonych od południowo-zachodu i północy przez rozległe obniżenie Kotliny Pawłowa (180–195 m n.p.m.) – ryc. 1. Margle kredopodobne górnego mastrychtu, budujące trzon wzniesienia, są wyraźnie uławiczone (subhoryzontalne powierzchnie sedimentacyjne z niskokątowym upadem ku N). W nadkładzie skał węglanowych górnej kredy występują niewielkie, izolowane płyty ilów, mułków i piasków neogeńskich, częściowo zaburzone glacitektonicznie (Jahn 1956; Mojski 1968) oraz zwarta, na ogół cienka seria utworów plejstocénskich i holocénskich.



Ryc. 1. Szkic lokalizacyjny kopalni margli w Rejowcu na tle planu hipsometrycznego Pagórów Chełmskich

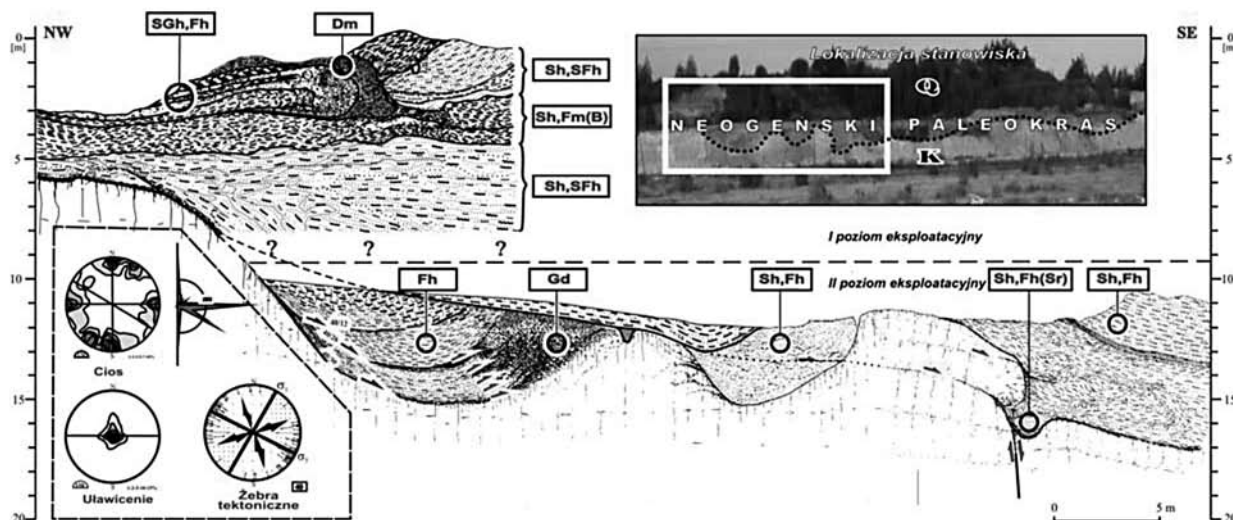
W centralnej części odkrywki, w obrębie dwóch górnych poziomów eksploatacyjnych, znajduje się system połączonych ze sobą paleowertebów, włączonych w jeden system morfologiczny typu uwała o długości ponad 200 m i głębokości 15–20 m (Dobrowolski 2006; ryc. 2.). Harasimiuk (1975) wiąże rozwój tej formy z subaeralnym wietrzeniem w dolnym i środkowym pliocenie. Wypełnienie stanowią limniczne osady górnego pliocenu, nadbudowane serią zaburzonych osadów glacygenicznych ze zlodowacenia Odry. Te ostatnie wyraźnie manifestują się w rzeźbie w formie pojedynczego wału moreny z wyciśnięcia o wysokości ok. 5 m i generalnej orientacji NE-SW (Dobrowolski, Terpiłowski 2006).

Struktury glacitektoniczne

Osady budujące strukturę glacitektoniczną mają ok. 15 m miąższości i należą do dwóch odrębnych stratygraficznych segmentów (ryc. 2): plioceńskiego (część dolna – stanowiąca pierwotne wypełnienie paleouwału) i plejstocénskiego (część górna – manifestująca się we współczesnej rzeźbie jako morena z wyciśnięcia).

Segment plioceński (= osady wypełniające paleouwał) budują od dołu ku górze: (1) cienka ławica ilów masywnych (Fm) o charakterystycznej rdzawo-brunatnawej barwie oraz (2) miąższa (ok. 10 m) seria mułków oraz piasków i mułków poziomo laminowanych (Fh; Sh, Fh; Sh, SFh).

Segment plejstoceniński (= osady budujące morenę z wyciężką) o miąższości około 5 m tworzą: (1) seria złożona w przewadze z ilów masywnych z rozproszonymi i pograżonymi w nich żwirami materiału północnego (Fm,G), (2) seria, w której dominują ławice piasków poziomo warstwowanych (Sh), zaś drugorzędny udział (głównie w części przystropowej) wykazują nieregularne ławice piasków diamiktonowych, masywnych z rozproszonym żwirem (SDm), (3) nieciągła seria masywnego, piaszczysto-pyłastego diamiktonu (Dm), z rozproszonymi pojedynczymi żwirami o wyraźnej orientacji NW-SE.



Ryc. 2. Przejawy glacitektonicznego zdeformowania neogénskiego paleokrasu w kopalni w Rejowcu; cechy litologiczne osadów w zapisie kodowym – objaśnienia w tekście.

Zaburzeniami deformacyjnymi objęte są zarówno osady segmentu dolnego (= plioceńskiego) jak i górnego (= plejstocenińskiego).

Deformacje segmentu plioceńskiego (= osady wypełniające paleouwał) obejmują (vide Dobrowolski, Terpiłowski 2006,2007): (1) dwie generacje łusek glacitektonicznych zbudowanych z mułów (Fh) i piasków (Sh) oraz rozdzielających obie łuski (2) uskoków listrycznych, współkształtnych z topografią paleokrasową i wykorzystujących ilastą korę wietrzeniową (Fm) jako inicjalną, wspólną powierzchnię poślizgu. Rejestr ten uzupełniają struktury drugorzędne: (3) drobne przyskokowe powierzchnie ścięciowe towarzyszące uskocom listrycznym, (4) struktury brekcyjne, złożone z mułów (Fh) oraz rumoszu inkorporowanego z marglistego podłoża (Gd), (5) drobne fałdowe struktury wewnątrzłuskowe oraz (6) struktury pograżowe, związane z niestatecznym warstwowaniem gęstościowym.

Deformacje segmentu plejstocenińskiego obejmują (vide Dobrowolski, Terpiłowski 2006,2007): (1) zespół łuskowych pakietów o wspólnej powierzchni odkłucia, tworzących płytowe struktury imbrykacyjne oraz (2) poziomy fałd leżący. W obu przypadkach w struktury deformacyjne zaangażowane są wyłącznie osady glacygeniczne ze zlodowacenia odry.

Interpretacja

Cechy pierwotne osadów, w zestawieniu z zapisem ich glacitektonicznego zdeformowania pozwalają na odtworzenie warunków depozycji i dynamiki odrzańskich mas lodowych w czasie ich maksymalnego nasunięcia na północno-wschodnie przedpole Wyżyny Lubelskiej. Sedymentologicznym zapisem tego nasunięcia jest transgresywna sukcesja osadów glacygenicznych. W pierwszym etapie była to mułowa sedymentacja z zawiesiny w środowisku równiny dennej jeziora i redepozycja z kier lodowych żwirów (Fm,G); sedymenty te maskują strop plioceńskich wypełnień paleouwału. W drugim etapie (związanym z progresywnym drenażem zbiornika) sedymentacja jeziorna została zastąpiona depozycją piaszczystą w płytkich przepływach typu zalewów warstwowych (Sh) oraz spływami osadów supraglacjalnych (SDm) w strefie terminoglacjalnego stożka. Zmianę – w etapie trzecim – terminoglacjalnego środowiska depozycyjnego na środowisko subglacjalne, sugeruje litofacja Dm o cechach gliny z odłożenia. Jest ona zapisem awansu mas lodowych (z NW na SE) do pozycji zachodniego skłonu paleouwału. Nasunięcie czoła lądolodu na osady marginalnego stożka spowodowało rozwój struktur imbrykacyjnych na jego przedpolu, zaś zachodzące quasi-synchronicznie statyczno-kinetyczne oddziaływanie mas lodowych na osady wypełniające paleouwał (Fh; Sh, Fh; Sh, SFh) skutkowało propagacją uskoków listrycznych wzdłuż rezydualnej kory krasowej (Fm). Proces dostosowywania płaszczyzny uskokowej do topografii krasowej spowodował częściową przebudowę paleoformy. W strefie rozładowania naprężeń doszło do inkorporacji rumoszu kredowego w muły plioceńskie (Gd), następnie ich sfałdowania i wtórnego ścinania. Etap czwarty wiąże się z krótkotrwałą (sezonową?) stabilizacją czoła lądolodu i związanym z nią przyrostem mas lodowych. Poprzedziła ona kolejną fazę deformacyjną, związaną z rozwojem drugiej generacji łusek i ścięć cylindrycznych – w obrębie wypełnień paleouwału oraz rozbudową uformowanej wcześniej struktury imbrykacyjnej i utworzenie w warunkach subglacjalnych poziomego fałdu leżącego – w obrębie segmentu plejstocenińskiego.

Literatura

- Dobrowolski R. 2006. Glacialna i peryglacialna transformacja rzeźby krasowej północnego przedpola wyżyn lubelsko-wołyńskich (Polska SE, Ukraina NW). Wyd. UMCS, Lublin; 188 ss.
- Dobrowolski R., Terpiłowski S. 2006. Influence of palaeokarst morphology on the formation of ice-pushed ridges: a case study from Rejowiec, eastern Poland. *Boreas*, 35, 2; 213–221.
- Dobrowolski R., Terpiłowski S. 2007. Struktury glacictektoniczne w kopalni margli w Rejowcu. W: M. Harasimiuk, T. Brzezińska-Wójcik, R. Dobrowolski, P. Mroczek, J. Warowna (red.), *Budowa geologiczna regionu lubelskiego i problemy ochrony litosfery*. Wyd. UMCS, Lublin: 69–72.
- Harasimiuk M. 1975. Rozwój rzeźby Pagórów Chełmskich w trzeciorzędzie i czwartorzędzie. *Prace Geograficzne IG PAN*, 115; 1–94.
- Jahn A. 1956. Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorząd. *Prace Geogr. Inst. Geogr. PAN*, 7; 1–448.
- Mojski J.E. 1968. *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000*, ark. Pawłów. Wyd. Geol., Warszawa; 46 ss.

WYKORZYSTANIE ANALIZY STATYSTYCZNEJ W BADANIU ZWIĄZKU ROZMIESZCZENIA POWIERZCHNIOWYCH FORM KRASOWYCH Z TEKTONIKĄ NA PRZYKŁADZIE LUBELSKIEGO KRASU KREDY PISZĄCEJ

Anna Kamińska

*Instytut Nauk o Ziemi, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej,
20-718 Lublin, al. Kraśnicka 2cd;
anna.d.kaminska@gmail.com*

Wstęp

Wpływ struktury podłoża na przebieg procesu krasowania jest powszechnie znany. Badając tę zależność analizuje się zazwyczaj ukierunkowanie form rzeźby oraz ich uporządkowanie przestrzenne, a następnie porównuje z planem strukturalnym. Ocena tego związku ma często charakter tylko jakościowy. Swoistym uzupełnieniem zebranych w ten sposób informacji są analizy ilościowe wykorzystujące metody statystyczne. W opracowaniu tym podjęto próbę takiej ilościowej charakterystyki dla obszaru lubelskiego krasu kredy piszącej. O związku krasu kredy piszącej z tektoniką na tym obszarze pisali wcześniej m.in. Harasimiuk (1980) i Dobrowolski (1998).

Analiza ukierunkowania form

Badanie ukierunkowania form krasowych polegało na obliczeniu głównych parametrów charakteryzujących rozkład azymutów ich dłuższych osi i porównaniu z rozkładem azymutów elementów tektonicznych (uskoków, stref uskokowych, dylatacji). Główne charakterystyki jakie obliczono to: średni kierunek, długość średniego wektora, siła średniego wektora. Dodatkowo obliczono kołowe odchylenie standardowe Batscheleta oraz wyznaczono przedziały ufności dla średniego kierunku populacji generalnej (Baas 2000).

Powierzchniowe formy krasowe podzielono na dwie grupy: formy elementarne (długość do 1 km) oraz formy złożone (długość większa od 1 km). Elementarne formy krasowe wykazały ukierunkowanie południkowe, koncentracja azymutów wokół średniego kierunku jest statystycznie istotna, choć wyraźnie mniejsza od koncentracji form złożonych. Te z kolei wykazują ukierunkowanie WNW-ESE, bardzo bliskie ukierunkowaniu głównych elementów tektonicznych. Warto tutaj zauważyć, iż w powyższej analizie zakłada się, że długość wszystkich wektorów jest taka sama i wynosi 1. Uwzględnienie długości spowodowało zmianę średniego kierunku dwóch pierwszych grup o kilka stopni oraz w przypadku form złożonych istotny wzrost koncentracji. Należy zwrócić tu uwagę na wyniki łącznej analizy wszystkich form. Po uwzględnieniu długości nastąpiła zmiana średniego kierunku z południkowego na kierunek WNW-ESE. Zatem również średni kierunek wszystkich form jest bliski kierunkowi głównych uskoków kompleksu mezo-kenozoicznego (za Henklem 1984).

Analiza rozmieszczenia form

Uporządkowanie przestrzenne rozmieszczenia powierzchniowych form krasowych zbadano porównując kierunek występującej anizotropii (zmiany rozmieszczenia w zależności od kierunku) z kierunkiem głównych uskoków. Wykorzystano dwie metody analizy przestrzennej, a mianowicie analizę falkową w modyfikacji Rosenberga (2004) oraz analizę semiwariancji. Pierwsza metoda bada anizotropię rozmieszczenia punktów centralnych form krasowych (= geometrycznych środków form). Wybrano właśnie tę metodę, ponieważ w odróżnieniu od innych nie służy do sprawdzenia z góry określonych kierunków możliwej anizotropii, lecz wykrywa istotne kierunki grupowania się punktów. Aby rozróżnić rzeczywiste rozmieszczenie od losowego, testuje się otrzymane wyniki stosując metodę Monte Carlo (Rosenberg 2004).

W zachodniej części obszaru wyraźnie dominujące są kierunki: WSW-ENE, N-S, NW-SE, w mniejszym stopniu zaznacza się kierunek NE-SW. We wschodniej części sytuacja jest odwrotna – maleje udział wyżej wymienionych kierunków, zaś powierzchniowe formy krasowe grupują się przede wszystkim w kierunku NE-SW. Wyraźnie zaznaczają się tu też kierunki W-E, WNW-ESE, NW-SE.

Drugą metodą jest analiza semiwariancji – podstawowego narzędzia wykorzystywanego w metodach geostatystycznych. Badaną cechą jest tu liczba elementarnych form krasowych zliczona w polach podstawowych. Anizotropia w geostatystyce polega na tym, że semiwariogram pokazuje dłuższy zasięg oddziaływania (= lepszą korelację) w jednym kierunku niż w innym kierunku badania (Namysłowska-Wilczyńska 2006).

Przeprowadzono analizę semiwariogramu dla 6 pól testowych (16 km x 16 km). Główny zasięg oddziaływania jest zbliżony dla każdego pola testowego i wynosi około 15,5 km, jednak analizując zasięg drugorzędny, można zauważyć przestrzenne zróżnicowanie kierunków anizotropii. W części zachodniej anizotropia ma kierunek WNW-ESE, zaś w części wschodniej NE-SW.

Porównując wyniki obu analiz, można zauważyć, że zarówno analiza falkowa, jak również analiza semiwariogramu, ukazały podobne zróżnicowanie przestrzenne rozmieszczenia powierzchniowych form krasowych. W części zachodniej przeważają kierunki związane z sektorem WNW-ESE (semiwariogram) oraz WSE-ENE i NW-SE (analiza falkowa), zaś w części wschodniej wyraźnie dominuje kierunek NE-SW. Biorąc pod uwagę plan strukturalny podłoża tego obszaru można zauważyć wyraźne podobieństwo głównych kierunków. W części zachodniej występuje strefa dyslokacyjna Kock-Wasyłów o kierunku NW-SE oraz inne uskoki rangi regionalnej o przebiegu WSW-ENE, zaś kierunek WNW-ESE nawiązuje do przebiegu głównych uskoków kompleksu mezo-kenozoicznego. Natomiast w części wschodniej występuje uskoki Udału o przebiegu NE-SW.

Wnioski

- W analizie ukierunkowania niezwykle ważna jest długość badanych form. Nieuwzględnienie długości przy obliczaniu średniego kierunku może prowadzić do jego błędnej oceny i interpretacji.
- Wyniki analizy falkowej w modyfikacji Rosenberga, jak również analizy semiwariogramu, są dobrym uzupełnieniem wizualnej analizy rozmieszczenia form krasowych.
- Wraz ze wzrostem wielkości powierzchniowych form krasowych wzrasta stopień koncentracji wokół kierunku średniego. Zatem dopiero połączenie się elementarnych form w formy złożone uwidacznia zbieżność ukierunkowania powierzchniowych form krasowych z ukierunkowaniem głównych uskoków kompleksu mezo-kenozoicznego.
- Zarówno średnie kierunki dużych form krasowych, jak i główne kierunki grupowania się elementarnych form krasowych wyraźnie nawiązują do planu strukturalnego badanego obszaru.

Literatura

- Baas J.H. 2000. EZ-ROSE: a computer program for equal-area circular histograms and statistical analysis of two-dimensional vectorial data. *Comput. Geosci.* 26: 153–166.
- Dobrowolski R. 1998. Strukturalne uwarunkowania rozwoju współczesnej rzeźby krasowej na międzyrzeczu środkowego Wieprza i Bugu. Wyd. UMCS, Lublin.
- Harasimiuk M. 1980. Rzeźba strukturalna Wyżyny Lubelskiej i Roztocza. Rozprawa habilitacyjna. Wyd. UMCS, Lublin.
- Henkiel, A. 1984. Tektonika pokrywy mezo-kenozoicznej na północnym skłonie wału meta-karpackiego. *Ann. UMCS, sec. B*, 39: 15–38.
- Namysłowska-Wilczyńska B. 2006. Geostatystyka. Teoria i zastosowania. Oficyna Wydawnicza Politechniki Wrocławskiej, Wrocław.
- Perry J.N. i in. 2002. Illustrations and guidelines for selecting statistical methods for quantifying spatial pattern in ecological data. *Ecography*, 25: 578–600.
- Rosenberg M. S. 2004. Wavelet analysis for detecting anisotropy in point patterns. *Journal of Vegetation Science*, 15: 277–284.

PODZIEMIA KREDOWE W CHEŁMIE – ZARYS HISTORII EKSPLOATACJI GÓRNICZEJ

Stanisław Gołub

*Usługi Archeologiczne,
22-100 Chełm, ul. Wspólna 25;
archeolog@ch.home.pl*

Wstęp

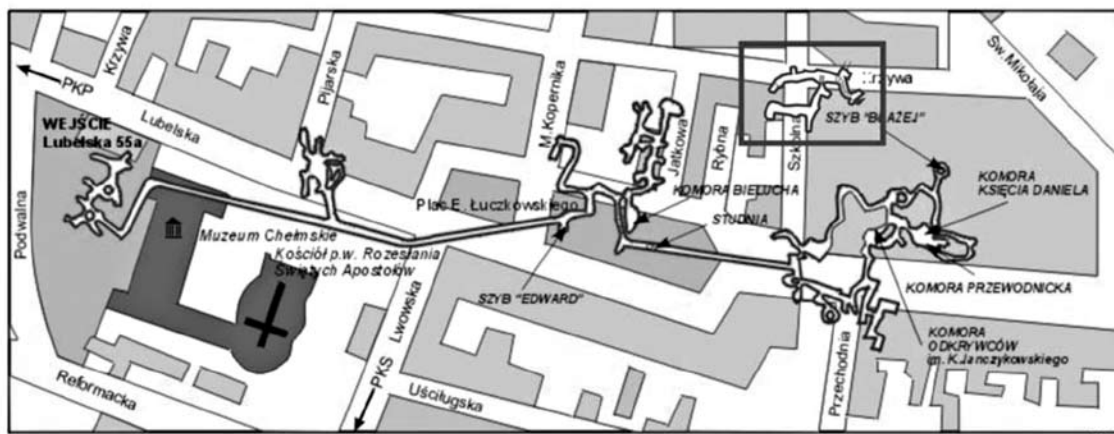
Kreda pizująca była i jest surowcem o szerokim zastosowaniu gospodarczym. W przeszłości używano jej na dużą skalę przede wszystkim przy produkcji farb, wykonywaniu sztukaterii, jako podkładu malarskiego, a także jako głównego składnika w pastach do zębów, oraz pudrach kosmetycznych. Badania archeologiczne prowadzone w ostatnich latach na stanowiskach związanych z eksploatacją górniczą przyniosły liczne znaleziska przedmiotów wykonanych z kredy

o charakterze gospodarczym – przeszliki, ciężarki tkackie oraz formy do odlewu ozdób z brązu (Gołub 2001). Współcześnie kreda wykorzystywana jest na dużą skalę w przemyśle cementowym i chemicznym. W granicach administracyjnych miasta nadal działa odkrywkowa kopalnia kredy piszącej wydobywająca surowiec dla potrzeb chełmskiej cementowni.

Górnictwo kredowe na obszarze Chełma ma wielowiekową tradycję; dotychczasowy stan badań nad jego udokumentowaniem uznać jednak należy za niezadowalający. Do niedawna problematyka ta była znana jedynie z dokumentów archiwalnych oraz nielicznych wzmianek formułowanych przy okazji szerszych opracowań historycznych (Zimmer 1974). Przyjmowano generalnie, że najstarsze wyrobiska mogą pochodzić z okresu średniowiecza, burzliwy rozwój kopalnictwa kredowego miał miejsce w XVI i XVII w., a jego zanik w wieku XIX.

Liczne katastrofy budowlane (osiadanie budynków i zapadanie się części ulic), jakie miały miejsce w centrum Chełma na początku lat 50. ubiegłego stulecia, wymusiły na władzach miasta podjęcie badań ekspertyzowych i prac zabezpieczających. W ich efekcie w latach 1966–1973 duża część wyrobisk pod chełmską Starówką została zinwentaryzowana i zabezpieczona, głównie poprzez wypełnienie piaskiem i odcięcie murowanymi tamami. Rozpoznano prawie 8 km podziemnych, wielopoziomowych wyrobisk, a całkowitą ich długość oszacowano na około 40 km.

Dzięki staraniom chełmskiego środowiska archeologicznego podziemia kredowe uznane zostały za unikatową pozostałość podziemnego górnictwa kredy piszącej w Europie. Decyzją Wojewódzkiego Konserwatora Zabytków w Chełmie od 25 stycznia 1995 roku figurują w rejestrze zabytków województwa chełmskiego (obecnie lubelskiego). Dla celów turystycznych zaprojektowano i zabezpieczono część wyrobisk pod ulicą Lubelską o długości ok. 2 km. Wykorzystano fragmenty historycznych kopalni, a także przebito nowe korytarze, łącząc różne jakościowo zabytki (ryc. 1.).



Ryc. 1. Lokalizacja zabytkowych kopalni kredy (tzw. podziemi kredowych) w Chełmie. W ramce – fragment wyrobisk przy ulicach Krzywej – Szkolnej, stanowisko archeologiczne nr 19A.

Początki górnictwa kredy piszącej w Chełmie

Najstarszy okres górnictwa kredy w Chełmie wiąże się z Górką Chełmską (= Katedralną) i jej bezpośrednim otoczeniem. Tekst Fiodora Cherbaczewskiego z końca XIX w. opisuje relację duchownego z wizyty w katakumbach pod Górą Katedralną, gdzie widział pochówki Daniela Romanowicza i innych dostojników. Można zatem przyjąć, że kredę metodą podziemną zaczęto wydobywać w XIII w.; początkowo wyrobiska powstawały w celach obronnych – jako miejsce schronienia i dróg ewakuacji oraz sakralnych (miejsce pochówków). Do chwili obecnej nie było jednak możliwości przebadania wyrobisk z tego okresu, chociaż znane są wejścia do nich z podziemi chełmskiej katedry. Ich istnienie pośrednio potwierdzają także odwierty geologiczne wykonane w tym rejonie. W jednym z otworów poniżej głębokości 14,4 m stwierdzono występowanie „dawnej gleby”, co można interpretować jako zasypisko wyrobiska (Gajewski, Gurba 1961). W odwiertach wykonanych w 1967 r. wyrobisk nie znaleziono, ale w siedmiu otworach stwierdzono ucieczkę płuczki wodnej, a w jednym, na głębokości 12 metrów, silną cyrkulację powietrza (Nawrocki 1968). Z części znanych wyrobisk na ulicy Lubelskiej i Św. Mikołaja korytarze prowadzą pod Górkę Chełmską.

Okresy burzliwego rozwoju

Burzliwy rozwój kopalnictwa nastąpił w XVI i XVII w. Znacznie zwiększył się popyt na kredę. Chełmska kreda pisząca docierała do wielu miast w Polsce. Znaczną skalę wydobywania potwierdza informacja z XVII wieku, że na 100 istniejących w obrębie Starówki domów, aż 80 miało wejścia do podziemnych wyrobisk. Od początku masowa eksploatacja prowadzona była w sposób niekontrolowany na prywatnych parcelach, a wejścia znajdowały się w piwnicach domów. Z tego okresu pochodzą najlepiej zbadane kopalnie na stanowiskach (ryc. 1): 99 (ulice: Krzywa 41, Szkolna 8–10, Św. Mikołaja 7–9), 19A (Krzywa 32/34), 148 (Kopernika 5/7) oraz 161 (Plac Łuczowski 11–13) (vide Gołub 2001) – ryc. 1.

Uzyskane wyniki przyniosły całkowicie nowe ustalenia dotyczące wydobywania kredy. Okazało się, że w mieście funkcjonowały małe, prywatne kopalnie, mające wejścia z murowanych piwnic mieszczańskich kamienic, często połączone ze sobą w system kilkupoziomowych korytarzy. Właściciele organizowali wydobywanie i dystrybucję surowca. Za-

biegi techniczne stosowane w czasie eksploatacji górniczej (łukowe sklepienia korytarzy, dodatkowo gładzone lub obrobione techniką małych zaciosowań, wykorzystywanie płaszczyzn nieciągłości jako wyznacznika kierunku prac górniczych), zdradzają przy tym dużą „praktyczną” znajomość mechaniki górotworu oraz wskazują na obecność wyspecjalizowanych górników. Chociaż górnictwo kredy nie stało się nigdy rzemiosłem cechowym, kopalnie i stosowane w nich techniki są bardzo podobne do siebie. Nie używano drewna do zabezpieczania. Odpady w postaci drobnego rumoszu gromadzono w bocznych korytarzach lub celowo wykonanych niszach. Oświetlenie stanowiły kaganki stawiane w wycięte wnęki.

W kilku przypadkach odkryto, że w głównych korytarzach dla efektywnego wykorzystania złoży prowadzono wydobywanie najpierw na jednym poziomie, po dojściu do końca ściany eksploatacyjnej wracano drugim głębszym, zasypując za sobą dno rumoszem. Wtedy pełna wysokość korytarza wynosiła około 4 m, przy standardowej do 2 m (ryc. 2.).



Ryc. 2. Badania archeologiczne w kopalni kredy przy pl. Łuczkowskiego 11–13 (stanowisko 161).

Wykop dokumentujący pełną wysokość korytarza eksploatacyjnego wraz z odkrytą w dolnej części niszą (fot. St. Gołub).

Ustalono, że część dawnych wybierzyisk po adaptacji wykorzystywano jako składy towarów. Jednocześnie wyodrębniono nową kategorię obiektu – lochy wykonane w kredzie, użytkowane tylko jako piwnice i podziemne składy na towary od XVI do początków XX w. Były to proste odcinki korytarzy o długościach od kilku do kilkunastu metrów, szerokości 1,5 do 2 m, w których symetrycznie po obydwu stronach na wysokości około 0,5 m od dna wykonywano półki do składowania towarów, żywności czy produktów żywnościowych. Czasami naprzeciwko wejścia na końcu lochu także wykonywano podobną półkę (Gołub 2002).

Z badań archeologicznych pozyskano olbrzymie ilości materiałów zabytkowych, głównie w postaci ceramiki naczyniowej (liczne całe naczynia) i kości zwierzęcych. W mniejszej ilości były to: kafle, naczynia ze szkła, narzędzia z żelaza, w tym związane z górnictwem kredy, monety, czy ozdoby (ryc. 3.). Tym bardziej należy żałować, że przy prowadzeniu prac górniczych na olbrzymią skalę w latach 1966–1973, nie prowadzono nadzorów archeologicznych i konserwatorskich, nie wykonano podstawowej dokumentacji oraz nie pozyskano do zbiorów muzealnych ani jednego zabytku!

Zanik wydobywania kredy w centrum miasta Chełma

Zmierzch górnictwa kredowego w centrum miasta przypada na schyłek XVIII i początek XIX w. Już w 1787 r. Rada Miejska wydała zakaz, początkowo nieskuteczny, kopania kredy pod ulicami. W 1827 r. Rząd Gubernialny Lubelski wydał zarządzenie zabraniające kopania kredy w mieście, poparte zakazem Komisji Rządowej Spraw Wewnętrznych z 1837 r.

Ostateczny kres podziemnego wydobywania kredy piszącej nastąpił w końcu XIX w., w związku z nasileniem szkół górniczych pod Starówką (procesy kolapsyjne) oraz doniesieniami do Komisji Rządowej o nieprzestrzeganiu zakazów. Górnictwo zostało przeniesione na obrzeża miasta przypuszczalnie w okolice ulicy Hrubieszowskiej czy Kopernika.

Zakończenie

Ostatnie badania wykopaliskowe nad obiektami górnictwa kredowego były prowadzone przez T. Dziękowskiego i S. Gołuba w latach 2006–2007 przy Placu E. Łuczkowskiego 9, a finansowane przez inwestora prywatnego. Kolejne ekipy samorządowe miasta Chełma rezygnowały z prac naukowych nad tym zagadnieniem, chociaż pilne potrzeby nadal istnieją. Nie są zbadane podziemne zejścia do podziemi z piwnic kamienicy starosty chełmskiego Węglińskiego na Pla-



Ryc. 3. Wybór zabytków z okresu nowożytnego (XVI–XVII w.), znalezionych podczas badań archeologicznych w podziemnych kopalniach kredy; w zbiorach Muzeum Chełmskiego (fot. St. Gołub).

cu E. Łuczковского – obok miejskiego ratusza. Doskonale zachowana dwupoziomowa kopalnia przy Placu Łuczковского 11–13 (stan. 161), czeka na dalsze badania i połączenie z trasą turystyczną. Podobnie unikalna kopalnia z płasko-rzeźbą orła u zbiegu ulic Krzywej i Szkolnej (stan. 19A) została co prawda włączona do ograniczonego ruchu turystycznego i jest częścią Muzeum im. W. Ambroziewicza, ale zaprzestano prac adaptacyjnych i badań możliwości połączenia z innymi podziemnymi obiektami.

Oczywiście badania interdyscyplinarne i prace adaptacyjne wymagają dużych nakładów finansowych, ale wobec unikalności i atrakcyjności turystycznej tych obiektów nie tylko na skalę Polski, zawsze mają sens i powinny być wykonane.

Literatura

- Gajewski L., Gurba J. 1961. Pierwsze badania archeologiczne w Chełmie. *Ziemia Chełmska*: 153–154.
- Gołub St. 2001. Zabytkowe podziemne kopalnie kredy w Chełmie, woj. lubelskie – problemy ochrony, badań i zabezpieczenia. Konferencja naukowo-techniczna. Zabezpieczanie i rewitalizacja podziemnych obiektów zabytkowych, Kraków–Bochnia, 21–22.09.2001: 183–189.
- Gołub St. 2002. Podziemne górnictwo kredowe w Chełmie. W: *Badania archeologiczne o początkach i historii Chełma*, Lublin: 85–94.
- Nawrocki T. 1968. Sprawozdanie z prac geologiczno-wiertniczych wykonanych na terenie Góry Chełmskiej. Niepublikowane opracowanie, mps w Arch. WUOZ w Lublinie, Delegatura w Chełmie.
- Zimmer B. 1974. *Miasto Chełm. Zarys Historyczny*, Warszawa–Kraków: 65–66.

ANALIZY MEZOSTRUKTURALNE SKAŁ GÓRNOKREDOWYCH W PODZIEMIACH KREDOWYCH W CHEŁMIE

Radosław Dobrowolski

*Instytut Nauk o Ziemi, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej,
20-718 Lublin, al. Kraśnicka 2cd;
rdobro@poczta.umcs.lublin.pl*

Wstęp

Podziemne wydobywanie kredy piszącej prowadzone było w Chełmie z różną intensywnością począwszy od średniowiecza (*vide* tekst S. Gołuba – w tym tomie). Eksploatacji górniczej, z wykorzystaniem prostych narzędzi, sprzyjały nie tylko cechy litologiczne masywu skalnego, ale i charakter jego tektonicznego zaangażowania. Część dostępnych do bezpośrednich badań, dobrze zachowanych wyrobisk poeksploatacyjnych, wskazuje na dużą zgodność kierunków prowadzonych prac górniczych z planem strukturalnym masywu skalnego.

Uwarunkowania strukturalne eksploatacji górniczej

Podziemna kredowa przy pl. Łuczowskiego 13

Jest to niewielki zespół podziemnych wyrobisk, powstałych w wyniku eksploatacji kredy piszącej (ryc. 1.); łączy się on z zabytkowymi piwnicami kamienicy przy placu Łuczowskiego 13 (róg ul. Jatkowej). Tworzy go dwukondygnacyjny system połączonych ze sobą korytarzy o zróżnicowanych wymiarach poziomych (szerokość podstawy $\approx 1,2\text{--}2,5$ m) i pionowych (wysokość $\approx 0,8\text{--}2,5$ m) oraz charakterystycznym łukowym sklepieniu. Łączna długość korytarzy sięga ok. 90 m, odpowiednio – w poziomie I (górnym) – ok. 60 m i w poziomie II (dolnym) – ok. 30 m. Wyrobiska poeksploatacyjne znajdują się na głębokości: 7–13 m poniżej powierzchni topograficznej – w przypadku poziomu I oraz 15–23 m – w przypadku poziomu II. Wejście do obiektu możliwe jest zarówno przez piwnice kamienicy przy pl. Łuczowskiego 13, jak i od strony podziemnej trasy turystycznej – tzw. „Chełmskich podziemi kredowych”. Obiekt jest jednym z najstarszych i zarazem najcenniejszych zabytków kopalnictwa kredowego, wpisanym do rejestru zabytków miasta Chełma w dniu 23.12.1998 r.

Pod względem geomorfologicznym obiekt zlokalizowany jest na północnym skłonie chełmskiego wzgórza katedralnego, poniżej zrównania stokowego 205–210 m n.p.m..

Górotwór kredowy w obrębie badanego obiektu jest silnie uszczelniony. Charakter spękań tektonicznych rejestrowanych na odsłoniętych powierzchniach skalnych (ścianach i stropie korytarzy eksploatacyjnych) wskazuje na ich wyraźne zróżnicowanie, i genetyczne, i przypuszczalnie również wiekowe. Zespół rozpoznanych mezostruktur tektonicznych tworzą: I) szczeliny międzylawicowe; II) dwa systemy ciosu ortogonalnego (NW-SE/NE-SW oraz W-E/N-S); III) pojedyncze mezouskokki o orientacji NW-SE, W-E i NE-SW; IV) kliważ przyuskokowy; V) drobne struktury spękania (koncentryczne i pierzaste).

Wyniki wykonanych pomiarów zestawiono statystycznie w postaci diagramów konturowych orientacji spękań (wyłącznie dla ciosu), zaś rzeczywisty przebieg struktur tektonicznych został naniesiony na plan geodezyjny podziemi (ryc. 1.). Interpretacja wyników posłużyła do: I) określenia stopnia anizotropii masywu górnokredowego, II) odtworzenia orientacji paleonaprężeń w górotworze, III) wskazania stref osłabienia górotworu i tym samym potencjalnych zagrożeń szkodami górniczymi.

Spękania międzylawicowe

Masyw górnokredowy wykazuje wyraźne cechy subhoryzontalnego uławicenia w obrębie wszystkich analizowanych korytarzy. Średnia miąższość ławic wynosi ok. 1,5–1,7 m; ich obecność podkreślają płaszczyzny rozdzielności międzypakietowej (= spękania międzylawicowe). Wykazują one zasadniczo niskokątowe ($4^\circ\text{--}12^\circ$) nachylenie ku S i SW (bieg warstw $100^\circ\text{--}140^\circ$). Płaszczyzny spękań międzylawicowych noszą wyraźne znamiona dyferencjalnych przemieszczeń międzypakietowych. Świadczy o tym powszechna obecność na ich powierzchniach luster tektonicznych, często z zadziałami wskazującymi kierunek względnego przemieszczenia. Nieregularny (lekko zundulowany) charakter zlustrowanych powierzchni tych spękań stanowi zarazem ukierunkowaną strefę laminarnego przepływu wód podziemnych, podkreśloną przez redukcję związków żelaza.

Charakter eksploatacji w badanym obiekcie wskazuje w wielu przypadkach na wykorzystywanie płaszczyzn nieciągłości międzylawicowej jako naturalnego, relatywnie odporniejszego stropu dla powstającego systemu podziemnych korytarzy. Często, na znacznych dystansach (głównie w obrębie górnego poziomu), eksploatacji ulegał cały pakiet kredowej ławicy; w przypadkach takich zarówno strop korytarza, jak i jego spąg stanowi powierzchnia rozdzielności międzylawicowej.

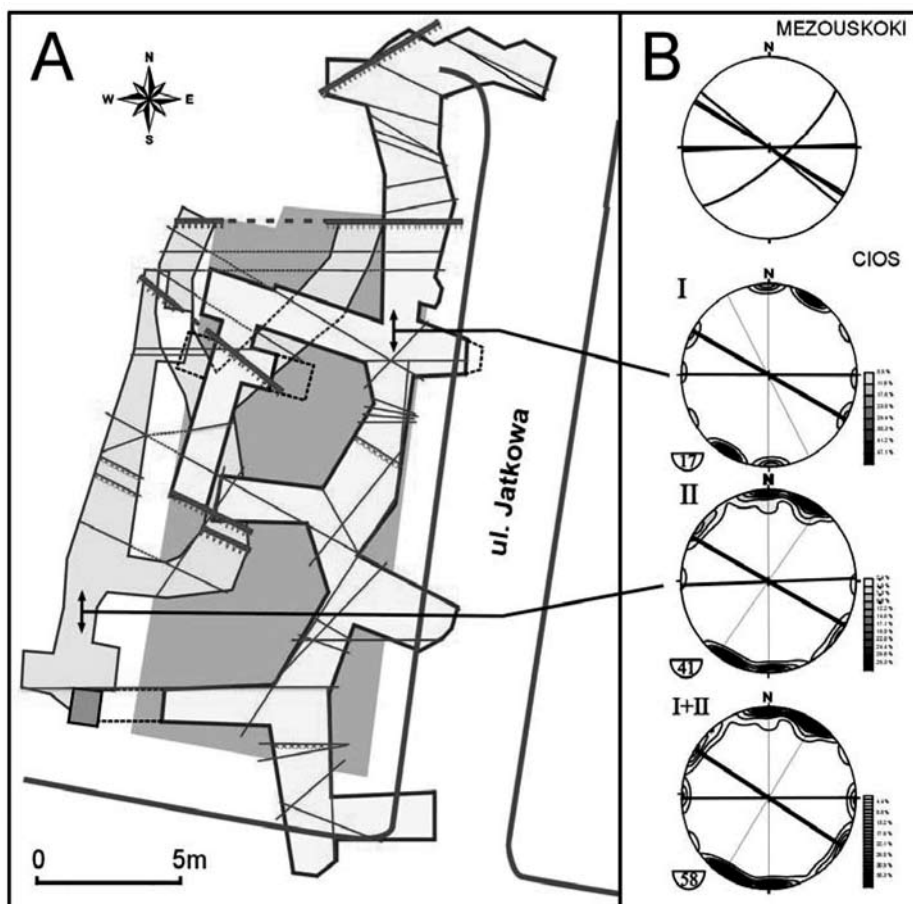
Spękania ciosowe

Są to powtarzające się systemy szczelin o wyraźnym geometrycznym uporządkowaniu, występujące zwykle w regularnych kilkunasto-, kilkudziesięciocentymetrowych odstępach. Spękania ciosowe są najbardziej powszechną strukturą tektoniczną w węglanowych skałach górnokredowych badanego obszaru. Reprezentują zróżnicowane wiekowo zespoły ciosu, powstające w różnych polach naprężeń.

Na podstawie diagramu orientacji spękań ciosowych wyróżniono w analizowanym obiekcie dwa systemy ciosu ortogonalnego (przecinające się pod kątem prostym): I) W-E/N-S oraz II) NW-SE/NE-SW. Ich orientacja nawiązuje do planu strukturalnego kompleksu mezo-kenozoicznego i jest zgodna z wynikami pomiarów wykonanych wcześniej w obrębie innych stanowisk (Dobrowolski 1995). We wszystkich zespołach spękań zdecydowanie przeważają pionowe, bądź stromo nachylone powierzchnie ciosowe; wykazują one wyraźną prostopadłość do warstwowania, przy czym w przypadku spękań o orientacji NW-SE – ograniczają się one zazwyczaj do jednej ławicy (cios międzylawicowy). Część spękań o orientacji równoleżnikowej jest wyraźnie rozwartą (szczeliny chłonne), wypełniona druzgotem kredowym, ze śladami intensywnego wzbogacenia w związki żelaza. W niektórych przypadkach, ich powierzchnie noszą oznaki pionowych, wtórnych przemieszczeń, co każe traktować je już jako młode uskoki tektoniczne.

Mezouskokki

W badanym obiekcie stwierdzono obecność kilku niewielkich, młodych uskoków normalno-zrzutowych, określanych zwykle mianem mezouskoków (wg terminologii Hancocka 1985), ze względu na ich niewielkie rozmiary, ograniczony zasięg i lokalne znaczenie. Ich orientacja w każdym przypadku była odmienna, aczkolwiek nawiązująca do dominujących kierunków strukturalnych obszaru: W-E, NW-SE i NE-SW. Powierzchnie uskoków są stromo postawione (upady pionowe lub wysokokątowe), wyraźnie zlustrowane (wyglądzone w wyniku przemieszczania się skrzydeł uskoku). Stwierdzono, że we wszystkich analizowanych przypadkach wykorzystywały one powierzchnię spękań ciosowych jako



Ryc. 2. Wyniki pomiarów mezostrukturalnych skał masywu górnokredowego w obrębie stanowiska przy pl. Łuczkowskiego 13 w Chełmie: A – przestrzenny (rzeczywisty) rozkład mezostruktur tektonicznych: spękania ciosowe – cienkie linie; mezouskokoki – grube linie (z oznaczonym kierunkiem względnego przemieszczenia); B – diagramy orientacji mezouskoków i spękań ciosowych (rozkład normalnych do powierzchni spękań ciosowych); grubość kresek wewnątrz diagramu proporcjonalna do częstości wystąpienia danego zespołu ciosu.

płaszczyznę przemieszczenia; wielkość przemieszczeń była zazwyczaj niewielka, rzędu 15–25 cm. Uskoki o orientacji: W-E i NE-SW mają charakter tensyjny. Towarzyszą im: uskoki drugorzędne (ograniczone do dwóch sąsiadujących warstw i utykające na powierzchni rozdzielności międzyławicowej) oraz kliważ przyuskokowy (sieć drobnych, gęstych, regularnie powtarzających się spękań tektonicznych) i/lub brekcja tektoniczna (wypełniająca rozwartą szczelinę uskoku). Z płaszczyznami uskoku o równoleżnikowym ukierunkowaniu wiąże się ponadto występowanie śladów intensywnego wzbogacania w związki żelaza, co świadczy o znaczącym, laminarnym przepływie wód podziemnych.

Podziemia kredowe przy ul. Krzywej 32/34

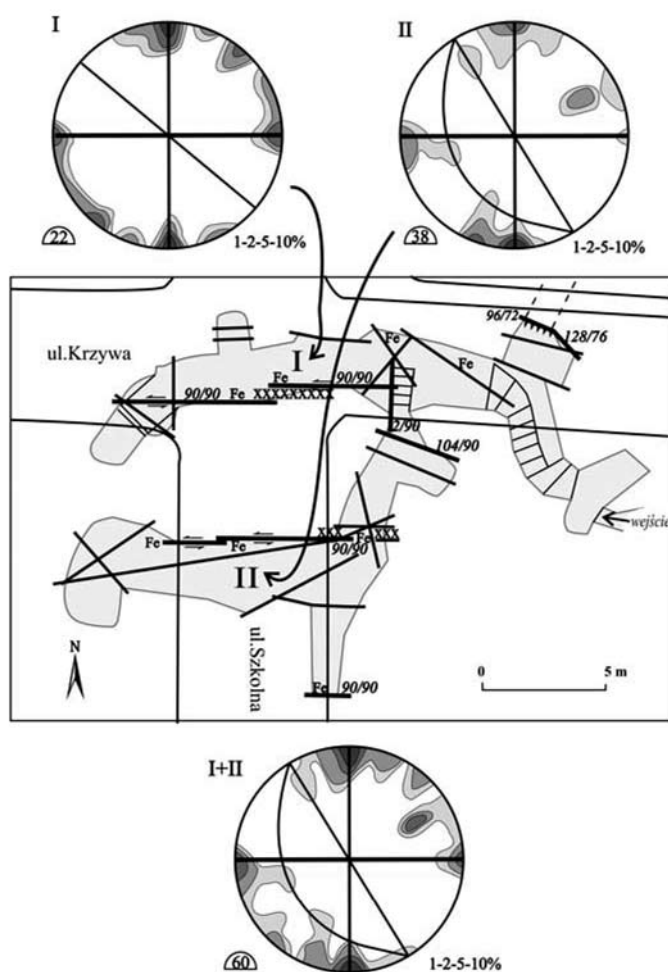
Obiekt zlokalizowany jest na północnym skłonie wzgórza katedralnego, poniżej zrównania stokowego 205–210 m n.p.m. Składają się na niego dwa ciągi (= poziomy) korytarze o orientacji równoleżnikowej (długość ok. 20 m – poziom I i ok. 13 m – poziom II), połączonych południkowo biegnącym korytarzem łącznikowym o długości ok. 6 m (ryc. 2). Korytarze znajdują się na wysokości 193,2 – 198,7 m n.p.m. (spąg poziomu I) oraz 192,6 – 194,6 m n.p.m. (spąg poziomu II), tj. 8–10 m poniżej współczesnej powierzchni topograficznej.

Spękania międzyławicowe

Ślady rozdzielności subhoryzontalnej (warstwowania) rejestrowane były w obu korytarzach eksploatacyjnych. Przy dominującej orientacji przestrzennej 178–180°/4–12°W, średnia grubość warstw wynosi 35–40 cm.

Spękania ciosowe

Maksima koncentracji normalnych do powierzchni spękań (ryc. 2) pozwalają wyróżnić dominujące kierunki zespołów ciosu: W-E (cios równoleżnikowy) i N-S (cios południkowy) – składające się na system ciosu ortogonalnego oraz pojedynczy zespół NW-SE, reprezentujący cios podłużny. Część spękań ciosowych o orientacji 82–90°/76–90° (bieg/upad) ma charakter szczelin chłonnych (rozwartość dochodząca do 1 cm). Na niektórych płaszczyznach spękań – związanych



Ryc. 2. Diagramy orientacji spękań ciosowych (rozkładu normalnych do powierzchni spękań ciosowych) w obrębie podziemi kredowych przy ulicy Krzywej 32/34 w Chełmie; I – poziom I; II – poziom II. Grubość kresek wewnątrz diagramów jest proporcjonalna do częstości wystąpień danego zespołu ciosu. Plan podziemi wykonany na podstawie planu sytuacyjno-wysokościowego w skali 1:100 wg H. Szeremety.

z kierunkiem równoleżnikowym – obecne są niewielkich rozmiarów węglanowo-żelaziste formy naciekowe typu stalaktotów (rurki, makarony). W głównym korytarzu (poziom I) obecność form naciekowych związana jest z zespołem rozchodzących się radialnie spękań ciosowych. Na niektórych odciosach (miejscach po uderzeniu narzędziem górniczym), w obrębie całego obiektu, stwierdzano ponadto obecność tzw. struktur koncentrycznych oraz struktur pierzastych. Z reguły ich obecność odczytywana jest jako przejaw tektonicznej aktywności górotworu, dzięki czemu możliwe jest określenie charakteru kinematycznego spękań tektonicznych. Jednakże w analizowanym przypadku obecność struktur tego typu stanowi najprawdopodobniej efekt reakcji masywu skalnego na mechaniczne oddziaływanie narzędziem górniczym (oskardem lub kilofem) w czasie wybierania kredy.

Mezouskoki

Niektóre powierzchnie ciosu równoleżnikowego są wykorzystywane jako płaszczyzny poślizgu przez niewielkiej rangi młode uskoki tektoniczne. Wykazują one oznaki przemieszczenia o charakterze tensyjnym; w ich bezpośrednim sąsiedztwie występuje strefa drobnych spękań kliważowych (niewielkich, regularnych szczelin tektonicznych towarzyszących uskokowi i związanych z nim genetycznie). Kreda w strefie przemieszczenia ma miejscami charakter brekcji tektonicznej (druzgotu). Cała strefa tektonicznego rozluźnienia masywu skalnego, obejmująca płaszczyznę poślizgu wraz ze spękaniami kliważowymi, dochodzi do 10–15 cm. Na rozpoznanych uskokach tensyjnych miejscami występują lustra tektoniczne (tj. gładkie powierzchnie spękań powstałe w czasie przemieszczenia skrzydeł uskoku) ze śladami rys tektonicznych (wskazujących kierunek i zwrot przemieszczenia). W strefie przyuskokowej bardzo wyraźne i powszechne są ślady wzbogacania w związki Fe, rzadziej Mn, świadczące o intensywnym i ukierunkowanym przepływie wód podziemnych.

Podsumowanie

Zebrany materiał dokumentacyjny wskazuje, że zabytkowe podziemia kredowe w Chełmie stanowią interesujący obiekt badawczy, nie tylko pod względem historyczno-kulturowym, ale również geologicznym. Odsłonięte w wyniku podziemnej eksploatacji kredy piszącej powierzchnie skalne (ściany, strop) dają możliwość bezpośredniej oceny warunków strukturalnych górnokredowego masywu skalnego. Wyniki przeprowadzonych badań pozwalają na następujące uogólnienia:

1. Górótwór kredowy w obrębie badanych obiektów jest silnie uszczeliniony, przy czym charakter spękań tektonicznych jest zróżnicowany genetycznie, kinematycznie i wiekowo.
2. Najczęściej rejestrowanym (najliczniejszym) typem spękań tektonicznych są spękania ciosowe tworzące dwa systemy ciosu ortogonalnego: *NW-SE/NE-SW* oraz *W-E/N-S*. Warunkują one kierunek oraz dynamikę przepływu wód podziemnych (wód infiltracyjnych w strefie aeracji).
3. Ruch wody w masywie skalnym odbywa się laminarnie wzdłuż spękań skalnych. Szczególnie drożne hydraulicznie (z relatywnie najwyższymi współczynnikami filtracji) są chłonne szczeliny ciosu równoleżnikowego oraz mezouskoki o charakterze tensyjnym związane z tym samym kierunkiem (reaktywowane wzdłuż powierzchni ciosowych).
4. Z punktu widzenia geotechnicznego z przebiegiem spękań o charakterze tensyjnym wiązać należy strefy potencjalnych zagrożeń zjawiskami kolapsacyjnymi.
5. Plany geodezyjno-wysokościowe podziemi z naniesionym przebiegiem struktur tektonicznych wskazuje na dużą „praktyczną” znajomość mechaniki górotworu osób prowadzących prace górnicze; świadczy o tym:
 - Paraboliczny kształt stropu eksploatowanych korytarzy (idealny ze względów bezpieczeństwa – z uwagi na „rozładowanie” pionowych naprężeń ścinających) umożliwiający względnie bezpieczną pracę bez konieczności stosowania zabezpieczeń górniczych.
 - Wykorzystywanie zlustrowanych płaszczyzn nieciągłości międzylawicowej jako naturalnego stropu, zwiększającego bezpieczeństwo pracy.
 - Wykorzystywanie płaszczyzn ciosowych jako wyznaczników kierunku prac górniczych (płaszczyzna ciosu lub mezo-uskoku stanowiła ścianę eksploatowanego korytarza).
 - Zaprzestanie eksploatacji górniczej po „natknięciu się” na płaszczyznę uskokową.

Literatura

Dobrowolski R. 1995. Drobne struktury tektoniczne w skałach górnokredowych wschodniej części Wyżyny Lubelskiej a dyslokacje podłoża platformy wschodnioeuropejskiej w kenozoiku. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 65: 79–91.

STRESZCZENIA REFERATÓW

JASKINIOWA TURYSTYKA PIELGRZYMKOWA

Wiaczesław Andrejczuk

*Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi,
ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec;
geo@wnoz.us.edu.pl*

Związek człowieka z jaskiniami ma wiele wymiarów. Jednym z ważniejszych jest wymiar duchowy, w tym – sakralny. Od najdawniejszych czasów człowiek otacza jaskinie czcą i traktuje jako świątynie. W czasach prehistorycznych święte jaskinie to głównie jaskinie kultowe (święte środowisko, magiczne miejsce itd.), w późniejszych czasach – miejsca, zawierające sacrum (zwłoki świętych, sakralne przedmioty, miejsca ukazania się świętych czy zmartwychwstania i in.). Bez względu na powód, święte jaskinie służą ludziom od tysięcy lat jako obiekty pielgrzymkowe (czyli obiekty turystyki religijnej). Jaskinie pielgrzymkowe (święte jaskinie), zarówno pochodzenia naturalnego jak i sztuczne, występują na świecie wszędzie, na wszystkich zasiedlonych przez człowieka kontynentach. Są charakterystyczne dla wszystkich religii światowych: buddyzmu, sintoizmu, islamu, chrześcijaństwa itd. W wielu przypadkach obserwuje się zjawisko „dziedziczenia sakralnego” jaskiń przez zmieniające się na przestrzeni wieków religie.

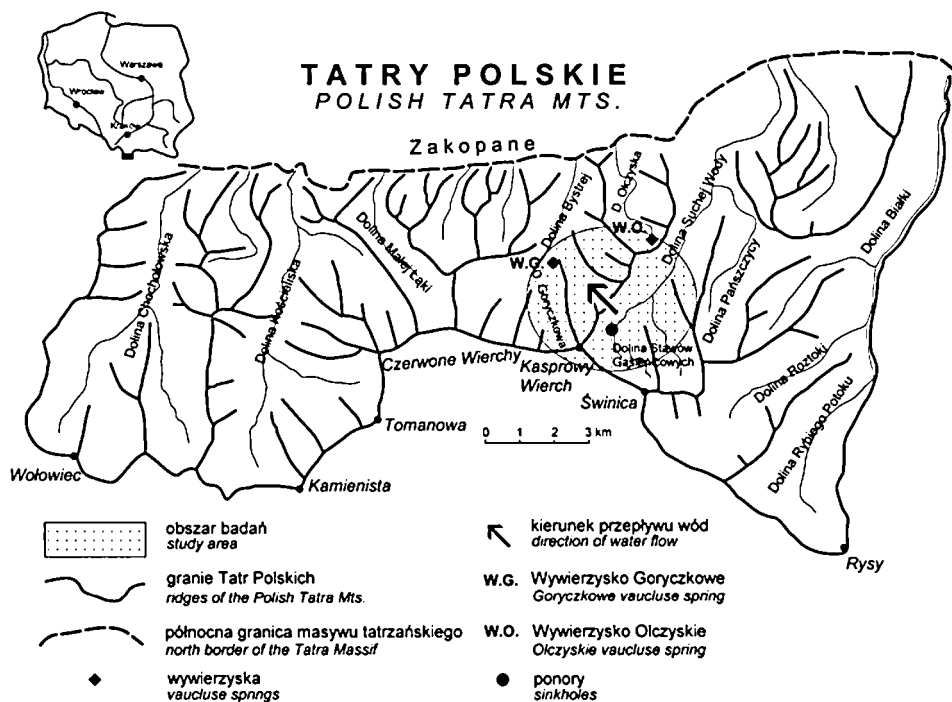
OSTATNIE ZŁODOWACENIE A SYSTEM KRASOWY WYWIERZYSKA GORYCZKOWEGO W TATRACH

Tomasz Bytomski

Katedra Geomorfologii, Wydział Nauk o Ziemi, UŚ,
ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec;
tomi.kato@interia.pl

System krasowy Wywierzyska Goryczkowego był i jest przedmiotem licznych badań. Szeroka literatura geologiczna, a w tym badania znacznikowe przepływów krasowych z lat 60-tych (Dąbrowski, Głazek 1968), 80-tych (Pachla, Zaczekiewicz 1985) i z przełomu XX i XXI wieku (Barczyk, Humnicki 1999; Barczyk 2004), skłoniły autora do postawienia pytania: jaką rolę odegrało ostatnie, würmskie zlodowacenie Tatr w ukształtowaniu systemu krasowego Wywierzyska Goryczkowego?

By znaleźć odpowiedź na to i wiele innych nurtujących pytań, autor podjął się rekonstrukcji elementów dynamiki lodowca Suchej Wody, bazując na dokonanych wcześniej rekonstrukcjach geometrii tego lodowca (ryc. 1.) (Gryglewski 1998). Kluczem do uzyskania odpowiedzi było oszacowanie wielkości wód roztopowych w maksymalnej fazie zasięgu lodowca, która przypadała na okres 21–19 ka BP (Baumgart–Kotarba, Kotarba 2001). System Wywierzyska Goryczkowego jest jednym z wielu znanych systemów wywierzyskowych w Tatrach powstałych przy współudziale wód lodowcowych (ryc. 1.). Do grupy tej można zaliczyć także system okresowego wywierzyska Jaskini Kasprowa Niżna, które wedle jednej z hipotez stanowi kanał ulgi dla systemu krasowego Wywierzyska Goryczkowego (Barczyk 2008).



Ryc. 1. Lokalizacja terenu badań

Maksymalny okres zlodowacenia Doliny Suchej Wody był efektem największego ochłodzenia Würmu, które przypadło na 20–14 ka BP (Gądek 1998). Okres ten wiązał się z pogarszającymi się warunkami klimatycznymi tj. ze spadkiem temperatury powietrza, niższymi opadami które w tym czasie prawdopodobnie nie przekraczały 500 mm rocznie, a w konsekwencji z mniejszą ablacją (Gądek 1998). Zrekonstruowany lodowiec Suchej Wody należał do grupy lodowców politermalnych. W okresie maksymalnego zasięgu poruszał się prawdopodobnie z prędkością około $14,7 \text{ m a}^{-1}$. Przepływ bilansowy na linii równowagi bilansowej, która znajdowała się na wysokości 1600 m n.p.m., wynosił nieco ponad 2 mln m^3 śniegu i lodu rocznie. Uwzględniając przepływ bilansowy śniegu i lodu, opad, a także prędkość ruchu lodowca, uzyskane objętości wód roztopowych przekraczały 105 tys. $\text{m}^3 \text{d}^{-1}$. Przy ogólnej objętości lodowca która wynosiła około 1,4 mld m^3 , zrekonstruowane objętości wód roztopowych wydają się niewielkie (Bytomski 2009). Dla lepszego zobrazowania problemu autor dokonał porównania odpływu współczesnego z odpływem z okresu zlodowacenia. Zgodnie z uzyskanymi wynikami współczesny odpływ wód ze zlewni Suchej Wody wynosi 66,9 tys. $\text{m}^3 \text{d}^{-1}$ i jest około 1,5 razy mniejszy od odpływu wód w okresie zlodowacenia (Bytomski 2009). Należy jednak zauważyć, że współcześnie zaledwie 37% wód opadowych ($24,7 \text{ tys. m}^3 \text{d}^{-1}$) opuszcza zlewnię u wylotu Tatr, a zdecydowana większość prawdopodobnie zasila krasowe

systemy wywierzyzkowe. Wskazują na to współczynniki odpływu sąsiednich zlewni, które wynoszą odpowiednio 1,04 dla zlewni Bystrej i 1,77 dla zlewni Olczyskiej (Małecka 1993). Należy także zwrócić uwagę na fakt, że pojemność systemu krasowego Wywierzyzka Goryczkowego, które wedle obliczeń metodą Mangina wynosi 2,1 mln m³ jest największym lokalnym zbiornikiem wód podziemnych w Tatrach (Barczyk 2008).

Uzyskane wyniki rekonstrukcji pozwoliły wysunąć następujące wnioski. W okresie maksymalnego zlodowacenia Doliny Suchej Wody panujące warunki klimatyczne nie sprzyjały swobodnym przepływom wód w obrębie lodowca, natomiast w większości musiały spływać po jego powierzchni. Przypuszczalnie dużą rolę w cyrkulacji wód odegrała urozmaicona rzeźba terenu Doliny Stawów Gąsienicowych, przyczyniając się do tworzenia w obrębie lodowca, a szczególnie w strefach tensji – głębokich szczelin pozwalających na wnikanie wód do wnętrza, a następnie ich dopływu do jego podłoża. Na drenaż wód roztopowych lodowców tatrzańskich przez systemy krasowe wskazują niskie wartości współczynnika prędkości ruchu lodowca, wyznaczone ogólnie dla lodowców tatrzańskich przez B. Gądkę (1998). Wydaje się więc, że zrekonstruowane wielkości wód roztopowych mogły mieć ograniczoną rolę na kształtowanie środowiska krasowego Wywierzyzka Goryczkowego w okresie maksymalnego zlodowacenia doliny (Bytomski 2009).

Autor przypuszcza, że późniejszy okres recesji lodowca, a przede wszystkim odsłonięcie strefy ponorowej na Hali Gąsienicowej pozwoliło na swobodniejsze przenikanie wód do systemu krasowego. Według autora nie do końca jest określona rola wieloletniej zmarzliny w obiegu wód roztopowych i ukształtowaniu systemu krasowego Wywierzyzka Goryczkowego (Bytomski 2009). Według najnowszych badań, wody Hali Gąsienicowej mogły być już wcześniej (schyłek neogenu, początek plejstocenu) drenowane przez inny system krasowy – system krasowy Jaskini Magurskiej (Pawłowska-Bielawska 2008).

Literatura

- Barczyk G. 2004. Barwienie ponoru na Hali Gąsienicowej. W: M. Gradziński, M. Szelerewicz (red.), Materiały 38. Sympozjum Speleologicznego, Polskie Towarzystwo Przyrodników im. Kopernika, Zakopane: 35–36.
- Barczyk G. 2008. Tatrzańskie wywierzyzka. Krasowe systemy wywierzyzkowe Tatr Polskich. TPN, Zakopane.
- Barczyk G., Humnicki W. 1999. Wpływ zawodnienia masywu na migrację wód w krasowym systemie Wywierzyzka Goryczkowego w Tatrach. *Współczesne Problemy Hydrogeologii*, 9, Warszawa: 21–28.
- Baumgart-Kotarba M., Kotarba A. 2001. Deglaciation in the Sucha Woda and Pańszczycza valleys in the polish High Tatras, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 35: 7–38.
- Bytomski T. (2009). Rola ostatniego zlodowacenia w ukształtowaniu systemu krasowego Wywierzyzka Goryczkowego w Tatrach, *Przegl. Geogr.*, 81, 3: 317–329 (w druku).
- Dąbrowski T., Głazek J. 1968. Badania przepływów krasowych we wschodniej części Tatr Polskich, *Speleologia*, 3, 2: 85–89.
- Gądek B. 1998. Würmskie zlodowacenie Tatr w świetle rekonstrukcji lodowców wybranych dolin na podstawie prawidłowości glaciologicznych. *Prace Nauk. Uniw. Śląskiego* nr 1741, Katowice, 152 ss.
- Gryglewski M. 1998. Rekonstrukcja geometrii würmskiego lodowca Suchoj Wody w Tatrach. Niepublikowana praca magisterska, arch. Katedry Geomorfologii Uniw. Śląskiego, Sosnowiec.
- Małecka D. 1993. Hydrogeologia krasu tatrzańskiego. W: J. Grodzicki (red.), *Jaskinie Tatrzańskiego Parku Narodowego*, 3, PTPNoZ, Warszawa: 11–35.
- Pachala J., Zaczekiewicz W. 1985. Drogi krążenia wód krasowych na przykładzie zlewni potoku Sucha Woda. *Gacek*, 2: 39–44.
- Pawłowska-Bielawska P. 2008. Morfologia Jaskini Magurskiej i jej geneza jako systemu drenującego powierzchnię zrównania Hali Gąsienicowej, *Kras i Speleologia*, 12: 40–60.

ZASIEDLENIE JASKINI BIŚNIK W PLEJSTOCENIE

Krzysztof Cyrek, Magdalena Sudół

*Uniwersytet Mikołaja Kopernika, Instytut Archeologii,
Szosa Bydgoska 44/48, 87-100 Toruń;
paleo@his.uni.torun.pl*

Jaskinia Biśnik położona jest na lewym, zachodnim stoku Doliny Wodącej, w obrębie Pasma Smoleńsko-Niegowonickiego w środkowej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. Na jej strukturę składa się z kilka komór połączonych korytarzami i kilka otworów wejściowych. W czasie interdyscyplinarnych badań (archeologia, sedimentologia, geomorfologia i paleozoologia) trwających od 1992 roku, eksplorowano następujące elementy systemu jaskiniowego: komorę główną, schronisko boczne, komorę boczną i obszar pod nawisem. Jaskinia Biśnik jest w tej chwili najstarszym stanowiskiem jaskiniowym w Polsce z zachowanym profilem osadów powstałych w poszczególnych fazach klimatycznych od okresu poprzedzającego zlodowacenie Odry, aż do Holocenu. Najstarsze ślady osadnictwa człowieka paleolitycznego sięgają ponad 400 000 lat. Najciekawsza środkowopaleolityczna sekwencja zasiedlenia jaskini liczy co najmniej 17 poziomów kulturowych, zachowanych w postaci koncentracji kamiennych i kościanych wyrobów, reliktyw palenisk oraz fragmentów kości zwierzęcych o pokonsumpcyjnym charakterze. Bardzo istotne są próby datowania poszczególnych poziomów wykonane metodą uranowo-torową, elektronowego rezonansu paramagnetycznego i termoluminescencyjną.

Dzięki naukowemu walorom Jaskinia Biśnik może być uważana za reperowe stanowisko środkowego paleolitu tej części Europy.

Dzięki trójwymiarowej lokalizacji wszystkich znalezisk sporządzono szczegółowe plany występowania zabytków w obrębie kolejnych warstw sedimentacyjnych. Umożliwiło to rekonstrukcję zmian w lokalizacji zasiedlenia jaskini przez człowieka. Korelacja tych zmian z klimatyczną charakterystyką warunków osadzania się w jaskini poszczególnych warstw, umożliwiła podjęcie próby powiązania sposobów adaptacji jaskini do zamieszkania z panującymi wokół warunkami przyrodniczymi.

FAUNA WYBRANYCH SIEDLISK PODZIEMNYCH ZACHODNIEJ AUSTRALII

Elżbieta Dumnicka

Akademia im. Jana Długosza w Częstochowie, Instytut Chemii i Ochrony Środowiska,
al. Armii Krajowej 13/15, 42-200 Częstochowa;
dumnicka@iop.krakow.pl

Siedliska podziemne są bardzo zróżnicowane nie tylko pod względem rozmiarów (od ogromnych sal jaskiń po przestrzenie między ziarnami piasku) ale także różnią się dostępnością pokarmu, jego pochodzeniem (materia organiczna transportowana z powierzchni Ziemi lub powstała na drodze chemosyntezy), warunkami klimatycznymi itd. (Skalski 1994; Humphreys 2008). Ponadto różna jest ich przeszłość geologiczna i trwałość.

Bardzo specyficzne i trwałe siedlisko szczelin podziemnych znaleziono w trakcie wierceń w poszukiwaniu rud żelaza, diamentów i złota w kilku regionach Zachodniej Australii (Kimberley, Pilbara i Yilgarn). Żyje w nich bogata fauna bezkręgowców troglobiontycznych (Humphreys 2008), zasiedlająca zarówno szczeliny wypełnione wodą, jak i szczeliny suche. Obecność „zamieszkałych” szczelin stwierdzono w skałach węglanowych i nie ulegających procesom krasowienia – w tym przypadku wtórne uszczelnienie powstało na skutek procesów tektonicznych i mineralizacji (Eberhard i in. 2008). Omawiane szczeliny jedynie swoimi rozmiarami przypominają sieć szczelin podpowierzchniowych (MSS), siedliska zdefiniowanego w latach 70. XX wieku przez biospeleologów, ale są to twory znacznie starsze, sięgają dużo głębiej a faunę znajdowano w nich jeszcze na głębokości około 100 m pod powierzchnią gruntu.

Próby wody i fauny pobierane są z odwiertów klasycznymi metodami hydrobiologicznymi, jedynie rozmiary stosowanych narzędzi (siatki, batometry) zostały dostosowane do średnicy otworów. Faunę lądową wypłasza się z po-branych rdzeni zaraz po ich przetransportowaniu do laboratorium.

Intensywnie badania bezkręgowców żyjących w tytułowych siedliskach pozwoliły na znalezienie ogromnej liczby gatunków troglobiontycznych, reprezentujących różne grupy systematyczne. W przeciwieństwie do dotychczas poznanych siedlisk podziemnych, w których większość fauny stanowią troglofile i troglokseny, w badanych szczelinach dominują troglobionty. Fauna ta formowała się w różnych epokach geologicznych – od paleozoiku po neogen (Humphreys 2008). Najstarsi ewolucyjnie mieszkańcy tego siedliska pochodzą od form morskich a więc ich izolacja trwa już od paleozoiku, gdyż od tego czasu część zachodniej Australii nie była zalewana przez morze. Gatunki pochodzące od form słodkowodnych migrowały do podziemi w różnych okresach geologicznych (kreda, trzeciorzęd), kiedy na powierzchni panował wyjątkowo suchy klimat. Wtedy też w szczelinach znalazły schronienie wilgociolubne bezkręgowce lądowe takie jak równonogi (stonogi), wiję, owady bezskrzydłe, karaczany, pluskwiaki, chrząszcze i liczne pajęczaki (w tym skorpiony). Efektem przystosowawczych zmian ewolucyjnych było powstanie wysoce wyspecjalizowanych troglobiontów, często żyjących na niewielkim terytorium (endemity). Gatunki żyjące w wodach zwykle zasiedlają większe obszary, choć i wśród nich są liczne endemity żyjące np. w izolowanych węglanowych zbiornikach podziemnych związanych z paleoprzepływami (Guzik i in. 2008).

Dotychczas najlepiej zbadanym przez biospeleologów regionem jest Pilbara, gdzie znaleziono już około 350 gatunków troglobiontów (głównie form wodnych); nieco mniej (210 gatunków) znanych jest ze środkowej i północnej części regionu Yilgarn (Humphreys 2008). Liczba troglobiontów zasiedlających te tereny jest na pewno znacznie większa, gdyż badania nie objęły jeszcze wszystkich grup systematycznych a sporo znalezionych nowych taksonów oczekuje na formalne opisanie.

W badanych szczelinach różnorodność niektórych grup bezkręgowców jest bardzo duża np. spośród znanych na świecie około 300 gatunków drobnych skorupiaków (małżoraczków) z podrodziny Candoninae 1/3 gatunków żyje w omawianym siedlisku a wśród nich znaleziono „żywe skamieniałości” (Karanovic 2008).

W wodach szczelin żyją także liczne gatunki chrząszczy z rodziny pływakowatych (dalecy krewni naszego pływaka żółtobrzezka). Wszystkie charakteryzują się drobnymi rozmiarami ciała ale ich stopień przystosowania do życia w podziemiach jest różny, co świadczy o kilkakrotnym zasiedlaniu tego siedliska z różnych okresach geologicznych (Leys, Watts 2008).

Wiercenia poszukiwawcze przyczyniły się do odkrycia unikalnej fauny podziemnej Zachodniej Australii, ale eksploatacja górnicza znalezionych bogactw naturalnych jest ogromnym zagrożeniem dla jej przetrwania.

Literatura

- Eberhard S., Bell P., Moulds T., Stevens N., Muirhead K. 2008. Terrestrial subterranean diversity in non-karstic Archean rock terrains: another Aladdin's Cave opening in the Pilbara region of Western Australia. W: 19th Internat. Symp. Subterranean Biol., Fremantle, Western Australia, 21–26 Sept. 2008, Symposium Abstracts: 29.
- Guzik M.T., Abrams K.M., Cooper S.J.B., Humphreys W.F., Cho J.-L., Austin A.D. 2008. Phylogeography of the ancient Parabathynellidae (Crustacea: Bathynellacea) from the Yilgarn region of Western Australia. *Invertebrate Systematics*, 22: 205–216.
- Humphreys W. F., 2008. Rising from Down Under: developments in subterranean biodiversity in Australia from a groundwater perspective. *Invertebrate Systematics*, 22: 85–101.

- Karanovic I. 2008. From „terra incognita” to the center of biodiversity: The story of Australian Candoninae (Crustacea, Ostracoda). W: 19th Internat. Symp. Subterranean Biol., Fremantle, Western Australia, 21–26 Sept. 2008, Symposium Abstracts: 51.
- Leys R., Watts C.H. 2008. Systematics and evolution of the Australian subterranean hydroporine diving beetles (Dytiscidae), with notes on *Carabhydrus*. Invertebrate Systematics, 22: 217 – 225.
- Skalski A.W., 1994. Grounwater fauna of Poland. Przegl. Zoologiczny, 38: 35–50.

UWAGI O BADANIACH MIKROKLIMATYCZNYCH W JASKINI SZCZELINA I PROCHOWNIA NA KADZIELNI

Monika Górniak

Katedra Geomorfologii, Wydział Nauk o Ziemi w Sosnowcu, Uniwersytet Śląski w Katowicach;

Samodzielny Zakład Ochrony i Kształtowania Środowiska,

Uniwersytet Humanistyczno-Przyrodniczy im. J. Kochanowskiego w Kielcach;

mgorniak@wnoz.us.edu.pl

Lokalizacja obszaru badań

Jaskinie Szczelina i Prochownia zlokalizowane są na obszarze parku miejskiego **Kadzielnia**, znajdującego się na terenie miasta Kielce (między ulicami: Krakowska, Gagarina, Al. Legionów i Pakosz). Obejmuje on wzniesienie Kadzielnia (295 m n.p.m.) należące do Pasma Kadzielniańskiego przebiegającego w południowej i zachodniej części Kielc.



Ryc. 1. Lokalizacja Rezerwatu Kadzielnia

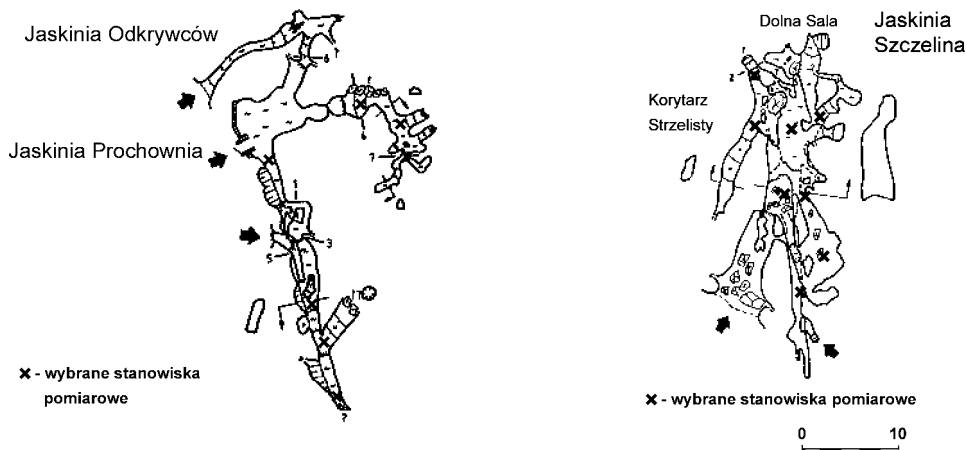


Fot. 1. Rezerwat Kadzielnia

Metodyka i zakres badań

Badania prowadzone były od lutego 2007 r. ze zmienną częstotliwością, średnio raz w miesiącu, z wyłączeniem lipca i sierpnia ze względu na intensywne prace górnicze. Ilość stanowisk pomiarowych zwiększano proporcjonalnie do zwiększania długości głównego ciągu jaskini Prochownia i górnej części Szczeliny. Obserwacje i pomiary prowadzono metodą patrołową. Ze względów technicznych (dostępność sprzętu pomiarowego) prowadzone badania ograniczono jedynie do pomiarów temperatury i wilgotności powietrza. Do poznania podstawowych parametrów mikroklimatu – temperatury i wilgotności powietrza wykorzystano psychrometr aspiracyjny Assmana. Pomiary prowadzono w wyznaczonych na różnych wysokościach (dno, ok. 70 cm, ok. 110 cm) punktach pomiarowych. W jaskini Szczelina punkty pomiarowe zlokalizowane zostały na dwóch poziomach korytarzy.

Oprócz pomiarów i obserwacji prowadzonych wewnątrz jaskiń prowadzono również pomiary temperatury i wilgotności powietrza na zewnątrz.



Ryc. 2. Stanowiska pomiarowe w jaskiniach: Odkrywców, Szczelina i Prochownia

Wstępne wyniki badań

Najwyższą temperaturę powietrza w badanym okresie zanotowano w jaskini Prochownia w okolicy jednego z kominów, wynosiła ona powyżej 18 °C (24.05.2007 r.). Tak wysoka temperatura wynikała z bezpośredniego kontaktu miejsca ze środowiskiem zewnętrznym. Temperatura na zewnątrz również była bardzo wysoka. W Szczelinie na przodku najwyższą temperaturę odnotowano 19.10.2007 r. i wynosiła ponad 14 °C. Najniższą temperaturę odnotowano w końcowej części jaskini Szczelina ok. 2 °C. Tu również najistotniejsze znaczenie miał kontakt tej części jaskini z zewnątrz i wpływ warunków panujących na zewnątrz. W jaskini Prochownia nie odnotowano tak niskich temperatur.

Pomiary prowadzone w jaskini Prochownia wykazały, że w miesiącach zimowych wyższe temperatury odnotowano w małej wnęce na wprost wejścia. Zapewne związane jest to z morfologią tej części Prochowni oraz brakiem bezpośredniego kontaktu ze środowiskiem zewnętrznym.

Średnia temperatura powietrza w obu jaskiniach wahała się w przedziale od ok. 7 °C do 12 °C. Nie odbiegała znacząco od średniej wieloletniej temperatury powietrza. Taka zależność obserwowana jest w jaskiniach poziomych. Największe wahania temperatur zaznaczały się w miejscach, które miały kontakt z zewnątrz zarówno w Prochowni jak i Szczelinie. Zjawisko to jest szczególnie zauważalne w miesiącach zimowych i dotyczy głównie jaskini Szczelina. W środkowej części jaskini wahania temperatury nie były tak znaczne. W związku z faktem, że podczas badań prowadzono prace górnicze nie jest możliwe dokładne określenie granicy między strefą dynamiczną a statyczną.

Wstępnie jednak można stwierdzić występowanie tych stref w jaskini Szczelina. Jaskinia Szczelina charakteryzuje się większą dynamiką termiki. Prochownia jest bardziej ustabilizowana. Przyczyną może być morfologia, wpływ warunków zewnętrznych, jak również cyrkulacja powietrza. Zauważyć można również sezonowość zmian temperatur. Większe amplitudy odnotowano w miesiącach wiosennych (w tym czasie występowały najniższe temperatury). Obie jaskinie „cieplejsze” były w miesiącach jesiennych. Może to mieć związek z nagromadzeniem ciepła w miesiącach letnich i powolnym wychładzaniem powietrza. Zjawisko to może również sugerować występowanie określonej cyrkulacji powietrza. Na warunki termiczne panujące w jaskiniach wpływa wiele czynników. Dalsze analizy umożliwią dokładniejsze poznanie obu jaskiń już z perspektywy jednego obiektu.

Wilgotność powietrza w obu jaskiniach wahała się w przedziale od 58–100%. Średnia wilgotność powietrza oscylowała w granicach 86–97%. Zauważyć można znaczny wpływ warunków zewnętrznych (najniższe wartości w miesiącach letnich) i w miejscach kontaktu ze środowiskiem na zewnątrz. Wahania wilgotności w ciągu głównych ciągów korytarzy nie wykazywały znacznych odchyłeń.



Wnioski

- Badania mikroklimatyczne w jaskini Szczelina i Prochownia na Kadzielni zostały zapoczątkowane w lutym 2007 r.
- Średnia temperatura wahała się w przedziale od ok. 7 °C do 12 °C. Nie odbiegała znacząco od średniej wieloletniej temperatury powietrza. Taka zależność obserwowana jest w jaskiniach poziomych.
- Można stwierdzić występowanie strefy statycznej i dynamicznej w jaskini Szczelina.
- Jaskinia Szczelina charakteryzuje się większą dynamiką termiki. Prochownia jest bardziej ustabilizowana.
- Średnia wilgotność powietrza oscylowała w granicach 86–97%. Wahania wilgotności w ciągu głównych korytarzy nie wykazywały znacznych odchyłeń.
- Badania w przedmiotowych jaskiniach podzielono na etapy:
 - I – przed udostępnieniem dla turystów:
 - poznanie warunków panujących we wnętrzu przed etapem połączenia obu jaskiń w jeden ciąg korytarzy,
 - badania prowadzone po połączeniu jaskiń Szczeliny i Prochowni w jeden ciąg korytarzy – analiza mikroklimatyczna wynikająca ze zmiany morfologicznej,
 - II – automatyczne, kompleksowe pomiary wynikające z wpływu ruchu turystycznego.

Wybrana literatura

- Górniak M. 1998. Mikroklimat w świetle literatury. Niepublikowana praca magisterska, arch. Katedry Geomorfologii Uniw. Śląskiego, Sosnowiec.
- Kasza A. 2009. Nowe odkrycia w jaskiniach Kadzielni. Jaskinie 1(54): 30-31.
- Urban J. (red.) 1996. Jaskinie regionu świętokrzyskiego. Pol. Tow. Przyjaciół Nauk o Ziemi. Warszawa, 322 ss.
- Wołoszyn B.W. 1977. Wyniki badań nad termiką i wilgotnością powietrza w jaskiniach Gór Świętokrzyskich. Rocz. Świętokrz. KTN, 5 (1976): 105-150.

WSPÓŁCZESNA MARTWICA WAPIENNA W KARWOWIE (WYŻYNA SANDOMIERSKA) I CZYNNIKI WARUNKUJĄCE JEJ WZROST

**Michał Gradziński¹, Mariusz Czop², Marek Duliński³, Jacek Motyka²,
Joanna Czerwik-Marcinkowska⁴, Teresa Mrozińska⁴**

¹ Instytut Nauk Geologicznych UJ, Kraków;
michal.gradzinski@uj.edu.pl

² Wydział Górnictwa i Geoinżynierii AGH, Kraków

³ Wydział Fizyki i Informatyki Stosowanej AGH, Kraków

⁴ Instytut Biologii, Uniwersytet Humanistyczno-Przyrodniczy, Kielce

W latach 2002–2003 prowadzone były kompleksowe badania zmierzające do określenia czynników warunkujących wzrost współczesnych trawertynów i martwic wapiennych. Badania objęły między innymi stanowisko w Karwowie koło Opatowa, gdzie w strumieniu wypływającym ze źródła zwanego Źródłem Błogosławionego Wincentego Kadłubka dochodzi do powstania martwicy wapiennej. Martwica tworzy niewielkie groble oraz kaskadę o wysokości ok. 2 m. Zarówno grobla jak i kaskada porastane są przez bogaty i zróżnicowany zespół sinic i glonów, a także wątrobowce i mchy.

Na jednej z grobli oraz na kaskadzie założone zostały w sierpniu 2002 r. po dwie pary płytek o znanych rozmiarach i masie. W skład każdej z par wchodziła płytka miedziana i wapienna. Jedna z par była zmieniana sezonowo, a druga pozostawała w miejscu wzrostu martwicy przez okres ok. 14 miesięcy. Każda z płytek była po zebraniu suszona i ważona, a przyrost masy wskazywał na wzrost martwicy. Sezonowo badany był też skład chemiczny i izotopowy wody zasilającej.

Woda zasilająca wzrastającą martwicę jest typu Ca–Mg–HCO₃. Lokalizacja źródła w pobliżu strefy uskoku, podwyższona zawartość jonów (średni TDS=522 mg/l) i stosunkowo niskie stężenie trytu sugerują, że jest ono zasilane wodą głębszej cyrkulacji.

Przyrost martwicy na płytkach miedzianych był wolniejszy niż na płytkach wapiennych. Biorąc pod uwagę toksyczność miedzi w stosunku do mikroorganizmów wskazuje to na ich aktywny udział w procesie wzrostu martwic. Potwierdzają to badania struktur martwicy wytrąconej na obu typach płytek. Badane próbki cechują się też sezonową zmiennością struktur.

Tempo wzrostu na kaskadzie sięgało 1,9343 mg/cm²/dzień na płytce eksponowanej przez 14 miesięcy i było zdecydowanie wyższe niż na położonej ponad nią grobli, gdzie wynosiło jedynie 0,0905 mg/cm²/dzień. Najprawdopodobniej było to spowodowane procesami związanymi z szybszym spływem wody na kaskadzie, co powodującym między innymi szybsze odgazowanie roztworu.

Bilanse oparte na składzie chemicznym wody wskazują na intensywny ubytek wapnia na monitorowanym fragmencie strumienia wynoszący do 25 mg/l pomiędzy źródłem a podstawą kaskady. Bardzo intensywny przyrost martwicy w sezonie letnim 2003 r. może być związany z panującymi wówczas anomalnymi warunkami pogodowymi. Sygnał izotopowy tlenu badanych martwic wykazuje zmienność sezonową i wobec stałości składu izotopowego wody zasilającej odzwierciedla zmiany temperatury i tempa wytrącania węglanu.

W obrębie martwicy budującej kaskadę znajduje się niewielka jaskinia. Była ona znana i odwiedzana przez okolicznych mieszkańców (inf. ustna Leszek Dobroczycki, 2002 r.). Szulc (1984, p. 27) odnotowuje, że w początku lat osiemdziesiątych ubiegłego wieku miała długość 1,5 m i wysokość 0,5 m. Obecnie wejście do jaskini zostało zablokowane przez szybki przyrost martwicy. Jaskinia ta jest jedynym znanym z Polski przykładem syngenetycznej jaskini powstałej w kaskadzie martwicowej. Być może podobną jaskinią była opisana przez Ciętaka (1935) próżnia w Dolinie Raclawki (Wyżyna Krakowska) zniszczona niestety na skutek eksploatacji martwicy.

Literatura

- Ciętak Z., 1935. Grota martwicowa w Dolinie Raclawki. *Ochrona Przyrody*, 16: 264–265.
Szulc J., 1984. Sedymentacji czwartorzędowych martwic wapiennych Polski południowej. Niepublikowana praca doktorska, arch. Inst. Nauk Geol. PAN, Kraków, 157 ss.

FORMY KRASU REPRODUKOWANEGO W OKOLICY WĘŻY KOŁO DZIAŁOSZYNA

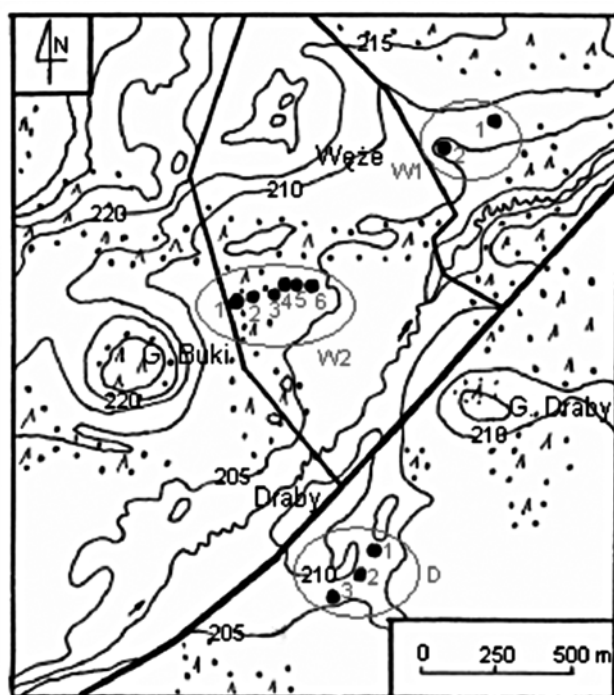
Łukasz Hałka

ul. Jaworowa 6, 42-165 Lipie;

bobromir@wp.pl

Obszar badań położony jest w północnej części Wyżyny Wieluńskiej na terenie miejscowości Węże i Draby. Krasem na tym obszarze zajmowali się między innymi: Samsonowicz (1934), Głazek i in. (1977), Szykiewicz (1977). Ich prace dotyczą przede wszystkim jaskiń i krasu kopalnego, chociaż autorzy ci sygnalizują występowanie na tym terenie form krasu reprodukowanego w postaci zagłębień bezodpływowych. Również niewielkie wzmianki na ten temat pojawiają się w pracach Krzemińskiego (1965, 1974), który zajmował się genezą młodoplejstoceńskiej rzeźby w dorzeczu środkowej Warty.

Na terenie wsi Węże znajdują się dwa miejsca występowania zagłębień bezodpływowych oznaczonych jako W1 i W2 oraz jedno na Drabach oznaczone jako D (ryc. 1).



Ryc. 1. Rozmieszczenie form krasu reprodukowanego na Wężach i Drabach.

Zagłębienia mają kształt leja lub misy o średnicy od 10 do 50 m i głębokości od 0,3 do 2,5 m. Prawie wszystkie znajdują się na terenach wykorzystywanych rolniczo, co powoduje że ich wielkość i głębokość w krótkim czasie może się zmieniać w wyniku prowadzonych prac polowych. W dwóch zagłębieniach oznaczonych jako W2(3) oraz D(1) przez cały rok występuje woda, niezależnie od pory roku i wielkości opadów. W zagłębieniach W1(1) oraz W2(1) wykonano po trzy sondowania świdrem ręcznym, w pierwszym do głębokości 2,5 m, w drugim do 5 m. W żadnym z sześciu sondowań nie natrafiono na gliny zwietrzelinowe, czy też wapienie. Wiercenia wykazały, że zagłębienia rozwijają się na pokrywach piaszczystych z wkładkami glin i żwirów, a formy zagłębień bardzo wyraźnie odzwierciedlają się w układzie warstw podłoża, co jest jednym z dowodów, iż zagłębienia powstały w sposób naturalny poprzez zapadanie się terenu.

W zagłębieniach W1(1), W1(2) oraz W2(1) zostały przeprowadzone badania georadarowe przez dr Adama Szykiewicza, które potwierdziły, że zagłębienia te są wynikiem krasu reprodukowanego w utworach czwartorzędowych.

Kras reprodukowany występuje wyłącznie na zdenudownej równinie sandrowej zbudowanej z piasków i żwirów, a podłoże stanowią silnie spękane wapienie górnej jury, gdzie miąższość utworów czwartorzędowych nie przekracza 10 (co potwierdza analiza map geologicznych i topograficznych, badania georadarowe oraz wywiad z miejscową ludnością na temat występowania glin zwietrzelinowych i wapieni podczas kopania studni). Ważnym czynnikiem w rozwoju krasu reprodukowanego jest woda krążąca w skałach wapiennych oraz woda opadowa, dzięki którym osad jest wmywany w głąb skał, co umożliwia powstawanie na powierzchni zagłębienia.

Zagłębienia powstają również w wyniku zapadania się próżni (kawern, jaskiń) występujących w wapieniach, wskazuje na to zapadanie się den lejów lub terenu w pobliżu zagłębień i powstawanie nowych zagłębień. Przykładem

tego może być zapadlisko o głębokości 1 m i średnicy 3,5 m powstałe z 3 na 4 stycznia 2008 roku, w pobliżu zagłębienia W2(1), a następnie zasypań przez właściciela pola. Badania georadarowe potwierdziły iż pod zagłębieniem W2(1) znajduje się jaskinia lub inna duża pustka krasowa. Nagłe zapadanie się takich pustek krasowych jest również dowodem, że formy krasu reprodukowanego są formami współczesnymi a pod pokrywą utworów czwartorzędowych w skałach wapiennych rozwijają się zjawiska krasowe.

Literatura

- Głazek J., Sulimski A., Szynkiewicz A., Wysoczański-Minkowicz T. 1977. Kopalny kras ze środkowopolejskimi szczątkami kręgowców w Drabach koło Działoszyna. *Kras i Speleologia*, 1: 42–58.
- Krzemiński T. 1965. Przełom Warty przez Wyżynę Wieluńską. *Acta. Geogr. Lodz.*, 21: 1–95.
- Krzemiński T. 1974. Geneza młodopolejskiej rzeźby glacialnej w dorzeczu środkowej Warty. *Acta. Geogr. Lodz.*, 33: 1–177.
- Samsonowicz J. 1934. Zjawiska krasowe i trzeciorzędowa brekcja kostna z Węży pod Działoszyńcem. *Zabytki Przyr. Nieoż. Rzecz. Pol.*, 3: 147–155.
- Szynkiewicz A. 1977. Rezerwat przyrodniczo-geologiczny „Węże” na Górze Zelce koło Działoszyna nad Wartą. *Acta. Univ. Lodz., S. II*, 5: 123–142.

JASKINIE WYSPY WIELKANOCNEJ – WYNIKI EKSPŁORACJI POLSKICH WYPRAW SPELEOLOGICZNYCH

Rafał M. Kardaś

Speleoklub Warszawski, Warszawa;
rafal_kardas@gazeta.pl

Wyspa Wielkanocna (Rapa Nui, Isla de Pascua) należy do wulkanicznego łańcucha (oprócz niej także Sala y Gomez oraz góry podmorskie) ciągnącego się na wschód od Grzbietu Wschodniopacyficznego, wzdłuż przecinającego płytę Nazca pęknięcia Wyspy Wielkanocnej. Niewielką (ok. 163 km²) wyspę tworzą związane z plamą gorącą trzy duże wulkany – najstarszy Poike (liczący 3 mln lat), Rano Kau i Terevaka (najmłodszy i zarazem najwyższy: 511 m) oraz wiele mniejszych stożków. Ostatnie okresy aktywności Terevaki miały miejsce 12–10 000 lat temu (Grodzicki 1993), a najmłodszy potok lawy wypłynął przed ok. 2000 lat z niewielkiego stożka Maunga Hiva-Hiva¹, tworząc pole lawowe Roiho – jeden z najważniejszych obszarów jaskiniowych wyspy.

Pierwsze wzmianki o jaskiniach Rapa Nui związane są z opisami i badaniami o charakterze archeologicznym i etnograficznym (S. Englert, T. Heyerdahl), prace ściśle speleologiczne prowadzone były dopiero przez Francuzów (1974, 1979, 1983), Włochów (1982) i Hiszpanów (1975, 1985, 1992) oraz K. Kiernana (1976) i D. Balazsa (1985). Etap ten – w którym poznano 114 jaskiń – podsumowują Lloret i Prieto oraz Ubach i Tarrés (1996), podając informacje o wybranych jaskiniach, mapę ich rozmieszczenia, niektóre plany, historię badań i kompendium wiedzy o genezie oraz historycznym znaczeniu jaskiń.

Jaskinie Wyspy Wielkanocnej są jedynym obszarem występowania jaskiń lawowych eksplorowanym (a nie tylko zwiedzanym) przez polskich speleologów. W 1992 r. prowadzący badania geologiczne Jerzy Grodzicki poznał kilka jaskiń na południowo-zachodnim krańcu wyspy (a także przybrzeżnej wysepce Motu Nui) i przedstawił uwagi o ich genezie, wyróżniając jaskinie abrazyjne i pierwotne – wulkaniczne (Grodzicki 1993). Systematyczną eksplorację podjęły wyprawy organizowane z inicjatywy i pod kierownictwem Andrzeja Ciszewskiego. Trzy pierwsze – o charakterze bardziej rekonasansowym (2001, 2004 i wiosną 2008 r.) udokumentowały kilkadziesiąt jaskiń. Zorganizowana jesienią 2008 r. liczna wyprawa (18 uczestników)², miała za zadanie systematyczną eksplorację i wykonanie pełnej dokumentacji topograficznej, a także badania archeologiczne – prowadzone przez Macieja Sobczyka z Andyjskiej Misji Archeologicznej UW (Ciszewski 2009). Celem było opracowanie i publikacja kompleksowej monografii speleologicznej Rapa Nui.

Ze względu na przeglądowy charakter i znaczną niekompletność opublikowanych dotychczas danych, prace prowadzone były „od podstaw”: dla każdego obiektu, niezależnie od tego czy był już eksplorowany, wykonywano pomiary położenia otworu (GPS), pomiary topograficzne oraz opis. Niestety ze względów formalnych (zezwoleń) mieliśmy możliwość działania tylko w części interesujących obszarów: na zachodnim wybrzeżu – w sektorze Roiho, północnym – Ovahe i Poike oraz południowym – od Ahu Vinapu do Ahu Tongariki. Trzeba jednak dodać, iż ze względu na ilość znajdujących się obiektów w czasie 5 tygodni trwania wyprawy nie byłoby możliwe wyczerpanie wszystkich możliwości eksploracyjnych w pozostałych sektorach. Wynikiem dotychczasowych polskich wypraw jest opracowanie dokumentacji 330 jaskiń o łącznej długości ponad 9 km. Aktualnie przygotowywany jest do druku ich inwentarz – pierwsza część planowanej monografii. Większość z nich musiała być znana rdzennym mieszkańcom wyspy, ale są i takie – o trudnodostępnych otworach w ścianach klifów, które penetrowane były po raz pierwszy. Poza obszarem objętym naszą eksploracją wzmiankowanych w publikacjach jest jeszcze około 45 jaskiń. Czyli łączny stan zarejestrowanych na Rapa Nui obiektów oceniać można na blisko 375.

Z 330 udokumentowanych przez nas jaskiń największe to Ana Te Pahu (800 m), Ana Vaiteka (670 m), Ana Aharo-Ana Poke (528 m), które są systemami wielootworowymi. Kolejnych 13 obiektów mieści się w przedziale od 101 do 500 m, a rozmiary 21–100 m osiąga 55. Najliczniejszą grupę (259) stanowią obiekty niewielkie – od kilku do 20 m.

O genezie jaskiń pisali już Balazs – w 1986, Grodzicki (1993) oraz Lloret i Prieto, Ubach i Tarrés (1996). Zebrany materiał pozwala potwierdzić i nieco uzupełnić ich spostrzeżenia.

Wyróżnić można dwa typy jaskiń: pierwotne (syngenetyczne) typu rur lawowych (*lava tubes*) oraz kawerny (bąble) pogazowe (*gas bubble holes*). Przykładem tych pierwszych mogą być najdłuższe jaskinie wyspy (Ana Te Pahu, Ana Vaiteka, Ana Aharo-Ana Poke). Wśród jaskiń pierwotnych niektóre znajdują się poniżej poziomu morza – kilka z nich było również penetrowanych nurkowo podczas wyprawy. Kawerny (bąble) pogazowe otwierają się zwykle ku powierzchni terenu okrągłymi zapadliskami, wokół których rozchodzą się krótkie najczęściej i zazwyczaj niskie, tunelowe korytarze. Część rur lawowych ma też otwory w płytkich (choć nie zawsze) i dość rozległych zapadliskach o różnych zarysach przypominających formy krasowe, którym trudno przypisywać powstanie eksplozywne w wyniku wybuchu gazów. Lloret i Prieto oraz Ubach i Tarrés (1996) uważają, iż powstały one w wyniku późniejszych przesunięć masy lawowej. W takich zapadliskach występują np. otwory systemu Ana Vaiteka. Unikatową formą jest jaskinia będąca pustką w lawie po wypalonym pniu drzewa (jaskinia R-190), w formie pionowej rury o głębokości 3,5 m.

¹ Wg danych Smithsonian National Museum of Natural History (www.volcano.si.edu/world).

² Wyprawa Polskiego Związku Alpinizmu, 5 XI–14 XII 2008 r., korzystająca z grantu przyznanego przez National Geographic Society, wsparcia firm: Petzl, Leica, Hilti, AMC, Małachowski, a także Piotra Chmieleńskiego i Oddziału Polskiego The Explorer Club.

Drugim typem są jaskinie wtórne (epigenetyczne) powstałe w wyniku abrazji klifu przez fale przyboju. Dobrym przykładem może tu być Ana Kai Tangata (Jaskinia Ludożerców) na południe od stolicy wyspy – Hanga Roa i położone w sąsiednich zatokach jaskinie. J. Grodzicki (1993) widzi tu rolę zróżnicowania odporności materiału – wypłukaniu ulegały przede wszystkim mniej odporne brekcje lawowe (tefra), tworzące nieregularne ciała wśród law bazaltowych. Jaskinie abrazyjne mają z reguły obszerne otwory i niewielką długość. Trudno natomiast zgodzić się z Lloret i Prieto oraz Ubach i Tarrés (1996), którzy do jaskiń wtórnych zaliczają rury lawowe otwierające się na klif, z racji tego, iż same otwory odsłonięte zostały w wyniku abrazji brzegu. Niezależnie od genezy otworu lub też jego wtórnego przekształcenia, same jaskinie są niewątpliwie pierwotne.

Jaskinie Rapa Nui spośród innych znanych rejonów jaskiń lawowych wyróżnia znaczenie kulturowe jaskiń i rolę jaką odgrywały w nieodległej jeszcze przeszłości. Są więc one miejscem nagromadzenia wielkiej ilości artefaktów i źródłem wiedzy o życiu i kulturze autorów wielkich kamiennych posągów *moai*. Epoka szerokiego wykorzystywania jaskiń przez rdzenną ludność wyspy nie skończyła się bynajmniej z przybyciem pierwszych żeglarzy europejskich. Nawet i dzisiaj (gdy żyją ludzie urodzeni w izbie porodowej, która jeszcze ok. 50 lat temu funkcjonowała w jednej z jaskiń³) miejscowi nie wyzbyli się pewnych jaskiniowych skłonności. Napotykalismy na ślady współczesnej penetracji w jaskiniach o zamaskowanych głazami otworach.

Na pozbawionej cieków powierzchniowych wyspie jaskinie, poza jeziorami kraterowymi, były jednymi z ważnych miejsc występowania i poboru słodkiej wody. Jaskinia zwana Ana Vai Bomba lub Ana Roiho pełni tę rolę lokalnie do dziś. Wykorzystywano je jako mieszkania, obiekty obronne (odpowiednio zabudowując), kryjówki przed wrogiem (opisywane przez dawnych żeglarzy znikanie ludności w wypadkach zatargów), tajne miejsca przechowywania rodowych skarbów (o czym wiele pisze Heyerdahl) oraz grobowce, a w zapadliskowych otworach urządzano osłonięte od wiatru ogrody. Były więc zabudowywane i przystosowywane do różnych celów.

Literatura

- Ciszewski A. 2009. Rapa Nui 2008. Polish caving 2005–2009: 40–42. KTJ PZA.
Grodzicki J. 1993. Geologiczne opracowanie rejonu Hanga Nui i obszarów okalających dla potrzeb stanowiska Ahu Tongariki. Maszynopis w archiwum Instituto de la Isla de Pascua, Universidad de Chile, Santiago de Chile.
Kiernan K. 1982. Volcanokarst in the culture and landscape of Easter Island. W: Proceedings of the Third International Symposium on Vulcanospeleology, Bend: 86–92.
Lloret i Prieto J., Ubach i Tarrés M. 1996. Exploracions a l'illa de Pasqua. Espeleòleg 41: 12–32, Barcelona.

³ W latach 1912–1957 r., w niewielkiej (8 m) jaskini Ana Takarera (Ana Hara Poreko Poki) położna Lutorika Pakarati odebrała ok. 70 porodów.

ZAPIS ZMIAN W ŚRODOWISKU JASKINI BIŚNIK (JURA POLSKA)

Katarzyna Kasprowska

*Zakład Geoekoturystyki, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski,
ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec;
kaspro@wnoz.us.edu.pl*

Dostępna ilość szczegółowych danych uzyskanych w trakcie wieloaspektowych badań Jaskini Biśnik sprawiła, iż uchodzi ona obecnie za jedyny obiekt jaskiniowy w Polsce, gdzie można pokusić się na odtworzenie zmian jej środowiska od momentu powstania jaskini do dnia dzisiejszego.

W celu prześledzenia zmian, jakie zachodziły w środowisku jaskini, autorka dokonała analizy danych pochodzących z badań J. Mirosław-Grabowskiej (2002 a, b) oraz wykorzystała wyniki badań własnych (mikroskopowe, mineralogiczne, geomorfologiczne, hydrochemiczne, mikroklimatyczne i inne).

Jaskinia położona jest w środkowej części Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej koło wsi Smoleń (około 2 km na południowo-zachód od Pilicy), w lewym zboczu Doliny Wodącej, w zachodniej ścianie skały Biśnik (około 405 m n.p.m.; 50°25'36"N, 19°39'59"E). Pod względem wielkości zaliczana jest do jaskiń średnich i liczy około 90 m długości. Jej system jest predysponowany tektonicznie szczelinami i posiada poziome rozwinięcie korytarzy o znacznych deniwelacjach. Jaskinia ma trzy otwory wejściowe o ekspozycji: NW i NE i rozwinięta jest na trzech poziomach (Komora Główna, Schronisko Boczne oraz Schronisko Górne). Utworzyła się ona w wapieniu górnójurajskim typu skalistego. Na uwagę zasługuje fakt, iż powierzchnie skały znajdujące się w pobliżu otworów wejściowych jaskini pokryte są szarą lub czarną warstwą nalotów, często układających się w pasma i smugi. Analizy mineralogiczne szpecących nawarstwień (wykonała dr G. Bzowska z WNoZ UŚ przy użyciu dyfraktometru rentgenowskiego) wskazały w nich obecność kalcytu, gipsu, a w mniejszej ilości kwarcu oraz – być może – illitu, paraalumohydrokalcytu i bassanitu. Zastosowanie mikroskopów optycznego i skaningowego (pod kierunkiem mgr E. Teper, WNoZ UŚ) pozwoliło autorce na obserwację skały z powiększeniem jej do 4 000×. W próbach z nalotami zaobserwowano obecność m.in. gipsu, siarki, popiołów lotnych (szkliwa glinokrzemianowego), sadzy oraz cząstek organicznych. Przypuszczalnie są one związane z pyłowymi i gazowymi zanieczyszczeniami powietrza dalekiego lub bliskiego zasięgu (zakłady przemysłowe Górnego Śląska i Małopolski, paleniska domowe, a nawet w jaskini).

Kształtowanie środowiska Jaskini Biśnik to ciągły proces, zapoczątkowany w neogenie. W historii jej rozwoju autorka wyróżniła dwa okresy: speleogenetyczny i jaskiniowo-środowiskowy, a w ich obrębie trzy etapy: abiotyczny, biotyczny i antropiczny. Okres speleogenetyczny obejmuje czas formowania się systemu krasowego jaskini, który pokrywa się z rozwojem krasu Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej. Był to etap (abiotyczny) tworzenia się pierwszego układu środowiska jaskiniowego pozbawionego elementów biotycznych oraz (w początkowym stadium rozwoju) atmosfery podziemnej z uwagi na całkowite wypełnienie jaskini wodą znajdującą się pod ciśnieniem (warunki freatyczne, najprawdopodobniej hypogeniczne). Początek etapu nastąpił przypuszczalnie w miocenie i trwał do czasu „otwarcia się jaskini na świat”. W tym czasie kształtowała się jej pierwotna morfologia, z którą obecnie wiążemy kuliste kształty sal oraz owalne zagłębienia stropowe. W etapie abiotycznym zaznaczyły się dwie fazy: inicjalno-szczelinowa (I) oraz jaskiniowo-rozwojowa (II). Z uwagi na zmieniające się warunki hydrodynamiczne w jaskini ostatnią z wyróżnionych faz autorka podzieliła na dwie podfazy: freatyczną (II a) i wadyczną (II b).

Okres jaskiniowo-środowiskowy to etap(y) formowania się środowiska jaskiniowego z udziałem organizmów żywych, w tym człowieka (warstwy 18–1 a). Jego początek nastąpił z chwilą zaważenia się części stropu jaskini (od stropu doliny) i jej połączenia ze środowiskiem zewnętrznym (transformacja systemu próżni podziemnych w system jaskiniowy). Obejmował on zakres czasu od pliocenu (?) lub preglacjału przez okresy zlodowaceń do holocenu. Rozwój środowiska jaskiniowego w tym okresie był stymulowany oprócz procesów korozyjnych i grawitacyjnych, również aktywnym oddziaływaniem innych czynników (dezintegracja mrozowa, krioturbacje, soliflukcja i inne) zmieniających się pod wpływem oscylacji klimatycznych.

W okresie jaskiniowo-środowiskowym autorka wyodrębniła dwa etapy: biotyczny i antropiczny. Etap biotyczny (faza środowiskowo-biotyczna III), łączony jest z wkroczeniem do jaskini organizmów żywych (schyłek pliocenu lub początek plejstocenu) i z ich wyraźnym wpływem na środowisko jaskiniowe (bioturbacje osadów, tworzenie się w osadach kompleksów mineralno-organicznych itd.). Etap antropiczny wiąże się z pojawieniem i działalnością w jaskini kolejnego elementu środowiskowego – człowieka (około 270–250 ka B.P. – zlodowacenie odry). W obrębie etapu autorka wyróżniła fazę środowiskowo-antropiczną (IV) z dwoma podfazami (IV a, IV b), nawiązującymi odpowiednio do człowieka prehistorycznego (głównie paleolitycznego) i współczesnego – każda ze specyficznymi śladami jego aktywności życiowej.

Pobyt człowieka prehistorycznego w jaskini uzależniony był od panujących w jej wnętrzu warunków mikroklimatycznych oraz nagłych wezbrań rzeki, która wpływała do jaskini od strony doliny. Jego rola w przekształcaniu środowiska jaskiniowego wynikała przede wszystkim z potrzeb adaptacyjnych. Przyczyniała się ona m.in. do zmian mikroklimatu jaskini (paleniska, wznoszenie konstrukcji o charakterze szałasów lub osłon przed wiatrem), zanieczyszczenia jej ścian, stropu i podłogi (sada, odpady i in.) oraz deformowania jej wypełniska (tworzenie schowków).

Współcześnie wpływ człowieka na środowisko jaskiniowe skupia się głównie wokół wykopalisk. Prace te wyraźnie przyczyniają się do zmian w morfologii obiektu, usuwania osadów itd. Są one również odpowiedzialne za zmiany mi-

roklimatu jaskini, skutkujące zaburzeniami procesów formowania się nacieków, przeobrażeniami w jaskiniowym ustroju wodnym, mikroflorze i faunie. Do poważnych zmian w środowisku jaskini przyczyniają się również odwiedzający obiekt (nagminne niszczenie krat zabezpieczających otwory wejściowe jaskini, rozkopywanie jej pełniska w celu pozyskiwania zabytków, zaśmiecanie itd.).

Istnieje nieodzowna potrzeba rejestracji zachodzących w środowisku jaskini przemian, jak również konieczność prowadzenia szczegółowych badań kompleksowych. Jaskinia wymaga zastosowania specjalnego nadzoru geologicznego, konserwatorskiego i odpowiednich podpór podtrzymujących strop, zwłaszcza w czasie wykopalisk. Ważne byłoby zachowanie fragmentu ściany profilu osadów tzw. „świadka” dla przyszłych badań oraz na potrzeby edukacyjne. Konieczne jest również zwrócenie uwagi społeczności na ochronę czynną obiektu, a także opracowanie planu ewentualnego zagospodarowania i udostępniania jaskini w przyszłości.

Literatura

- Mirosław-Grabowska J. 2002 a. Litologia i stratygrafia osadów Jaskini Biśnik. W: Cyrek K. (red.), Jaskinia Biśnik. Rekonstrukcja zasiedlenia jaskini na tle zmian środowiska przyrodniczego. Wyd. UMK, Toruń: 143–179.
- Mirosław-Grabowska J. 2002 b. Geological value of Biśnik Cave sediments (Cracow–Częstochowa Upland). *Acta Geol. Polon.*, 52, 1: 97–110.

PROFESOR JERZY GŁĄZEK (1936–2009)

Ditta Kicińska

*Instytut Geologii UAM,
ul. Maków Polnych 16, 61-606 Poznań;
kicińska@amu.edu.pl*

W dniu 3 lipca 2009 r., po 8-miesięcznej chorobie odszedł od nas prof. Jerzy Głazek, jeden z najwybitniejszych uczonych, ceniony w Polsce i na świecie – geolog i speleolog, o którym w listach kondolencyjnych wspomniano: „With Jurek we have lost one of the last ‘mammoths’ in speleological and geological science” (Stein-Erik Lauritzen) czy „odejście tego światowej sławy geologia i szlachetnego człowieka stanowi niepowetowaną stratę dla nauki i środowiska geologicznego Polski” (Pracownicy IP PAN).

Jerzy Głazek urodził się 10 lipca 1936 r. w Warszawie. W całym swoim życiu Profesor był związany z kilkoma ośrodkami uniwersyteckimi i wieloma miejscami w Polsce. W czasie dzieciństwa Profesor mieszkał w Bukowinie Tatrzańskiej, gdzie Jego dziadkowie, Malwina i Gustaw Doborzyńscy byli współzałożycielami Towarzystwa Przyjaciół Bukowiny. Okres licealny i pierwszą połowę studiów (lata 1953–55) na kierunku geologia, Jerzy Głazek spędził na Uniwersytecie Wrocławskim. Od III roku studia te – w wyniku reformy – kontynuował na Uniwersytecie Warszawskim. Tytuł magistra geologii uzyskał w roku 1959 na podstawie pracy: *Zdjęcie geologiczne masywu Koszystej w Tatrach*, napisanej pod kierunkiem doc. Kazimierza Guzika. Jerzy Głazek był zatrudniony na Wydziale Geologii UW już od III roku studiów (1956) jako p.o. asystenta, gdzie pracował do roku 1991. W roku 1966 Profesor obronił rozprawę doktorską pt. *Budowa geologiczna okolic Lang-Khuan w Północnym Wietnamie na tle struktury południowo-wschodniej Azji* (Nagroda III Stopnia Ministra Szkolnictwa Wyższego), habilitację uzyskał w roku 1990 na podstawie rozprawy: *Paleokarst of Poland*. W roku 1991 na prośbę prof. Jerzego Fedorowskiego, Jerzy Głazek przeniósł się do Poznania do Instytutu Geologii UAM, gdzie objął Zakład Geologii Dynamicznej i Regionalnej po zmarłym Docencie Zdzisławie Baranowskim. Tytuł naukowy Profesora w dziedzinie nauk o Ziemi nadał Jerzemu Głazkowi prezydent RP w 1998 r. Od 2005 r. był członkiem korespondentem Polskiej Akademii Umiejętności.

Dorobek Profesora Jerzego Głazka jest bardzo wszechstronny i obejmuje ponad 400 artykułów, rozdziałów w książkach, recenzji, artykułów popularno-naukowych i innych publikacji, prawie z wszystkich dziedzin geologii: geologii regionalnej, tektoniki, badań izotopowych, paleontologii, hydrogeologii, speleologii i in. Z tej liczby – około 220 dotyczy zjawisk krasowych i jaskiń, z czego 60 to oryginalne prace naukowe, publikowane w czasopiśmie indeksowanych, międzynarodowych monografiach lub w materiałach międzynarodowych kongresów.

Wśród tych prac – jednymi z najważniejszych – są: monografia poświęcona paleokrasowi: *Paleokarst, a systematic and regional review* (1989) oraz rozdział *Karst of Poland* (z R. Gradzińskim i T. Dąbrowskim) w książce *Karst, important karst areas of the northern hemisphere* (Wyd. Elsevier, Amsterdam, 1972). Profesor Jerzy Głazek zapoczątkował w Polsce badania izotopowe nacieków jaskiniowych metodą U/Th (praca z R. Harmonem w roku 1984) oraz wprowadził do literatury światowej termin – jaskinie proglacjalne, który występuje we wszystkich podręcznikach i encyklopediach, poświęconych zjawiskom krasowym i jaskiniom. Jako przykład podał Jaskinię Miętusią, w której pionowe studnie – łączące partie poziome – powstały dzięki wodom płynącym z topniejących lodowców. Genezę proglacjalną (i wiek plejstoceński) Profesor przypisał również Jaskiniom Wołoszyńskim.

Jerzy Głazek, jako jeden z pierwszych (wraz z Z. Wójcikiem i T. Dąbrowskim) zwrócił uwagę na rozwój krasu we wschodniej części Tatr. Przeprowadził wraz ze współautorami m.in. barwienia wód, które wykazały ich podziemny przepływ z Doliny Pańszczycy głęboko pod dnem Doliny Suchej Wody do Wywierzyska Olczyskiego (2 doby) oraz z Potoku Czarne do wywierzyska pod Dubrawiskami (1–4 h). Profesor zajmował się również problematyką zanikania wód w potokach przy ich niskich stanach – badając Białkę, Potok Waksmundzki, Potok Kościeliski, Potok Chochołowski wskazał, że ich odpływ odbywa się poniżej den dolinnych. Na podstawie tych badań i późniejszych obserwacji, Jerzy Głazek wyróżnił 3 typy przepływów krasowych w Tatrach: 1) krótkie i płytkie – w poprzek strukturalnych pasm skał węglanowych, 2) głębsze i dłuższe – wzdłuż pasm węglanowych i 3) najgłębsze – zasilające podhalański basen wód termalnych. Profesor Jerzy Głazek odkrył również krasową genezę „czerwonych zlepieńców eoceńskich” w Tatrach; przeprowadził pierwsze badania paleomagnetyczne osadów jaskiniowych znajdując granicę Brunhes–Matuyama na Kozim Grzbiecie (z P. Tucholką) oraz odkrył rolę krasu hydrotermalnego w Górach Kaczawskich (z A. Kozłowskim) i dolnokredowego na Górze Św. Anny (z A. Barczukiem). Jerzy Głazek (1970) zakwestionował wiodącą rolę klimatu w rozwoju krasu małych i dużych form krasu powierzchniowego, ważniejszą rolę przypisując sytuacji przestrzennej, bądź charakterowi skały; oraz pogląd, że poziomo rozwinięte jaskinie stanowią podziemne przedłużenie powierzchniowych tarasów rzek. W ostatnich latach Profesor prowadził wraz z zespołem zainicjowane przez siebie badania udowadniające termalną genezę Jaskini Bielskiej.

Tatry, które Profesor znał od dzieciństwa, były Mu bliskie przez całe życie. Poza licznymi badaniami speleogenetycznymi, do najważniejszych należą odkrycia: żył mineralnych w granitoidach masywu Koszystej, retyku regłowego na Wołoszynie i tufitów w zlepieńcach eoceńskich oraz ich zaklinowanie koło Rusinowej Polany.

Jerzy Głazek był współautorem i współredaktorem *Mapy geologicznej Tatr* w skali 1:30000 (1979).

Profesor Jerzy Głazek zajmował się tektoniką Gór Świętokrzyskich (w mezozoiku rozwijały się w ryfcie), strefą Teisseyre’a–Tornquista (wzdłuż niej nie zachodziły duże przesunięcia poziome); podważał istnienie orogenu kaledońskiego w NW Polsce, a na podstawie obserwacji geologicznych w Azji Południowo-Wschodniej zakwestionował równo-

wiekowość ruchów górotwórczych na kuli ziemskiej, zanim potwierdziły je założenia tektoniki płyt. Zainteresowania Profesora obejmowały także badania paleontologiczne, które znalazły uznanie wśród specjalistów tej dziedziny: odkrycie mioceńskich chrząszczy i kręgowców w Przewornie; opracowanie na Kozim Grzbiecie w Górach Świętokrzyskich; stanowiska środkowoplejstocieńskich kręgowców i ślimaków; rozpoznanie kręgów ramion węzowideł w płytkach cienkich (z A. Radwańskim) czy opracowanie dolnocenomańskich skamieniałości śladowych (z R. Marcinowskim i A. Wierzbowski). Jednym z najważniejszych odkryć Profesora było opublikowanie w *Nature* „odmłodzenia” o 200 000 lat martwic ze szczątkami hominidów z Bilzingsleben w Niemczech (z R.S. Harmonem i K. Nowakiem).

Profesor Jerzy Głazek bardzo dużą rolę przywiązywał do pracy dydaktycznej. Był współautorem rozdziałów w kolejnych wydaniach *Przewodnika do ćwiczeń z geologii dynamicznej*, popularyzował geologię poprzez uczestnictwo w wykładach otwartych dla uczniów szkół licealnych i słuchaczy Uniwersytetu Trzeciego Wieku czy artykuły w czasopiśmie popularno-naukowym. Jerzy Głazek wypromował ponad 40 magistrantów i 6 doktorów. Dzięki wielkiej życzliwości i uczynności Profesora, zawsze otwartego na rozmowy i długie konsultacje, liczba osób uznających go za swojego nieformalnego Nauczyciela i Mistrza jest o wiele razy wyższa. Jerzy Głazek chętnie dzielił się swoją wyjątkową wiedzą geologiczną z osobami nie tylko ze środowiska naukowego, ale też górsko-jaskiniowego. Profesorowie z Jego pokolenia widzieli w nim erudytę „któremu równych z trudem znajdziemy wśród najwybitniejszych polskich geologów naszego czasu”. Profesor do roku 2005 prowadził ćwiczenia terenowe z geologii w Tatrach. Do swojej ostatniej praktyki zaskakiwał dwudziestoletnich studentów kondycją, zwłaszcza w trakcie szybkich, stromych zejść, dzięki czemu studenci ofiarowali Mu koszulkę z Jego zdjęciem i napisem „Szybszy niż lawina” oraz wielką odpornością na niesprzyjające warunki pogodowe.

Jerzy Głazek aktywnie angażował się w prace organizacyjne. Wchodził w skład Komisji Speleologii ZG PTTK oraz reprezentował Polskę na Międzynarodowych Kongresach Speleologicznych organizowanych przez Międzynarodową Unię Speleologiczną (UIS). W latach 1977–1986 pełnił funkcję Sekretarza Komisji Speleochronologii i Paleokrasu UIS, a w 1981–1986 – Zastępcy Sekretarza Generalnego UIS. Profesor Jerzy Głazek był wielokrotnie wybierany lub powoływany do różnych naukowych ciał kolegialnych i redakcyjnych, był członkiem Komitetu Geologicznego PAN oraz członkiem Rady Naukowej Muzeum Ziemi PAN. Profesor wchodził w skład redakcji czasopism: „Speleologia” (1967–1976), „Kras i Speleologia” (od 1977), „Slovenský Kras” (od 1999) oraz „Acta Geologica Polonica” (1996–1999), „Geologos” (1998–2007, redaktor naczelny). Współpracował z wieloma ośrodkami w Polsce i zagranicą, m.in. z IG PAN, ING UJ, Czeską Akademią Nauk i Zarządem Jaskiń Słowackich oraz ze Słowackim Muzeum Ochrony Przyrody i Speleologii w Liptowskim Mikulaszu.

Profesor Jerzy Głazek był wiele razy wyróżniany nagrodami JM Rektorów UW i UAM, 3 razy Nagrodą Ministra, nagrodami, medalami i odznakami honorowymi towarzystw naukowych, speleologicznych i technicznych krajowych i zagranicznych. Otrzymał m.in.: Złoty Medal na VI Międzynarodowym Kongresie w Ołomuńcu (1973), Złoty Krzyż Zasługi (1977), Krzyż Kawalerski *Polonia Restituta* (1987), medal z okazji 30-lecia Zarządu Jaskiń Słowackich (1999), Medal Komisji Edukacji Narodowej (2002) oraz Honorowy Medal Słowackiego Muzeum Ochrony Przyrody i Jaskinioznawstwa za wkład w rozwój polsko-słowackiej współpracy (2006).

Jerzy Głazek był bardzo barwną postacią, o której krążyło wiele anegdot i śmiesznych historii związanych z Jego osobą. Był niesłychanie skromnym człowiekiem. Na Jubileuszu Profesora w roku 2007 w Ciężeniu, zorganizowanym z okazji 50-lecia Jego pracy zawodowej, sprawiał wrażenie człowieka nie tylko wzruszonego, ale również zmieszanego i onieśmiałego sytuacją, w której się znalazł, podczas kolejnych peanów, wspomnień czy odczytów listów gratulacyjnych związanych z Jego osobą.

Profesor był pełnym pasji badaczem, chętnie poświęcającym swój czas dla innych, a w konsekwencji nie zawsze znajdując go dla siebie. Od 28 lat otwierał coroczne Sympozja Speleologiczne, od kiedy w 1981 roku został Przewodniczącym Sekcji Speleologicznej im. Kopernika.

Będzie nam Go bardzo brakować i na zawsze pozostanie w naszej pamięci jako wybitny uczony, dobry, życzliwy i skromny człowiek, oraz niezastąpiony Mistrz i Nauczyciel.

EKSPLORACJA I INWENTARYZACJA JASKIŃ POLSKICH KARPAT FLISZOWYCH

(wrzesień 2008 r. – sierpień 2009 r.)

Grzegorz Klassek¹, Tomasz Mleczek²

¹ Klub Taternictwa Jaskiniowego „Speleoklub”; Bielsko-Biała;

ul. 1 Maja 45, 43-300 Bielsko-Biała;

www.speleo.bielsko.pl, estawela@autograf.pl

² Stowarzyszenie Speleoklub Beskidzki; Dębica;

ul. Szkotnia 5/25, 39-200 Dębica;

www.ssb@ssb.strefa.pl, speleol@wp.pl

Komunikat zawiera dane, za okres od września 2008 r. do sierpnia 2009 r., z prac eksploracyjno – inwentaryzacyjnych prowadzonych w polskich Karpatach Fliszowych przez członków Klubu Taternictwa Jaskiniowego „Speleoklub” z Bielska-Białej (SBB), członków Stowarzyszenia Speleoklub Beskidzki z Dębicy (SSB) oraz członków Grupy Malinka z Wisły (GM).

Wyniki tych prac to udokumentowanie 94 nowych jaskiń i schronisk skalnych, nowych partii w obiektach już znanych, uporządkowanie zaszczości inwentaryzacyjnych.

W rozbiciu regionalnym wyniki te przedstawiają się następująco:

Beskid Śląski

Rejon Muronka–Twardorzeczka–Roztoczne

Pod kierunkiem J. Ganszera zmienna grupa członków SBB, w tym: J. Pukowski, M. Ganszer, J. Kamiński, Z. Grebl, K. Borgiel, A. Kucharczyk przeprowadzała generalny przegląd osuwisk Kuźnie. Aktualizowano dokumentację obiektów już znanych, inwentaryzowano nowe: **Wielki Okap na Muronce** K.Bs-02.101 J. Ganszer (5 m długości), **Schron pod Dwoma Płytami na Muronce** K.Bs-02.105 J. Ganszer (5,5 m długości), **Duża Sala na Muronce** K.Bs-02.118 M. i J. Ganszer (4,8 m długości), **Jaskinia Pajęcza na Muronce** K.Bs-02.119 M. i J. Ganszer, J. Micherdzińska (7 m długości) oraz 29 innych, pomniejszych obiektów o łącznej długości 78,69 m.

W 2008 r. Cz. Szura (GM) zinwentaryzował: **Schron w Roztocznym** K.Bs-02.113 (3 m długości) i **Jaskinię w Roztocznym** K.Bs-02.114 (7 m długości).

Rejon Malinka–Zielony Kopiec

Członkowie GM zinwentaryzowali nowe obiekty: **Jaskinię Wiślanka 2** (nazwa robocza) K.Bs-03.94 Cz. Szura, R. Cieślak (30 m długości), **Jaskinię pod Trzecim Rajsztake 2** K.Bs-03.95 R. i M. Cieślak (11,2 m długości), **Jaskinię Kaj Cap Wpod** K.Bs-03.96 R. i M. Cieślak (4 m długości), **Jaskinię Kaj Kón Wpod** K.Bs-03.97 G. Szalbot, B. Juroszek (7 m długości), **Jaskinię Rodżery** K.Bs-03.98 G. Szalbot, M. Prochner, B. Juroszek, R. Cieślak, Cz. Szura (34,2 m długości), **Szczelinę w Bukowinach** R. Cieślak (4 m długości), **Szczelinę nad Pierwszym Rajsztake** B. Juroszek, G. Szalbot (4 m długości), **Piętrową Szczelinę Górną** B. Juroszek, G. Szalbot (9,2 m długości), **Jaskinię nad Sadowe** B. Juroszek, G. Szalbot (14,2 m długości), **Hrómskom Jamę** J. Pysz, G. Szalbot (6,3 m długości), **Pietraszkowy Schron** J. Pysz, G. Szalbot, Cz. Szura (5 m długości), **Jaskinię na Wyrombanicy** R. i M. Cieślak (11,5 m długości), **Szczelinę pod Zielonym Kopcem** G. Szalbot, Cz. Szura, B. Juroszek (8 m długości), **Jaskinię Dolny Waserszlog** G. Szalbot, Cz. Szura, R. i M. Cieślak – odkopana na podstawie ekspertyzy geofizycznej (18 m długości).

W wyniku dalszej eksploracji (G. Szalbot, B. Juroszek, Cz. Szura) długość **Jaskini Miecharskiej** K.Bs-03.77 wzrosła do 1810 m. Odkryto też nowy otwór **Jaskini Wiślanka** K.Bs-03.93 (Cz. Szura, R. Cieślak) długość jaskini wzrosła do 147 m, deniwelacja 16,3 m (-14,4 + 1,9 m).

Rejon Malinów–Salmopol

Członkowie SBB J. i M. Ganszer zinwentaryzowali **Schron nad Malinką pod Szlakiem** K.Bs-03.101 (3,6 m długości), wznowili eksplorację w **Jaskini w Malince IV** K.Bs-03.34.

W **Jaskini Malinowskiej** K.Bs-03.31, nad Galerią, Z. Grebl, J. i M. Ganszer odkryli nowe partie o łącznej długości 13 m. Długość jaskini wzrosła do 245,5 m.

Członkowie GM kontynuują eksplorację (w 2009 r. odkryto nowe partie) i inwentaryzację, Cz. Szura, B. Juroszek, G. Szalbot w **Jaskini Wiślanskiej** K.Bs-04.65. Długość jaskini szacowana jest obecnie na 1500 m, deniwelacja 38,3 m (-34,8 + 3,5).

Rejon Skrzyczne–Lipowa

W masywie Skrzycznego J. i M. Ganszer (SBB) udokumentowali nowe obiekty: **Okap Czarnego Motyla na Skrzycznym** K.Bs-03.102 (2,6 m długości) i **Schron Niestabilny na Skrzycznym** K.Bs-03.103 (6,7 m długości). Zinwentaryzowane też zostały przez J. Ganszera: **Schronisko pod Głazem w Lipowej** K.Bs-03.99 (2,6 m długości) i **Schronisko pod Płytą w Lipowej** K.Bs-03.100 (2,5 m długości).

Rejon Klimczok–Błatnia

R. Głowacki, J. i M. Ganszer (SBB) dokumentowali **Schron Ratowników K.Bs-04.107** (2,5 m długości), J. Ganszer i T. Jonderko (os. t.) **Okap na Skalce w Brennej K.Bs-04.108** (1,85 m długości). Nowy obiekt **Dziurę w Błatniej K.Bs-04.109** zlokalizowali A. i G. Gajny z SBB (4,2 m długości).

Uściślono też dane odnośnie **Dziury w Klimczoku K2 K.Bs-04.91** (K. Borgiel, SBB) określając jej długość na 6 m.

Beskid Mały

Członek SBB B. Nikiel udokumentował **Norę w Zbójnickim Oknie K.Bm-02.41** (1,5 m długości). W **Jaskini Lodowej Czarne Działy K.Bm-02.10** J. Ganszer stwierdził zmniejszenie długości do 12 m.

Beskid Żywiecki

Nowy obiekt **Szparę pod Głazem przed Rozdrożem K.Bż-03.08** zinwentaryzował J. Ganszer z SBB, w towarzystwie J. Urbańskiego i K. Piekarczyka (3,2 m długości).

W masywie Babiej Góry Cz. Szura, B. Juroszek (GM) i J. Gubała (SSB) powiększyli **Dymiacą Piwnicę K.Bż-04.14** do 86,5 m długości.

Po słowackiej stronie Cz. Szura, G. Szalbot, B. Juroszek (GM) odkryli **Orawską Piwnicę 3** o długości 32,2 m.

Beskid Makowski

6 listopada 2008 r. W.J. Gubała oraz W. Margielewski i J. Urban (Inst. Ochr. Przyr. PAN) zinwentaryzowali **Schronisko w Parszywce I K.Bmk-02.06** (3 m długości) oraz **Schronisko w Parszywce II K.Bmk-02.07** (2,5 m długości).

Gorce

20 września 2008 r. K. Buczek, A. Chlebek i R. Błachut zinwentaryzowali **Jaskinię w Kleninie K.G-01.36**. 14 grudnia 2008 r. uczestnicy „Speleobozu SSB” w Dursztynie wykonali uzupełniające pomiary tej jaskini. Jaskinia w Kleninie jest obecnie najdłuższą jaskinią Gorców, ma bowiem 52,5 m długości i 12 m głębokości.

Beskid Sądecki

Otwór **Jaskini Zbójnickiej K.Bsd-02.38** został zasypany podczas budowy wyciągu narciarskiego na Jaworzynie Krynickiej w 2005 r. Była to jedna z ciekawszych jaskiń w Beskidzie Sądeckim, miała 57 m długości i 7 m głębokości.

Beskid Niski

17 września 2008 r. T. Młeczek i B. Szatkowski (SSB) zinwentaryzowali na Ruskim Zamku I **Schronisko Wrześniowe K.Bn-07.39** (4 m długości), natomiast w masywie Kamienia (714 m n.p.m.) splanowali **Schronisko w Hałbowie IV K.Bn-08.11** (2 m długości) i **Schronisko w Hałbowie V K.Bn-08.12** (1,5 m długości).

23 września 2008 r. T. Młeczek (SSB) splanował w Lipowicy **Gangusiową Kolebę Górną K.Bn-09.82** (1,5 m długości), **Gangusiową Kolebę Dolną K.Bn-09.83** (3,5 m długości) oraz **Schron przy Drodze do Barwinka I K.Bn-09.84** (4 m długości).

13 maja 2009 r. T. Młeczek (SSB) uściślił wymiary **Lodowej Szczeliny K.Bn-09.15** w Lipowicy. Jaskinia ma obecnie 166 m długości i 11,5 m (-10,5 m; +1,0 m) deniwelacji.

23 maja uczestnicy „Speleobozu SSB” w Olchowcu zinwentaryzowali na Polskim Zamku **Ptasi Schron K.Bn-07.40** (2,5 m długości).

Nowy obiekt **Jaskinię Lessową na Mareszce** zinwentaryzował Cz. Szura (GM) (14,3 m długości).

Bieszczady

16 października 2008 r. T. Młeczek, B. Szatkowski oraz M. Klimek (SSB) splanowali w rejonie Roha (1255 m n.p.m.) na Połoninie Wetlińskiej **Jaskinię Dobosza K.Bsz-02.05** (13 m długości; 4,5 m deniwelacji) i **Schronisko Kostywskie K.Bsz-02.15** (2,5 m długości).

Ci sami 17 października 2008 r. zinwentaryzowali w masywie Halicza (1333 m n.p.m.) **Schronisko w Berdzie I K.Bsz-02.16** (4 m długości) i **Schronisko w Berdzie II K.Bsz-02.17** (6 m długości), a na SE ramieniu Magury Stuposiańskiej (1016 m n.p.m.): **Schron nad Bereżkami I K.Bsz-02.18** (3 m długości), **Schron nad Bereżkami II K.Bsz-02.19** (2 m długości), **Schron nad Bereżkami III K.Bsz-02.20** (2 m długości) i **Schron nad Bereżkami IV K.Bsz-02.21** (2 m długości).

5 września 2009 r. W. J. Gubała i A. Gubała zinwentaryzowali nowe partie w **Jaskini Dolnej w Nasicznem K.Bsz-02.02**. Obecna długość jaskini wynosi 62,5 m, a jej głębokość 20,9 m.

Pogórze Rożnowskie

15 kwietnia 2009 r. T. Młeczek (SSB) zinwentaryzował w skałkach Diabiego Boiska **Schronisko Kwietniowe K.Pr-02.22** (5 m długości), w rezerwacie Diable Skały splanował natomiast **Kapi Okap K.Pr-02.21** (4 m długości).

26 czerwca 2009 r. T. Młeczek i B. Szatkowski (SSB) zinwentaryzowali w skałkach w Siekierczynie: **Niski Okap K.Pr-02.23** (2,5 m długości), **Bardzo Niski Okap K.Pr-02.24** (3,5 m długości) oraz **Jamę Kowalika K.Pr-02.25** (6,5 m długości, 4 m przewyższenia). Zmierzyli też nowe partie **Kruchego Komina**. Jaskinia ta ma obecnie 20 m długości i 11,5 m głębokości. W pobliskich Skałkach Salamandry splanowali natomiast **Schron pod Kowadłem K.Pr-02.26** (3,5 m długości).

ci), **Okap przy Znaku z Zielonym Liściem** *K.Pr-02.27* (3 m długości), **Szczelinę z Okienkiem** *K.Pr-02.28* (3,5 m długości), **Schronisko Deszczowe** *K.Pr-02.29* (2,5 m długości) oraz **Schronisko Borsucze** *K.Pr-02.30* (5 m długości).

Pogórze Ciężkowickie

9 kwietnia 2009 r. T. Mleczek (SSB) stwierdził zmniejszenie **Jaskini Pajęcej** *K.Pc-01.03* w Ciężkowicach, obiekt ma obecnie 9 m długości i 3,5 m deniwelacji.

Pogórze Dynowskie

9 października 2008 r. T. Mleczek, M. Klimek, M. Marszałek, B. Szatkowski oraz A. Szebla (SSB) zinwentaryzowali w Skałkach Czarnorzeckich: **Schronisko Zlepieńcowe** *K.Pd-01.44* (3 m długości), **Dziurę w Obelisku** *K.Pd-01.45* (8 m długości, 3 m głębokości) oraz **Sarnią Szczelinę** *K.Pd-01.46* (9 m długości; 4 m przewyższenia). W wyniku uzupełniających pomiarów zwiększyły się też wymiary **Szorstkiej Studni** *K.Pd-01.41* (8 m długości; 4,5 m głębokości) i **Czarnej Szczeliny** *K.Pd-01.39* (9 m długości; 3,5 m głębokości). Zmieniono też mylną nazwę Okapu w Jaskółce na **Okap w Owcy** *K.Pd-01.35*.

3 maja 2009 r. T. Mleczek i B. Szatkowski (SSB) zinwentaryzowali **Krowi Komin** *K.Pd-01.47* (9,5 m długości; 6,5 m deniwelacji).

Według stanu na 31 sierpnia 2009 r. w polskich Karpatach Fliszowych istnieje 1094 zinwentaryzowanych jaskiń i schronisk skalnych o łącznej długości 19943,94 m (Tab. 1.); 34 jaskinie osiągają długość ponad 100 (Tab. 2.); 24 jaskinie mają deniwelację równą lub większą od 15 m (Tab. 3.).

Tab. 1. Rozmieszczenie jaskiń polskich Karpat Fliszowych

Region	Ilość jaskiń	Łączna długość [m]
Beskid Śląski	341	9877,04
Kotlina Żywiecka	1	20,0
Beskid Żywiecki	51	900,4
Beskid Mały	53	872,7
Beskid Makowski	23	407,0
Beskid Wyspowy	63	1177,0
Gorce	37	384,0
Beskid Sądecki	79	1281,8
Beskid Niski	237	3130,0
Bieszczady	22	224,5
Góry Sanocko-Turczańskie	8	43,0
Pogórze Śląskie	3	18,0
Pogórze Wielickie	14	93,0
Pogórze Wiśnickie	7	42,0
Pogórze Rożnowskie	77	1003,0
Pogórze Ciężkowickie	33	183,0
Pogórze Strzyżowskie	17	85,0
Pogórze Dynowskie	28	202,5
Razem	1094	19943,94

Tab. 2. Najdłuższe jaskinie polskich Karpat Fliszowych

L.p.	Nazwa jaskini	Region	Długość [m]
1.	Jaskinia Miecharska	Beskid Śląski	1810,0
2.	Jaskinia Wiślańska	Beskid Śląski	1500,0
3.	Jaskinia w Trzech Kopcach	Beskid Śląski	1254,0
4.	Jaskinia Słowiańska-Drwali	Beskid Niski	601,0
5.	Jaskinia Dująca	Beskid Śląski	582,0
6.	Jaskinia Głęboka w Stołowie	Beskid Śląski	554,0
7.	Jaskinia Oblica	Beskid Żywiecki	436,0
8.	Jaskinia Zbójcka w Łopieniu	Beskid Wyspowy	433,0
9.	Diabla Dziura w Bukowcu	Pogórze Rożnowskie	365,0
10.	Jaskinia Niedźwiedzia	Beskid Sądecki	340,0
11.	Jaskinia Ali-Baby w Klimczoku	Beskid Śląski	328,0
12.	Malinowska Studnia	Beskid Śląski	324,6

13.	Mysiorowa Jama w Zagórze	Beskid Makowski	282,5
14.	Jaskinia Malinowska	Beskid Śląski	245,5
15.	Jaskinia Mroczna	Beskid Niski	198,0
16.	Gangusiowa Jama	Beskid Niski	190,0
17.	Lodowa Szczelina	Beskid Niski	166,0
18.	Jaskinia Dziurawa	Beskid Mały	160,0
19.	Jaskinia Złotniańska	Beskid Sądecki	155,0
20.	Jaskinia Latających Kamieni	Beskid Wyspowy	150,0
21.	Jaskinia Wiślanka	Beskid Śląski	147,0
22.	Czarci Dół	Beskid Wyspowy	140,0
23.	Jaskinia Roztoczańska	Beskid Sądecki	140,0
24.	Jaskinia Wiślańska 2	Beskid Śląski	136,0
25.	Jaskinia w Straconce	Beskid Mały	135,0
26.	Jaskinia Chłodna	Beskid Śląski	125,0
27.	Jaskinia Piętrowa w Klimczoku	Beskid Śląski	125,0
28.	Jaskinia Czarne Działy III	Beskid Mały	115,0
29.	Jaskinia Salmopolska	Beskid Śląski	115,0
30.	Jaskinia Szkieletowa	Pogórze Rożnowskie	110,0
31.	Szczelina Lipowicka	Beskid Niski	105,0
32.	Złotopieńska Dziura	Beskid Wyspowy	105,0
33.	Dziura w Stołowie	Beskid Śląski	104,0
34.	Jaskinia w Sopotni Wielkiej	Beskid Żywiecki	101,0

Tab. 3. Najgłębsze jaskinie polskich Karpat Fliszowych

L.p.	Nazwa jaskini	Region	Deniwelacja [m]
1.	Jaskinia Miecharska	Beskid Śląski	56,3
2.	Diabla Dziura w Bukowcu	Pogórze Rożnowskie	-42,5
3.	Jaskinia Wiślańska	Beskid Śląski	38,3
4.	Jaskinia w Trzech Kopcach	Beskid Śląski	32,6
5.	Jaskinia Niedźwiedzia	Beskid Sądecki	-28,0
6.	Jaskinia Głęboka w Stołowie	Beskid Śląski	-25,0
7.	Jaskinia Słowiańska-Drwali	Beskid Niski	-23,8
8.	Jaskinia Oblica	Beskid Żywiecki	-21,1
9.	Jaskinia Dolna w Nasicznem	Bieszczady	-20,9
10.	Jaskinia Zbójcka w Łopieniu	Beskid Wyspowy	20,3
11.	Jaskinia Malinowska	Beskid Śląski	-19,5
12.	Jaskinia Szkieletowa	Pogórze Rożnowskie	19,0
13.	Malinowska Studnia	Beskid Śląski	18,1
14.	Jaskinia Dująca	Beskid Śląski	-18,0
15.	Jaskinia Ali-Baby w Klimczoku	Beskid Śląski	-17,6
16.	Jaskinia w Straconce	Beskid Mały	-16,9
17.	Jaskinia Chłodna	Beskid Śląski	-16,5
18.	Jaskinia Wiślanka	Beskid Śląski	16,3
19.	Jaskinia Mroczna	Beskid Niski	-15,5
20.	Jaskinia Wiślańska 2	Beskid Śląski	-15,5
21.	Dydiowska Jama	Bieszczady	-15,0
22.	Dziura w Stołowie	Beskid Śląski	-15,0
23.	Feleczyńska Studnia	Beskid Sądecki	-15,0
24.	Jaskinia Latających Kamieni	Beskid Wyspowy	-15,0

Nowe materiały inwentaryzacyjne prezentowane są w „Zacisku” – biuletynie SBB, w „Jaskiniach Beskidzkich” – biuletynie SSB, w „Jaskiniach” – ogólnopolskim piśmie speleologicznym, jak również na stronach internetowych wymienionych klubów.

EKSPLORACJA I WARTOŚCI NAUKOWE DAWNEJ KOPALNI FOSFORYTÓW W ANNOPOLU

Artur Komorowski¹, Marcin Machalski², Tomasz Mleczek¹

¹ Stowarzyszenie Speleoklub Beskidzki,

39-200 Dębica, ul. Szkotnia 5/25;

ssb@ssb.strefa.pl, akomorowski@op.pl;

² Instytut Paleobiologii PAN, 00-818 Warszawa,

ul. Twarda 51/55;

mach@twarda.pan.pl

Najbogatsze złoża fosforytów w Polsce zostały odkryte w 1924 r. przez Jana Samsonowicza w utworach kredowych na obszarze antykliny Annopola (Rachowa) nad Wisłą (patrz historia badań złoża w Pożaryski 1947). Obszar antykliny jest obecnie przedmiotem badań grupy eksploracyjno-badawczej, w skład której wchodzi m.in. autorzy niniejszego komunikatu (patrz omówienie poniżej oraz Machalski i in. 2009).

Wydobycie fosforytów na terenie antykliny Annopola prowadzone było najpierw przez firmę Gwarectwo Świętokrzyskie z siedzibą w Kielcach. W późniejszych latach powstało wiele firm prywatnych, także z Annopola, m.in. Tytus Pawliczus i Syn oraz Rosenberg i S-ka. Eksploatacja złoża była często prowadzona w sposób rabunkowy. Do września 1939 roku utrzymała się tylko firma Rosenberga, eksploatująca fosforyty na gruntach dworskich oraz Spółdzielnia Zarobkowo-Gospodarcza „Praca” w Annopolu, która prowadziła wydobywanie na gruntach miejskich (Nowosad 2000). Prace wydobywcze prowadzono najpierw metodą odkrywkową, a później również metodami podziemnymi. Do transportu urobku używano między innymi szynowych wagoników **zaprzęgniętych w konie**. W okresie wojennym prace wydobywcze prowadzone przez firmę niemiecką z użyciem zginiatacza, którego fundamenty zachowały się do dzisiaj (Pożaryski 1947).

Powojenna kopalnia fosforytów w Annopolu powstała w styczniu 1952 r. na mocy zarządzenia ministra przemysłu ciężkiego. Powstało wtedy przedsiębiorstwo państwowe pod nazwą Kopalnia Fosforytów „Annopol” z siedzibą w Annopolu. W najlepszym okresie działalności kopalni – w latach 60. ubiegłego wieku – pracowało tam ok. 600 osób, a poziom wydobywania utrzymywał się na poziomie 80–82 tysięcy ton rocznie. Należy podkreślić ciężkie warunki pracy annopolskich górników, przede wszystkim zagrożenie pylicą płuc. W roku 1971 zaprzestano eksploatacji fosforytów ze względu na brak rentowności (Gąsiewicz, Bereda 2009). Ostatecznego zamknięcia kopalni dokonał wicepremier Franciszek Waniółka.

W maju 2008 r. kopalnia ponownie „ożyła” za sprawą odkrycia przez pierwszego z autorów dwóch unikatowych nagromadzeń kości morskich kręgowców z okresu kredowego (Machalski i in. 2009). Pierwsze z nich to szczątki ichtiozaura znalezione w górnej części albskiego poziomu fosforytowego w jednym z korytarzy kopalni (część kości wydobył współczesniczą w eksploracji kopalni p. Witold Biernat). Są to luźne zęby (korzenie z zachowanymi częściowo lub kompletnie koronami) oraz występujące obok nich połamane fragmenty szczęki i inne elementy szkieletowe. Na podstawie morfologii zębów i elementów szkieletu materiał ten został zidentyfikowany przez drugiego autora niniejszego komunikatu (Marcin Machalski) jako należący do morskich gadów z grupy ichtiozaurów, gatunku *Platypterygius campylodon* (Carter). Podobnie zachowane fragmenty czaszek tego gatunku są znane z utworów albu i cenomanu kilku stanowisk europejskich (Machalski i in. 2009).

Drugi okaz został zlokalizowany w ścianie głównej upadowej kopalni, niedaleko od wejścia. Ułożenie i wielkość widocznych w ścianie kości wskazują, że mamy do czynienia z nagromadzeniem szczątków dużego zwierzęcia, zapewne morskiego gada. Nagromadzenia kości dużych morskich kręgowców, takie jak okazy omówione powyżej, nie były dotychczas notowane w annopolskim złożu; są one również wyjątkowe w skali naszego kraju i zasługują na dalsze prace poszukiwawcze i opracowanie naukowe (Machalski i in. 2009).

Oprócz w.w. nagromadzeń kości kręgowców znalezione zostały w kopalni liczne zęby rekinów, fragmenty sfosforyzowanego drewna oraz pojedyncze elementy kostne morskich kręgowców okresu kredowego, w tym kręgi ichtiozaurów. Znalezione również liczne szczątki morskich bezkręgowców, w tym amonitów. Naukowa wartość znalezionych okazów paleontologicznych oraz informacje o rosnącym zainteresowaniu osób postronnych nieczynną kopalnią w Annopolu doprowadziły do podjęcia odpowiednich działań ochronnych. Duży nacisk położono na konieczność oznakowania i zabezpieczenia otworu wejściowego do kopalni. W sierpniu 2008 roku podjęto decyzję o stworzeniu interdyscyplinarnej grupy eksploracyjno-badawczej. W jej skład wchodzi: Instytut Paleobiologii PAN w Warszawie (reprezentowany przez doc. dra hab. M. Machalskiego, a także przez mgr A. Kapuścińską), Zakład Geologii i Ochrony Litosfery UMCS w Lublinie (prof. dr hab. M. Harasimiuk, mgr G. Gajek), Stowarzyszenie Speleoklub Beskidzki (A. Komorowski, T. Mleczek, M. Klimek) i pan W. Biernat. Kierownikiem i koordynatorem prac grupy eksploracyjno-badawczej jest Marcin Machalski. Ponad roczna działalność grupy doprowadziła w sierpniu 2009 r. do opublikowania artykułu (Machalski i in. 2009), w którym zostały omówione dotychczasowe znaleziska i perspektywy pozyskania dalszych materiałów paleontologicznych na terenie kopalni.

Działalność eksploracyjna prowadzona przez autorów oraz pozostałych członków grupy badawczej potwierdziła istnienie kilku kilometrów korytarzy o różnym stopniu zachowania. Należy zaznaczyć, że teren kopalni był wielokrotnie penetrowany w okresie od jej zamknięcia do chwili rozpoczęcia badań przez grupę eksploracyjno-badawczą, m.in. przez

czeskich i polskich zbieraczy skamieniałości. Dużym i pozytywnym dorobkiem badawczym poszczycić się może Stowarzyszenie Speleoklub Beskidzki, które od 2004 roku (z przerwami) prowadziło w niej działalność. Z tego okresu pozostała bogata dokumentacja fotograficzna, która prezentuje stan zachowania wyrobisk. Materiał ten, m.in. z punktu oceny postępujących szkód górniczych jest dzisiaj bezcenny.

Szkody, które pojawiają się pod ziemią, znajdują swe odzwierciedlenie na powierzchni. Powodują one ograniczenia w gospodarowaniu przestrzenią i niosą ryzyko dla gospodarki komunalnej, o czym doniosły w 2008 r. spektakularne tytuły lokalnych gazet: *Annopol: Stara kopalnia zagraża miastu* czy *Śląski problem nadwiślańskiego miasta*. Największym problemem mogą kiedyś stać się podziemne tunele, które biegną pod drogą wojewódzką 824 z Annopola do Puław. Ostatnio ewidencją szkód górniczych na powierzchni oraz pod ziemią w Annopolu zajmowali się pracownicy Zakładu Geologii i Ochrony Litosfery UMCS w Lublinie.

Kopalnia fosforytów w Annopolu to obiekt rozległy. Jej wstępny odcinek wraz z metalową bramą stanowiącą wejście do głównej sztolni upadowej – dawnego punktu wywozu urobku, nie istnieje. Rabunek metalowej konstrukcji podpierającej strop przez „złomiarzy” spowodował w 2006 r. potężny zawal. Stan kopalni przed zawalem udokumentowali w 2004 roku członkowie Stowarzyszenia Speleoklub Beskidzki.

Kopalnia fosforytów w Annopolu dostarcza także ciekawych zabytków z okresu eksploatacji fosforytów. Kilka z zachowanych odcinków podziemnych tuneli posiada drewniane stemple, a w spagu spotykane są fragmenty torów kolejki. Do ciekawych zabytków dawnej techniki należy m.in. maszyna wyciągowa z zachowanym naciągami (tzw. lina bez końca), zwrotnica kolejowa, wózek górniczy, narzędzia czy liczne tablice informacyjne. Te dawne relikty górnictwa są godne zachowania i ochrony.

W ścianach chodników kopalni zaobserwowano ciekawe zjawiska tektoniczne i krasowe. Do pierwszej grupy należą uskoki, zakłócające przebieg złoża (ich objawem są lustra tektoniczne oraz pionowe przesunięcia profili skalnych, które pozwalają ocenić zrzut poszczególnych uskoków). Ze strefami uskoków związane są zjawiska krasowe, rozwinięte w partiach annopolskiego złoża, w których stwierdzono wypływ wody. Są to głębokie kanały krasowe rozwijające się w głąb ściany, o owalnym, soczewkowatym charakterze i średnicy od 20–50 cm. Kanały powstały prawdopodobnie w miejscach, gdzie doszło do pionowego przemieszczania bloków skalnych i rozluźnienia skalnego materiału. Bezpośrednio w złożu konkrecji fosforytowych, który stanowił niegdyś przedmiot eksploatacji górniczej, zaobserwowano inną grupę zjawisk krasowych. Są to niewielkie kawerny scementowane gładką, szklistą polewą kalcytową z konkrecjami fosforytów. Kawerny posiadają liczne nacieki. W kilku miejscach osadzone są na 10 cm żyłe kalcytu osiągającej długość do 2 m.

Annopolska kopalnia stanowi także schronienie różnorodnej podziemnej flory i fauny. Przed 2006 r. w kopalni obserwowano 4 gatunki nietoperzy: nocka dużego *Myotis myotis*, nocka Natterera *Myotis nattereri*, nocka rudego *Myotis daubentonii* oraz gacka brunatnego *Plecotus auritus* (Piskorski i in. 2002; Piskorski – inf. ustna), maksymalnie stwierdzono ok. 50 osobników. Wymienione nietoperze zimowały w komorze w głównej upadowej, 90 metrów od wejścia do kopalni. Po zawale upadowej w 2006 r. kolonia nietoperzy zanikła. Obecnie obserwuje się pojedyncze osobniki rozproszone po całej kopalni. Zimą 2008/2009 r. stwierdzono maksymalnie 20 osobników nietoperzy z 2 gatunków (novek duży i gacek brunatny). W jednym z korytarzy widziano szczątki lisa *Vulpes vulpes*, na dnie szybu wentylacyjnego w pobliżu głównej upadowej znajdują się natomiast liczne kości zwierząt domowych. W kopalni występuje poza tym typowa jaskiniowa fauna, motyle: rusalka pawik *Inachis io*, szczerbówka ksiieni *Scoliopteryx libatrix* oraz paśnik jaskiniowiec *Triphosa dubitata*, liczne pajęczaki i muchówki. W niewielkim stawku w jednym z korytarzy kopalni zaobserwowano również skorupiaki z rodzaju *Niphargus*. Do interesujących przedstawicieli świata żywego należy zaliczyć grzyby, rozwinięte szczególnie na butwiejących belkach starych konstrukcji kopalnianych. Ich rozwojowi sprzyja środowisko o ograniczonej cyrkulacji powietrza oraz brak dostępu światła.

W podsumowaniu, annopolska kopalnia stanowi niezwykle interesujące stanowisko narodowego dziedzictwa przyrody żywej i nieożywionej, skupiając w sobie – warte zachowania i ochrony – świadectwa geologicznej i paleontologicznej przeszłości naszych ziem w odległych epokach geologicznych, pamiątki z okresu górniczej eksploatacji fosforytów, a także cenne biologicznie elementy unikatowych ekosystemów podziemnych.

Literatura

- Gąsiewicz A., Bereda T. 2009. Państw. Inst. Geol., Zakład Geologii Gospodarczej, Surowce chemiczne, Fosforyty (http://www.pgi.gov.pl/surowce_chemiczne/fosforyty.htm) (stan na dzień 15.09.2009).
- Machalski M., Komorowski A., Harasimiuk M. 2009. Nowe perspektywy poszukiwań morskich kręgowców kredowych w nieczynnej kopalni fosforytów w Annopolu nad Wisłą. *Przegl. Geol.* 57, 8: 638–641.
- Nowosad R. 2000. Amerykański kronikarz Annopola, *Regionalista* 15: 22.
- Piskorski M., Urban M., Potakiewicz G., 2002. Dekada spisu nietoperzy DSN 2002 na Lubelszczyźnie. W: *Materiały konf. XVI Ogólnop. Konf. Chiropterologicznej*, Piechowice: 26–28.
- Požaryski W. 1947. Złoże fosforytów na północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Państw. Inst. Geol., Biuletyn* 27.

POCHODZENIE ODZWIERZĘCEJ MATERII ORGANICZNEJ ZE ŚRODKOWOPEJSTOCENSKICH WARSTW NAMULISKA JASKINI BIŚNIK

Maciej Krajcarz¹, Marek Gola²

¹ Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, Instytut Geologii Podstawowej,
ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa;
maciej.krajcarz@uw.edu.pl

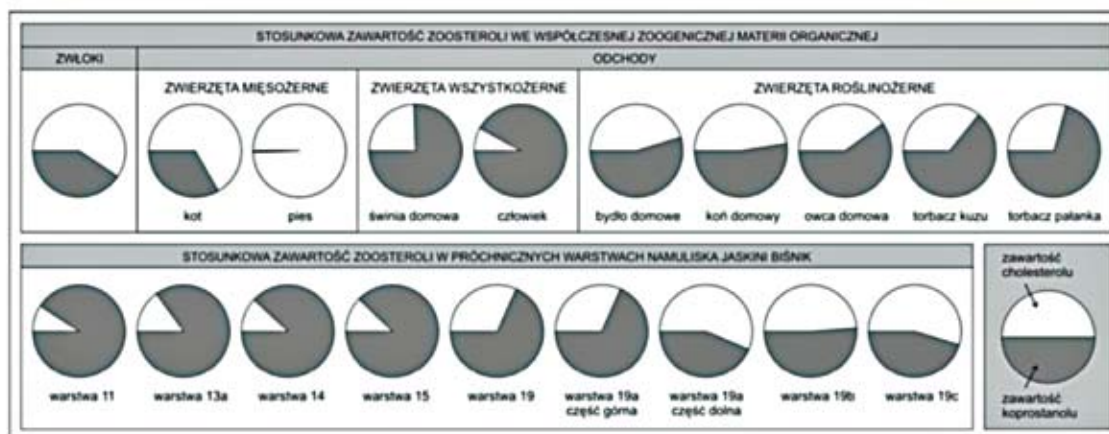
² Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, Instytut Geochemii, Mineralogii i Petrologii,
ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa;
mgola@uw.edu.pl

Zoosterole (sterole pochodzenia zwierzęcego) są związkami występującymi w organizmach zwierzęcych, w żywych tkankach oraz w treści przewodu pokarmowego. We współczesnym świecie sterole stanowią poważny element zanieczyszczenia ścieków. Akumulacja steroli w osadzie może zachodzić zarówno poprzez wytrącanie z zanieczyszczonych wód jak i bezpośrednio z odkładania się odchodów bądź zwłok zwierzęcych (Leeming i in. 1996; Evershed i in. 1997). Po akumulacji, o ile osad nie ulegnie zaawansowanej termicznej diagenecie, sterole pozostają stabilne co najmniej przez setki tysięcy lat (Evershed i in. 1995; Rousseau i in. 1995). Z tego względu zoosterole są używane jako biomarkery, pozwalające rozpoznać odzwierzęce pochodzenie materii organicznej w osadzie (Rousseau i in. 1995a, Rousseau i in. 1995b, Leeming i in. 1996, Evershed i in. 1997).

Najczęściej spotykanymi zoosterolami są cholest-5-en-3 β -ol (cholesterol) i 5 β -cholestan-3 β -ol (koprostanol). Cholesterol występuje w żywych tkankach zwierzęcych, zwłaszcza w tkance łącznej, a także w treści pokarmowej jelit (Sawicki 2000). Koprostanol powstaje w wyniku mikrobialnego rozkładu cholesterolu zawartego w treści pokarmowej, co zachodzi przy udziale bakterii jelitowych. W związku z tym koprostanol występuje głównie w odchodach zwierząt posiadających dobrze rozwiniętą florę jelitową, tzn. zwierząt roślino- i wszystkożernych (Leeming i in. 1996). Stosunek zawartości koprostanolu do cholesterolu jest charakterystyczny dla zwłok zwierzęcych oraz dla odchodów zwierząt różniących się typem spożywanego pokarmu (ryc. 1., górny rząd).

W jaskini Biśnik obok warstw mineralnych występują warstwy próchniczne, zawierające do 2 % materii organicznej. W środkowopejstocenijskiej części namuliska, dostępnej aktualnie do opróbowania, charakter próchniczny mają warstwy: 13a, 14, 15, 19, 19a (dwudzielna), 19b i 19c. Z tych warstw zostały pobrane próbki osadów do badań molekularnych. Dodatkowo opróbowano dostępną górnopiejstocenijską warstwę 11. Próbki zostały utarte, umieszczone w gilzach celulozowych i ekstrahowane w aparacie Soxhleta przy użyciu mieszaniny dichlorometanu-metanolu (70–30) przez 72 h. Uzyskane ekstrakty zagęszczono i przefiltrowano. Analizy GC-MS wykonano na chromatografie gazowym sprzężonym ze spektrometrem masowym Clarus 500 (Perkin Elmer). Analizę przeprowadzono w Laboratorium Chemii Wód, Gleb i Skał Wydziału Geologii UW. Identyfikację związków oparto na porównaniu widm masowych z widmami podanymi w bibliotece NIST.

Stwierdzony udział zoosteroli w osadach Jaskini Biśnik przedstawia ryc. 1 (dolny rząd). We wszystkich badanych warstwach występują oba zoosterole, jednak w różnych proporcjach. W warstwach najstarszych (19a dolna–19c) zaznacza się najwyższy udział cholesterolu. Stosunek zoosteroli jest tutaj zbliżony do stosunku występującego w zwłokach zwierzęcych lub w odchodach zwierząt mięsożernych. Sugeruje to okupację jaskini przez zwierzęta mięsożerne w okresie akumulacji tych warstw. Obecność szczątków hieny jaskiniowej (*Crocota spelaea*) i lwa jaskiniowego (*Panthera spelaea*) w tych warstwach (Cyrek i in. 2009, zob. też Krajcarz Magdalena w tym tomie) sugeruje, że jaskinia mogła wówczas



Ryc. 1. Stosunkowy udział koprostanolu i cholesterolu we współczesnej materii organicznej pochodzenia zwierzęcego (na podstawie: Evershed i in. 1995; Leeming i in. 1996) oraz w badanych próbkach osadów Jaskini Biśnik.

pełnić funkcję legowiska któregoś z tych drapieżników. Warstwy młodsze (11–19a górna) cechuje odmienny udział zoosteroli. W osadach tych warstw występuje wyraźna przewaga zawartości koprostanolu. W warstwach 19 i 19a górnej stosunek zawartości zoosteroli jest zbliżony do stosunku obserwowanego w odchodach zwierząt roślinożernych. Wskazuje to, że jaskinia w okresie akumulacji tych warstw była zasiedlona przez zwierzęta roślinożerne. Spośród środkowoplejstoczeńskich zwierząt, które zamieszkiwały polskie jaskinie (hiena jaskiniowa, lew jaskiniowy, wilk, człowiek heilderberski, człowiek neandertalski, niedźwiedź jaskiniowy, niedźwiedź brunatny), roślinożercą jest wyłącznie niedźwiedź jaskiniowy (*Ursus spelaeus*). Warstwy najmłodsze (11–15) wykazują stosunek zawartości zoosteroli typowy dla odchodów ludzkich. Wskazuje to, że w najmłodszym środkowym plejstocenie jaskinia była zamieszкана, i używana jako sanitariat, przez człowieka neandertalskiego.

Wyniki badań zawartości koprostanolu mają charakter wstępny i wymagają potwierdzenia przy użyciu wzorców.

Literatura

- Cyrek K., Socha P., Stefaniak K., Madeyska T., Mirosław-Grabowska J., Sudoł M., Czyżewski Ł. 2009 [w druku]. The Palaeolithic of the Biśnik Cave (Southern Poland) against the environmental background. *Quaternary International*.
- Evershed R. P., Bethell P. H., Reynolds P. J., Walsh N. J. 1997. 5 β -Stigmastanol and Related 5 β -Stanols as Biomarkers of Manuring: Analysis of Modern Experimental Material and Assessment of the Archaeological Potential. *Journal of Archaeological Science*, 24: 485–495.
- Evershed R. P., Gordon T.-W., Hedges R. E. M., Tuross N., Leyden A. 1995. Preliminary results for the analysis of lipids in ancient bone. *Journal of Archaeological Science* 22: 277–290.
- Leeming R., Ball A., Ashbolt N. i Nichols P. 1996. Using faecal sterols from humans and animals to distinguish faecal pollution in receiving waters. *Water Researches*, 30 (12): 2893–2900.
- Rousseau L., Keraudren B., Pèpe C., Laurent M. i Blanc J.-J. 1995. Sterols as biogeochemical markers in Pliocene sediments and their potential application for the identification of marine facies. *Quaternary Science Reviews*, 14: 605–608.
- Rousseau L., Laafar S., Pèpe C. i de Lumley H. 1995. Sterols as biogeochemical markers: results from ensemble E of the stalagmitic floor, Grotte du Lazaret, Nice, France. *Quaternary Science Reviews*, 14: 51–59.
- Sawicki W. 2000. *Histologia*. Wyd. Lekarskie PZWL, Warszawa, 551 ss.

POCHODZENIE SZCZĄTKÓW LWA JASKINIOWEGO (*PANTHERA SPELAEA* GOLDFUSS 1823) Z JASKINI BIŚNIK

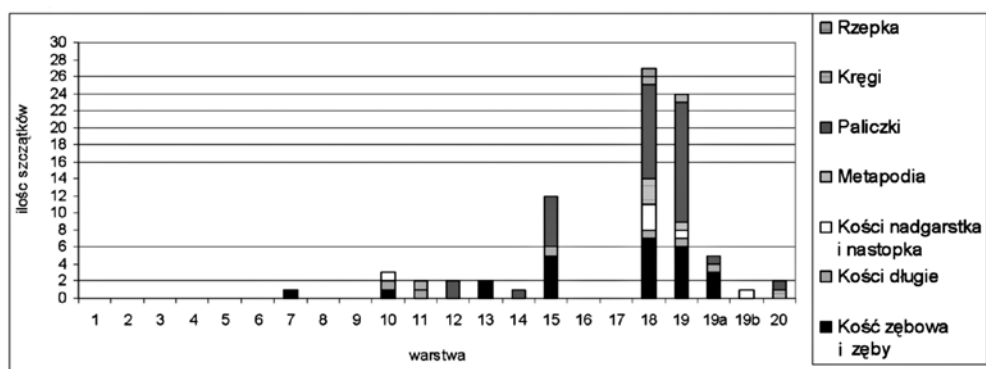
Magdalena Krajcarz

Uniwersytet Mikołaja Kopernika, Instytut Archeologii,
ul. Szosa Bydgoska 44/48, 87-100 Toruń;
magkrajcarz@gazeta.pl

Lew jaskiniowy był dużym drapieżnikiem, zamieszkującym Europę w środkowym i górnym plejstocenie. Źródła archeologiczne potwierdzają, że gatunek ten wzbudzał zainteresowanie człowieka. Znane są liczne jego wizerunki na malowidłach jaskiniowych i w sztuce figuralnej (Bosinski i in. 1994). W Jaskini Biśnik odkryto szczątki lwa jaskiniowego w warstwach zawierających narzędzia krzemienne człowieka neandertalskiego (Cyrek 2000). Z tego względu postanowiono poddać szczątki analizie tafonomicznej, aby rozpoznać przyczyny deponowania kości lwa jaskiniowego w jaskini oraz potwierdzić lub wykluczyć udział człowieka w śmierci lwów i nagromadzeniu ich kości.

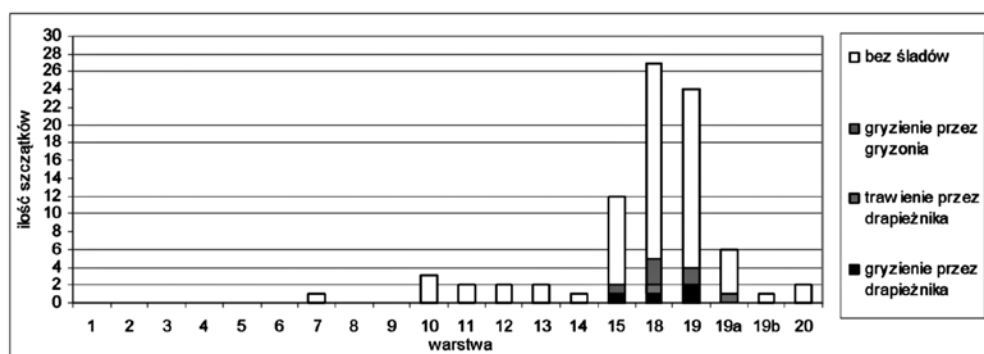
Analizie tafonomicznej poddano 102 szczątki lwa jaskiniowego, wydobyte w trakcie archeologicznych badań wykopaliskowych namuliska Jaskini Biśnik, w sezonach badawczych 1993, 1995–1997, 1999–2000, 2002–2006. Spośród tych szczątków, 82 miały określoną przynależność do warstwy, więc tylko one stanowiły podstawę dalszej analizy.

Na opracowanie tafonomiczne szczątków kostnych składały się: weryfikacja przynależności systematycznej i ustalenie pozycji anatomicznej szczątków kostnych oznaczonych w inwentarzach jako *Panthera spelaea* (na podstawie materiału porównawczego ze zbiorów Zakładu Paleozoologicznego Instytutu Zoologicznego we Wrocławiu i atlasów anatomicznych: Pales i Lambert 1971a, b) oraz analiza traseologiczna powierzchni szczątków (na podstawie: Haynes 1983; Wojtal 2007). Oznaczano następujące rodzaje śladów: ślady gryzienia przez drapieżniki, ślady gryzienia przez gryzonie, ślady nacięć narzędziem krzemiennym, ślady trawienia przez soki żołądkowe, ślady trawienia przez kwasy humusowe, ślady palenia. Ilość poszczególnych typów kości lwa jaskiniowego w kolejnych warstwach namuliska jaskini przedstawia Ryc. 1.



Ryc. 1. Udział ilościowy poszczególnych typów kości lwa jaskiniowego dla poszczególnych warstw Jaskini Biśnik.

W trakcie obserwacji szczątków kostnych *P. spelaea* opisano 12 szczątków kostnych, na których występują następujące typy śladów: ślady gryzienia przez drapieżnika (5 szczątków), ślady trawienia przez drapieżnika (2 szczątki), ślady gryzienia przez gryzonie (5 szczątków) (Ryc. 2). Nie zidentyfikowano śladów nacinania narzędziem krzemiennym, śladów trawienia przez kwasy humusowe ani śladów palenia.



Ryc. 2. Udział ilościowy kości lwa jaskiniowego noszących różne typy śladów i kości bez śladów dla poszczególnych warstw Jaskini Biśnik

Rozpatrując częstość występowania poszczególnych elementów szkieletu lwa jaskiniowego w warstwach stwierdzono, że jest ona charakterystyczna dla stanowisk przyrodniczych (Lyman 1997). Brak śladów trawienia przez kwasy humusowe sugeruje, że szczątki lwa dostały się do jaskini niedługo po jego śmierci (lub, że jego śmierć nastąpiła w jaskini). Rozkład anatomiczny szczątków kostnych lwa jest ponad to podobny do rozkładów opisanych dla kopalnych legowisk hieny jaskiniowej, *Crocota spelaea* (Diedrich 2009). Kości z Jaskini Biśnik mają jednak niewiele śladów gryzienia i trawienia przez dużego drapieżnika (w przypadku legowisk hien jaskiniowych ok. 50% szczątków nosiło ślady gryzienia lub trawienia). Z tego względu bardziej prawdopodobna jest hipoteza, że lwy zostały częściowo zjedzone przez hieny po swojej śmierci w jaskini. Wskazuje na to również bardzo niewielki udział kości hieny w warstwach 15, 18 i 19, w których występuje najwięcej szczątków lwa. Jednocześnie brak na powierzchni szczątków kostnych jakichkolwiek śladów działalności człowieka wyklucza antropogeniczne pochodzenie szczątków. Brak wskazówek tafonomicznych na kontakt lwów z ludźmi, jak również niemożliwość jednoczesnego zamieszkiwania przez nich jaskini wskazuje, że lwy jaskiniowe i ludzie odwiedzali Jaskinię Biśnik naprzemiennie, w różnych latach lub sezonach.

Literatura

- Bosinski G., Hahyn J., Wagner E., Wehrberger K., Ziegler R. 1994. Der Löwenmensch. Tier und Mensch in der Kunst der Eiszeit. Jan Thorbecke Verlag Sigmaringen, Ulm.
- Cyrek K. 2002. Rekonstrukcja zasiedlenia Jaskini Biśnik. W: K. Cyrek (red.), Jaskinia Biśnik. Rekonstrukcja zasiedlenia jaskini na tle zmian środowiska przyrodniczego. Wyd. UMK, Toruń: 9–89.
- Diedrich C. G. 2009. Steppe lion remains imported by Ice Age spotted hyenas into the Late Pleistocene Perick Caves hyena den in northern Germany. *Quaternary Res.*, 71: 361–374.
- Haynes G. 1983. A guide for differentiating mammalian carnivore taxa responsible for gnaw damage to herbivore limb bones. *Paleobiology*, 9 (2): 164–172.
- Lyman R. L. 1997. *Vertebrate taphonomy*. University Press, Cambridge.
- Pales L., Lambert Ch. 1971a. Atlas Ostéologique pour servir à l'identification des Mammifères du Quaternaire. I. Les membres, Carnivores. Editions du Centre National de la Recherche Scientifique, Paris.
- Pales L., Lambert Ch. 1971b. Atlas Ostéologique pour servir à l'identification des Mammifères du Quaternaire. II. Les cranes, Carnivores. Editions du Centre National de la Recherche Scientifique, Paris.
- Wojtal P. 2007. Zooarchaeological studies of the Late Pleistocene sites in Poland. Wyd. Inst. Systematyki i Ewolucji Zwierząt PAN, Kraków.

WSTĘPNE WYNIKI BADAŃ FAUNISTYCZNYCH WIDŁONOGÓW W WODACH PODZIEMNYCH POŁUDNIOWEJ POLSKI

Jarosław Kur

*Instytut Ochrony Przyrody Polskiej Akademii Nauk, Kraków,
al. A. Mickiewicza 33, 31-120 Kraków;
kur@iop.krakow.pl*

Podgromada Copepoda (Crustacea) podzielona jest na 9 rzędów i tylko 3 są spotykane w wodach słodkich. W wodach podziemnych spotykamy tylko Cyclopoida i Harpacticoida. Widłonogi są jedną z najbardziej licznych grup organizmów wodnych i stanowią ogromną część biomasy w środowiskach wodnych, w tym w wodach podziemnych (Gebruk 2002).

Trwające 4 lata badania faunistyczne prowadzone w wodach podziemnych południowej Polski pozwoliły wstępnie ocenić skład gatunkowy oraz wykazać podstawowe zależności ekologiczne i morfologiczne w poszczególnych ugrupowaniach. Na jednym ze stanowisk, w małopolskim odcinku Wisły został znaleziony gatunek stygobiontyczny. Próby pobierane były w około 30 stanowiskach, bardzo często w jaskiniach, źródłach oraz w studniach.

Uzyskane wyniki poddano analizie statystycznej oraz kladystycznej. Aktualnie prowadzone są badania molekularne oparte na rozpoznaniu sekwencji aminokwasów poprzez wykorzystanie techniki PCR oraz numerycznej analizy danych (Hall 1999), mające na celu znalezienie zależności molekularnych w poszczególnych ugrupowaniach.

Badania prowadzone nad widłonogami w innych krajach pozwały na szczegółowe określenie stosunków troficznych w wodach jaskiń oraz wysuwanie interesujących teorii systematycznych (Pipan 2005).

Literatura

- Gebruk A., (ed.) 2002. Biology of Hydrothermal Systems. KMK, Moscow: 543 ss.
Hall T. A. 1999. BioEdit: a user – friendly biological sequence alignment editor and analysis program for Windows 95/98/NT. Nucleic Acids Symposium Series. 41: 95–98.
Pipan T. 2005. Epikrast-a promising habitat. SRA (Slovenian Research Agency). Ljubljana: 101 ss.

CHARAKTERYSTYKA WARUNKÓW MIKROKLIMATYCZNYCH W WYBRANYCH JASKINIACH GIPSOWYCH BUKOWINY PÓŁNOCNEJ (UKRAINA)

Oleksandra Levytska

*Zakład Geografii Fizycznej i Paleogeografii, Instytut Nauk o Ziemi UMCS,
al. Kraśnicka 2 cd, 20-718 Lublin;
oleksandralevytska@gmail.com*

Badania warunków mikroklimatycznych jaskiń przeprowadzono w dwóch jaskiniach krasu gipsowego Bukowiny Północnej (Ukraina): Bukowince i Pionierce. Obie jaskinie są relatywnie dużymi obiektami speleologicznymi: Bukowinka ma 5155 m, Pionierka – 530 m długości (Andrejczuk i in. 2004). Cechuje je odmienny reżim termiczny, odpowiednio: ciepły (Bukowinka) oraz zimny (Pionierka). Obserwacje mikroklimatyczne prowadzono od września 2003 roku do maja 2005 roku; obejmowały one pomiary podstawowych parametrów charakteryzujących mikroklimat jaskiniowy tzn. temperatury i wilgotności względnej (Levytska, Ridusz 2005; Ridusz, Levytska 2005).

Jaskinia Bukowinka jest ciepłą jaskinią labiryntową z trzema wyraźnie zaznaczonymi piętrami morfologicznymi. Pomiary wykonywano w 38 punktach jaskini. Zasadnicze wnioski wynikające z podjętych badań wskazują na: (1) generalnie inwersyjny rozkład temperatury, (2) dużą sezonową zmienność termiczną w strefie przyotworowej, zależną od sezonowych zmian atmosferycznych, (3) punktowo występującą izotermię.

Jaskinia Pionierka – zimna, dwupiętrowa jaskinia. Pomiary prowadzone były w 12 punktach, w obrębie całego systemu jaskiniowego. Zebrany materiał dokumentacyjny pozwala na następujące obserwacje i uogólnienia: (1) w sali dolnego piętra w okresie jesień-zimowym formuje się stała zimna masa powietrza z wyraźnie zaznaczoną izotermią, (2) w pozostałych rejonach jaskini rejestrowana jest inwersja (Levytska, Ridusz 2008), (3) zimą, w strefie przyotworowej jaskini, rokrocznie pojawiają się formy lodowe: stalaktyty, stalagmity oraz sublimacyjne kryształy lodowo-śniegowe (Andrejczuk i in. 2004), (4) mikroklimatyczna cyrkulacja oraz pionowa stratyfikacja powietrza wpływają na warunki zimowania nietoperzy (powyżej 0 °C) i na rozwój form lodowych (poniżej izotermii 0 °C) (Levytska, Ridusz 2008).

Literatura

- Andrejczuk W., Gałuskin E., Ridusz B. 2004. Kriogenne formacje mineralne z gipsowych jaskiń Bukowiny Północnej. Naukowyj Wisnyk Czerniwetskogo Univ., Zbirnyk Naukowych Prac. Wyp. 220, Geografia. Czerniowce: 24–41 (po ukraińsku).
- Levytska O., Ridusz B. 2005. Mikroklimatyczna cyrkulacja jaskiń gipsowego krasu Bukowiny. Krajobrazy i geoekologiczne problemy Dnistrowsko-Prutskiego regionu. W: Mat. Miżnarodnoi Naukowoi Konf. (Czerniowce 15–18.12. 2005). Czerniowce, Ruta: 167–170 (po ukraińsku).
- Levytska O., Ridusz B. 2008. Mikroklimatyczna cyrkulacja jaskini Pionierka (Zastawniyskyj Speleo-krasowy region, Bukowina Północna). Naukowyj Wisnyk Czerniwetskogo Univ., Zbirnyk Naykowych Prac. Wyp. 391, Geografia. Czerniowce: 114–121 (po ukraińsku).
- Ridusz B., Levytska O. 2005. Mikroklimat krasowej jaskini Bukowinka. Naukowyj Wisnyk Czerniwetskogo Univ., Zbirnyk Naukowych Prac. Wyp. 246, Geografia. Czerniowce: 44–53 (po ukraińsku).

JASKINIE TURYSTYCZNE TATR I PODTATRZA

Łukasz Lewkowicz

*Sekcja Speleologiczna PTP im. M. Kopernika;
e-mail: lewkowicz83@gmail.com*

Obecnie udostępnionych dla turystów jest sześć jaskiń w Tatrach Polskich (Mroźna, Smocza Jama, Obłazkowa, Mylna, Raptawicka, Dziura), jedna w Tatrach Słowackich (Jaskinia Bielska). Ze względu na bliskość geograficzną i duże zainteresowanie polskich turystów w referacie uwzględniona została również Jaskinia Ważecka położona na słowackim Podtatrze, a także jaskinie Demianowskie: Lodowa i Wolności położone w Niskich Tatrach.

Prawie wszystkie jaskinie turystyczne polskiej części Tatr położone są w Dolinie Kościeliskiej. Najbardziej znaną grotą tatrzańską jest Jaskinia Mroźna położona w masywie Organów we wschodniej części Doliny Kościeliskiej. Jaskinia odkryta została w 1934 roku przez Stefana Zwolińskiego i Jana Zahorskiego. W 1953 roku udostępniono ją dla turystów, a pięć lat później zainstalowano w niej oświetlenie elektryczne. Jaskinia Mroźna tworzy blisko półkilometrowy korytarz przebiegający na wylot masywu Organów. Ruch turystyczny odbywa się jednokierunkowo od wejścia w Żlebie pod Wysranki do wyjścia nad Doliną Kościeliską. Czas zwiedzania jaskini wynosi ok. 30–40 minut. Do najciekawszych miejsc w jaskini należą: Wielka Komora, Ogródek, Sabałowe Jeziorko, a także Piaszkowe Stawki.

Kolejną jaskinią udostępnioną dla turystów jest Smocza Jama położona w Wąwozie Kraków. Jaskinia była znana poszukiwaczom skarbów i góralom od niepamiętnych czasów. Pierwsza wzmianka o niej znalazła się już w przewodniku Karla Kolbenhayera w 1876 roku. Sama jaskinia to stromo nachylony i lekko zakrzywiony tunel skalny przebiegający skały wapienne. Trasa turystyczna liczy sobie 40 m i można ją pokonać w kilka minut. Samo przejście jest strome i zabezpieczone łańcuchem asekuracyjnym. Niezbędne jest własne oświetlenie.

Następne trzy jaskinie turystyczne położone są w zboczach Raptawickiej Turni. Pierwszą z nich jest Jaskinia Raptawicka. Wspominał o niej w 1881 roku Gotfryd Ossowski. Dokładnymi badaniami i udostępnieniem jaskini dla turystów zajął się jednak Jan Gwalbert Pawlikowski. Otwór wejściowy znajduje się 120 m ponad dnem Doliny Kościeliskiej. Do komory wstępnej schodzi się po stalowej drabinie. Sala ma charakter zawaliskowy, a jej dno pokrywają bloki wapienne. Okresowo występuje tu deszcz podziemny, a w okresie zimowym tworzy się lodowa szata naciekowa. Turysty mogą zwiedzić jeszcze kilka mniejszych korytarzy. Jaskinia liczy w sumie 150 m długości. Jest dostępna cały rok. Do zwiedzania głębszych partii niezbędne jest dodatkowe oświetlenie.

Drugą jaskinią znajdującą się w Raptawickiej Turni jest Jaskinia Obłazkowa. Sama jaskinia znana była już w XIX wieku. Atrakcją turystyczną stała się po wybudowaniu w 1886 roku ścieżki do Jaskini Mylnej. Jaskinia nie posiada szaty naciekowej. Wczesną wiosną przy jej wejściu tworzą się lodowe nacieki. Długość jaskini wynosi 120 m, z tego dla turystów przeznaczone jest pierwsze 20 m. Dostępna jest ona cały rok. Jej zwiedzanie wymaga dodatkowego oświetlenia.

W bezpośrednim sąsiedztwie Jaskini Obłazkowej znajduje się niezwykle ciekawa z punktu widzenia zwykłego turysty Jaskinia Mylna. Wejście do jaskini było znane góralom i poszukiwaczom skarbów od niepamiętnych czasów. Pierwszym odkrywcą i badaczem jaskini był jednak Jan Gwalbert Pawlikowski. Jaskinia tworzy niezwykle skomplikowany labirynt korytarzy i sal, w których bardzo łatwo się zgubić. Całkowita długość jaskini szacowana jest na blisko 1300 m, z tego dla turystów udostępniono ok. 270 m. Zwiedzanie jaskini zajmuje godzinę. Do najciekawszych miejsc w jaskini należą: Okna Pawlikowskiego, Wielka Izba, Chóry i Biała Ulica.

Ostatnią jaskinią turystyczną polskich Tatr jest Dziura położona w bezpośrednim sąsiedztwie Zakopanego, w Dolinie ku Dziurze. Znana od niepamiętnych czasów po raz pierwszy wspomniana została przez Seweryna Goszczyńskiego w 1835 roku. Długość jaskini wynosi 180 m, deniwelacja zaś 43 m. W zwiedzaniu jaskini pomocne jest dodatkowe oświetlenie. Główną atrakcją jaskini jest ponad dziesięciometrowy pionowy komin zakończony górnym otworem. W zimie w jaskini występuje lodowa szata naciekowa.

Jaskinia Bielska to jedyna udostępniona jaskinia w słowackich Tatrach. Położona jest w północnym zboczu Kobylego Wierchu w Tatrach Bielskich. Wejście do jaskini było znane od dawna. Za oficjalną datę odkrycia uważa się jednak 1881 rok. Jaskinia liczy sobie 3018 m, z czego do zwiedzania udostępnionych jest 1370 m. Czas zwiedzania wynosi 70 minut. Jaskinia posiada bardzo bogatą szatę naciekową. Podczas zwiedzania należy zwrócić szczególną uwagę na naciekowe wodospady, pagodowe stalagmity, perły jaskiniowe.

Jaskinia Ważecka położona jest w tzw. Ważeńskim Krasie na słowackim Podtatrze. Wstępna komora znana była miejscowej ludności od dawna. Dalsze partie jaskini odkryte zostały w 1922 roku. Dzięki staraniom Františka Havranka została ona udostępniona turystom w 1928 roku. Długość jaskini wynosi 530 m, z czego trasa turystyczna liczy 235 m. Jaskinia ma bardzo ciekawą szatę naciekową. Stanowi także bardzo ważne stanowisko paleontologiczne.

Jaskinia Demianowska Wolności znajduje się w Dolinie Demianowskiej w północnej części Niskich Tatr. Jaskinia odkryta została w 1921 roku przez Aloisa Krala. W 1924 roku została udostępniona dla ruchu turystycznego. Jaskinia ma 8126 m długości. Dla turystów przygotowane są dwie trasy turystyczne: długa (2150 m, 100 minut zwiedzania) i tradycyjna (1145 m, 60 minut zwiedzania). Jaskinia posiada bogatą i różnokolorową szatę naciekową. Na szczególną uwagę zasługują nacieki przypominające lilie wodne, gąbki, koralce, olbrzymie naciekowe wodospady, sferolityczne stalaktyty, perły jaskiniowe i mleko wapienne. Symbolem jaskini są dwa stożkowe stalagmity zwane „rokokowe panienki”. Do najpiękniejszych miejsc w jaskini należą: Różowa Sala, Królewska Galeria, Wielka Katedra.

Jaskinia Demianowska Lodowa jest położona w tej samej dolinie, w której zlokalizowana jest poprzednio omówiona. Pierwsze wzmianki o jaskiniach tej doliny pochodzą z 1299 roku. Natomiast pierwszy udokumentowany opis odnoszący się do Jaskini Lodowej pochodzi z 1672 roku. Od końca XIX wieku jaskinia udostępniona jest dla turystów. Długość jaskini wynosi 1975 m, z czego dla turystów przygotowano 850 m. Zwiedzanie zajmuje ok. 45 minut. W dolnych partiach jaskini występuje duże nagromadzenie lodu. Można tu spotkać bardzo ciekawą lodową szatę naciekową. W jednej z sal znajduje się wielka liczba napisów z początków XVIII wieku i lat późniejszych. W jaskini występowały w przeszłości kości różnych kręgowców, w tym niedźwiedzia jaskiniowego.

Literatura

- Barczyk G., Ładygin Z. 2007. Jaskinie dla turystów, Tatry (wyd. specjalne), 1(11): 35–41.
Bella P. 2003. Jaskinie słowackie udostępnione dla zwiedzających, Grafon, Liptowski Mikulasz.
Droppa A. 1957. Demänovské jaskyne. Krasové zjavy Demänovskej doliny, SAV, Bratislava.
Parma Ch., Rajwa A. 1989. Turystyczne jaskinie Tatr, Sport i Turystyka, Warszawa.
Pawlikowski J.G. 1887. Podziemne Kościeliska, Pam. Towarzystwa Tatrzańskiego: 33–48.
Szewczyk I., Szewczyk R. 2009. Jaskinie. Polska, Czechy, Słowacja. Carta Blanca, Warszawa.

UWAGI O SKŁADZIE MINERALNYM OSADÓW NISZ ŹRÓDLISKOWYCH ŹRÓDEŁ KRASOWYCH I MASYWU WAPIENI JURY GÓRNEJ WYŻYNY CZĘSTOCHOWSKIEJ

Jacek Rózkowski, Grażyna Bzowska, Adam Polonius, Dorota Okoń

Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi,
ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec;
jacek.rozkowski@us.edu.pl

1. Wstęp

W artykule przedstawiono wyniki badań faz mineralnych, z wykorzystaniem dyfraktometrii rentgenowskiej, osadów nisz źródłiskowych źródeł krasowych i masywu wapieni jury górnej Wyżyny Częstochowskiej, wykonanych w okresie 11.2008–08.2009 r. Są one kontynuacją badań mineralogicznych wykonanych w latach 2006–2007 w obszarze Wyżyny Krakowskiej i przedstawionych w artykule G. Bzowska i inni (2008). Próbkę osadów z nisz źródłiskowych odzwierciedlały lokalne warunki środowiskowe, zależne głównie od składu mineralnego skał zbiornikowych, wykształcenia litologicznego nadkładu oraz działalności gospodarczej człowieka. Zwrócono uwagę na monotonię składu mineralnego próbek wapieni, niezależnie od wykształcenia facjalnego, przy lokalnym zróżnicowaniu warunkowanym obecnością wypełnień pustek skalnych, lejów krasowych, obecnością związków żelaza i manganu, zanieczyszczeń antropogenicznych sadzą, procesami sylikacji elementów organogenicznych.

2. Badania geochemiczne dla identyfikacji faz mineralnych

W okresie od listopada 2008 r. do kwietnia 2009 r. pobrano w obszarze Wyżyny Częstochowskiej 13 próbek osadów mineralnych z 10 nisz źródłiskowych źródeł krasowych do badań mineralogicznych. Opróbowano nisz: a) w dorzeczu Warty – w Julianie–Sygontce (k/stawów hodowlanych), Zygmunta w Złotym Potoku, Spód brzozy oraz przykorytowe w Żarkach, w Jaworzniku; b) w zlewni Pilicy – Rozlewisko w Białej Wielkiej, Pani Halskiej w Sokolnikach, w Siamoszykach, w Pilicy – Piaszki; c) w zlewni Białej Przemszy – w Centurii. Elementy charakterystyki abiotycznej i biotycznej nisz źródłiskowych oraz stan zagospodarowania można znaleźć w pracy A. Tyc, D. Okoń (2002).

W sierpniu 2009 r. pobrano w obszarze Wyżyny Częstochowskiej 15 próbek wapieni z 6 sztucznych odsłoneń reprezentujących różne facje. Dokonano następujących opróbowań w kamieniołomach: Julianka – wapienie skaliste i ławcowe; Siedlec („kamieniołom warszawski”) – wapienie płytowe kredowate, wapienie płytowe okruchowe, wapienie kredowate zwięzłe, gąbki wapienne, osad jaskiniowy; Góra Zborów – wapienie skaliste; Kąpiele Wielkie – wapienie skaliste; Poręba Dzierżno – wapienie skaliste; Niegowonice II – wapienie skaliste i kredowate okruchowe. Szczegółową lokalizację kamieniołomów, rys historyczny eksploatacji oraz aktualny stan zagospodarowania przedstawia praca pod red. E. Pietrzyk-Sokulskiej (2004).

Badania mineralogiczne wykonano w Pracowni Rentgenowskiej Zakładu Mineralogii Wydziału Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego. Skład fazowy próbek określono metodą wzorców z bazy PDF-4 przy użyciu dyfraktometru rentgenowskiego firmy PANalytical PW 3040/60 i programu komputerowego X'PERT HighScore. Stosowano następujące warunki pomiarowe: promieniowanie Co K α_1 (filtr Fe), napięcie prądu lampy rtg 45 kV, natężenie prądu lampy rtg 30 mA; czas zliczania impulsów 300 sek., szybkość rejestracji 0.01° 2 θ .

W próbkach osadów mineralnych opróbowanych w niszach źródłiskowych obecne były następujące fazy mineralne: kalcyt; kwarc, czasem krzemionka opalowa C-T (cristobalit–trydymit); skalenie: potasowe lub plagioklasy; miki: muskowit–biotyt–illit; kaolinit; chloryt, smektyty; goethyt–hematyt–słabo krystaliczne związki żelaza; dolomit–dolomit żelazisty; w niektórych przypadkach ślady minerałów obecnych jako produkty działalności człowieka – magnezyt żelazisty; smitsonit; baryt; piryt; mullit; diopsyd–augit.

W próbkach wapieni opróbowanych w kamieniołomach obecne były następujące fazy mineralne: dominujący kalcyt; a pozostałe minerały stanowiły w niektórych próbkach niewielkie domieszki: kwarc, krzemionka opalowa C-T (cristobalit–trydymit); kaolinit; chloryt, smektyty; skalenie, goethyt–hematyt; niekrystaliczne tlenowodorotlenki żelaza i manganu; fosforany(?).

3. Wyniki badań

3.1. Skład mineralny osadów nisz źródłiskowych

Dorzecze Warty. W próbce z nisz źródła w Julianie – Sygontce głównym składnikiem mineralnym jest kwarc (90% objętości) z domieszkami skalenia potasowych (6%), kalcytu i dolomitu (po 1%). Śladowo mogą występować: związki żelaza, ilmenit, piryt, magnezyt, smitsonit, baryt, krzemian wapnia.

Ze skalnego koryta źródła Zygmunta pobrano 2 próbki. Podstawowym składnikiem mineralnym próbki 1 był kalcyt (97%), śladowo występowały: kwarc, związki żelaza, illit. Skład mineralny próbki 2 jest bardziej urozmaicony.

Dominują – kalcyt (65%) i kwarc (20%), ale występują także – diopsyd-augit (6%), dolomit żelazisty (5%), podrzędnie baryt i śladowo hematyt.

W Żarkach pobrano 2 próby osadów dennych – pierwszą ze źródła Spod brzozy, a drugą z położonego 100 m niżej źródła przykorytowego. W pierwszej z nich dominującym minerałem był kwarc (90%), podrzędnie w ilościach kilkoprocentowych występowały: skalenie potasowe i sodowe, illit i kaolinit, śladowo prawdopodobnie dolomit, słabo krystaliczne związki żelaza, kalcyt. W drugiej próbce dominującym minerałem jest kalcyt (85%), obecny jest kwarc (10%), a w śladowych ilościach występują: minerały ilaste (illit i kaolinit) oraz związki żelaza (prawdopodobnie hydrogoethyt) i tlenki-tlenowodorotlenki manganu.

W obudowanej niszy źródła w Jaworzniku w próbce pierwszej dominował kwarc (70%) i kalcyt (25%), podrzędnie występowały minerały ilaste – kaolinit i illit (do 3%) i skałki potasowe. W próbce drugiej obecna była spora ilość substancji bezpostaciowej, która z kwarcem stanowiła 65% objętości próbki, a także mullit (15%). Podrzędnie występowały: dolomit żelazisty (6%) i skałki potasowe (6%), śladowo – prawdopodobnie – α -Fe, hercynit, hematyt, kalcyt.

Zlewnia Pilicy. W niszy źródła Rozlewisko stwierdzono w pierwszej próbce (osad luźny): kwarc (63%), kalcyt (20%), skalenie (7%), krzemionkę opalową C-T (6%), podrzędnie minerały ilaste – mika i kaolinit oraz bardzo słabo krystaliczne tlenowodorotlenki żelaza. W drugiej próbce (okruchy wapieni o strukturze oolitowej) dominowały – kalcyt (87%), krzemionka opalowa C-T (7%), kwarc (5%), śladowo występował illit.

W niszy źródłiskowej Źródła Pani Halskiej przeważa kwarc (64%) i kalcyt (20%), podrzędnie występują: skalenie sodowe i potasowe (8%), minerały ilaste – kaolinit, chloryt, illit (5%), ponadto dolomit żelazisty, śladowo związki żelaza.

Także w niszy źródłiskowej źródła w Siamoszycach dominującym składnikiem osadu jest kwarc (85%), któremu towarzyszą kalcyt (7%), skalenie potasowe i sodowe (6%), w postaci domieszek illit i związków żelaza.

W niszy źródłiskowej źródła w Pilicy-Piaski stwierdzono: kwarc (60%), kalcyt (30%), skalenie potasowe (8%), podrzędnie słabo krystaliczne związki żelaza, śladowo illit.

Zlewnia Białej Przemszy. W składzie mineralnym osadu ze źródła w Centurii przeważa kwarc (88%), podrzędnie występują skalenie potasowe i sodowe (7%). W śladowych ilościach występują prawdopodobnie: smektyt magnezowy, baryt, hematyt lub tlenowodorotlenek żelaza, magnezyt żelazowy.

3.2. Skład mineralny wapieni opróbowanych w kamieniołomach

W kamieniołomie Julianka głównym składnikiem mineralnym próbek jest kalcyt (96–98% objętości), domieszką jest kwarc (2–3%) i związki żelaza – goethyt lub hematyt (ok. 1%). Próbki wapieni płytowych i kredowatych pobrane w kamieniołomie w Siedlcu mają zbliżony skład mineralny. Dominuje kalcyt (96–97%), w formie domieszek występują – kwarc (do 3%), fosforany, goethyt i smektyt. Fragment osadu jaskiniowego przypomina nieforemny zlepek z cienkimi lub grubszymi włóknkami kalcytu ułożonymi wachlarzowato. W szczelinach i zagłębieniach skały widoczne są ziarna kwarcu zlepione masą goethytową – kalcytową. Na dyfraktogramie osadu zaznaczyły się refleksy kalcytu (81%), kwarcu (15%) oraz minerałów ilastych (4%). Proces sylikacji gąbek wapiennych objawia się dominacją w składzie mineralnym kwarcu (87%) i jedynie podrzędną obecnością kalcytu (5%) a także opalu C-T, smektytu i fosforanu (Σ 8%). W składzie mineralnym wapieni skalistych kamieniołomu Góry Zborów przeważa kalcyt (95–99%), domieszkami są kwarc i smektyt (1–5%). Na powierzchniach szczelin tektonicznych można obserwować warstewki goethytu. W wapieniach skalistych kamieniołomu Kąpiele Wielkie, zbudowanych z kalcytu (97%) i śladowych ilości kwarcu i smektytu (Σ 3%) obserwowane są liczne pustki wypełnione rdzawą mieszaniną: kwarcu, kalcytu, związków żelaza – goethytu i hematytu, minerałów ilastych – smektytu, kaolinitu i illitu oraz skałki. W sąsiadującym kamieniołomie w Porębie Dzierżno skład mineralny wapieni skalistych jest zbliżony: kalcyt (90–98%) z domieszką kwarcu (do 6%), smektytu (do 3%), śladową ilością fosforanu i goethytu. W próbkach wapieni skalistych i kredowatych o charakterze gruzełkowym, pobranych w kamieniołomie Niegowonice II, dominuje kalcyt (92–94%), z domieszką kwarcu (3–4%) oraz śladowymi ilościami minerałów ilastych – kaolinitu i smektytu oraz hematytu (Σ do 4%).

4. Uwagi końcowe

Próbki osadów stref źródłiskowych nie odzwierciedlają w pełni składu faz mineralnych obecnych w wapieniach. Dominujący udział kwarcu w części prób wynika przede wszystkim z erozji utworów nadkładu czwartorzędowego, spęływania, obsypywania luźnego materiału oraz transportu związanego ze spływem powierzchniowym. Minerałami towarzyszącymi kalcytowi i kwarcowi są w warunkach naturalnych minerały ilaste (illit, kaolinit, chloryt, smektyt), skalenie, dolomit i różnego typu związki żelaza. Najczęściej są to słabo krystaliczne tlenowodorotlenki, ferrihydryty, lekko uwodniony hematyt. W dwóch próbkach stwierdzono obecność krzemionki opalowej typu C-T (cristobalit – trydymit), która pochodzi z okruchów krzemieni, charakterystycznych dla formacji węglanowych jury górnej. Głównymi ich składnikami są: opal, chalcedon i krypto krystaliczny kwarc. Stwierdzony w strefie źródłiskowej Jaworznika mullit, substancja bezpostaciowa (szklista) i prawdopodobnie α -żelazo lub hercynit świadczą o odpadowym hutniczym charakterze składników, które wymieszały się z minerałami naturalnymi osadu, podobnie jak diopsyd-augit i hematyt w osadzie strefy źródłiskowej źródła Zygmunta.

W świetle badań rentgenowskich zarówno wapienie skaliste, jak i płytowe Wyżyny Częstochowskiej składają się z niskomagnezowego kalcytu (pomimo znaczącej zawartości mikroskamieniałości zbudowanych przeważnie z kalcytu wysokomagnezowego) bez znaczących domieszek, którymi bywają kwarc i minerały ilaste. W wapieniach są również

obecne słabo krystaliczne związki żelaza i manganu, związki organiczne a także zanieczyszczenia antropogeniczne w postaci niekrystalicznej sadzy.

Badania zrealizowano w ramach Projektu Badań Własnych Uniwersytetu Śląskiego (BW10/2009): *Ocena oddziaływania czynników przyrodniczych i antropogenicznych na środowisko wodne i jego biotyczne elementy w obszarze krasowym Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej.*

Literatura

- Bzowska G., Polonius A., Rózkowski J. 2008. Składniki podrzędne w krasowiejących wapieniach skalistych i wodach szczelinowo-krasowych Jury Krakowskiej. W: Materiały 42 Symp. Speleol. Tarnowskie Góry, 24–26.10.2008 r. Sekcja Speleol. Pol. Tow. Przyrodników im. Kopernika, Inst. Ochrony Przyrody PAN, Kraków: 47–48.
- Pietrzyk-Sokulska E. red. 2004. Minimalizacja skutków środowiskowych pozyskiwania związłych surowców skalnych. Studium na przykładzie Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. PAN, Inst. Gosp. Surowcami Mineralnymi i Energią, Kraków, 159 ss.
- Tyc A., Okoń D. 2002. Rewitalizacja źródeł na terenie Parku Krajobrazowego Orlich Gniazd oraz strefy chronionego krajobrazu (w granicach województwa śląskiego), etap I (2001–2002). Maszynopis w Arch. Zespołu Parków Krajobrazowych Woj. Śląskiego. Będzin.

JEZIORO SŁONE (PAGÓRY CHEŁMSKIE) – GENEZA KRASOWA CZY NIEKRASOWA?

Magdalena Suchora

Katedra Hydrobiologii, Uniwersytet Przyrodniczy w Lublinie;
magda.suchora@up.lublin.pl

Problem genezy mis jeziornych jezior łączynsko-włodawskich jest od lat szeroko dyskutowany w literaturze (Sawicki 1918; Wołosowicz 1922; Wilgat 1954; Maruszczak 1966; Buraczyński, Wojtanowicz 1974, 1983; Wojtanowicz 1994, Dobrowolski 2006). Celem pracy było podjęcie dyskusji, która z koncepcji ma zastosowanie dla Jeziora Słonego.

Jezioro Słone ($\phi 51^{\circ}18'15''N$; $\lambda 23^{\circ}21'55''E$), mimo swego położenia w obrębie Pagórów Chełmskich zaliczane jest do grupy jezior łączynsko-włodawskich. Jego interesująca sytuacja geologiczno-geomorfologiczna (misa w całości wy-preparowana w skałach węglanowych górnej kredy, położenie w strefie dyslokacyjnej świadczy o udokumentowanej neogeńskiej i plejstoceniowej aktywności tektonicznej) jak również duży potencjał w zakresie rekonstrukcji paleolimnologicznych (niewielki izolowany zbiornik o relatywnie dużej powierzchni zlewni, aktywnie reagujący na zmiany środowiskowe zachodzące w jego otoczeniu) skłoniła do podjęcia szczegółowych badań tego obiektu. Objęły one (i) sondowania osadów biogenicznych w obrębie zlewni oraz współcześnie funkcjonującego jeziora, (ii) rekonstrukcję ukształtowania stropu węglanowego podłoża, (iii) szczegółowe analizy fosylnych szczątków *Cladocera* dwóch rdzeni osadów biogenicznych, pochodzących z różnych stref dawnego jeziora.

Sondowania osadów biogenicznych w obrębie geosystemu jezioro-torfowiskowego (siatka 55 wierceń w regularnych transektach) wykazały znacznie większy od obecnego zasięg dawnego jeziora. Współcześnie funkcjonujący zbiornik stanowi zaledwie ok. 11 % jeziora w stosunku do jego maksymalnego zasięgu. W celu dokładniejszego poznania ewolucji zbiornika szczegółowej analizie poddane zostały 2 rdzenie pochodzące z różnych stref dawnego jeziora, przedstawiające zapis tych samych procesów w strefie litoralnej i pelagialnej.

Narzędziem służącym rekonstrukcji faz rozwojowych zbiornika była analiza fosylnych szczątków *Cladocera*. W oparciu o wskaźnik P/L odtworzono zapis wahań poziomu wody. Stwierdzono, iż rozwój zbiornika rozpoczął się w późnym glacie i od tego czasu następowały kilkukrotne istotne wahania poziomu wód, którym towarzyszyły także zmiany trofii jeziora.

Początkowa faza rozwoju jeziora Słonego związana jest ściśle z jego sytuacją geologiczną. Jezioro dość szybko zaczęło funkcjonować jako dość rozległy i głęboki zbiornik. Biorąc pod uwagę jednak tempo denudacji chemicznej określone dla skał węglanowych górnej kredy regionu lubelskiego nie wydaje się możliwe kształtowanie się misy jeziornej wyłącznie w oparciu o procesy krasowe. Ponieważ na obszarze zlewni, w zasięgu badanego geosystemu, nie stwierdzono występowania nieskonsolidowanych osadów mineralnych nie można przyjąć tu także koncepcji termokrasowej – brak jest bowiem warunków dla rozwoju lodu segregacyjnego.

W świetle tych uwarunkowań oraz istnienia udokumentowanych spękań masywu kredowego koncepcją najpełniej wyjaśniającą rozwój misy jeziornej jest pogląd uwzględniający proces uruchamiania krążenia wód podziemnych (Dobrowolski 2006). W spękanych skałach możliwy był rozwój lodu intruzywnego, który następnie w warunkach postępującego ocieplenia (ciepłych okresów późnego glaciału i początku holocenu) ulegał degradacji prowadząc ostatecznie do uruchomienia wydajnego zasilania podziemnego o charakterze ascensyjnym i towarzyszącej mu subsydencji podłoża. Potwierdza to analiza *Cladocera* sugerująca, że kształtowanie się misy jeziornej było procesem dynamicznym, wykazującym na dość gwałtowną subsydencję podłoża bądź/ oraz uruchomione intensywne zasilanie.

Literatura

- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1974. Geneza jezior uściwierskich (Pojezierze Łęczynsko-Włodawskie). W: Mater. Krajowego Symp. Paleolimnologicznego, Warszawa.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1983. Wpływ zlodowacenia środkowopolskiego na rzeźbę południowej części Polesia Lubelskiego. Ann. UMCS, sec. B, 25/25: 63–67.
- Dobrowolski R. 2006. Glacialna i peryglacialna transformacja rzeźby krasowej północnego przedpola wyżyn lubelsko-wołyńskich (Polska SE, Ukraina NW), Wyd. UMCS, Lublin, 184 ss.
- Maruszczak H. 1966. Zagadnienie genezy i wieku jezior Łęczynsko-Włodawskich. Biul. LTN, D, 5/6: 31–37.
- Sawicki L. 1918, Lubartower Seen, Bull. Intern de l'Ac de Scide Cr., 1-3: 17–28.
- Wilgat T. 1954. Jeziora łączynsko-włodawskie. Ann. UMCS, sec. B, 8: 37–122.
- Wojtanowicz J. 1994. O termo krasowej genezie jezior łączynsko-włodawskich. Ann. UMCS, sec. B, 49: 1–18.
- Wołosowicz S. 1922. Z morfologii środkowego Nadbuża. Warszawa, 20 ss.

EKSPLORACJA ORAZ DOKUMENTACJA JASKINI WIŚLAŃSKIEJ

Czesław Szura

Stowarzyszenie Ochrony Jaskiń „Grupa Malinka”,
ul. Dankowicka 26 43-512 Kaniów;
e-mail: szuracz@poczta.onet.pl

Jaskinie odkrył 20 września 2003 roku Czesław Szura. Na niewielki, zagruzowany otwór natrafiono podczas penetrowania osuwiska. Początkowo jaskinia posiadała niewielkie wymiary (około 30 m) rozwijając się ponad otwór (+3,5 m). Podczas prac mierniczych udrożniono jedną ze szczelin, otwierając drogę w głąb systemu. Zaledwie po kilku akcjach długość jaskini wynosiła ponad 200 m oraz 25 m deniwelacji. Kluczowe okazało się przebycie zacisku (Szuflada) prowadzącego do najgłębszych partii jaskini składających się z szeregu szczelin, sal oraz obiecujących galerii. Przez kolejne lata eksplorowano te partie osiągając głębokość -37,5 m. Ostatnie większe odkrycia pochodzą z zimy 2008 /2009 r. Podczas kartowania okolic Pierwszego Dna odkryto obszerne partie podchodzące do znajdującej się obok Jaskini Wiślańskiej II o długości 136 m. Prawdopodobnie jaskinie połączą się w jeden system osiągając bezprecedensową jak na warunki fliszowe długość. Obecna przybliżona długość wynosi 1500 m oraz 41 m deniwelacji (+3,5; -37,5 m) – stan na kwiecień 2009 r.

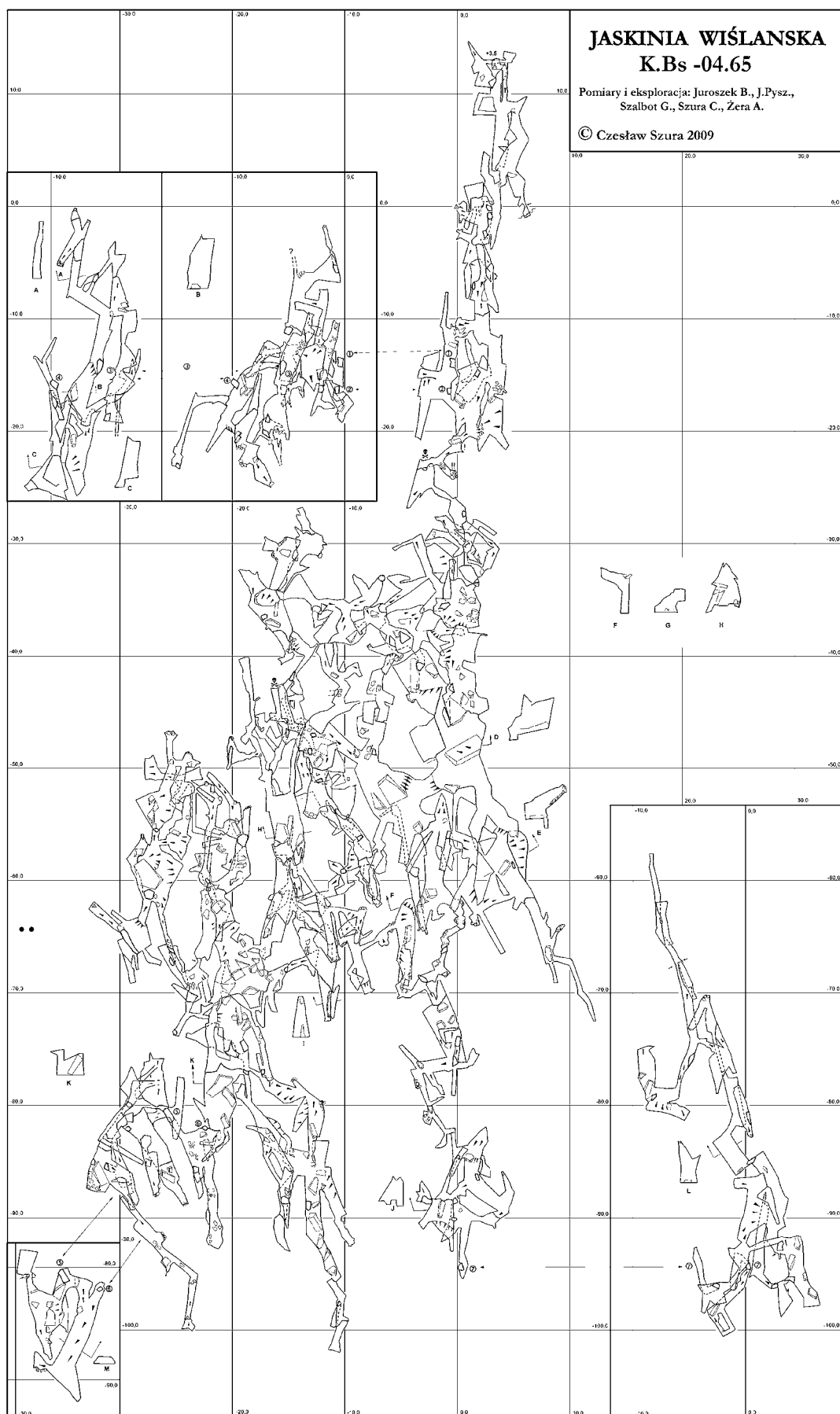
W jaskini znaleziono nietypowe jak na warunki fliszowe nacieki – kalcytowe stalaktyty, draperie, grzybki oraz skupiska niewielkich kryształów gipsu. Część z nich została poddana datowaniu co w przybliżeniu umożliwia podanie czasu powstania jaskini (Urban i in. 2007). Badania te prowadzą pracownicy Instytutu Ochrony Przyrody PAN w Krakowie – Jan Urban oraz Włodzimierz Margielewski.

Od kilku lat wraz ze Stowarzyszeniem dla Natury „Wilk” organizowane są liczenia nietoperzy. W miesiącach zimowych populacja hibernujących nietoperzy wynosi kilkadziesiąt osobników (najwięcej 32) z kilku gatunków. W znajdującej się obok Jaskini Wiślańskiej II populacja Podkowca małego *Rhinolophus hipposideros* osiągnęła rekordową w Beskidzie Śląskim liczbę 72 osobników (Mysłajek i in. 2008).

Prace eksploracyjne i dokumentacyjne w jaskini nadal trwają. Uczestniczą w niej członkowie Stowarzyszenia Ochrony Jaskiń „Grupa Malinka” – Bartłomiej Juroszek, Artur Żera, Jakub Pysz, Grzegorz Szalbot oraz Czesław Szura. Jaskinia znajduje się pod opieką Stowarzyszenia i obecnie nie jest dostępna do zwiedzania.

Literatura

- Urban J., Margielewski W., Schejbal-Chwastek M., Szura C. 2007. Speleothems in some caves of the Beskidy Mts., Poland. *Nature Conservation*, 63: 109–117.
- Mysłajek R.W., Szura C., Figura M. 2008. Zimowe spisy nietoperzy w Beskidzie Śląskim w latach 2007–2008. *Nietoperze* 9, 2: 121–131.



**MIĘDZYNARODOWA KONFERENCJA
HYPOGENE SPELEOGENESIS AND KARST HYDROGEOLOGY
OF ARTESIAN BASINS
W CZERNIOWCACH NA UKRAINIE**

Andrzej Tyc¹, Jan Urban²

¹ Katedra Geomorfologii, Uniwersytet Śląski,
ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec;
andrzej.tyc@us.edu.pl

² Instytut Ochrony Przyrody PAN,
al. Mickiewicza 33, 31-120 Kraków;
urban@iop.krakow.pl

Większość teorii współczesnej speleologii nawiązuje do koncepcji systemów epigenicznych, bezpośrednio powiązanych z powierzchnią Ziemi i z rozpuszczaniem skał odbywającym się na drodze infiltracji wód meteorycznych w głąb masywu skalnego. W ciągu ostatnich dwóch dekad nastąpił wyraźny postęp w rozwoju koncepcji związanych z genezą jaskiń hypogenicznych, powstających bez udziału wód meteorycznych i bez genetycznego powiązania z powierzchnią Ziemi. Efektem coraz większego zainteresowania speleologów tym kierunkiem badań są coraz liczniejsze konferencje i publikacje dotyczące ogólnych prawidłowości speleogenezy w warunkach hypogenicznych (m.in. Klimchouk 2007).

W dniach 12–17 maja 2009 w Czerniowcach na Ukrainie odbyła się międzynarodowa konferencja *Hypogene Speleogenesis and Karst Hydrogeology of Artesian Basins*. Konferencję zorganizował powstały przed kilku laty w Symferopolu na Krymie Ukraiński Instytut Speleologii i Krasologii. Jej współorganizatorami były instytuty badawcze i uniwersytety z Ukrainy, Polski i USA. W sesjach referatowych i terenowych konferencji wzięło udział kilkudziesięciu uczestników z 18 krajów. W ciekawie przygotowanym programie konferencji znalazł się czas na prezentację referatów przeglądowych i studium przypadków z wielu obszarów krasowych na świecie, jak również na szeroką dyskusję i próbę określenia głównych prawidłowości speleogenezy hypogenicznej. Ważnym elementem były dobrze dobrane do tematyki konferencji sesje terenowe w jaskiniach gipsowych Podola (m.in. jaskinie Kristalna i Ozerna) oraz w Jaskini Żółuszka na pograniczu Mołdawii i Ukrainy. Prezentowane referaty zostały opublikowane w materiałach konferencyjnych, wydanych pod redakcją A. Klimchouka i D.C. Forda (2009).

W sesji referatowej konferencji przedstawione zostały dwa referaty dotyczące problematyki jaskiń hypogenicznych w Polsce. Zespół autorski – J. Urban, W. Andrejczuk oraz A. Kasza podjął problem możliwości występowania jaskiń hypogenicznych w krasie gipsowym Niecki Nidziańskiej. Hypogeniczny etap zapisany w morfologii mają zdaniem autorów Jaskinia w Krzyżanowicach Górna oraz niedostępna współcześnie Jaskinia Chotelecka. W nawiązaniu do koncepcji przedstawionej w 1978 roku przez J. Rudnickiego (Rudnicki 1978) w odniesieniu do konwekcyjnej genezy Jaskini Berkowej w Górze Kołoczek, A. Tyc wskazał na powszechniejsze niż do tej pory sądzono rozprzestrzenienie jaskiń hypogenicznych i ich reliktyw we współczesnej rzeźbie krasowej Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej.

Literatura

- Klimchouk A.B. 2007. Hypogene Speleogenesis: Hydrogeological and Morphogenetic Perspective. National Cave and Karst Research Institute, Special Paper No. 1, Carlsbad, 106 ss.
- Klimchouk A.B., Ford D.C. (eds) 2009. Hypogene Speleogenesis and Karst Hydrogeology of Artesian Basins. Ukrainian Institute of Speleology and Karstology, Special Paper 1, Simferopol, 280 ss.
- Rudnicki J. 1978. Role of convection in shaping subterranean karst forms. Kras i Speleologia, 2 (XI): 92-101.

SYSTEMY KRASOWE W DEWOŃSKICH SKAŁACH WĘGLANOWYCH GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH: INTERPRETACJA W OTWORACH WIERTNICZYCH

Jan Urban¹, Bartłomiej Rzonca², Michał Kasina²

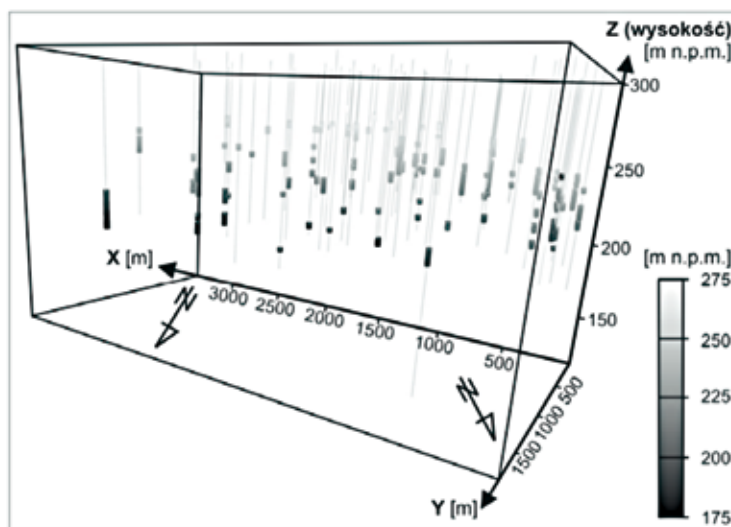
¹Instytut Ochrony Przyrody PAN,
al. A. Mickiewicza 33, 31-120 Kraków;
urban@iop.krakow.pl

²Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Jagielloński,
ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków;
rzonca@geo.uj.edu.pl

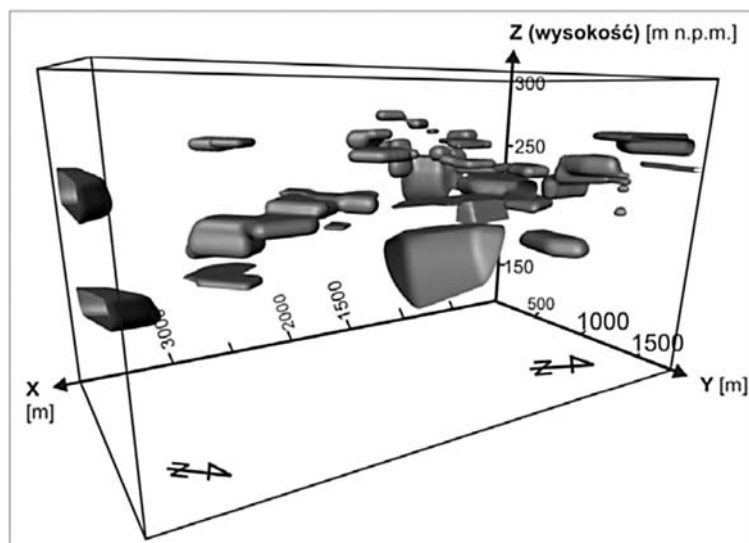
W opublikowanej ostatnio pracy (Urban, Rzonca 2009) przedstawiliśmy ocenę możliwości wykorzystania danych z otworów wiertniczych do analizy systemu krasowego. Przejawy krasowienia, wykazane w odwiertach wykonanych na obszarze Gór Świętokrzyskich, zostały przeanalizowane statystycznie, a wyniki porównane z wynikami bezpośrednich obserwacji krasu prowadzonymi w kamieniołomach i jaskiniach. Oprócz oceny metodycznej – przydatności i warunków prawidłowego wykorzystania danych wiertniczych do analizy krasu, drugim celem pracy było pokazanie czasowo-przestrzennego rozwoju systemów krasowych w świętokrzyskich wapieniach i dolomitach środkowo- oraz górnodedońskich. Przedmiotem dyskusji są etapy rozwoju krasu, istnienie poziomów krasowych oraz ich relacja z ewolucją rzeźby terenu.

Porównanie wyników analizy danych wiertniczych w analizowanych przykładach (stanowiskach) z informacjami pochodzącymi z bezpośrednich obserwacji wykazało, że dobrze opracowane dane z odwiertów stanowią odpowiedni materiał do analizy systemu krasowego. Taka analiza podlega jednak licznym ograniczeniom i wymaga szczegółowej weryfikacji. Podstawowy warunek, który musi zostać spełniony, to wyraźne, czytelne wyróżnianie form krasowych w wykorzystywanych opisach odwiertów. Warunek ten eliminuje wiele archiwalnych opisów wierceń (np. dokumentacji złożowych). Liczba „makrorekordów”, czyli odwiertów w danym stanowisku i ich długość (przewiercona miąższość formacji węglanowej), a także liczba i rozmiary wyróżnionych w wierceniach form krasowych („mikrorekordów”), wpływają na jakość interpretacji systemu krasowego. Szczególnie istotna jest w tym przypadku zmienność ilości wierceń w analizowanych interwałach wysokościowych. Jednakże, gdy spełnione są odpowiednie (wyszczególnione przez nas w cytowanej pracy) warunki i ograniczenia, otrzymujemy wynik analizy, którego największą, generalną zaletą jest reprezentatywność. Reprezentatywność zaś jest w badaniach krasu bardzo rzadką i przez to niemal bezcenną cechą wyniku.

Przeprowadzona analiza pokazała, że w Górach Świętokrzyskich systemy krasowe kształtowały (kształtują) się niezależnie od litologii i stratygrafii skał formacji z Kowali, natomiast są kontrolowane przez zewnętrzne czynniki morfologiczne. Sugeruje to „izotropowy” (dla rozwoju krasu) charakter skał tej formacji. Dwa typy systemów krasowych są charakterystyczne dla tej formacji: horyzonty krasowe związane prawdopodobnie z poziomami bazy erozyjnej w miocenie (wyższy) i pliocenie (niższe) oraz strefy rozwoju krasu bez widocznego zróżnicowania, uformowane najpewniej w strefie wadycznej.



Ryc. 1. Stanowisko Trzuskawica; trójwymiarowa projekcja dokumentująca liczbę i zasięgi wykorzystanych odwiertów (szare, wąskie linie) oraz zarejestrowane w odwiertach formy krasowe (szerokie linie). Obraz uzyskany modelowaniem w SGeMS Software, v. 2.0 (wg Urbana, Rzoncy, 2009).



Ryc. 2. Stanowisko Trzuskawica; trójwymiarowa interpretacja form krasowych, oparta na danych z odwiertów pokazanych na ryc. 1. Obraz uzyskany modelowaniem w SGeMS Software, v. 2.0 (wg Urbana, Rzoncy 2009).

Cytowana literatura

- Urban J., Rzonca B. 2009. Karst systems analysed in borehole logs – Devonian carbonates of the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mountains, Central Poland. *Geomorphology*, 112: 27–47. DOI: 10.1016/j.geomorph.2009.04.024.

UWAGI O ZJAWISKACH KRASOWYCH BUDOWLI TRAWERTYNOWEJ DREVENÍK (SPISZ, SŁOWACJA)

Wojciech Wróblewski¹, Michał Gradziński¹, Helena Hercman²

¹ Instytut Nauk Geologicznych UJ, Oleandry 2a, 30-063 Kraków

² Instytut Nauk Geologicznych PAN, Twarda 51-55, 00-818 Warszawa

Na obszarze północnej Słowacji licznie występują różnorakie budowle trawertynowe (Gradziński *et al.*, 2008). Największa z nich znajduje się w pobliżu miasta Spišské Podhradie na Spiszu. Budowla ta ma charakter wydłużonego grzbietu o rozciągłości południkowej i maksymalnej wysokości 609 m n.p.m. (Tulis & Novotný, 2008). Grzbiet zbudowany z trawertynów ma trzy kulminacje, północną jest Hradný vrch, środkową Ostra hora a południową Dreveník. Trawertyny tworzące tę budowlę osiągają miąższość do 75 m i zalegają na utworach fliszowych wieku paleogeńskiego. Są one najprawdopodobniej wieku plioceńskiego i powstały z wód głębokiego krążenia zasobnych w endogenne CO₂ (Nemejc, 1944; Wróblewski, 2009).

W trakcie sedymentologicznych badań prowadzonych w kamieniołomie Žehra zlokalizowanym na południowym stoku wzgórza Dreveník zarejestrowano obecność form krasowych – studzienek, lejów i niewielkich kawern. Większość form krasowych jest całkowicie wypełniona osadami. Są to nacieki i czerwone osady klastyczne. Nacieki wykształcone są głównie jako polewy naciekowe. Polewy naciekowe mają morfologię typową dla nacieków strefy wadycznej. Są one zbudowane głównie z mikrofacji kolumnowej oraz igłowej. Mikrofację kolumnową budują kryształy o ostrych romboidalnych zakończeniach, ułożone w zwarte wachlarze, których wymiany sięgają do kilku centymetrów długości i szerokości. Mikrofację igłową budują kryształy ułożone zwarcie, prostopadle do laminacji o rozmiarach do 10 mm długości i 0,001 mm szerokości.

Datowanie Th-U wskazują, że depozycja nacieków zachodziła w ciepłych fazach klimatycznych plejstocenu, podobnie jak w innych jaskiniach krasowych Karpat Centralnych. Proporcje izotopów trwałych węgla wskazują, że nacieki wzrastały z wód meteorycznych zasobnych w glebowy CO₂. Rozwój nacieków miał zatem miejsce, gdy przynajmniej badana część kopuły trawertynowej stała się nieaktywna i wyłączona z obiegu wód głębokiego krążenia. Wiek polew naciekowych pobranych na dolnym poziomie kamieniołomu (ile m n.p.m.) wynoszący 226⁺⁵⁷₋₄₀ ka daje minimalny wiek zatrzymania sedymentacji trawertynów w tym rejonie.

Osady wypełniające formy krasowe wykształcone są w frakcji piaszczysto-iłowej, o różnym stopniu cementacji od luźnych do zwiezłych. Smolíková (1962) zalicza je do osadów typu *terra rossa*, przypisuje im autochtoniczne pochodzenie i plioceński wiek. Analiza chemiczna trawertynów wskazuje, że zawierają one bardzo niewielkie domieszki składników niewęglanowych (< 0,15%). Sugeruje to, że trawertyny nie były główną skałą macierzystą dla czerwonych osadów wypełniających formy krasowe. Osady te należy zatem uznać za allochtoniczne. Morfologia kopuły trawertynowej pozwala wykluczyć fluwialny transport tych osadów, co z kolei sugeruje ich eoliczne pochodzenie.

Literatura

- Gradziński M., Duliński M., Hercman H., Stworzewicz E., Holúbek P., Rajnoga P., Wróblewski W. & Kováčová M. 2008. Facies and age of travertines from Spiš and Liptov regions (Slovakia) – preliminary results. *Slovenský Kras*, 46: 31–40.
- Němec F. 1944. Výsledky dosavadních výzkumu paleobotanický v kvartěru západního dílu karpatského oblouku. *Rozpr. II, Třída České Akad.*, 53, 35: 1–47.
- Smolíková L. 1962. Půdy typu terra rossa na Dreveníku. *Sborník Východoslovenského múzea v Košiciach, séria A – prírodné vedy, II-III A*: 55–63.
- Tulis J. & Novotný L. 2008. Súhrn poznatkov z výskumov NPR Dreveník. *Slovenský Kras*, 46: 5–30.
- Wróblewski W. 2009. Facje trawertynów w kamieniołomie Žehra na wzgórzu Dreveník (Spisz, Słowacja). *Praca magisterska*. Archiwum biblioteki Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego, 81 ss.

PRZKSZTAŁCENIA ANTROPOGENICZNE JASKIŃ NA UKRAIŃSKIM ROZTOCZU

Jurij Zińko, Oksana Szewczuk

Lwów, Ukraina

o_shevchuk@franko.lviv.uk

Ukraińska część Roztocza to pas wzniesień, oddzielony od sąsiadujących z nim nizin (Małe Polesie, Nizina Nadsańska) stromymi krawędziami, porożniętymi przez doliny rzeczne i wąwozy (debry). W obrębie Roztocza są wyodrębniane trzy rejony geomorfologiczne: Roztocze Janowskie, Lwowskie i Rawskie (transgraniczne). Pod kątem geologicznym są one zbudowane przez utwory neogeńskie (piaskowce, piaski, wapienie) i kredowe (margle).

Do interesujących pomników przyrody nieożywionej zaliczane są na Roztoczu jaskinie w utworach piaskowcowo-piaszczystych (jaskinie pseudokrasowe) i wapieniach (jaskinie wapienne). Sporo małych jaskiń występuje w zespołach skalno-jaskiniowych (jaskinie w rezerwacie Roztocze i Jaworowskim Parku Narodowym). Wśród jaskiń ukraińskiej części Roztocza do najbardziej znanych zaliczono jaskinie: Stradczańską (Janowskie Roztocze) i Miodową oraz jaskinie: Klasztoru Krechowskiego (Lwowskie Roztocze).

Szczególną cechą jaskiń omawianego regionu jest udział czynnika antropogenicznego w ich kształtowaniu i współczesnym przekształceniu.

Jaskinia Stradczańska

Jaskinia Stradczańska znajduje się w okolicach wsi Stradcz, w Górze Stradczańskiej (Cerkiewnej) w granicach Janowskiego Roztocza. Jaskinia została wyżłobiona w piaskowcu wapiennym o barwie jasno-szarej z przewarstwieniami piasku. Przypuszczalnie jaskinia powstała w XI–XIII ww. w celu schronienia ludności od najazdów mongolskich i tatarskich.

Jaskinia ciągnie się z północnego-zachodu na południowy-wschód, w stronę szczytu Góry Cerkiewnej, gdzie zlokalizowana jest cerkiew prawosławna datowana na XVII w. Jaskinia składa się z kilku sal: sali wejściowej – ze sklepieniem łukowym (długość 15 m, szerokość 3 m, wysokość 2,5 m), centralnej – o średnicy około 7 m, peryferyjnej – o średnicy 5 m, kończącej się zawałem. Wszystkie sale są między sobą połączone korytarzami o różnej szerokości (od 0,7 do 3 m), wysokości (od 1 do 2,5 m) i długości (od kilku do setek metrów). Ogólny spadek (gradient) wysokości pomiędzy miejscem wejścia do jaskini a miejscem zawalonego wyjścia na szczyt góry wynosi 20 m. Wszystkie korytarze i sale mają liczne nisze boczne.

Główna część jaskini jest miejscem kultu religijnego – tu znajduje się kaplica. W procesie powstania kaplicy, jaskinie modyfikowano: wejście zostało obmurowane, sale poszerzono, do kaplicy doprowadzono oświetlenie. Obecne przekształcenie jaskini związane jest z natężeniem ruchu pielgrzymów i wykorzystaniem materiału jaskini (piasek, piaskowiec) do produkcji amuletów kultowych. Szczególne zmiany antropogeniczne nastąpiły na terenie Stradczańskiej (Cerkiewnej) Góry wokół jaskini. Na skutek zbudowania i wykorzystania przez pielgrzymów Drogi Krzyżowej w dużym stopniu zwiększyły się procesy degradacji mechanicznej gruntów i szaty roślinnej jak też aktywizowały się procesy erozyjne i grawitacyjne.

Jaskiniowy klasztor na skałach „Tymosza” z końca XVI – początku XVII w. (Jaskinie Krechowskie)

Nie mniej znanym kultowo-religijnym miejscem w obrębie Roztocza Ukraińskiego, związanym z jaskiniami jest jaskiniowo-skalny kompleks Skały Tymosza, gdzie w 1631 roku zamieszkali mnisi Jojł i Sylwester – założyciele Klasztoru Krechowskiego. Z czasem mnisi poszerzyli jaskinie, a w jednej z nich założyli cerkiew-kapliczkę. Później, nad skałą została wybudowana drewniana cerkiew Świętego Piotra i Pawła, z którą wiąże się założenie Krechowskiego Klasztoru Świętego Mikołaja. Skalno-jaskiniowy zespół Skały Tymosza pod kątem geologicznym reprezentuje odsłonięcia wapienia o wysokości 8–10 m z dwiema płytkimi jaskiniami przystosowanymi do obrzędów religijnych. Jedna z jaskiń ma dwa wejścia. Do wejścia do jaskiń prowadzi metalowa drabina. Jaskinie Skał Tymosza są elementem trasy pielgrzymów do Klasztoru Krechowskiego („Święte Źródło – Jaskinie mnichów Jojła i Sylwestra”) i są częścią ekologiczno-edukacyjnej ścieżki „Gołębie” w obrębie Jaworowskiego Parku Narodowego. Nadmierne obciążenie antropogeniczne jaskiń i otaczających terenów prowadzi do stopniowej degradacji na skutek mechanicznej denudacji skał, niszczenia gleby i szaty roślinnej, szczególnie na odcinkach ścieżek pielgrzymów.

Jaskinia Miodowa

Zdaniem badaczy jaskinia powstała w chemogenicznych wapieniach (tak zwane wapienie ratyńskie) wiekowo zaliczanych do górnego badenu (środkowy miocen). Wapienie są zwarte, mikroziarniste, miejscami z kawernami o zabarwieniu żółto-szarym („miodowym”). Miąższość wapienia – 2,2 m. Ogólna długość korytarzy jaskini wynosi ponad 200 m (wg danych lwowskich speleologów). Wysokość otworu, mającego kształt łuku – 2,2 m, szerokość 4,5 m. Labirynt korytarzy jest S-kształtny: pierwsza sala dość przestrzenna o wysokości 2–3 m, posiada kolumnę w centrum sali i niszę. Do góry sala zwęża się. Druga sala jest większa. Posiada ona korytarze biegnące w przeciwnych kierunkach i trudnodostępne dla zwiedzania. Jest to jaskinia o antropogenicznej genezie. Powstała ona na skutek wydobywania wapie-

nia i piaskowca w połowie XIII w. Największe zmiany kształtu jaskini datowane są na XIX w. Jaskinia ma status pomnika przyrody o znaczeniu lokalnym (1970 r.)

Jaskinia Miodowa doznała dużych zmian antropogenicznych na skutek trwałego użytkowania rekreacyjnego. Wynikiem tego jest mechaniczna dewastacja ścian, dna jaskini, zmiana koloru skał na skutek licznych ognisk i wysypiania śmieci. Duży plac przed wejściem do jaskini miejscowi wykorzystują na pikniki.

Opisane wyżej jaskinie wymagają realizacji organizacyjnych, oświatowo-informacyjnych i inżynierskich przedsięwzięć, mających na celu ich ochronę. Przykładowo: Jaskinię Miodową należałoby oczyścić z nieczystości i śmieci (sprzątania są przeprowadzane regularnie, lecz niestety zwalę śmieci powstają od nowa), zamontować ochronną siatkę nad wejściem (jako ochrona przed spadającymi kamieniami), zamknąć wejście za pomocą metalowej kraty, zamontować znak informacyjny przed wejściem do jaskini, oznakować drogę do niej, etc. W dwóch pierwszych salach, ze względu na dość pokaźne rozmiary, można zorganizować ekspozycje tematyczne i oprowadzanie grup turystycznych przez przewodnika. Wszystko to pozwoli przeobrazić zapuszczony i mało atrakcyjny obiekt w atrakcyjny pod kątem turystycznym. W przypadku Góry i Jaskini Stradczańskiej – wielofunkcyjność wymienionego obiektu (miejsce kultu, pomnik przyrody nieożywionej, miejsce wypoczynku) wymaga przeprowadzenia szeregu przedsięwzięć w zakresie ochrony obiektu: uzyskania dla niego statusu pomnika przyrody i kultury o charakterze centrum duchowo-ekologicznego, za zachowanie którego odpowiadałaby społeczność religijna wsi Stradcz i Jaworowski Park Narodowy. Należałoby też zorganizować i ograniczyć w przestrzeni ruch pielgrzymów (zamontować poręczę wzdłuż całej trasy Drogi Krzyżowej, zorganizować strefy wypoczynku na trasie), ograniczyć wjazd pojazdów na Górę Stradczańską (zbudować parking i zamknąć wjazd na szczyt góry), zwiększyć kontrolę nad budownictwem obiektów infrastruktury i uporządkować zdewastowane przez budownictwo tereny.

Literatura

- Геологічні пам'ятки України: У 3 т. / В.П.Безвинний, С.В.Білецький, О.Б.Бобров та ін.; За ред. В.І.Калініна, Д.С.Гурського, І.В.Антакової. – К.: ДІА, 2006. – Т.1. – 320 с.
- Гринюк Ю.Г., Білик Я.Я. Страдчанська перchera – історико-культурний об'єкт Яворівщини / Охорона і менеджмент об'єктів неживої природи на заповідних територіях. Матеріали міжнародної науково-практичної конференції. – Гримайлів-Тернопіль: «Джура», 2008. – С. 70–71.
- Збережемо природну спадщину Львівщини: Інформаційний бюлетень / Вархоляк О., Зінько Ю., Шевчук О. – Львів, 2008. – 28 с.