

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

**MATERIAŁY 54.
SYMPOZJUM
SPELEOLOGICZNEGO**

Krzyżanowice Dolne 15-18.10.2020



**54. Sympozjum Speleologiczne
Krzyżanowice Dolne, 15–18.10.2020 r.**

PATRONAT

dr Piotr Dziadzio, Sekretarz Stanu w Ministerstwie Klimatu i Główny Geolog Kraju



MINISTERSTWO
KLIMATU

ORGANIZATORZY SYMPOZJUM

Sekcja Speleologiczna Polskiego Towarzystwa Przyrodników im. Kopernika
Speleoklub Świętokrzyski w Kielcach
Instytut Ochrony Przyrody PAN, Kraków
Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, Kraków
Zespół Świętokrzyskich i Nadnidziańskich Parków Krajobrazowych
Instytut Geografii, Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach
Stowarzyszenie Speleoklub Beskidzki

KOMITET ORGANIZACYJNY

Andrzej Kasza (SŚ)
Jan Urban (IOP PAN)
Wojciech Wróblewski (ING UJ)
Anna Chwalik-Borowiec (ZSiNPK)
Artur Zieliński (UJK)
Artur Komorowski (SSB)

Wydala

Sekcja Speleologiczna Polskiego Towarzystwa Przyrodników im. Kopernika

**Redakcja:
Jan Urban**

**Dofinansowano z programu „Doskonała Nauka”
Ministra Nauki i Szkolnictwa Wyższego (umowa DKN/SP/461526/2020)**



**Ministerstwo Nauki
i Szkolnictwa Wyższego**

**Kraków, 2020
ISBN 978-83-933874-7-2**

SPIS TREŚCI

Przewodnik sesji terenowych

Sesja terenowa: Kras i jaskinie w gipsach Niecki Soleckiej (sobota, 17.10.2020)

J. Urban, A. Chwalik-Borowiec, A. Kasza, B. Pasierb, S. Porzucek 7

Stanowisko 1.1. Gacki, Jaskinia w Krzyżanowicach Górna jako przykład głębokiego krasu międzywarstwowego

J. Urban, A. Chwalik-Borowiec, A. Kasza 9

Stanowisko 1.2. Skotniki Górne, Jaskinia Lisia oraz i jaskinie w jej otoczeniu – wtórne formy mineralne w jaskiniach gipsowych.

J. Urban, A. Kasza, A. Chwalik-Borowiec 10

Stanowisko 1.3. Skorocice, Dolina Skorocicka – najbardziej charakterystyczna dolina krasowa w Polsce

J. Urban, A. Kasza, A. Chwalik-Borowiec 11

Stanowisko 1.4. Siesławice, jaskinie i jeziora krasowe w strefie stagnacji wód podziemnych

A. Kasza, J. Urban, A. Chwalik-Borowiec 20

Stanowisko 1.5. Bronina, dolina krasowa i Jaskinia Sawickiego jako przykład krasu rozwijającego się w strefie oscylacji zwierciadła wód

J. Urban, A. Kasza, A. Chwalik-Borowiec 22

Stanowisko 1.6. Aleksandrów, Dolina Aleksandrowska i jej jaskinie jako przykład młodej formy krasowej

J. Urban, A. Kasza, A. Chwalik-Borowiec 23

Stanowisko 1.7. Wiśniówki, Jaskinia Nowa w Wiśniówkach – geofizyczne metody badania krasu gipsowego

B. Pasierb, S. Porzucek, J. Urban, A. Kasza, A. Chwalik-Borowiec 25

Stanowisko 1.8. Chotel Czerwony, rzeźba dużego obniżenia krasowo-denudacyjnego

A. Chwalik-Borowiec, J. Urban, A. Kasza 27

Stanowisko 1.9. Wiślica, geofizyczne metody badań krasu gipsowego, kopuły gipsowe jako unikatowe formy rzeźby gipsowej

B. Pasierb, S. Porzucek, J. Urban 29

Literatura 31

Sesja terenowa: Kras w gipsach i wapieniach Niecki Połanieckiej (niedziela, 18.10.2020)

A. Zieliński, A. Komorowski, J. Urban, A. Kasza 35

Stanowisko 2.1. Szydłów, Jaskinia Szydłowska oraz inne obiekty podziemne Szydłowa

A. Komorowski, J. Urban, Artur Zieliński 37

Stanowisko 2.2. Staszów, ul. Kolejowa, odsłonięcie wapieni pogipsowych – produktu specyficznej metasomatozy gipsów

J. Urban, A. Komorowski 39

Stanowisko 2.3. Lasy Golejowskie, kras zakryty jako specyficzna forma krasu gipsowego Niecki Połanieckiej

A. Zieliński, A. Komorowski 40

Stanowisko 2.4. Podmaleniec, Jaskinia pod Świecami – jako przykład krasu w neogeńskich wapieniach detrytycznych Ponidzia

A. Zieliński, A. Komorowski, A. Kasza, J. Urban 43

Literatura	44
Streszczenia referatów, komunikatów i posterów	
Jaskinia z Jeziorkiem w Chotlu Czerwonym-Zagórze <i>A. Chwalik-Borowiec, J. Kur, J. Urban</i>	49
Pierścienice (Annelida) wód podziemnych Krakowa <i>E. Dumnicka</i>	51
Profesor Joachim ‘Achim’ Szulc (1954-2020) <i>M. Gradziński</i>	53
Wiek i analiza pyłkowa lodu jaskiniowego, Dobšinská ľadová jaskyňa (Słowacja) <i>M. Jelonek, J. Zelinka, M. Gradziński, J. Madeja, A. Pereswiet-Soltan</i>	55
Jaskinie Niecki Nidziańskiej – stan poznania <i>A. Kasza, A. Komorowski, A. Zieliński</i>	57
Chrzęszcze kusakowate (Staphylinidae) z jaskiń Wyżyny Częstochowskiej <i>J. Kocot-Zalewska, A. Melke</i>	60
Wstępne badania widłonogów (Cyclopoida) w jaskiniach Niecki Nidziańskiej <i>J. Kur</i>	61
Ostatni euroazjatycki likaon – unikalny zapis faunistyczny z stanowiska Draby 3 (Wyżyna Wieluńska, południowa Polska) <i>A. Marciszak</i>	63
Grzyby entomopatogeniczne związane z podziemnymi ekosystemami <i>R. Ogórek</i>	65
Archeologiczny krajobraz i osadnictwo jaskiń Ana Te Pahu i Ana Vai Teka; Rapa Nui, Chile <i>M. Sobczyk, H. Huke</i>	67
Deformacje neotektoniczne w Jaskini Demianowskiej: implikacje wynikające z datowania uszkodzonych nacieków (Niżne Tatry) <i>J. Szczygieł, M. Gradziński, P. Bella, H. Hercman, J. Littva, M. Mendecki, P. Sala, W. Wróblewski</i>	70
Kras w gipsach Niecki Soleckiej <i>J. Urban, A. Chwalik-Borowiec, A. Kasza</i>	71
Jan Flis (1912-1993) – badacz krasu gipsowego i świadek historii <i>J. Urban, T. Mach</i>	79
Jaskinia Zamkowa Dolna w Olsztynie na Wyżynie Krakowsko-Wieluńskiej – nowe interdyscyplinarne badania w latach 2018-2020 <i>M. Urbanowski, K. Stefaniak, A. Tyc, U. Ratajczak, M. Wojenka, A. Marciszak, M. Kasprzak, A. Nadachowski, A. Lemanik, A. Pereswiet-Soltan, M. Ślusarczyk</i>	81
Nieznana jaskinia konstrukcyjna w Polsce <i>J. Wcisło</i>	83
Kras Niecki Połanieckiej <i>A. Zieliński, A. Komorowski, J. Urban, G. Gajek</i>	84

Przewodnik sesji terenowych

SESJA TERENOWA:
KRAS I JASKINIE W GIPSACH NIECKI SOLECKIEJ
(SOBOTA, 17.10.2020)

AUTORZY

Jan Urban

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

Anna Chwalik-Borowiec

Zespół Świętokrzyskich i Nadnidziański Parków Krajobrazowych w Kielcach
Krzyżanowice Średnie 14
e-mail: achwalik@pk.kielce.pl

Andrzej Kasza

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

Bernadetta Pasierb

Katedra Geoinżynierii i Gospodarki Wodnej, Wydział Inżynierii Środowiska i Energetyki,
Politechnika Krakowska, ul. Warszawska 24, 31-155 Kraków
e-mail: bettka@pk.edu.pl

Sławomir Porzucek

Katedra Geofizyki, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska,
Akademia Górniczo-Hutnicza al. Adama Mickiewicza 30, 30-059, Kraków
e-mail: porzucek@agh.edu.pl

Stanowisko 1.1. Gacki, Jaskinia w Krzyżanowicach Górna, jako przykład głębokiego krasu międzywarstwowego

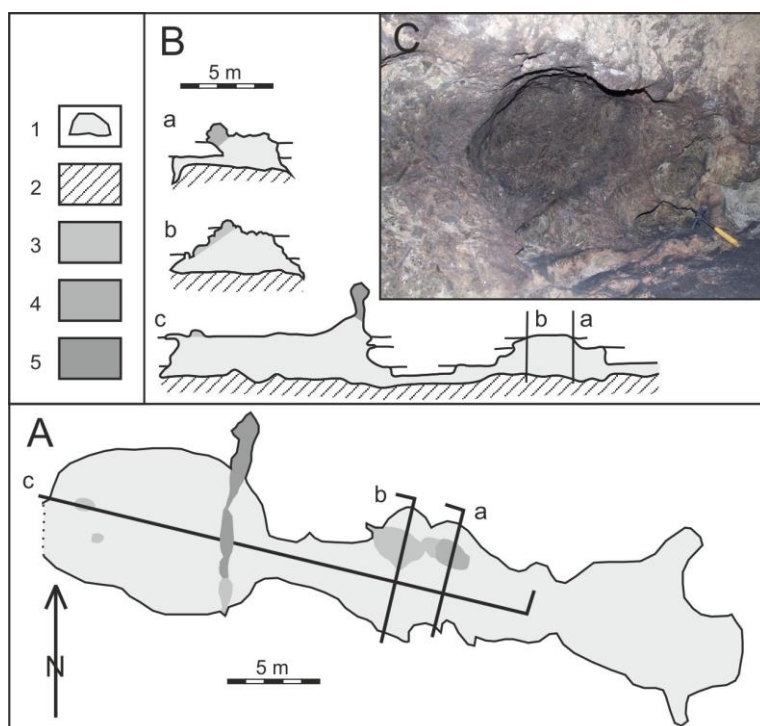
Współrzędne: N50°27'14,8"; E20°35'09,6"

Jan Urban, Anna Chwalik-Borowiec

Jaskinia w Krzyżanowicach Górna znajduje się w garbie gipsowym położonym w sąsiedztwie drogi wjazdowej do dawnego kamieniołomu gipsów „Gacki”, który był eksploatowany w latach 1963-1985. Obecnie dolną część wyrobiska wypełnia zbiornik wodny, zaś nad nim, w skarpach o wysokości 30-40 m, odsłania się profil serii ewaporatowej (Kasprzyk 1993, 1998; Bąbel i in. 2013), chroniony prawnie od 1996 r. jako pomnik przyrody nieożywionej (Urban 2012) i mający ponadregionalne znaczenie naukowe (Alexandrowicz 2006, Urban, Gągół 2008). W skarpie drogi wjazdowej również znajduje się odsłonięcie gipsów ważne naukowo i chronione prawnie od 1987 r. jako pomnik przyrody nieożywionej. W odsłonięciu tym gipsy rozcięte są uskokiem o przebiegu NE-SW i zrzućcie kilkunastu metrów. W zachodnim, zrzuconym skrzydle uskoku widoczne są gipsy szablaste, natomiast w skrzydle wiszącym osłania się najniższa warstwa serii ewaporatowej – wielokrystaliczne gipsy szklicowe oraz neogeńskie (badeńskie) margle podłoża serii (Urban 2012; Bąbel i in. 2013). Zrosty gipsów szklicowych są osobliwością krystalograficzną znaną do tej pory wyłącznie z rejonu zapadliska przedkarpackiego (Bąbel i in. 2013; Bąbel 2015, 2016). Jeden z odsłoniętych tu kryształów pierwotnie miał długość około 3,5 m i jest jednym z dwu największych naturalnych kryształów udokumentowanych obecnie w Polsce (Bąbel i in. 2010). Z kolei obecność uskoku w skarpie prawdopodobnie zadecydowała o powstaniu zlokalizowanej w pobliżu Jaskini w Krzyżanowicach Górnej.

Jaskinia w Krzyżanowicach Górna – trzeci pomnik przyrody nieożywionej w Gackach, utworzony w 1999 r. (Urban i in. 2012) – jest jedną z najciekawszych jaskiń Poniżnia. Różni się ona bowiem kształtem i warunkami rozwoju od zdecydowanej większości innych jaskiń tego regionu, nawiązuje natomiast genezą do jaskiń gipsowych Zachodniej Ukrainy (Urban i in. 2008, 2009). Ma poziome rozwinięcie, długość około 60 m i składa się z trzech połączonych, owalnych w planie poziomych komór o sklepieniach w kształcie płytkich dzwonów (ryc. 1.1A). Prawdopodobnie kompleks pustek składał się jeszcze co najmniej z jednej komory, bo wejście do jaskini znajduje się w głębokim leju zawaliskowym (Flis 1954). W stropie pierwszej, największej sali, wzdłuż pęknięcia rozwinięte są owalne i soczewkowate zagłębienia o głębokości do około 2 m. Mniejsze owalne kotły rozwinęły się w stropie niezależnie od przebiegu pęknięć. W następnej sali, takie formy rzeźby występują jeszcze liczniej i można wśród nich wyróżnić dwie generacje kociołków narastające na sobie (ryc. 1.1B, C). Zdaniem

J. Głazka (1993, Głazek i in. 1994) kształt jaskini oraz obecność kotłów wskazuje, iż powstała ona w strefie saturacji (freatycznej), w warunkach napiętego zwierciadła wód. Kotły mogą być efektem termalnej lub stymulowanej różnicą mineralizacji konwekcji wód wypełniających komory krasowe.



Ryc. 1.1. Jaskinia w Krzyżanowicach Górna. A – plan (wg Gubała i in. 1998). B – przekroje (wg Urban i in. 2009). Objaśnienia oznaczeń: 1 – wnętrze jaskini na jej przekroju oraz na planie; 2 – namulisko jaskiniowe (na przekroju); 3 – płytkie zagłębienie na stropie lub ścianie jaskini; 4 – zagłębienie o głębokości 1-2 m; 5 – zagłębienie o głębokości większej niż 2 m.

Jaskinia w Krzyżanowicach Górna reprezentuje więc etap krasu międzywarstwowego (*intrastratal karst* – Klimchouk, Ford 2000) – najstarszy etap krasu rozwijającego się w gipsach Poniidzia po ich pogrzebaniu pod młodszymi osadami neogeńskimi, w trakcie stopniowego usuwania tej pokrywy (wcześniej kras w gipsach rozwijał się jeszcze w trakcie i bezpośrednio po ich sedymentacji). Kras ten rozwijał się w warunkach freaticznych w rezultacie głębokiego krążenia wód w serii ewaporatowej przykrytej przez nieprzepuszczalne utwory ilaste górnego badenu i sarmatu.

W gipsach Niecki Soleckiej ten typ krasu reprezentują jedynie dwie jaskinie spośród dotąd zinwentaryzowanych obiektów: Jaskinia w Krzyżanowicach Górna i Jaskinia Chotelecka oraz kawerny w Dolinie Aleksandrowskiej, co różni ten region od Zachodniej Ukrainy, gdzie jaskinie gipsowe rozwinięte w gipsach tego samego wieku i basenu depozycyjnego są liczne i stanowią wielokilometrowe labirynty korytarzy (Urban i in. 2008, 2009, 2015). Słaby rozwój krasu międzywarstwowego na Poniidziu spowodowany jest przede wszystkim własnościami hydrogeologicznymi podłoża i nadkładu serii ewaporatowej, odmiennymi niż na Ukrainie. Nadkład serii ewaporatowej na Poniidziu stanowią nieprzepuszczalne ropy lub ropy, zaś w ich podłożu występują głównie margle, których przepuszczalność jest zróżnicowana, często znikoma. Miejscami uprzywilejowanych przepływów wód na większych głębokościach są w tych skałach strefy spękań tektonicznych i uskoków. Bezpośrednią przyczyną powstania Jaskini w Krzyżanowicach Górnej było więc najpewniej sąsiedztwo uskoku, który odsłania się w skarpie (Urban i in. 2008, 2012, 2015; Bąbel i in. 2013).

W namulisku pokrywającym dno pierwszej komory Jaskini w Krzyżanowicach Górnej wykonano w latach dziewięćdziesiątych XX wieku badania paleontologiczno-archeologiczne (Głazek 1993, Głazek i in. 1994). W profilu tego namuliska wyróżniono od dołu: 1) pstry ropy z fragmentami gipsu o miąższości 0,7 m, 2) jasnoszare piaski warstwowe – 1,5 m., 3) czarne mułki – 1,0 m. W stropie piasków i spągu czarnych mułków stwierdzono występowanie warstwy kulturowej z węgielkami drzewnymi, kośćmi zwierząt domowych oraz innych drobnych kręgowców a także odłamki ceramiki średniowiecznej. Próbkę węgla drzewnego z tej warstwy datowano na 2040±100 lat. W narożu sali natrafiono na grób wkopany w osady piaszczyste, w którym znaleziono żuchwę ludzką oraz fragmenty naszyjnika z brązu. Znalezione artefakty archeologiczne wskazują, iż jaskinia była wykorzystywana przez ludzi co najmniej od I wieku naszej ery do późnego średniowiecza, kiedy to – po wylesieniu obszaru – zaczęło się silne spłukiwanie z powierzchni gleb rędziny, które tworzą obecnie górną warstwę czarnych mułków (Głazek i in. 1994).

Do jaskini prowadzą betonowe schodki i sztucznie poszerzony otwór, bo po zakończeniu eksploatacji w sąsiednim kamieniołomie planowano jej wykorzystanie jako obiektu turystycznego (Urban i in. 2012).

Stanowisko 1.2. Skotniki Górne, Jaskinia Lisia oraz i jaskinie w jej otoczeniu – wtórne formy mineralne w jaskiniach gipsowych.

Współrzędne: N50°25'29,0"; E20°38'56,5"

Jan Urban, Andrzej Kasza, Anna Chwalik-Borowiec

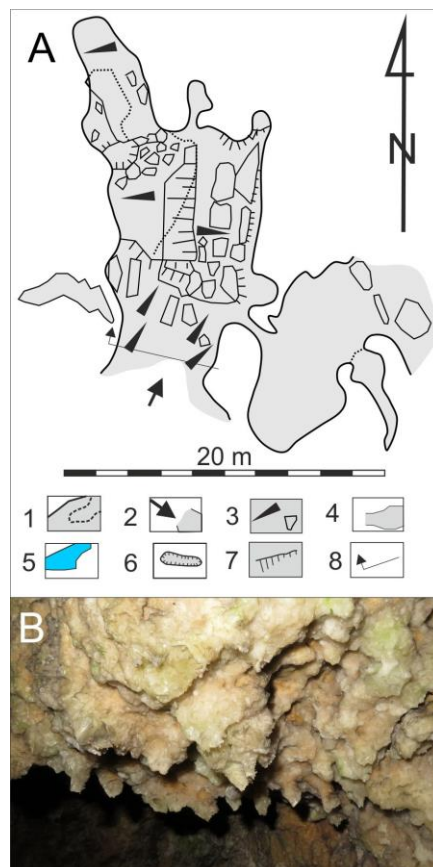
Jaskinia Lisia oraz cztery inne obiekty jaskiniowe: Schronisko przy Rowie (długości 3,5 m), Schronisko przy Lisiej (11,5 m), Schronisko ze Studnią (11 m) i Jaskinia w Skotnikach Górnych (31 m), występują w cyplu skalnym wystającym z gipsowego garbu utworzonego przez serię ewaporatową północnego skrzydła synkliny Skorocic. Występowanie tej grupy jaskiń nie jest typowe dla krasu Niecki Soleckiej, aczkolwiek kilka jeszcze innych jaskiń jest podobnie położonych w stokach wzniesień. Być może grupa ta związana jest ze strefą odpływu wód z masywu garbu, biegnącą wzdłuż linii jakiegś nieciągłości tektonicznej.

Jaskinia Lisia, o łącznej długości 76 m (Wojtoń 2001), jest obszerną i wysoką salą o długości nieco ponad 20 m i szerokości około 10 m. Jej dno pokryte jest blokowiskiem, natomiast w ścianach występuje kilka wnęk i niskich salek (ryc. 1.2A). W momencie dokumentacji jaskini niższe pustki były pokryte błotem i kałużami (Gubała i in. 1998). Kilka lat później były lepiej dostępne (Wojtoń 2001), obniżenie zwierciadła wód w ostatnich latach spowodowało zaś, iż obecnie są prawie suche. Mimo, że jaskinie tej grupy mają genezę krasową, to ich pierwotnie krasowy charakter został zamaskowany przemianami grawitacyjnymi i pod względem genetycznym nie przedstawiają wysokiej

wartości naukowej. Nazwa jaskini wiąże się oczywiście z obecnością lisów, którą dokumentuje charakterystyczny zapach oraz liczne kości drobnych kręgowców stanowiących łup tych zwierząt.

Jaskinia Lisia jest jednak unikatowym obiektem wśród jaskiń Poniidzia ze względu na bogactwo wtórnych form mineralnych, choć oczywiście ustępuje pod tym względem jaskiniom Zachodniej Ukrainy (por. Urban i in. 2008, 2009). Reprezentowane są one przez naskorupienia i nacieki występujące na ścianach głównej sali. Do najbardziej charakterystycznych takich form należą pokrywy mineralne o grubości kilku centymetrów i gładkiej powierzchni, przy otworze lokalnie pokrytej przez zielone glony lub porosty. Zbudowane są one z gipsu, zanieczyszczonego nieco substancją ilastą i tworzącego ksenomorficzne kryształy o wielkości do 0,25 mm. Pokrywy te, występujące na pionowych i prawie pionowych ścianach, nie noszą jednak śladów spływu wód, dlatego nie można ich nazwać polewami naciekowymi (Kasprzyk, Urban 1996).

Najbardziej atrakcyjnymi estetycznie formami wtórnymi występującymi w Jaskini Lisiej są specyficzne, „groniaste” stalaktyty o długości do 3-6 cm (ryc. 1.2B). Stanowią one agregaty krystaliczne zwisające ze stropu sali. Ich część rdzeniową budują agregaty gipsu, natomiast zewnętrzną – kalcyt o budowie palisadowej obrośnięty niekiedy kryształami gipsu. Formy te tworzą się najpewniej w rezultacie krystalizacji minerałów z filmu wodnego spływającego ze stropu sali. Na ścianach i stropie komory występują też lokalnie liczne krzaczkowate i grzybkowate naskorupienia stanowiące agregaty kryształów gipsowych. Te ostatnie formy spotykane są także w innych jaskiniach gipsowych Poniidzia (Kasprzyk, Urban 1996).



Ryc. 1.2. Jaskinia Lisia. A – Plan jaskini (wg Gubała i in. 1998, uzupełniony przez Wojtonia 2001, uproszczony); objaśnienia oznaczeń (na tej rycinie oraz na ryc. 1.5, 1.11, 1.13): 1 – kontur i wnętrze jaskini, linią przerywaną zaznaczono kontur niższego korytarza, 2 – otwór jaskini, 3 – nachylenie dna oraz blok skalny w jaskini, 4 – niedostępna szczelina, 5 – ciek lub zbiornik wodny, 6 – studnia jaskiniowa, pionowa szczelina, 7 – stromo nachylona powierzchnia lub skarpa, 8 – linia przekroju. B – „Groniaste” stalaktyty we wschodniej części stropu głównej komory (fot. J. Urban).

Nie została wyjaśniona przyczyna utworzenia się tylu i tak różnorodnych form mineralnych właśnie w Jaskini Lisiej. Jaskinia ta jest jednak jedną z nielicznych, które wykształcone są w obrębie tzw. muraw selenitowych (przewarstwień gipsów krystalicznych i mikrokrystalicznych). Może to sugerować, iż jednym z powodów powstawania form wtórnych jest stosunkowo łatwe rozpuszczanie gipsów mikrokrystalicznych, prowadzące do nasycenia roztworów przesiąkających na powierzchnie ścian dużej komory. Jaskinia Lisia chroniona jest jako pomnik przyrody nieożywionej od 1987 r. (Urban i in. 2012).

Stanowisko 1.3. Skorocice, Dolina Skorocicka – najbardziej charakterystyczna dolina krasowa w Polsce

Współrzędne: N50°25'07,9"; E20°40'12,0"

Jan Urban, Andrzej Kasza, Anna Chwalik-Borowiec

Dolina Skorocicka jest najbardziej klasycznym w Polsce i jednym z najciekawszych w Europie przykładów współcześnie rozwijającej się, „żywej” doliny krasowej w dojrzałym stadium rozwoju. Dolina objęta jest ochroną jako stepowy rezerwat przyrody „Skorocice” o powierzchni 7,15 ha, utworzony w 1960 r., ale od utworzenia rezerwatu ważnym przedmiotem ochrony – co podkreślają

dokumenty ochronne (plan ochrony) – jest jego dziedzictwo geologiczne, przede wszystkim krasowa, stale się rozwijająca rzeźba (Urban, Wróblewski 1999; Alexandrowicz 2006; Urban, Gągoł 2008; Urban i in. 2012; Babel i in. 2013; Urban, Chwalik-Borowiec 2018a).

Geologiczne (strukturalne) uwarunkowania powstania i ewolucji Doliny Skorocickiej

Dolina ma przebieg południkowy i długość około 800 m. Odślania się w niej dolna część serii ewaporatowej, głównie gipsy szablaste, ale w prawym, zachodnim jej zboczu oraz w niektórych jaskiniach – również murawy selenitowe oraz gipsy szklicowe (Flis 1954; Chwalik i in. 2002; Urban 2008; Urban i in. 2012, 2015; Babel i in. 2013; Babel 2018a). Taka budowa geologiczna doliny jest warunkowana faktem, iż wykształciła się ona w obrębie zachodniego skrzydła lokalnej synkliny o osi biegnącej południkowo (poprzecznej więc w stosunku do osi synkliny Skorocic, która jest strukturą nadrzędną). W konsekwencji w górnym i środkowym odcinku Doliny Skorocickiej warstwy mają rozciągłość południkową, równoległą do doliny i upad w kierunku wschodnim, miejscami rzędu kilkunastu stopni i dopiero w dolnym odcinku (w pobliżu osi synkliny Skorocic) zalegają praktycznie poziomo (ryc. 1.3). Takie uwarunkowanie tektoniczne miało podstawowe znaczenie dla powstania Doliny Skorocickiej jako doliny krasowej rozwijanej w wyniku przepływu wód podziemnych w strefie ich zwierciadła. Jak już bowiem zauważył Flis (1954) w słabo spękanych gipsach ruch wód w strefie zwierciadła odbywa się wzdłuż powierzchni międzyławicowych, bardzo wyraźnych w gipsach szablastych. Ruch ten doprowadził do rozwoju systemu kanałów krasowych, których destrukcja (zawalanie stropów) jest bezpośrednią przyczyną powstania doliny krasowej (Flis 1954; Chwalik i in. 2002; Urban i in. 2003, 2008, 2012, 2015; Urban 2008; Urban, Chwalik-Borowiec 2018a).

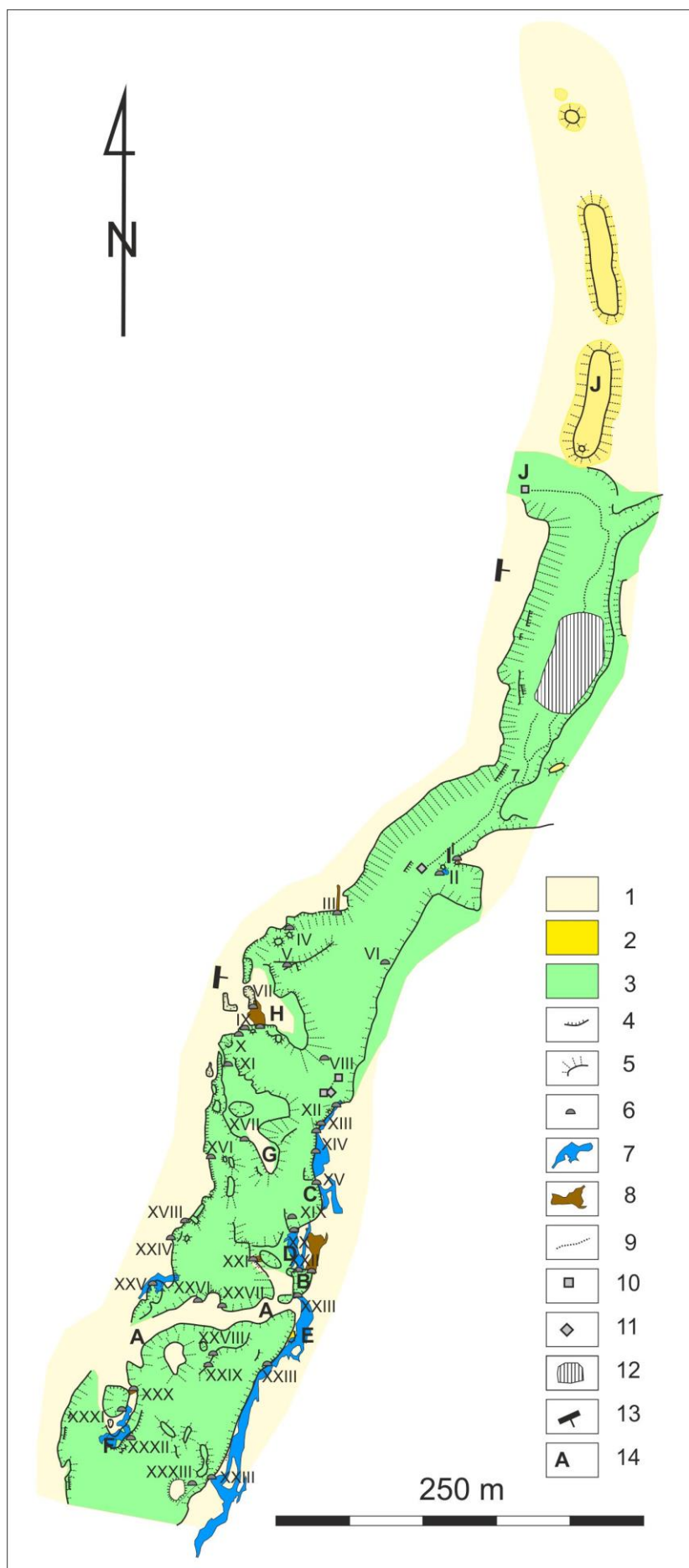
Bardzo interesującym zjawiskiem w rejonie Doliny Skorocickiej jest „odwrócenie rzeźby” i gwałtowna zmiana tempa morfogenezy spowodowana szybkim krasowieniem gipsów szablastych w strefie liniowego przepływu wód podziemnych wzdłuż powierzchni międzyławicowych. Dolina ta bowiem rozwija się na przedłużeniu twardego grzbietu powstałego na wychodni dolnej części serii ewaporatowej zachodniego skrzydła synkliny (ryc. 1.3).

Krasowe cechy doliny

Krasowy charakter doliny znakomicie dokumentowany jest przez ślepe zamknięcie jej odcinków górnego i środkowego przez rygiel Wysokiej Drogi (ryc. 1.3, element A), a także obecność typowych krasowych ostańców-humów, zagłębień bezodpływowych i jaskiń w jej obrębie (ryc. 1.4). Cechy te wskazują, iż nie powstała ona w rezultacie erozji powierzchniowej, lecz zawalania się stropów podziemnych kanałów stanowiących przepływy wód (Flis 1954). Zdaniem A. Chwalik-Borowiec (2013) rozwój Doliny Skorocickiej mógł rozpocząć się w środkowym plejstocenie, ale zachowane obecnie elementy dawnych systemów krasowych powstały najpewniej w późnym plejstocenie i holocenie (Urban i in. 2012, 2015).

Obecnie na terenie Doliny Skorocickiej zinwentaryzowano 35 obiekty jaskiniowe, spośród których 33 są obecnie dostępne. Najdłuższa jaskinia rezerwatu, Jaskinia Skorocicka (ryc. 1.3, jaskinia XXIII), ma 352 m długości i jest obecnie najdłuższą jaskinią w gipsach na terenie Polski. Spośród pozostałych jeszcze jedna jaskinia, Jaskinia u Ujścia Doliny (XXXII) ma powyżej 100 m (122 m) zaś 5 dalszych ma długość kilkudziesięciu metrów (20 m lub więcej). Jaskinie Doliny Skorocickiej są świadectwem jej ewolucji krasowej. Jaskinia Skorocicka jest podziemnym korytem Potoku Skorocickiego, którym potok ten przepływa m.in. pod rygłem Wysokiej Drogi. Podobnie, odcinkami podziemnego koryta są: Jaskinia z Potokiem (XII), Wielki Schron (XIV), Jaskinia Stara (XV) i Pieczara Dzwonów (XX), podczas gdy rozległe komory z jeziorami występują w Jaskini u Ujścia Doliny (XXXII) oraz w dolnych partiach jaskini Ucho Olki (XXV) położonych w tych częściach doliny, gdzie nie ma intensywnego ruchu wody na poziomie jego zwierciadła (Urban 2008; Urban i in. 2008, 2009, 2012, 2015).

Większe jaskinie położone powyżej zwierciadła wód stanowią reliktowe (nie zawalone jeszcze) pozostałości koryta podziemnego potoku. Takimi jaskiniami są m.in. Jaskinia Porodowa (III), Tunel w Skorocicach (VII) i Jaskinia Górna (XXII). Mniejsze jaskinie to zwykle szczeliny lub komory powstałe w rezultacie zawalania się niższych pustek krasowych. Ostatecznym efektem zawalania się stropów pustek podziemnych są leje i mniej regularne zagłębienia krasowe chaotycznie rozmieszczone w obrębie środkowego i dolnego odcinka Doliny Skorocickiej.



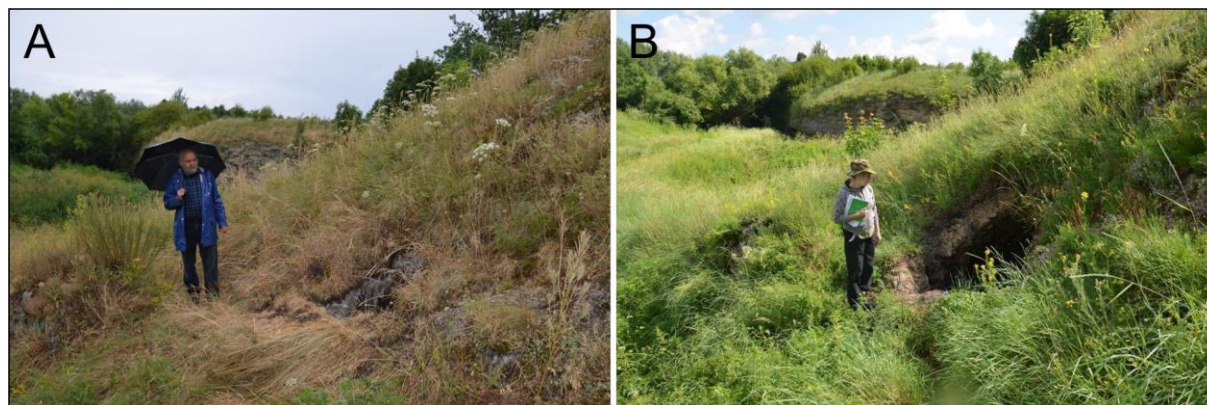
Ryc. 1.3. Rzeźba Doliny Skorocickiej (wg Urban i in. 2015, uzupełnione). Objaśnienia oznaczeń: 1 – wierzchowina oraz jej elementy ostańcowe w obrębie doliny, 2 – wzniesienia twardełcowe w obrębie wierzchowiny, 3 – elementy doliny krasowej: zbocza, dno oraz inne formy rzeźby, 4 – ściana skalna, 5 – skarpa trawiasta, 6 – otwór jaskini (w przypadku niewielkich obiektów wielootworowych – otwory) z numerem rzymskim oznaczającym daną jaskinię, 7 – jaskinia, która współcześnie stanowi kanał przepływu wód, 8 – większa jaskinia stanowiąca ewidentnie dawny kanał przepływu wód 9 – koryto stałego cieku wodnego, 10 – źródło, 11 – ponor, 12 – sztuczny zbiornik wodny, 13 – nachylenie warstw, 14 – oznaczenia literowe punktów obserwacyjnych opisanych w tekście.

Charakterystycznymi elementami rzeźby doliny krasowej są także ostańce (humy) występujące pomiędzy zagłębieniami i niekiedy przebite kanałami krasowymi. Ostańce te, nazwane jeszcze przez Flisa (1954), występują nieregularnie w środkowym i dolnym odcinku doliny (ryc. 1.3 i 1.4) (Urban i in. 2003, 2012, 2015; Urban 2008; Bąbel i in. 2013; Urban, Chwalik-Borowiec 2018a). Morfologia Doliny Skorocickiej wskazuje, iż reprezentuje ona typ dojrzałej rzeźby krasowej, która jednak stale ulega intensywnej ewolucji (ryc. 1.5) (Flis 1954; Urban i in. 2015).

Ryc. 1.4. Środkowy odcinek Doliny Skorocickiej, widok z Zielonej Góry w stronę Białej Góry i Wysokiej Drogi. W stoku Wysokiej Drogi widoczne otwory dwu schronisk skalnych: Schroniska w Skorocicach pod Drogą Zachodniego oraz Schroniska w Skorocicach pod Drogą Wschodniego (fot. J. Urban).



Współczesne intensywne krasowienie gipsów potwierdzają badania hydrochemiczne. Denudacja gipsów w dolinie odbywa się przy udziale nienasyconych wód płynących jako Potok Skorocicki oraz przesiąkających w strefie epikrasowej. Wody opadowe po przeniknięciu przez cienką warstwę gipsów posiadają już wysoką mineralizację, czasem bliską granicy nasycenia (Chwalik-Borowiec i in. 2011; Chwalik-Borowiec 2013; Rózkowski i in. 2011, 2015). Efektem tego krasowienia oraz związanych z nim procesów grawitacyjnych są postępujące zmiany rzeźby. W ostatnich latach na terenie Doliny Skorocickiej zanotowano następujące zjawiska: zawalenie się stropu Pieczary Dzwonów (ryc. 1.5), obryw części Baszty (2013-2018) oraz powtórne zawalenie się stropu Pieczary Dzwonów, które doprowadziło do powstania nowego otworu jaskini (2018-2019).



Ryc. 1.5. Nowy, powstały w 2018 r. zawaliskowy otwór Pieczary Dzwonów – widoczne jest rozszerzanie się zawaliska: A – stan w lipcu 2018 r.; B – stan w czerwcu 2020 r. (fot. A. Chwalik-Borowiec).

Dolina Skorocicka jako obiekt krajoznawczy i przedmiot badań geomorfologicznych

Dolina Skorocicka jest jednym z najdawniej zwiedzanych i badanych naukowo obiektów krasowych w Polsce. Jej turystyczne zwiedzanie związane było z powstaniem uzdrowiska w Busku na początku XIX w., dlatego też pierwsza wzmianka o jej walorach krajoznawczych ukazała się w informatorze o Busku opublikowanym przez lekarza zdrojowego, A. Berendsa, w 1834 r. Informacje o niej pojawiały się też w następnych dziewiętnastowiecznych informatorach a także relacjach prasowych dotyczących tego uzdrowiska (Urban, Gągół 1999). W jaskiniach Doliny Skorocickiej toczy się akcja noweli „Duch jaskini” napisanej przez J.B. Dziekońskiego w latach trzydziestych XIX w. (Wiśniewski 2002). Rozdział o krasie gipsowym Ponidzia znalazł się w pierwszej naukowej monografii geologicznej ziem polskich J.B. Puscha, opublikowanej w latach

1836-37 (tłumaczenie polskie: Pusch 1903). Pierwsze badania osadów Jaskini Skorocickiej przeprowadził S. Kontkiewicz (1882), ale informacje o dolinie i jej jaskiniach pojawiały się też w innych publikacjach geologicznych oraz speleologicznych w drugiej połowie XIX wieku i na początku XX wieku: L. Zejsznera, J. Siemiradzkiego, A. Gruszeckiego i S. Lencewicza (Gubała i in. 1998; Urban, Gągół 1999; Bąbel i in. 2013; Urban, Chwalik-Borowiec 2018a). W początkach XX wieku pierwszy plan Doliny Skorocickiej opublikował L. Sawicki (1918-1919), który jednak nie uznał rygla Wysokiej Drogi za formę naturalną. W połowie XX w. jej opis opublikował A. Malicki (1947), zaś plan i analizę genetyczną – J. Flis (1954). Jaskinie Doliny Skorocickiej dokumentowane były przez K. Kowalskiego (1954), B.W. Wołoszyna (1990) a później w ramach inwentaryzacji jaskiń Poniidzia (Gubała i in. 1998). Jednak jaskinie i ich „nowe” fragmenty nadal odkrywane są na terenie tej doliny (ostatnie odkrycia miały miejsce w 2013 r. – Urban i in. 2012, 2015). W ostatnim ćwierćwieczu ukazało się również szereg publikacji popularno-naukowych dotyczących przyrody żywej i dziedzictwa geologicznego Doliny Skorocickiej, w tym opisy ścieżek edukacyjnych (Łuszczyński, Łuszczyńska 1994; Łuszczyński i in. 2007; Urban 2008; Golonka, Krobicki 2012; Kurpios, Oleszczak 2017). Ze względu na swoje ponadregionalne znaczenie naukowe Dolina Skorocicka powinna znaleźć się na liście europejskiego dziedzictwa geologicznego (Urban, Wróblewski 1999; Alexandrowicz 2006; Urban, Gągół 2008; Urban, Chwalik-Borowiec 2018a).

Punkt A. Wysoka Droga

Wysoka Droga jest koronnym dowodem dokumentującym krasowe pochodzenie Doliny Skorocickiej. Stanowi ona bowiem naturalny rygiel przegradzający dolinę, który oddziela północną, górną i ślepą część tej doliny, od części dolnej południowej (ryc. 1.3). Obie te części są hydrologicznie połączone Jaskinią Skorocicką stanowiącą podziemne koryto Potoku Skorocickiego, która przebiega pod Wysoką Drogą. W obrębie Wysokiej Drogi występuje również kilka niewielkich jaskiń, które stanowią reliktowe fragmenty dawnych, zawalonych bądź zasypanych osadami kanałów krasowych (ryc. 1.4).

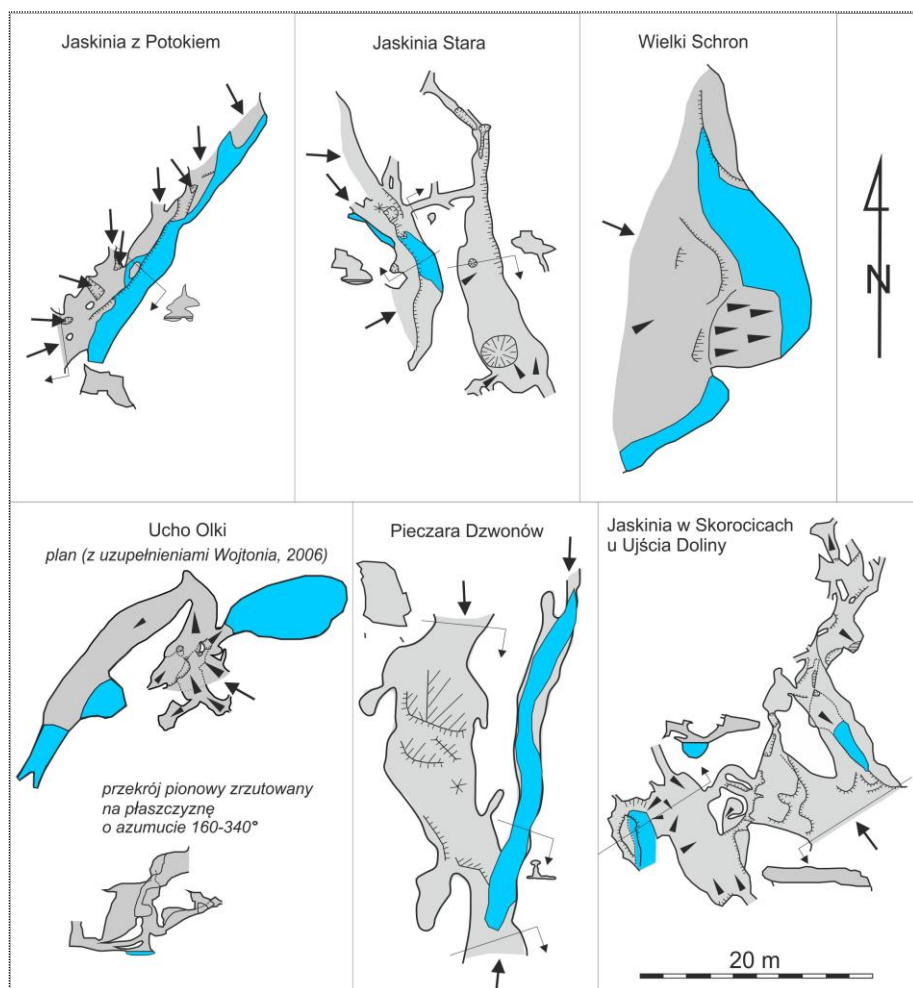
Punkt B. Lej pomiędzy Pieczarą Dzwonów i Jaskinią Skorocicką

Schodząc do doliny z Wysokiej Drogi mijamy głęboki lej o stromych, częściowo skalnych ścianach, który łączy dolny otwór Pieczary Dzwonów (XX) z górnym otworem Jaskini Skorocickiej (XXIII) oraz otworem położonej nieco wyżej Jaskini Górnej (XXII) (ryc. 1.3). Lej ten utworzył się w rezultacie grawitacyjnego niszczenia kanałów krasowych i powodem jego powstania mogło być nakładanie się kilku (co najmniej dwu) kanałów krasowych utworzonych na różnych wysokościach. Sugeruje to obecność Jaskini Górnej, która jest reliktowym fragmentem koryta podziemnego cieku wcześniejszego niż koryto współczesnego Potoku Skorocickiego.

Schodząc niżej natrafiamy na nowy otwór Pieczary Dzwonów, świeżo powstały w wyniku obrywu stropu jaskini (ryc. 1.5).

Punkt C. Jaskinia z Potokiem, Wielki Schron oraz Jaskinia Stara

Jaskinia z Potokiem (ryc. 1.3, jaskinia XII) o długości 46 m (Gubała i in. 1998) stanowi typowy przykład podziemnego przepływu Potoku Skorocickiego, z zachowanymi śladami etapowego wcinania się koryta potoku, które znaczone są poziomymi zakolami („meandrami”) wyciętymi w ścianach korytarza na różnych jego wysokościach (ryc. 1.6). Podobne reliktowe, zawieszone nad współczesnym korytem, wcięcia widoczne są w Wielkim Schronie (XIV, ryc. 1.6) – głębokiej niszy podcinającej ścianę skalną poniżej Jaskini z Potokiem oraz w części przyotworowej Jaskini Starej (XV). Do głębszych partii Jaskini Starej (XV) o długości 86 m (Gubała i in. 1998) można się dostać rurowatym kanałem biegnącym prostopadle do wydłużenia Doliny Skorocickiej, a więc nietypowo dla systemu podziemnych koryt Potoku Skorocickiego. Jednak po 6 m „rura” doprowadza do szerszego korytarza równoległego do przebiegu Doliny Skorocickiej, w którego obrębie można wyróżnić dwa a lokalnie nawet trzy poziome koryta potoku, które mają formę rozszerzeń kanału krasowego. Wyższe poziome stanowią reliktowe fragmenty koryta, najniższy z nich jest współczesnym korytem Potoku Skorocickiego (ryc. 1.6). W jaskini tej występuje kilka niewielkich gipsowo-kalcytowych stalaktytów, które są unikatowymi formami w jaskiniach Poniidzia (Kasprzyk, Urban 1996), podczas jej zwiedzania należy więc uważać, by ich nie zniszczyć.



Ryc. 1.6. Duże jaskinie Doliny Skorocickiej – plany jaskiń (wg Gubała i in. 1998, uproszczone). Objaśnienia oznaczeń – patrz ryc. 1.2.

Punkt D. Pieczara Dzwonów

Pieczara Dzwonów (ryc. 1.3, jaskinia XX) o długości 91 m (Gubała i in. 1998) to jedna z większych i najbardziej znanych jaskiń w gipsach Podidzia. Nazwę nadał jej A. Malicki (1947), uzasadniając ją dzwonowato wygiętym stropem przyotworowej części jaskini. Wygięcie to związane jest z obecnością w obrębie gipsów szablasytowej kopuły gipsowej o promieniu dochodzącym do 6 m. Obecnie znaczną część kopulastej struktury możemy obserwować nie na stropie, lecz na dnie jaskini, bowiem strop jaskini uległ oberwaniu.

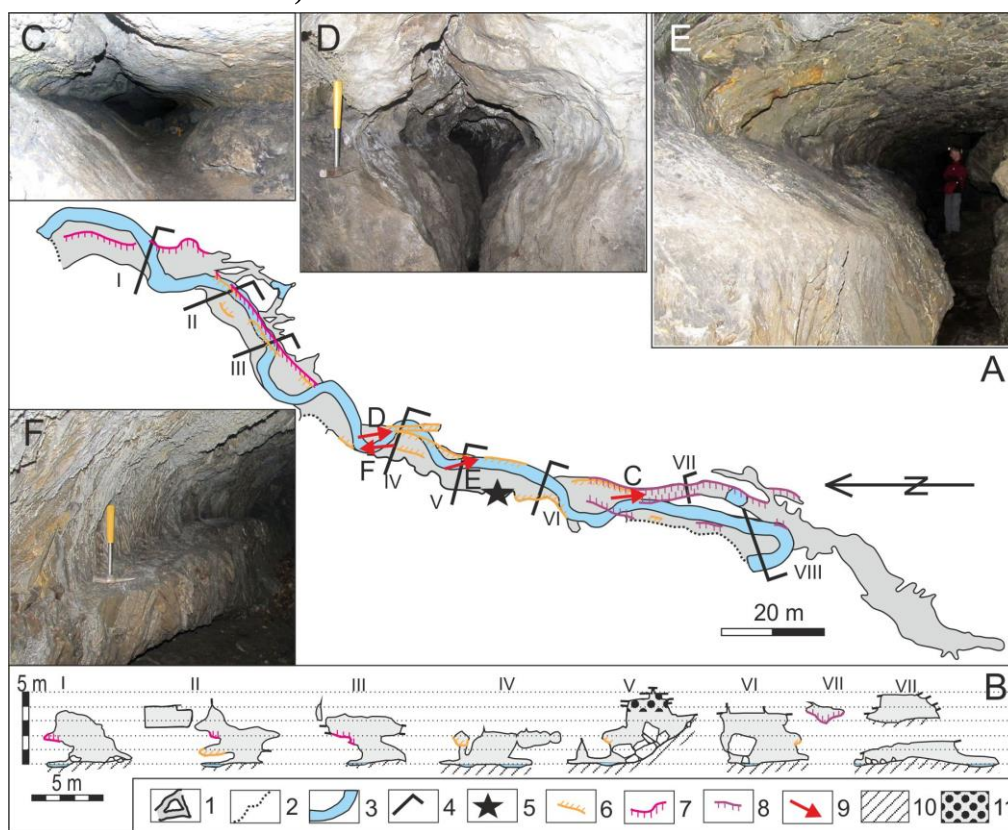
Pieczara Dzwonów składa się z dwu korytarzy. Szerszy korytarz widzimy przed sobą, natomiast węższy korytarz, który jest obecnie kanałem wykorzystywanym przez Potok Skorocicki, łączy się z tym szerszym przy dolnym otworze jaskini. W przekroju korytarz ten ma kształt ósemki i tworzą go dwa rurowate, lokalnie soczewkowate kanały połączone szczeliną i stanowiące dawne oraz współczesne koryto potoku (ryc. 1.6; 1.7). Potok Skorocicki wypływający dolnym otworem Pieczary Dzwonów, przepływa kilkadziesiąt metrów głębokim, podłużnym lejem krasowym (punkt B) a następnie wpływa do górnego otworu Jaskini Skorocickiej (Gubała i in. 1998, Urban 2008, Urban i in. 2012, 2015).



Ryc. 1.7. Korytarz o przekroju w kształcie liczby „8” w Pieczarze Dzwonów, dnem korytarza płynie Potok Skorocicki (fot. J. Urban).

Punkt E. Jaskinia Skorocicka

Jaskinia Skorocicka (ryc. 1.3, XXIII) o długości 352 m (Gubała i in. 1998) stanowi stosunkowo prosty, biegnący prawie poziomo i na znacznym odcinku wysoki korytarz, który prawie na całej swej długości stanowi podziemne koryto Potoku Skorocickiego (ryc. 1.8A). Podobnie jak w poprzednio oglądanych jaskiniach Doliny Skorocickiej, również w Jaskini Skorocickiej można śledzić kilka poziomów przepływu potoku. W górnym odcinku tej jaskini występują trzy takie poziomy, w środkowym odcinku, poniżej środkowego otworu, widoczne są dwa poziomy kanałów krasowych, natomiast w najniższym odcinku jaskini, w okolicy długiego dolnego otworu znów występują trzy poziomy nie tworzące jednak jednego korytarza (ryc. 1.8B). Szczegółowe badania rzeźby ścian korytarza Jaskini Skorocickiej nie wykazały w niej obecności owalnych zagłębień i kotłów (podobnych do występujących w Jaskini w Krzyżanowicach Górnej – stanowisko 1.1), które mogłyby wskazywać na rozwój krasu w strefie freatycznej, poniżej zwierciadła wód. W środkowym odcinku jest natomiast miejsce, w którym nastąpił zawał stropu (ryc. 1.8B, przekrój V). W pobliżu tego miejsca korytarz jaskini przebiega także studnię krasową wypełnioną gruzem i piaskiem gipsowym z domieszką ilastą, w których znaleziono pojedyncze muszle współcześnie żyjących gatunków ślimaków leśnych oraz łąkowych, oznaczonych przez S. Alexandrowicza. Zdaniem tego badacza stan zachowania muszli wskazuje na wiek nie starszy niż kilka tysięcy lat (Urban i in. 2009, 2012, 2015; Urban, Chwalik-Borowiec 2018a).



Ryc. 1.8. Plan i przekroje Jaskini Skorocickiej (wg. Urban i in. 2015). A. Plan jaskini (wg Gubała i in. 1998, uproszczony). B. Przekroje jaskini ze śladami dawnych koryt. Objasnienia oznaczeń: 1 – kontur i wnętrze jaskini, 2 – kontur okapu nad otworem jaskini, 3 – ciek lub zbiornik wodny, 4 – linia przekroju z zaznaczonym kierunkiem patrzenia (na planie), 5 – odsłonięcie kopalnego leja krasowego, w którego osadach znaleziono szczątki ślimaków, 6 – pozostałości koryt na wysokości około 1 m nad zwierciadłem wód w Potoku Skorocickim, 7 – pozostałości koryt na wysokości około 2 m nad zwierciadłem wód w Potoku Skorocickim, 8 – pozostałości koryt na wysokości około 3 m nad zwierciadłem wód w Potoku Skorocickim, 9 – strzałka wskazująca miejsca wykonania fotografii C-F (na planie), 10 – osady namuliska na dnie jaskini (na przekrojach), 11 – strefa grawitacyjnego obrywu (na przekroju). C. Kanał krasowy stanowiący przepływ najwyższego koryta zidentyfikowanego w Jaskini Skorocickiej. D. Reliktowe koryto o dnie na wysokości około 1,2 m, które było głębiej rozeinane w miarę obniżania się zwierciadła wód. E. Półka skalna na wysokości około 1,5 m stanowiąca reliktowy fragment koryta potoku. F. Półka skalna na wysokości około 1 m – reliktowy fragment koryta (fot. J. Urban).

Na zbudowanych z gipsów szklicowych ścianach korytarza jaskiniowego środkowego odcinka Jaskini Skorocickiej w pobliżu jej środkowego otworu można zobaczyć wtórne, paciorkowe naskorupienia gipsowe. Naskorupienia te tworzą się w rezultacie wysychania zmineralizowanych wód przesiąkających wzdłuż granic kryształów na powierzchnię skalną i wytrącania z tych wód gipsu (Kasprzyk, Urban 1996; Urban 2008). Obecność tych naskorupień dobrze charakteryzuje drogi krążenia wód w gipsach szklicowych.

Fauna Jaskini Skorocickiej reprezentowana jest przez wiele grup organizmów. W grupie organizmów wodnych dominują skąposzczety (Oligochaeta), występują tu jednak również rureczniki (Tubitidae) reprezentowane przez dwa gatunki, kielże (*Gammarus* sp.), Naididae oraz rzadkie w wodach podziemnych Aphanoneura. Ponadto odnotowano tu obecność muchówek m. in. z rodziny kuczmanowatych (Ceratopogonidae), ochotkowatych (Chironomidae), małżoraczków (Ostracoda), nicieni (Nematoda), chrzączek (Trichoptera), równonogów (Isopoda), wieloskrzydłych (Megaloptera), licznych pajęczaków a także ślimaków. Spośród kręgowców stwierdzono tu występowanie cierników, cierniczek (najbardziej na południe wysunięte stanowisko tych ryb), żab trawnych oraz oczywiście nietoperzy, które jednak nie są tu częste. Spośród tych ostatnich notowano tu hibernujące mopki (*Barbastella barbastellus*), gacki brunatne (*Plecotus auritus*), mroczki późne (*Eptesicus serotinus*). Jaskinię odwiedzają także lisy oraz sowy, które pozostawiają tu pozostałości pośilków (zrzutki, wypluwki) (Dumnicka, Wojtan 1993; Gubała i in. 1998).

Punkt F. Jaskinia w Skorocicach u Ujścia Doliny

Jaskinia w Skorocicach u Ujścia Doliny (ryc. 1.3, XXXII), o łącznej długości 122 m, stanowi drugą co do wielkości jaskinię Doliny Skorocickiej. Różni się ona jednak istotnie od wielu innych jaskiń tej doliny, stanowi bowiem zespół kilku niskich i rozległych sal częściowo zawaliskowych przechodzących w podobne, niskie i szerokie korytarze (ryc. 1.6). Wszystkie te pustki położone są na kilku niezbyt odległych w pionie poziomach, sięgając zwierciadła wód podziemnych. Jaskinia znajduje się w najniższej części Doliny, przy jej zachodnim brzegu i występuje w uwarstwionych gipsach szablastych. W tej części Doliny Skorocickiej przepływ wód był bardzo powolny i jego kierunek nie był warunkowany nachyleniem warstw, bowiem gipsy zalegają tu praktycznie poziomo. I to zadecydowało o braku wyraźnych korytarzy (takich jak w innych dużych jaskiniach doliny), bowiem korozja krasowa na poziomie zwierciadła wód rozwijała się we wszystkich kierunkach. Dodatkowym czynnikiem stymulującym powstawanie rozległych, niskich komór było poziome uławicenie gipsów, które również w przypadku grawitacyjnego zawalania się stropów prowadziło do powstawania pustek o takim kształcie (Urban i in. 2012, 2015).

Punkt G. Zielona Góra

Zielona Góra (ryc. 1.3) to jeden z większych pagórków ostańcowych (humów) w obrębie Doliny Skorocickiej, wznoszący się około 8 m ponad jej dno. Grzbiet pagórka od południowego zachodu obcięty jest ściankami skalnymi z odsłonięciami gipsów szablastych. W jednej ze ścianek znajduje się otwór Schroniska w Zielonej Górze (ryc. 1.3, jaskinia XVII, długość 2 m – Gubała i in. 1998) rozwiniętego wzdłuż szczeliny krasowej poszerzonej w rezultacie grawitacyjnego rozsunięcia płyt skalnych. W północnej części pagórka widoczna jest z kolei płytka niecka bezodpływowa. W kierunku zachodnim, w skalnej ścianie doliny można obserwować przykłady litologicznych uwarunkowań rozwoju krasu – liczne kanały krasowe, w tym Schronisko Ciuki (XVI, długość 2,5 m) rozwinięte na poziomie muraw selenitowych w gipsach. W przeciwnej, wschodniej ścianie doliny widoczne są otwory Jaskini z Potokiem (XII), Wielkiego Schronu (XIV) i Jaskini Starej (XV). W kierunku południowym widoczny jest hum Białej Góry zwieńczony skalistym grzbiecikiem a za nim Wysoka Droga przegradzająca Dolinę Skorocicką z otworami Pieczary Dzwonów (XX) i dwu schronisk skalnych (XXVI, XXVII) (ryc. 1.4). Niestety, często otwory wejściowe do jaskiń i schronisk skalnych oraz odsłonięcia gipsów są zasłonięte przez samosiew drzew i krzewów, a przejście przez rezerwat uniemożliwia bujna roślinność. Zmniejszone są przez to walory krajobrazowe, geomorfologiczne i botaniczne rezerwatu. Co roku Zespół Świętokrzyskich i Nadnidziańskich Parków Krajobrazowych wspólnie z Urzędem Miasta i Gminy w Wiślicy, w porozumieniu z Regionalnym Dyrektorem Ochrony Środowiska w Kielcach, przeprowadza zabiegi ochrony czynnej. Polegają one na wykaszaniu płatów roślinności zielnej wzdłuż trasy ścieżki dydaktycznej przebiegającej przez rezerwat.

Punkt H. Tunel w Skorocicach i Wielka Góra

Tunel w Skorocicach o długości 18 m (ryc. 1.3, jaskinia VII) (Gubała i in. 1998) stanowi najlepszy przykład fragmentu dawnego kanału krasowego rozwiniętego jako podziemne koryto rzeczne, który po obniżeniu się zwierciadła wód uległ wietrzeniowo-grawitacyjnym przekształceniom. Świadectwem tych przemian jest jego nierówne, pokryte gruzem dno oraz strop i ściany ukształtowane przez odrywanie się i opadanie na dno fragmentów skalnych. Lokalnie na ścianach jaskini zachowały się wtórne, tworzące się już w pustce podziemnej naskorupienia gipsów (Kasprzyk, Urban 1996). Ciekawostką litologiczną widoczną nad otworem Tunelu jest występowanie dwu typów gipsów szablasytów: równo warstwowanych i faliście warstwowanych, a także soczew gipsów drobnoziarnistych na ścianie skalnej nad otworem tunelu (Bąbel i in. 2013; Bąbel 2018a).

Ze szczytu Wielkiej Góry (ryc. 1.3) widoczny jest fragment górnego odcinka doliny z otworem Jaskini Porodowej o długości 20 m (III). Jaskinia ta stanowi ciasny poziomy kanał krasowy rozwinięty wzdłuż jednej z gipsowych ławic (Niekludow 2002). Schodząc z Wielkiej Góry napotykamy pionową szczelinę rozwartą na jej stoku w wyniku zawałów niższych, krasowych kanałów – Jaskinię Niespodziankę w Wielkiej Górze (VIII) o długości 5 m (Gubała i in. 1998).

Punkt I. Kazalnica i obiekty jaskiniowe w jej pobliżu, ponor Potoku Skorocickiego

Kazalnica to wybitna ambona skalna – najdalej wysunięta w górę Doliny Skorocickiej skałka gipsowa (choć dalej jeszcze wysunięte są ostańce krasowe, pokryte jednak darnią). Zbudowana jest z nachylonych w kierunku wschodnim warstwowanych gipsów szablasytów. W jej obrębie występuje niewielki obiekt jaskiniowy – Schronisko Pierwszego Prezesa – ciasny, szczelinowo-krasowy korytarzyk o (dostępnej dla człowieka) długości 3 m (Markowiak, Ponikiewski 2005). W jego otoczeniu można zauważyć kilka podobnych, ciśniejszych szczelin, obecnie stanowiących lisie nory.

Ciekawszym obiektem jaskiniowym jest jednak położona niżej, obok ponoru, Grota pod Kazalnica – obniżająca się w dół stosunkowo obszerna salka o długości około 4 m i szerokości 2 m. Mimo szerokiego otworu wejściowego jaskinia ta została odkryta dopiero w 2012 r., co spowodowane było najpewniej jej praktycznym zalaniem przez wodę w okresie prowadzenia prac eksploracyjnych w Dolinie Skorocickiej na przełomie wieków XX i XXI. Ta pustka krasowa była wówczas elementem ponoru Potoku Skorocickiego. Obecnie zaś, w rezultacie obniżenia się o około 2 m zwierciadła wód, stała się obiektem częściowo dostępnym, ze zbiornikiem wody na dnie, który w okresach przyboru wód wypełnia całą salkę, sięgając otworu wejściowego. Obecnie Potok Skorocicki jest bardzo niewielkim ciekim, zanikającym już nieco wcześniej w obrębie błotnistego dna doliny.

Punkt J. Źródło Potoku Skorocickiego i ostańcowy grzbiet na przedłużeniu Doliny Skorocickiej

Początek Doliny Skorocickiej to miejsce, w którym wypłycona dolina otwiera się na wypłaszczenie, zbudowane z górnokredowych i neogeńskich margli podgipsowych. W tym miejscu, w sztucznej studzience ujęte jest źródło Potoku Skorocickiego. Źródło to zbiera wodę z górnej, zwietrzałej strefy wychodni margli, ale również z zachodniego skrzydła lokalnej synkliny o południkowym przebiegu, w obrębie którego utworzyła się Dolina Skorocicka. Na północ od tej Doliny skrzydło to odzwierciedlone jest w rzeźbie terenu jako twardzielcowy garb zbudowany z odpornych na wietrzenie i erozję gipsów szklicowych oraz szablasytów dolnej części serii ewaporatowej. Taka gwałtowna zmiana charakteru rzeźby – z form wypukłych, twardzielcowych we wciętych w odporne skały dolinę krasową – doskonale ilustruje znaczenie skoncentrowanych przepływów podziemnych dla rozwoju krasowej morfologii Niecki Sockiej.

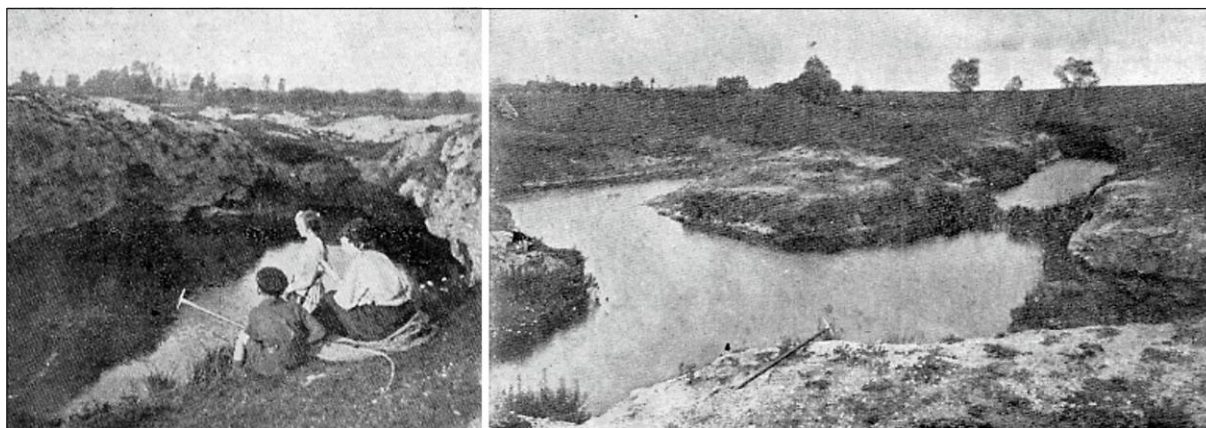
Z wyniosłości na garbie gipsowym doskonale też widać cechy rzeźby strukturalnej regionu: niższe, zbudowane z gipsów grubokrystalicznych odcinki serii ewaporatowej budują dwa równoległe grzbiety wyznaczające skrzydła synkliny, natomiast podłoże obniżenia w jej części osiowej tworzą mniej odporne gipsy drobnoziarniste górnej części tej serii. W obniżeniu tym występuje kilka zapadliskowych lejów krasowych oraz otwór Jaskini Choteleckiej – drugiej w regionie (obok Jaskini w Krzyżanowicach Górnej) jaskini noszącej cechy sugerujące, iż powstała w strefie freaticznej, w warunkach napiętego zwierciadła wód. Jaskinię tę tworzy kilka dzwonowatych sal, w których ścianach występują kotły, które mogą być efektem termalnej lub stymulowanej różnicą mineralizacji konwekcji wód wypełniających komory krasowe. W tym wypadku rozwój głębokiego, międzywarstwowego krasu mógł być stymulowany głębokim krążeniem wód wzdłuż spękaną osi synkliny (Urban i in. 2008, 2009, 2015).

Stanowisko 1.4. Siesławice, jaskinie i jeziora krasowe w strefie stagnacji wód podziemnych

Współrzędne: N50°27'00,1"; E20°41'32,6"

Andrzej Kasza, Jan Urban, Anna Chwalik-Borowiec

Formy krasowe w Siesławicach są jednymi z najdawniej opisywanych stanowisk krasowych w gipsach Pomorza. W 1925 r. ich opis i zdjęcia opublikował H. Gąsiorowski (ryc. 1.9), który już wówczas docenił znaczenie naukowe występujących tu form krasowych i postulował ich ochronę (Urban 2018). Lokalna nazwa tego terenu – Karabosy, wywodzona jest od słów „kara boska”, bowiem w przeszłości do rozwiniętych tu podziemnych pustek wpadały i ginęły zwierzęta gospodarskie (Marciniak 2000).



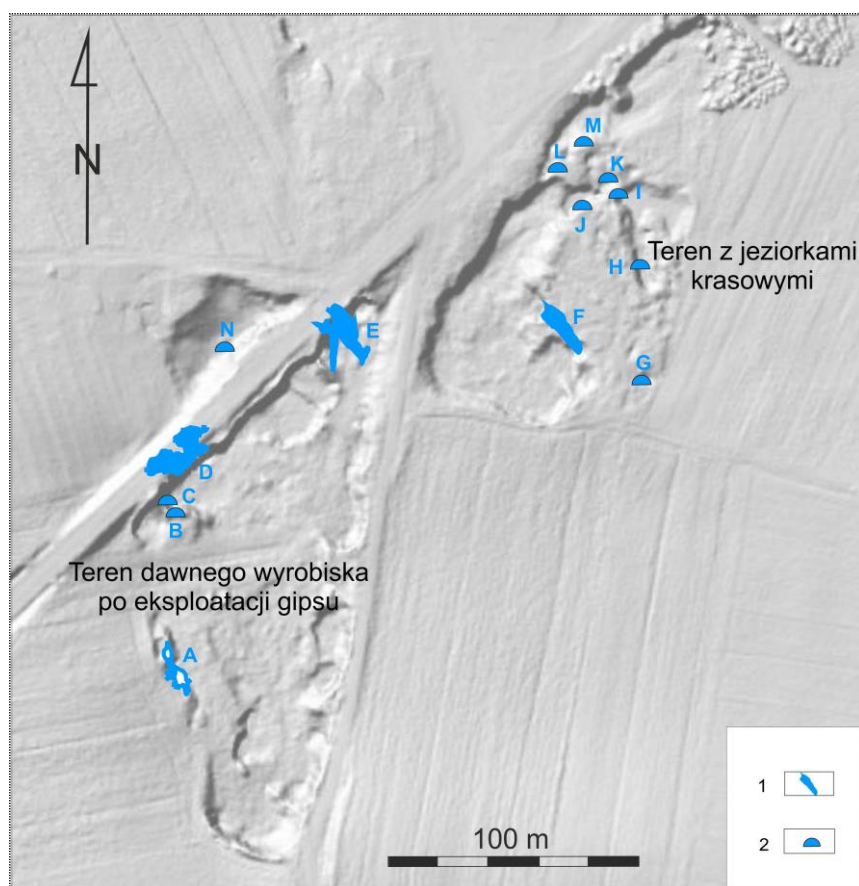
Ryc. 1.9. Krasowe jezioro (jaskinia) w Siesławicach – zdjęcia opublikowane przez H. Gąsiorowskiego (1925).

Obecnie (od 2002 r.) formy krasowe w Siesławicach chronione są jako stanowisko dokumentacyjne. Stanowisko to składa się z dwu odmiennych części. Na wschód od drogi do Chotelka położony jest teren o naturalnej, prawie płaskiej rzeźbie, na którym występuje kilka krasowych jezior. Jeziora te, przykryte w różnych miejscach stropem skalnym, są jednocześnie obiektami jaskiniowymi. Nurkowania wykazały, że w dnie jezior istnieją studnie i pochylone korytarze prowadzące głębiej, do głębokości co najmniej 6-8 m poniżej zwierciadła wód (Jaskinia Wodna w Siesławicach, Studnia Garbka) (ryc. 1.10) (Niekludow, Bartoszewski 2006). Obniżenie zwierciadła wód podziemnych w ostatnich latach spowodowało, że obecnie jaskinie tej części stanowiska w Siesławicach są znacznie lepiej dostępne niż dawniej. Zinventaryzowano tu 8 obiektów jaskiniowych, z których największym i najbardziej znanym jest Jaskinia w Siesławicach o długości 21 m (ryc. 1.10). Głównym elementem jaskini jest obszerny krasowy korytarz w znacznej części zalany wodą. Przy wysokim stanie wody północny fragment jaskini tworzy okresowy syfon (Gubała i in. 1998).

W wodach Jaskini w Siesławicach stwierdzono dominację małżoraczków (Ostracoda), oprócz których występują skąposzczety (Oligochaeta), ochotkowate (Chironomidae), wazonkowce (Enchytraeidae), równonogi (Isopoda), wielkoskrzydłe (Megaloptera), muchówki (Diptera), pluskwiaki różnoskrzydłe (Heteroptera) i Chaoboridae (Dumnicka, Wojtan 1993). Z kręgowców, oprócz żab, obserwowano tu piżmaka oraz ślady pobytu lisa (Gubała i in. 1998).

Na zachód od drogi do Chotelka, w obrębie rozległego wyrobiska po eksploatacji gipsów, w części również prawdopodobnie obniżenia krasowego udokumentowano 5 jaskiń, wśród których największe to Jaskinia Półkolista, Jaskinia Szeroka i jaskinia Dwie Studnie (ryc. 1.10). Jaskinia Półkolista o długości 58 m położona jest w północno-wschodniej części wyrobiska. Składa się z dużej i niskiej sali o średnicy kilkunastu metrów z odchodzącym na południe wyraźnie mytym wysokim korytarzem zakończonym prawdopodobnie syfonem (Wojtoń 2006).

W północnej ścianie wyrobiska znajduje się otwór Jaskini Szerokiej o długości 48 m. Jaskinia rozwinięta jest w postaci dwóch obszernych ale niskich sal o średnicy około 10 m z jeziorami (Gubała i in. 1998).



Ryc. 1.10. Formy krasowe w Siesławicach – cyfrowy model terenu oraz jaskinie; objaśnienia oznaczeń: 1 – duże jaskinie, 2 – małe obiekty jaskiniowe, których wielkość nie jest widoczna w skali mapy; jaskinie: A – Dwie Studnie, B – Schronisko przy Dziupli, C – Dziupla, D – Jaskinia Szeroka, E – Jaskinia Półkolista, F – Jaskinia w Siesławicach, G – Schronisko Wschodnie w Siesławicach, H – Studnia Garbka, I – Jaskinia Wodna w Siesławicach, J – Schronisko Mokre, K – Schronisko Wodne I, L – Studzienka w Siesławicach, M – Jaskinia ze Świątlikami, N – Schronisko w Sosnach (poza obszarem stanowiska dokumentacyjnego).

W sąsiedztwie otworu Jaskini Szerokiej w ścianie kamieniołomu odsłania się pionowa studzienka krasowa o średnicy 30-50 cm i głębokości kilku metrów, przypominająca „świece krasowe” opisywane z detrytycznych wapieni mioceńskich okolic Staszowa i Smerdyni (patrz stanowisko 2.4). Inną ciekawostką w sąsiedztwie tej jaskini jest ślad mioceńskiego pnia obrośnięty promieniste rozwiniętymi kryształami gipsowymi (Bąbel 2018b).

Najdalej na zachód położona jest jaskinia Dwie Studnie o dwóch otworach wejściowych i długości 31 m. Jaskinia składa się z wyraźnego korytarza i połączonych z nim małych salek Całość rozwinięta jest na szczelinach ciosowych i powierzchniach międzyławicowych (Gubała i in. 1998).

Podsumowując opis jaskiń w Siesławicach, można stwierdzić, że w większości są to rozległe, niskie komory rozwinięte na poziomie zwierciadła wód podziemnych występującego stosunkowo płytko w północnej części obszaru. Stąd w znacznej części zalane są wodą i praktycznie stanowią jeziora (Gubała i in. 1998; Urban i in. 2015). Rozszerzenie komór na poziomie zwierciadła wód sugeruje, iż formy te powstały lub znacznie rozwinęły się na poziomie zwierciadła wód podziemnych w niedawnym czasie, aczkolwiek istnienie w dnach jezior głębszych kanałów krasowych wskazuje, iż istnieje też bardziej rozbudowany i być może starszy system krasowego krążenia wód. Tak rozwinięty kras Siesławic różni się zasadniczo od krasu Doliny Skorocickiej. Już H. Gąsiorowski (1925) i J. Flis (1954) uważali, iż różnice te wynikają z innych uwarunkowań hydrogeologicznych: w Siesławicach wody nie wykazują wyraźnego przepływu, praktycznie stagnują, powodując, iż kras rozwija się głównie poziomo, ale we wszystkich kierunkach, podczas gdy w górnym i środkowym odcinku Doliny Skorocickiej widać wyraźny przepływ wód spowodowany gradientem hydraulicznym. J. Flis (1954) podkreśla również odmienne cechy strukturalne gipsów: w Siesławicach zalegają one praktycznie poziomo, podczas gdy w górnym i środkowym odcinku Doliny Skorocickiej są wyraźnie nachylone, zaś przepływ wód jest równoległy do rozciągłości warstw. W ten sposób oba stanowiska odległe od siebie o kilka kilometrów stają się dobrymi przykładami ilustrującymi zależność rozwoju krasu od warunków geologicznych i hydrogeologicznych (Urban 2018).

Stanowisko 1.5. Bronina, dolina krasowa i Jaskinia Sawickiego jako przykład krasu rozwijającego się w strefie oscylacji zwierciadła wód

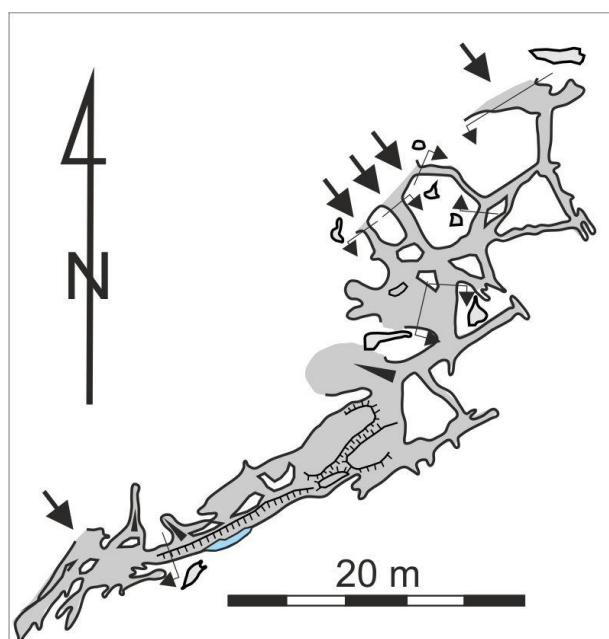
Współrzędne: N50°27'44,3"; E20°44'56,0"

Jan Urban, Andrzej Kasza, Anna Chwalik-Borowiec

Dolina krasowa w Broninie ciągnie się od szosy Kielce-Tarnów w Broninie do garbu położonego około 700 m na południe od tej szosy, który jest rygłem zamykającym ją i w ten sposób czyniącym ją ślepą doliną krasową. Dolina ta jednak różni się zasadniczo od Doliny Skorocickiej i Doliny Aleksandrowskiej, bowiem jest szeroka (szerokości rzędu 200 m), płytka i ograniczona niewyraźnymi zboczami. Wydaje się więc, że w porównaniu z tymi dolinami, dolina w Broninie jest formą znacznie bardziej zaawansowaną w rozwoju, chociaż zamykający ją garb nosi cechy stosunkowo młodej rzeźby. Doliną nie płynie ciek, jednak podmokłości oraz okresowe jeziora utrzymują się wiosną i latem u północnego podnóża garbu, który od tej strony obcięty jest stromą skarpą (ścianę skalną) zbudowaną z gipsów szablanych. Gipsy budujące garb pochylone są lekko na północ i bezpośrednio na zachód od garbu (w miejscu, gdzie on się obniża) przecięte są uskokiem o przebiegu południkowym, za którym pojawiają się na powierzchni gipsy szklicowe. Oznacza to, że gipsy budujące garb stanowią skrzydło zrzucone tego uskoku (Urban 2008; Urban i in. 2015).

U podnóża północnej ściany garbu, w środkowej jego części znajdują się otwory Jaskini Sawickiego o długości 173 m – jednej z najdłuższych i najciekawszych jaskiń gipsowych Poniidzia. Jaskinia ma 5 otworów wejściowych, które w przeszłości, gdy zwierciadło wód sięgało wyżej, były okresowo trudno dostępne, bowiem cztery niższe znajdowały się poniżej lub na poziomie okresowego jeziora u podnóża ściany. W czasie istnienia jeziora również znaczna część jaskini wypełniona była wodą. Jej otwory opisał już w 1918-19 r. znakomity geomorfolog, L. Sawicki, ale były one wówczas częściowo zalane. Formy związane z rozwojem systemu krasowego sięgają górnej powierzchni garbu, w której występuje kilka głębokich szczelin. Jaskinia Sawickiego w części wschodniej stanowi labiryntową sieć rurowatych, miejscami ciasnych kanałów krasowych. Kanały te w kierunku zachodnim zbiegają się i przechodzą w jeden niski, niezbyt regularny korytarz biegnący w kierunku południowo-wschodnim, czyli w kierunku uskoku, w części dostępnej nie dochodzący jednak do niego (ryc. 1.11) (Gubała i in. 1998; Urban 2008; Urban i in. 2015).

Ryc. 1.11. Jaskinia Sawickiego – plan (wg Gubała i in. 1998, uproszczony); objaśnienia oznaczeń – patrz ryc. 1.2.



Labiryntowa sieć kanałów wschodniej części Jaskini Sawickiego przypomina jaskinie ukraińskie, jest ich miniaturą, dlatego należy do najciekawszych jaskiń Poniidzia. Jednak jej geneza nie jest związana z wczesnymi etapami rozwoju krasu (krasu międzywarstwowego). Jaskinia powstała bowiem w wyniku podziemnego przepływu wód z doliny krasowej w kierunku południowo-zachodnim w rezultacie poszerzenia sieci przecinających się spękań tektonicznych rozwiniętych w sąsiedztwie wspomnianego wcześniej uskoku. Tubularny kształt i labiryntowy przebieg części kanałów krasowych może być spowodowany ich powstaniem w strefie epifreatycznej, czyli w strefie zalewanej w okresach wysokich stanów wód (*floodwater caves* – Lauritzen, Lundberg, 2000; Palmer 2000, 2001, 2007: s. 198-202), co w przypadku Jaskini Sawickiego, ma (lub miało) miejsce praktycznie co najmniej raz w roku, podczas wiosennego przyboru wód (Urban i in. 2015).

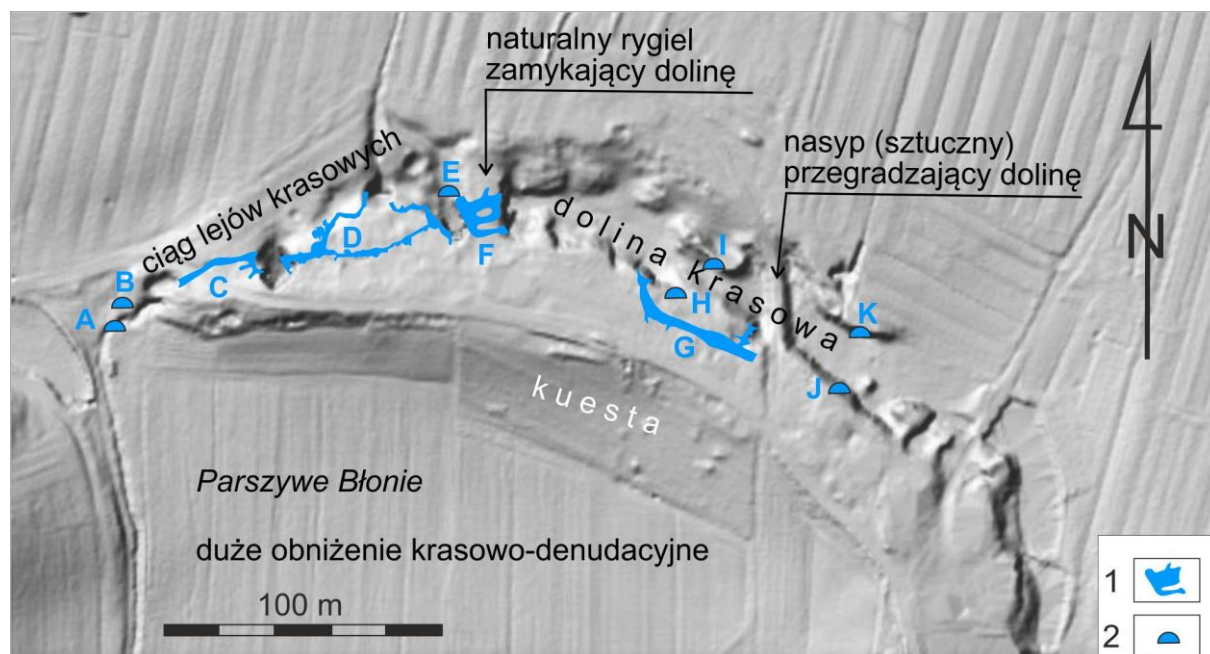
Nieco na wschód od otworów Jaskini Sawickiego, w przedłużeniu garbu znajduje się Schronisko Wschodnie pod Skałką o długości 6 m (Gubała i in. 1998). Natomiast w skarpie położonej na zachód od garbu odsłaniają się gipsy szklicowe stojącego skrzydła uskoku. Skarpa ta jest kolejnym przykładem szybkiej ewolucji rzeźby gipsowej. Jeszcze w 2002 r. była bowiem podcięta głęboką, kilkumetrową niszą. Przed 2008 r. strop niszy załamał się i duży blok gipsowy odspoił się od skarpy. Gipsy szklicowe stropu dawnej niszy, odsłonięte obecnie na powierzchni szczeliny wykazują silne skrasowienie objawiające się obecnością licznych jamek i rurkowatych kanalików.

Stanowisko 1.6. Aleksandrów, Dolina Aleksandrowska i jej jaskinie jako przykład młodej formy krasowej

Współrzędne: N50°24'06,9"; E20°40'43,5"

Jan Urban, Andrzej Kasza, Anna Chwalik-Borowiec

Dolina Aleksandrowska znajduje się bezpośrednio w sąsiedztwie grzbietu zbudowanego z gipsów i (w ich podłożu) margli, który obrzeża od północy duże obniżenie krasowo-denudacyjne Parszywego Błonia. Grzbiet ten w kierunku tego obniżenia, czyli na południe opada wyraźną kilkunastometrową kuestą, natomiast jego stok północny ma znacznie mniejsze nachylenie, ale rozcięty jest właśnie biegnącą równoległe do grzbietu Doliną Aleksandrowską (ryc. 1.12). Generalnie w kierunku północnym zapadają także warstwy skalne, tak więc Dolina Aleksandrowska, podobnie jak Dolina Skorocicka, biegnie równoległe do rozciągłości warstw. O jaskiniach w jej obrębie wspominał już Flis (1954), dwie z nich: Jaskinia w Aleksandrowie i Jaskinia Flisa, udokumentowane zostały przez zespół B.W. Wołoszyna (1990) a kilka dalszych – podczas inwentaryzacji jaskiń Niecki Nidziańskiej (Gubała i in. 1998). Jednak w następnych latach, m.in. podczas 36. Sympozjum Speleologicznego w 2002 r. i później odkryto nowe obiekty, których część połączono z już istniejącymi. Tak więc obecnie w obrębie Doliny Aleksandrowskiej znajduje się 11 obiektów jaskiniowych, wśród których są jaskinie o znacznej długości od 60 m do ponad 150 m: Jaskinia w Aleksandrowie, Jaskinia na Kontakcie, Jaskinia Flisa i Jaskinia w Ryglu. Jednak ze względu na ciągły szybki rozwój kanałów krasowych w rezultacie przepływu wód nie jest wykluczony dalszy wzrost liczby lub długości tych obiektów (Urban i in. 2012, 2015).



Ryc. 1.12. Dolina Aleksandrowska – cyfrowy model terenu oraz jaskinie; objaśnienia oznaczeń: 1 – duże jaskinie, 2 – małe obiekty jaskiniowe, których wielkość nie jest widoczna w skali mapy; jaskinie: A – Mostek w Aleksandrowie, B – Jaskinia Szynszylki, C – Jaskinia Flisa, D – Jaskinia w Aleksandrowie, E – Schronisko Marcina, F – Jaskinia w Ryglu, G – Jaskinia na Kontakcie, H – Schronisko Strome, I – Schronisko Samotne, J – Schronisko z Czosnkiem, K – Schronisko Szklane.

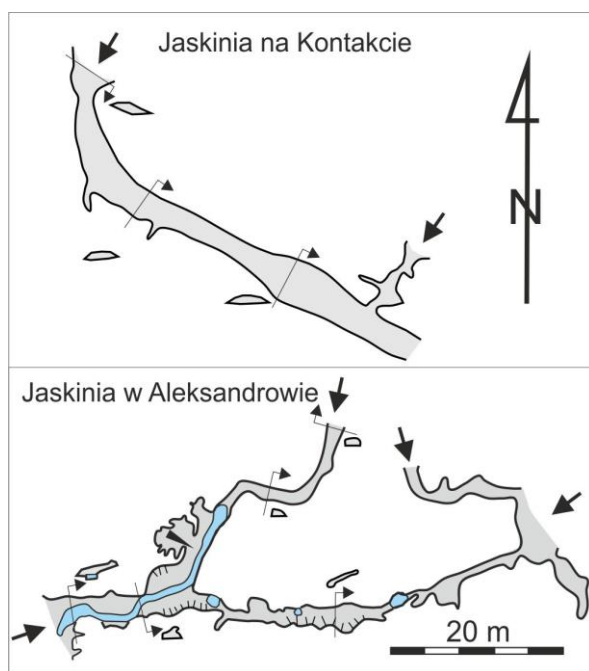
Dolina Aleksandrowska w najwyższym odcinku jest stosunkowo płytka i V-kształtnym przekrojem przypomina dolinę erozyjną (Flis 1954). Prawdopodobnie w tej części wycięta jest głównie w obrębie margli podłoża serii ewaporatowej. W odcinku środkowym, zbliżając się do grzbietu przykrytego gipsami niższej części serii ewaporatowej, nabiera charakteru doliny krasowej – stanowi suchy, obecnie silnie zarośnięty wąwóz o dnie generalnie płaskim, lekko falistym i na znacznym odcinku pozbawionym koryta okresowego cieku. Wąwóz ten przecięty jest nawet w poprzek sztucznym nasypem, którym biegnie droga. Zbocza wąwozu miejscami są skaliste, zbudowane z gipsów szklicowych (zbocze południowe) lub gipsów szablastych (zbocze północne). W zboczach tych pojawiają się krasowe nisze i niewielkie obiekty jaskiniowe (ryc. 1.12). Przepływ wód związanych z wąwozem odbywa się kanałami krasowymi. Takim dostępnym kanałem, który w okresach przyboru wód staje się korytem okresowego cieku jest Jaskinia na Kontakcie (długości 75 m), która biegnie w obrębie południowego zbocza wąwozu. Jaskinia ta powstała na granicy margli podgipsowych oraz najniższego pakietu serii ewaporatowej – gipsów szklicowych (stąd jej nazwa), równolegle do rozciągłości tych skał. Stanowi prosty, niski, prawie poziomy korytarz o soczewkowatym kształcie, bowiem powstała w wyniku korozji krasowej gipsów oraz erozji i korozji margli w rezultacie skoncentrowanego przepływu wód na granicy tych skał (ryc. 1.13) (Gubała i in. 1998; Wojtoń 2004). Jaskinia na Kontakcie jest typowym dla dolin krasowych podziemnym odcinkiem przepływu wód, zastępującym klasyczny (powierzchniowy) przepływ dolinny, którego w Dolinie Aleksandrowskiej brak. Wskazuje na to m.in. wyraźne koryto okresowego potoku wyrzeźbione przy dolnym otworze tej jaskini, które kontynuuje się w dół wąwozu praktycznie do naturalnego rygla skalnego zamykającego tę część doliny (ryc. 1.12).

Środkowy odcinek Doliny Aleksandrowskiej jest więc ślepą doliną krasową. Zamykający ją rygiel skalny zbudowany jest z gipsów szablastych, zaś jego górną, równą powierzchnią biegnie droga polna. W ścianie skalnej rygla widać otwory Jaskini w Ryglu (długości 60 m), która składa się z nieregularnej niskiej sali o dnie pokrytym okresowo wodą oraz nieco wyższego korytarzyka. Te pustki krasowe łączą pod ziemią środkową część doliny z dużym lejem krasowym na jego przedłużeniu (Gubała i in. 1998).

Dolny odcinek Doliny Aleksandrowskiej przejawia się na powierzchni jako ciąg lejów i lejków krasowych (ryc. 1.12). Zagłębienia te mają różne głębokości i obecnie są trudno dostępne, bo są bardzo silnie zarośnięte krzewami i drzewami (podczas gdy jeszcze w połowie XX wieku były pokryte łąką, co dokumentuje fotografia w publikacji Flisa, 1954). Dolina istnieje natomiast pod powierzchnią terenu jako koryto Potoku Aleksandrowskiego (lub jego reliktowych, nieco wyższych odcinków) biegnące dnem głębszych lejów oraz ciągiem trzech jaskiń: Jaskini w Ryglu, Jaskini w Aleksandrowie oraz Jaskini Flisa lub powiązanych z nimi niedostępnych kanałami krasowymi. Teoretycznie więc można dalszą część doliny przebyć poruszając się kanałami krasowymi i tylko w głębszych lejach pojawiając się na powierzchni (ryc. 1.12; 1.13). W praktyce jest to jednak trudne, bo korytarze wspomnianych jaskiń są lokalnie bardzo ciasne i częściowo wypełnione wodą.

W ciągu zagłębień dolnego odcinka Doliny Aleksandrowskiej lepiej dostępny jest największy i najgłębszy lej, który sięga zwierciadła wód, czyli jego dnem przepływa Potok Aleksandrowski (ryc. 1.12). Lej ten ma głębokość kilkunastu metrów i pionowe ściany skalne od strony południowej, wschodniej i zachodniej. Płynący jego dnem Potok Aleksandrowski wypływa z otworu Jaskini w Aleksandrowie w ścianie wschodniej i niknie w ścianie zachodniej w okolicach otworu Jaskini Flisa. Oprócz otworów wspomnianych jaskiń, w zachodniej ścianie zapadliska widać kilka mniejszych ale bardzo ciekawych kawern krasowych, które przypominają kotły krasowe powstające w warunkach bardzo powolnego, konwekcyjnego ruchu wód. Mogą więc one być świadectwem najstarszego głębokiego etapu krasowienia (patrz stanowisko 1.1). Ponadto w tej ścianie odsłania się przekrój jednej z największych kopuł gipsowych, która jednak nie jest widoczna w morfologii terenu.

Jaskinię w Aleksandrowie, najdłuższą w tej grupie jaskiń (163 m) tworzą dwa zbiegające się kanały: jeden z nich jest korytem Potoku Aleksandrowskiego, drugi doprowadza okresowy ciek dopływający do doliny z północy (ryc. 1.13). Kanały są w wielu miejscach ciasne i z ciekim lub zbiornikami wodnymi w dnie. Kontynuacją podziemnego ciągu pustek za dużym lejem jest Jaskinia Flisa (71 m). Jaskinia ta jest prostym, owalnie sklepionym i miejscami ciasnym korytarzem o mokrym, błotnistym dnie (potok płynie najniższą, praktycznie niedostępną już częścią tego kanału), dlatego praktycznie dostępna jest tylko w okresach suchych lub zimnych, gdy powierzchnia błota



zamarza. Dolny otwór tej jaskini otwiera się w najniższym, wydłużonym zapadlisku krasowym, które dochodzi już do obniżenia rozcinającego grzbiet Aleksandrowa (ryc. 1.12).

Ryc. 1.13. Jaskinie Doliny Aleksandrowskiej – plany wybranych jaskiń (wg. Gubała i in. 1998 oraz Wojtoń, 2004, uproszczone). Objaśnienia oznaczeń – patrz ryc. 1.2.

Posuwając się niżej wzdłuż koryta Potoku Aleksandrowskiego, już w obrębie obniżenia trafiamy na jeszcze jeden obiekt jaskiniowy – tunel o długości 4 m wycięty w spągu gipsów i nazwany Mostkiem w Aleksandrowie, bo ponad nim przebiegała do niedawna droga polna. Dalej, płynąc już obniżeniem rozcinającym garb gipsowy, Potok Aleksandrowski wpływa do rozległego obniżenia krasowo-denudacyjnego Parszywego Błonia.

W podsumowaniu opisu tego stanowiska należy stwierdzić, iż Dolina Aleksandrowska składa się z trzech odcinków: „normalnej” doliny” wyciętej zapewne w utworach marglistych, ślepej doliny krasowej, wyciętej w najniższej części serii ewaporatowej równoległe do rozciągłości warstw oraz ciągu zapadliskowych zagłębień krasowych. Dolina ta powstała w rezultacie dopływu wód od strony północnej, ze zbudowanej z gipsów wysoczyzny i ich podparcia od strony garbu i kuesty (czyli od południa) przez barierę nachylonych ku północy, słabo przepuszczalnych margli podłoża gipsów. Podparte wody spływają, głównie w strefie zwierciadła, wzdłuż rozciągłości warstw, wymywając kanały – i w konsekwencji dolinę krasową – w gipsach szklicowych oraz szablasytowej niższej części serii ewaporatowej (Urban i in. 2008, 2012). Dolina Aleksandrowska rozwija się więc podobnie do Doliny Skorocickiej, reprezentuje jednak młodsze stadium rozwoju tego typu form, bowiem jej najniższy odcinek jest jeszcze ciągiem zapadlisk i łączącym je podziemnym kanałem. Stwierdzając to, J. Flis (1954) sugerował dwa powody szybszego rozwoju doliny krasowej w wyższym jej odcinku. Jego zdaniem wody dopływające do doliny stopniowo zwiększają swą mineralizację, wobec czego są bardziej agresywne w wyższym jej odcinku, stąd tam korozja krasowa zachodzi szybciej. Drugim ewentualnym powodem utrzymania się stropów w dolnym odcinku doliny jest – w opinii wspomnianego badacza – grubszy i w konsekwencji bardziej odporny na procesy grawitacyjne nadkład gipsów. Obecna znajomość jaskiń, czyli kanałów krasowych, w najniższym odcinku doliny, które okazały się stosunkowo wąskie, sugeruje jednak mniejsze znaczenie tego czynnika w kształtowaniu rzeźby doliny na tym etapie jej rozwoju.

Stanowisko 1.7. Wiśniówki, Jaskinia Nowa w Wiśniówkach – geofizyczne metody badania krasu gipsowego

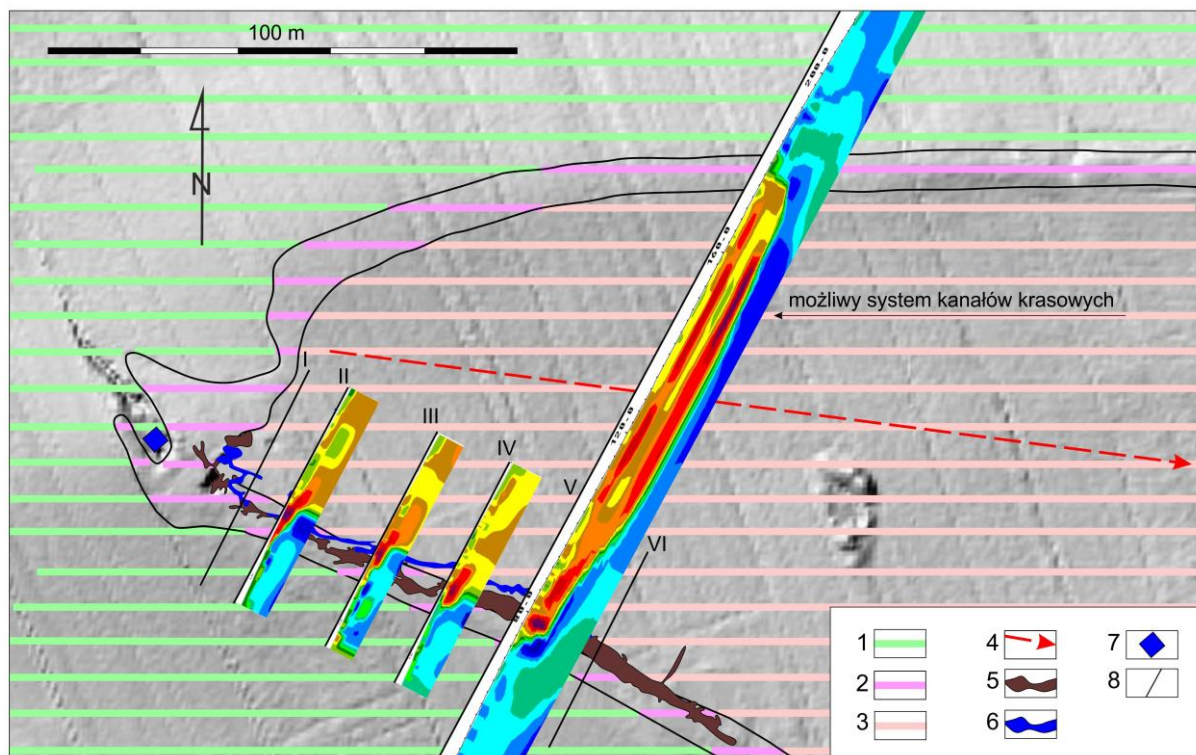
Współrzędne: N50°23'32,0"; E20°41'07,8"

Bernadetta Pasierb, Sławomir Porzucek, Jan Urban, Andrzej Kasza, Anna Chwalik-Borowiec

Stanowisko w Wiśniówkach zlokalizowane jest na przeciwnym w stosunku do Aleksandrowa, południowym obrzeżeniu obniżenia Parszywego Błonia, na wysoczyźnie powyżej skarpy opadającej do tego obniżenia, która nie ma tu charakteru wyraźnej kuesty. W obrębie tej wysoczyzny, pod jej powierzchnią, biegnie ciąg korytarzy Jaskini Nowej w Wiśniówkach. Jaskinia ta została odkryta i po raz pierwszy spenetrowana w końcu XX wieku przez Jerzego Pieńkowskiego, mieszkańca wsi Wiśniówki i właściciela gruntu, na którym znajdowały się – w niewielkich lejkach – jej otwory. Odkrywca – by ją zwiedzić – obniżył zwierciadło wód podziemnych pogłębiając wypływ ze źródła położonego nieco poniżej na skarpie (ryc. 1.14), bowiem znaczne odcinki jaskini są korytem podziemnego cieku. Następnie istnienie jaskini zostało odnotowane przez A. Chwalik-Borowiec (która

nadała jej obecną nazwę), zaś w 2012 r. jaskinia została udokumentowana i skartowana przez zespół kieleckich speleologów pod kierunkiem M. Saganowskiego (Saganowski, Kotwica 2012).

Jaskinia Nowa w Wiśniówkach ma łączną długość 347 m (jest więc drugą co do długości jaskinią w gipsach na terenie Polski), stanowi jednak ciąg prawie poziomych, biegnących w jednym, południowo wschodnim kierunku i wzajemnie przeplatających się, niskich, miejscami ciasnych kanałów krasowych o długości około 150 m (ryc. 1.14). Na odcinku o długości około 80 m ciągnącym się od otworów większość tych kanałów jest częściowo wypełniona wodą, co stwarza trudności przy jej eksploracji. Obecnie zaś, po zasypaniu jednego z otworów, znaczna część jaskini nie jest dostępna, bowiem korytarzyk łączący fragment jaskini dostępny drugim, istniejącym otworem jest bardzo ciasny i całkowicie zalany wodą. Dostępna pozostała jedynie częściowo zalana przyotworowa salka zwana Myjnią oraz następna, w znacznej części sucha komora.



Ryc. 1.14. Mapa geologiczna rejonu Jaskini Nowej w Wiśniówkach i przekroje geofizyczne; objaśnienia oznaczeń: 1 – margle podgipsowe (górnokredowe i neogeńskie), 2 – gipsy szklicowe, 3 – murawy selenitowe, gipsy szablaste i gipsy drobnoziarniste, 4 – oś synkliny (brachysynkliny) z kierunkiem spadku, 5 – suchy korytarz jaskini, 6 – zawodniony korytarz jaskini, 7 – źródło, 8 – profile geofizyczne.

Jaskinia wykształcona jest w obrębie gipsów szklicowych oraz muraw selenitowych najniższej części serii ewaporatowej, lekko zapadających w kierunku północno-wschodnim. Również więc i w jej przypadku potwierdza się prawidłowość stwierdzona już przez J. Flisa (1954), iż najdogodniejszym kierunkiem przepływu wód i – w konsekwencji – rozwoju kanałów krasowych w gipsach Ponidzia jest rozciągłość warstw.

Prawie poziomy i wypłaszczony obszar pozbawiony roślinności, w podłożu którego występują dobrze skartowane podziemne formy krasowe stanowił doskonały teren do wykonania badań geofizycznych i testowania ich przydatności dla badania form krasowych oraz innych – warunkowanych litologicznie lub tektonicznie – struktur gipsowego podłoża. Badania geofizyczne przeprowadzono w następujący sposób; w pierwszej serii badań skupiono się na szczegółowym rozpoznaniu jaskini – wykonano kompleksowe badania z zastosowaniem dwóch uzupełniających się metod: elektrooporowej (ERT) i mikrograwimetrycznej. Pomiar ERT wykonano tylko do głębokości 10 m, układem dipolowym – wybór podyktowany był dokładnością oraz wrażliwością na pionowe zmiany oporności badanego ośrodka. Poprowadzono 6 profili ERT o długości 46 m, prostopadłe do osi jaskini, oraz dodatkowo dwa profile elektrooporowe o długości 96 m i 106 m równoległe do osi jaskini. Badania mikrograwimetryczne wykonano w profilach nieco dłuższych od ERT w punktach

w odległości 2 m w rejonie jaskini i 4 m w dalszej części (ryc. 1.14). Badania geofizyczne pozwoliły na lokalizację podziemnej struktury krasowej, która ze względu na swój częściowo zamknięty charakter, zwłaszcza w północnej części, jest niedostępna w poszukiwaniach speleologicznych. Interpretacja geofizyczna potwierdziła również (i) zróżnicowanie skał podłoża, także w obrębie występujących gipsów (gipsy szklicowe i gipsy droбноziarniste górnej części serii), (ii) rozwój jaskini wskutek procesów krasowych zachodzących w gipsach szklicowych, (iii) obecność zwietrzałych skał w strefie bliskiej powierzchni, oraz istnienie szczelin i rozluźnień w strefie otaczającej jaskinię. Wyniki uzyskane z profili mikrograwimetrycznych wskazywały na możliwość istnienia dodatkowej jaskini poza obszarem badań ERT.

Wyniki badań geofizycznych zweryfikowane zostały przez kartowanie geologiczne obejmujące obserwacje materiału zwietrzelinowego na powierzchni, obserwacje skał w kilku odsłonięciach i w jaskini oraz płytkie sondowania ręczne do głębokości około 1 m. Wykazały one istnienie na badanym obszarze niewielkiej synkliny (brachysynkliny) o wydłużeniu ESE-WNW i osi zapadającej w kierunku południowo-wschodnim. Takie zapadanie osi synkliny powoduje, iż występujący w obu jej skrzydłach pakiet gipsów szklicowych praktycznie „zamyka się” na brzegu wysoczyzny. Analiza profili geologicznych pod kątem takiej budowy geologicznej wykazała, że jest możliwe zbudowanie modeli grawimetrycznych odpowiadających przypuszczalnej synklinie.

Druga seria badań elektrooporowych ERT, wykonana wzdłuż dwóch profili prostopadłych do osi jaskini, o długości 235 m i 275 m, jednoznacznie potwierdziła przewidywaną budowę geologiczną. Cała struktura wraz z układem warstw ją tworzących została przedstawiona na ryc. 1.14 – sięga ona maksymalnie w miejscu poprowadzonych profili do głębokości około 20 m. Dodatkowo metodą ERT zostały odkryte nowe kanały krasowe w odległości około 70 m na północny wschód od badanej jaskini, co potwierdziło przypuszczenia uzyskane z metody mikrograwimetrycznej.

Stanowisko 1.8. Chotel Czerwony, rzeźba dużego obniżenia krasowo-denudacyjnego

Współrzędne: N50°22'45,7"; E20°42'27,0"

Anna Chwalik-Borowiec, Jan Urban

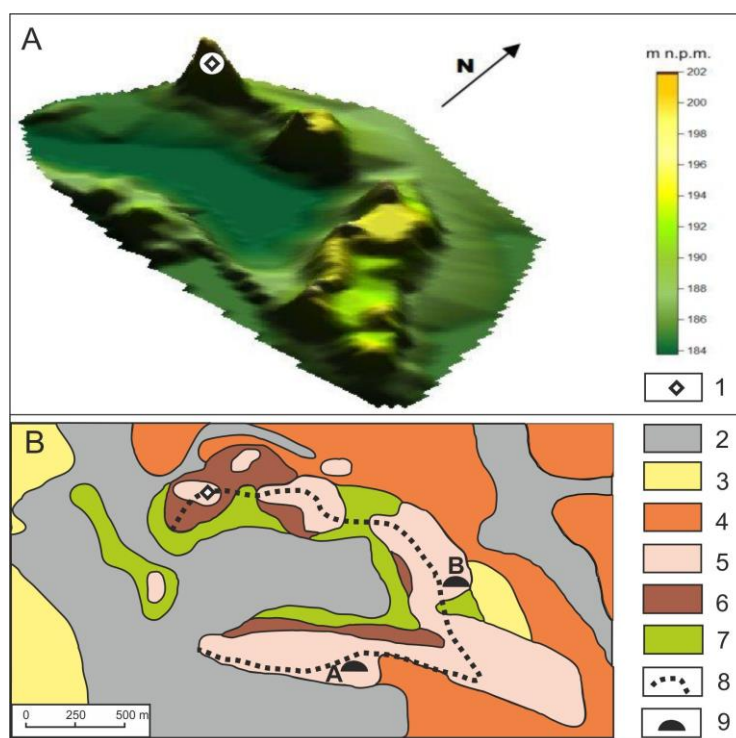
Okolice miejscowości Chotel Czerwony charakteryzują się wysokimi walorami krajobrazowymi i przyrodniczymi, dlatego na stosunkowo niewielkiej przestrzeni pięć stanowisk objętych zostało ochroną prawną. Są to dwa rezerваты przyrody: „Prześlín” i „Góry Wschodnie” oraz trzy pomniki przyrody nieożywionej, które przedstawiają różne wykształcenie litofacjalne gipsów. Pierwszym stanowiskiem, które oglądamy na wzgórzu zwieńczonym wczesnogotyckim kościołem p.w. św. Bartłomieja, jest odsłonięcie gipsów szklicowych chronione jako pomnik przyrody od 1987 r. Kryształ gipsów mają tu długość dochodzącą do 2,7 m (Bąbel 2002; 2018c; Bąbel i in. 2012).

Warstwa wielokrystalicznych gipsów szklicowych występująca w spągu serii ewaporatowej stanowi bardzo wyraźny twardzielcowy element rzeźbotwórczy na terenie Niecki Soleckiej. Tworzy tu bowiem wypukłe formy rzeźby: pojedyncze wzniesienia, ciągi wzniesień oraz grzbiety o wysokości od kilku metrów do ponad 20 m. Twardzielcowy charakter gipsów szklicowych warunkowany jest ich wielokrystaliczną budową i brakiem praktycznie spękań w obrębie warstwy. Woda krąży w niej wyłącznie wzdłuż powierzchni wzrostów krystalicznych i w konsekwencji gipsy szklicowe wolno ulegają krasowieniu. Praktycznie więc jedynym efektywnym czynnikiem denudacyjnym jest krasowienie powierzchni tej warstwy, czyli epikras. Nieco łatwiej ulegają krasowieniu gipsy szablaste, w obrębie których woda krąży wzdłuż powierzchni uławicenia (patrz stanowisko 1.3). Powstające w nich podpowierzchniowe kanały mają często czworokątne przekroje i stropy wycięte wzdłuż dolnych powierzchni ławic, które ulegają grawitacyjnemu zawalaniu. Gipsy droбноziarniste i brekcjowe górnej części serii ewaporatowej są znacznie bardziej podatne na denudację ulegając zarówno krasowieniu jak i mechanicznemu rozmywaniu (Urban i in. 2003, 2008, 2015).

Warstwa gipsów szklicowych jest właśnie elementem twardzielcowym budującym sąsiednie wzniesienie Prześlín o charakterystycznym stołowym kształcie (ryc. 1.15). W jego obrębie w 1960 r. został utworzony stepowy rezerwat przyrody „Prześlín” o powierzchni 0,9 ha. Warstwa gipsów tworzy podstawę jego prawie płaskiej wierzchołki, chroniąc przed szybką denudacją miękkie i kruche margle występujące poniżej (Chwalik i in. 2002; Bąbel i in. 2012; Urban 2012; Kurpios, Oleszczak 2017; Urban, Chwalik-Borowiec 2018b).

Wzgórze kościelne oraz wzgórze Przęsłin stanowią północną flankę wzniesień otaczających obniżenie krasowo-denudacyjne o owalnym kształcie, średnicy 0,7-1,6 km i głębokości 21 m (Urban i in. 2012, 2015; Chwalik-Borowiec 2013; Urban, Chwalik-Borowiec 2018b). Otoczenie obniżenia tworzą wzniesienia i grzbiety o różnej wysokości zbudowane w gipsów, natomiast wewnątrz wyerodowane jest w marglach kredowych przykrytych płatami osadów czwartorzędowych (ryc. 1.15). W południowo-wschodnim odcinku tego ciągu można wydzielić dwie zarysowujące się w morfologii części: wschodnią i zachodnią, pomiędzy którymi występuje bezodpływowe zagłębienie o szerokości 100–150 m i głębokości około 3–4 m, wykształcone prawdopodobnie na linii uskoku. Część wschodnia jest niższa i ma łagodne zbocza oraz pofalowany przebieg linii grzbietowej. W jej obrębie znajdują się dawne łomiki gipsów. W ścianie jednego z nich znajduje się otwór Jaskini z Jeziorkiem, rozwiniętej w gipsach szablastych (Chwalik-Borowiec 2013; abstrakt w tym tomie: Chwalik-Borowiec i in.). Część zachodnią tego odcinka ciągu stanowi wyraźny wał (ryc. 1.15), w którego południowej części znajduje się rezerwat stepowy „Góry Wschodnie” o powierzchni 1,65 ha, utworzony w 1959 r. (Kurpios, Oleszczak 2017). Obejmuje on fragment tego grzbietu z ciągiem nieczynnych łomów, w których odsłaniają się gipsy szklicowe, murawy selenitowe i dolna część pakietu gipsów szablastych (Urban 2012; Bąbel 2016).

Ryc. 1.15. Obniżenie krasowo-denudacyjne w Chotlu Czerwonym. A – model przestrzenny. B – mapa geologiczna zakryta (wg Łyczewska 1972, uproszczona). Objaśnienia oznaczeń: 1 – miejsce obserwacji na wzgórzu kościelnym, 2 – mady i mady piaszczyste rzeczne (holocen), 3 – piaski fluwioperyglacialne tarasu średniego, 10-20 m nad poziom Nidy (plejstocen), 4 – iły krakowieckie (sarmat), 5 – gipsy serii ewaporatowej (baden), 6 – piaski i iły margliste – warstwy baranowskie (baden), 7 – margle, lokalnie wapienie, opoki lub gezy (kreda górna), 8 – kontur obniżenia krasowo-denudacyjnego, 9 – jaskinia (A – Jaskinia Opalowa, B – Jaskinia z Jeziorkiem).



W południowo-zachodnim odcinku otoczenia obniżenia zachodnie stoki wzgórz tworzą miejscami niskie, lecz pionowe ściany z odsłonięciami gipsów szklicowych. W gipsach tej części obrzeżenia występuje Jaskinia Opalowa o długości 11 m (ryc. 1.15). Jaskinia stanowi rurokształtny, kręty i poziomy kanał o średnicy do 1 m powstały w wyniku podziemnego przepływu wód (Gubała i in. 1998).

Obniżenie krasowo-denudacyjne w Chotlu Czerwonym jest typowym przykładem inwersyjnej rzeźby strukturalnej, powstało bowiem w rezultacie selektywnej denudacji utworów tworzących brachyantyklinę: szybszej w jej części jądrowej zbudowanej z margli górnokredowych oraz neogeńskich, wolniejszej w obrębie skrzydeł utworzonych – na tym etapie denudacji – z gipsów serii ewaporatowej. Rozwój warunkowany obecnością brachyantyklin rozpoczął się – jako proces krasowania gipsów – w momencie, gdy wody infiltracyjne dotarły do serii ewaporatowej w najwyższych osiowych partiach tych struktur tektonicznych, czyli na etapie krasu podpowierzchniowego i – następnie – rozcinanego (w nomenklaturze Klimchouka i Forda 2000). Później, obok rozpuszczania gipsów i węglanów z margli kredowych i neogeńskich, istotną rolę musiał odgrywać proces mechanicznego usuwania materiału ilastego margli, prowadzący do denudacji tych ostatnich szybszej niż krasowanie gipsów. Współcześnie obniżenia stanowią przykłady krasu odsłoniętego, denudowanego (Chwalik-Borowiec 2007, 2013; Urban i in. 2012, 2015).

Do specyficznej rzeźby terenu nawiązuje nazwa miejscowości Chotel Czerwony. Pochodzi ona bowiem od słowa „kocioł”, w staropolskim języku „kotel”. Wyrażeniem tym nazywano naczynie, ale również używano go do określenia bezodpływowego zagłębienia w terenie (Urban 2008).

Stanowisko 1.9. Wiślica, geofizyczne metody badań krasu gipsowego, kopuły gipsowe jako unikatowe formy rzeźby gipsowej

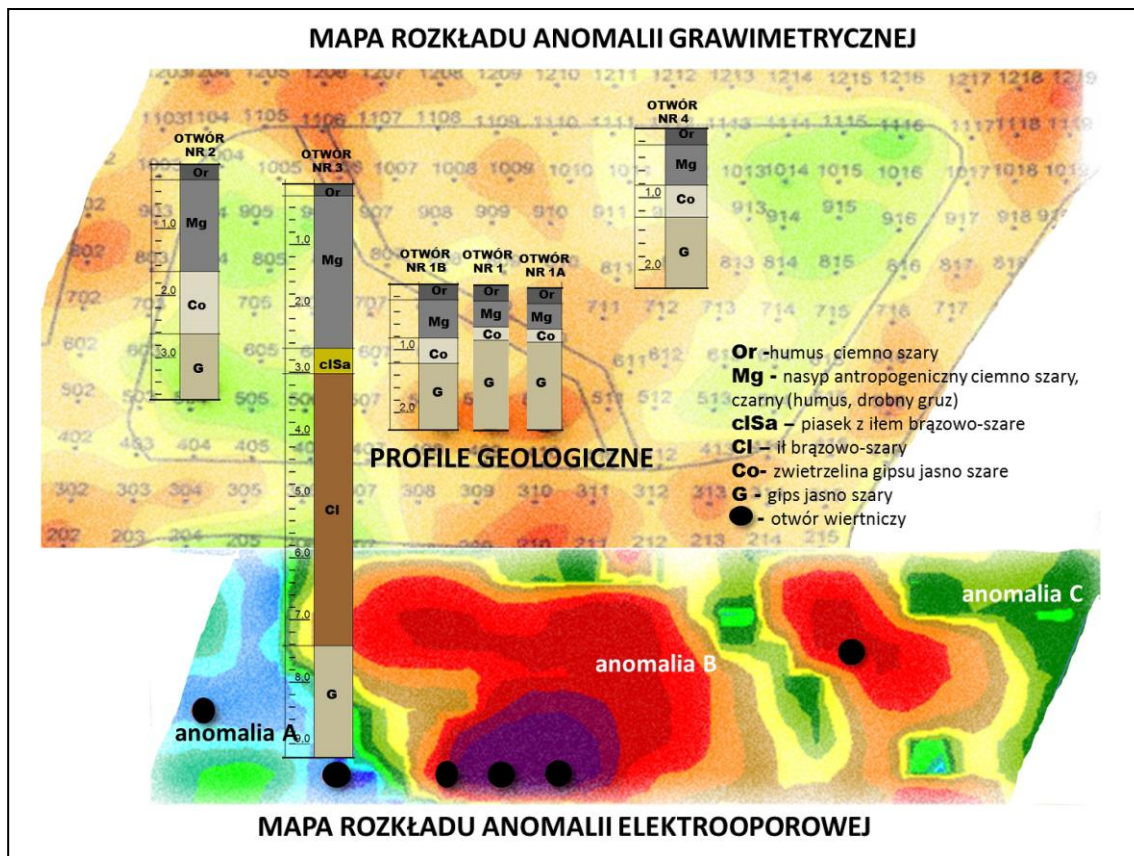
Współrzędne: N50°20'57,9"; E20°40'22,5"

Bernadetta Pasierb, Sławomir Porzucek, Jan Urban

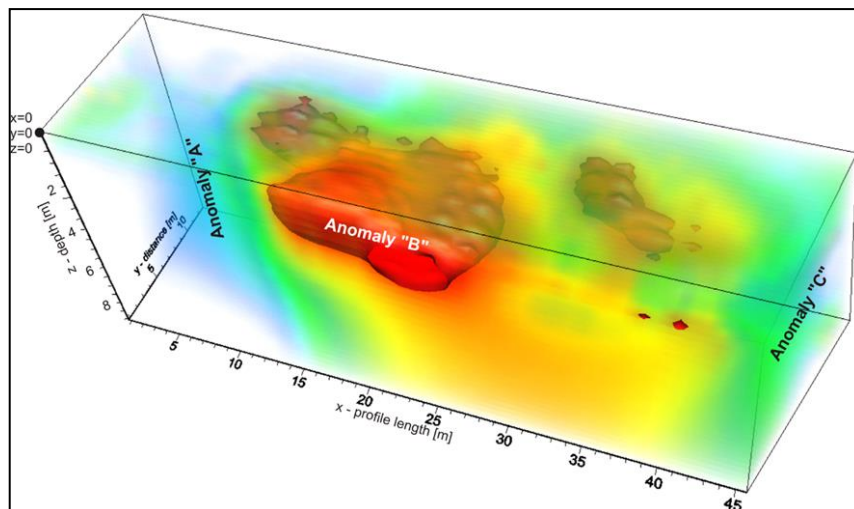
Jedna z najstarszych, zachowujących ciągłość osadniczą miejscowości na terenie Polski, Wiślica (Kardyś 2006), położona jest na terenie najdalej na południe wysuniętego dużego ostańca gipsowego – „wyspy gipsowej” otoczonej ze wszystkich stron starszymi marglami podgipsowymi (a więc stanowiącej „czapkę tektoniczną”), z trzech zaś stron – również czwartorzędowymi utworami doliny Nidy (Flis 1954; Łyczewska 1972). Tuż obok miasta położona jest mniejsza „wyspa” gipsowa, na której znajduje się dobrze zachowane wczesnośredniowieczne grodzisko. Prawdopodobnie właśnie istnienie tych, wznoszących się nad pierwotnie bagnistą doliną rzeczną, a więc w naturalny sposób chronionych „wysp”, było przyczyną osiedlenia się w tym miejscu ludzi już w okresie przedhistorycznym. W obrębie wzniesienia, na którym leży Wiślica, zbudowanego głównie z gipsów szablasytów, występują liczne drugorzędne formy rzeźby gipsowej, w tym najpewniej także formy krasowe, które zasypane są jednak zwietrzeliną oraz cienkimi płatami utworów czwartorzędowych, a także zamaskowane lub zniszczone przez zabudowę i inne efekty historycznej działalności człowieka. Można je śledzić jedynie wykonując prace ziemne lub metodami geofizycznymi. W przypadku tych pierwszych, gdy są to wykopaliska archeologiczne, można spodziewać się dobrego udokumentowania form rzeźby gipsowej, gdy jednak wykopy wykonywane są w celach budowlanych lub podobnych, to rzeźba ta jest najczęściej niszczone. Dlatego też duże znaczenie dla badań tej rzeźby mają nieinwazyjne badania geofizyczne.

Badania geofizyczne metodą tomografii elektrooporowej (ERT), mikrograwimetryczną i georadarową przeprowadzone zostały na Placu Solnym (Gołębiowski, Pasierb 2013; Pasierb i in. 2014; Gołębiowski i in. 2018). Głównym celem prowadzonych badań były poszukiwania podziemnych wielopoziomych obiektów (do głębokości około 10-15 m), w których miano przechowywać białawy soli, podobnie jak to czyniono w Opatowie czy Sandomierzu. Przeprowadzone na Placu Solnym badania pozwoliły na detekcję trzech najważniejszych struktur podpowierzchniowych. Dwie struktury o obniżonej gęstości i oporności elektrycznej (kolor zielony, niebieski na dolnej mapie ryc. 1.16) w stosunku do otaczającego ośrodka geologicznego (anomalia A i C) zostały zinterpretowane jako zagłębienia w stropie podłoża gipsowego, wypełnione materiałem czwartorzędowym i częściowo antropogenicznym, co potwierdziły wiercenia geologiczne oraz odwiert weryfikacyjny. Trzeci rejon (anomalia B) charakteryzował się silnym podwyższeniem oporności elektrycznej oraz nieznacznym podwyższeniem gęstości w stosunku do otaczającego górotworu (kolor pomarańczowy, czerwony, fioletowy) (ryc. 1.16).

Najważniejsze rejony anomalne, tj. dwa rejony niskooporowe (anomalie A i C) oraz dużą, przypowierzchniową anomalię wyskooporową (anomalia B) przedstawiono także na trójwymiarowej wizualizacji (ryc. 1.17). Wyskooporowa anomalia B zlokalizowana w centralnej części placu to prawdopodobnie kopuła gipsowa znajdująca się około 1,2 m p.p.t. o wymiarach około 16x10 m. Potwierdza to podwyższona gęstość ośrodka zaobserwowana w badaniach mikrograwimetrycznych, albowiem gęstość gipsu jest większa od utworów czwartorzędowych. Druga, mniejsza anomalia wyskooporowa zlokalizowana na północny-zachód od anomalii B ma maksymalne wymiary około 9x4 m. Ze względu na rozmiary opisanych anomalii jest prawdopodobne, że kolory pomarańczowe i czerwone na przedstawionych rycinach obrazują spękania i strefy zwietrzałe istniejące w gipsach, a fioletowe – pustki tworzące się pod wpływem procesów krasowych. Potwierdzeniem tego wydaje się niewielka amplituda anomalii mikrograwimetrycznej, która powinna być większa, gdyby przyjąć do obliczeń modelowych gęstość gipsu 2.3 g/cm^3 , a utworów otaczających $2.0\text{-}2.3 \text{ g/cm}^3$.



Ryc. 1.16. Mapy rozkładu anomalii mikrograwimetrycznych i elektrooporowych (ERT) wraz z profilami geologicznymi na Placu Solnym w Wiślicy.



Ryc. 1.17 Trójwymiarowy obraz anomalii uzyskany na podstawie badań ERT przeprowadzonych na Placu Solnym w Wiślicy.

Do najciekawszych form rzeźby gipsowej występujących na terenie i w okolicach Wiślicy należą kopuły gipsowe.

Jeszcze w pierwszej połowie XX wieku w podłożu wiślickiego rynku widoczne były podobno kopulaste formy gipsowe. Obecnie zachowane są one w południowo-wschodniej części miasta. Na jednej z nich w pobliżu Rynku Solnego postawiona została kolumna z kapliczką Męki Pańskiej, dwie inne, w tym tzw. Psia Góra wiązana legendą z królem Władysławem Jagiełłą, znajdują się przy ul. J. Kilińskiego prowadzącej w kierunku grodziska. Na samym grodzisku występują dwie kopuły. Kopuła gipsowa na wale grodziska jest największą i najbardziej znaną tego typu formą na terenie Polski. Opisywana była już w XIX wieku (Kontkiewicz 1882) a później wielokrotnie w XX i XXI wieku (np. Malicki 1947, Flis 1954, Kwiatkowski 1974, Bąbel 1986, 2006, 2007; Kasprzyk 1993, 1998) i od 1987 r. chroniona jest jako pomnik przyrody nieożywionej. Kopuła ma średnicę 10 m, wysokość 5 m i jest rozcięta, dzięki czemu można obserwować jej przekrój. Jej wnętrze utworzone jest przez koncentrycznie ustawione warstwy gipsów szablanych o miąższości od kilkunastu do

kilkudziesięciu centymetrów. Warstwy zewnętrzne mają dobrze wykształcone kryształy szablaste, które są wygięte w kierunku na zewnątrz od szczytu kopuły i takie właśnie ustawienie kryształów dokumentuje pierwotne, synsedymencyjne pochodzenie kopuły (Bąbel 2006, 2007). Wewnątrz grodziska znajduje się druga, nierozcięta kopuła o wysokości 3 m i średnicy 15-20 m (Urban 2008, 2012).

Oprócz kopuł o genezie synsedymencyjnej, syngenetycznej, w gipsach tworzą się również kopuły epigenetyczne zwane tumulusami. Te kopuły powstają w rezultacie wyginania się warstw gipsowych pod wpływem przemian mineralogicznych (np. przemiany anhidrytu w gips) lub strukturalnych i na Poniziu są rzadkie, spotykane są natomiast często w nieczynnych wyrobiskach gipsowych na Ukrainie (Bąbel 2006, 2007; Jarzyna i in. 2020).

Nie jest wykluczone, że obecność kopuł syngenetycznych, będących jednocześnie elementami rzeźby, mogła mieć znaczenie dla dawnego osadnictwa. Kopuły były bowiem niewielkimi lecz dogodnymi – twardymi i suchymi – miejscami osiedlania się pośród płaskich nadnidziańskich mokradeł okolic obecnej Wiślicy. Z kolei kształt tych bardziej stromych mógł wywoływać skojarzenia religijne wśród najdawniejszych pogańskich mieszkańców. Tak więc możliwe jest, iż grodzisko i Wiślica zawdzięczają swe powstanie również tym nietypowym skalnym twórcom natury (Urban 2008).

Literatura

- Alexandrowicz Z. 2006. Framework of European geosites in Poland. *Nature Conservation* 62: 63-87.
- Bąbel M. 1986. Growth of crystals and sedimentary structures in the sabre-like gypsum (Miocene, Southern Poland). *Przegl. Geol.* 34, 4: 204-208.
- Bąbel M. 2002. The largest natural crystal in Poland. *Acta Geol. Pol.* 52, 2: 251-267.
- Bąbel M. 2006. Tumulusy gipsowe Ponidzia. W: Sołtysik R. (red.), *Konf. międzynarod.: IV Świętokrzyskie spotkania geologiczno-geomorfologiczne „Regionalne aspekty funkcjonowania systemów dolinnych”*. Inst. Geogr. Akad. Świętokrz., Kielce: 12-15.
- Bąbel M. 2007. Kopuły gipsowe w rzeźbie krasowej Ponidzia. *Pr. Inst. Geogr. Akad. Świętokrz. w Kielcach* 16: 71-90.
- Bąbel M. 2015. Stanowisko 2. Gacki. Odślonięcie uskoku oraz wielokrystalicznych gipsów szklicowych, największy kryształ gipsu. W: Skompski S. (red.), *Ekstensja i inwersja powaryscyjskich basenów sedimentacyjnych, 84 Zjazd Nauk. Pol. Tow. Geol., Chęciny, 9-11.09.2015 r.* Państw. Inst. Geol.–Państw. Inst. Badawczy, Warszawa: 154-158.
- Bąbel M. 2016. Stop 2. Gacki – odślonięcie przy wjeździe do dawnego kamieniołomu „Gacki”. Gipsy szklicowe i szablaste, początek sedimentacji ewaporatowej na Ponidziu. W: Olszewska-Nejbert G., Filipek A., Bąbel M., Wysocka A. (red.), *„Granice sedimentologii”*. *Mat. konf.: przewodnik sesji terenowych, streszczenia referatów i posterów, materiały do warsztatów. 28.06.2016-01.07.2016, Chęciny-Rzepka*. Inst. Geol. Podst. Wydz. Geol. Uniw. Warszawskiego, Warszawa: 66-70.
- Bąbel M. 2018a. The facies of the lower selenite unit of the Nida Gypsum deposits at Skorocice. W: Głowniak E., Wasilowska A. (red.), *IX ProGEO Symp. “Geoheritage and conservation: modern approaches and applications towards the 2030 agenda, Chęciny, Poland, 25-28th June 2018. Field Trip Guidebook*. Faculty of Geol., Univ. of Warsaw: 46-49.
- Bąbel M. 2018b. The Badenian sabre gypsum facies and oriented growth of selenite crystals. W: Głowniak E., Wasilowska A. (red.), *IX ProGEO Symp. “Geoheritage and geoconservation: modern approaches and applications towards the 2030 agenda”, Chęciny, Poland, 25-28th June 2018. Field Trip Guidebook*. Faculty of Geol., Univ. of Warsaw: 54-59.
- Bąbel M. 2018c. The Badenian Nida Gypsum deposits and their unique giant crystal intergrowths facies. W: Głowniak E., Wasilowska A. (red.), *IX ProGEO Symp. “Geoheritage and geoconservation: modern approaches and applications towards the 2030 agenda”, Chęciny, Poland, 25-28th June 2018. Field Trip Guidebook*. Faculty of Geol., Univ. of Warsaw: 38-43.
- Bąbel M., Chwalik-Borowiec A., Czerwiński K., Łajczak A., Olszak I., Urban J., Zieliński A. 2013. Opis stanowisk. W: Łajczak A., Fijałkowska-Mader A., Urban J., Zieliński A. (red.), *Georóżnorodność Ponidzia*. Uniw. J. Kochanowskiego w Kielcach, Kielce: 39-86.
- Bąbel M., Olszewska-Nejbert D., Nejbert K. 2010. The largest giant gypsum intergrowths from the Badenian (Middle Miocene) evaporites of the Carpathian Foredeep. *Geol. Quarterly* 54, 4: 477-486.
- Chwalik-Borowiec A. 2007. Rzeźba krasu gipsowego Niecki Soleckiej i Połanieckiej oraz tempo jej rozwoju. W: Strzyż M., Świercz A. (red.), *Zróżnicowanie regionalne Ponidzia., Nauki geograficzne w badaniach regionalnych, t. 9*. Inst. Geogr. Akad. Świętokrz. w Kielcach, Kielce: 27-37.

- Chwalik-Borowiec A. 2013. *Rzeźba terenu Parków Krajobrazowych Ponidzia*. Zespół Świętokrz. i Nadnidziańskich Parków Krajobr. w Kielcach, Kielce, ss. 156.
- Chwalik A., Głazek J., Gubała J., Kasza A., Urban J. 2002. Przewodnik sesji terenowych. W: *Mat. 36. Symp. Speleol., Pińczów, 25-27.10.2002*. Sekcja Speleol. Pol. Tow. Przyr. im. M. Kopernika, Kraków: 5-19.
- Chwalik-Borowiec A., Jóźwiak K., Sołtys-Lelek A., Lelek K., Różkowski J. 2011. Uwagi o strefach źródłkowych w obszarach krasowych Niecki Nidziańskiej. W: Gradziński M., Partyka J., Urban J. (red.), *Mat. 45. Symp. Speleol., Ojców 20-23.10.2011*. Sekcja Speleol. Pol. Tow. Przyr. im. Kopernika, Kraków: 47-48.
- Dumnicka E., Wojtan K. 1993. Invertebrates (with special regard to oligochaeta) of the semi-underground water bodies in the gypsum caves. *Memoires de Biospeleol.* 20: 63-67.
- Flis J. 1954. Kras gipsowy Niecki Nidziańskiej. *Prace Geogr. Inst. Geogr. PAN* 1, 73 ss.
- Gąsiorowski H. 1925. Podziemne jezioro w krasie gipsowym w Siesławicach. *Ochrona Przyr.* 5: 33-37.
- Głazek 1993. Nowe dane o krasie gipsowym Niecki Nidziańskiej. *Streszcz. Ref. Wygl. na Pos. Oddz. Pozn. Pol. Tow. Geol.* 2: 32-37.
- Głazek J., Harton P., Wicik B. 1994. Kras gipsowy Niecki Nidziańskiej. *Streszcz. Ref. Wygl. na Pos. Oddz. Pozn. Pol. Tow. Geol.* 3: 19-21.
- Golonka J., Krobicki M. 2012. Skorocice. W: Słomka T. (red.), *Katalog obiektów geoturystycznych w obrębie pomników i rezerwatów przyrody nieożywionej*. Akad. Górniczo-Hutnicza, Kraków: 624-526.
- Gołębiowski T., Pasierb B. 2013. *Rekonesansowe badania geofizyczne na Placu Solnym oraz w podziemiach Bazyliki w Wiślicy. Sprawozdanie z badań statutowych Akademii Górniczo-Hutniczej (nr: 11.11.140.769) oraz Politechniki Krakowskiej (nr: Ś-2/372/2013/DS)* (opracowanie niepublikowane). Arch. Muzeum Archeolog. w Wiślicy.
- Gołębiowski T., Pasierb B., Porzucek S., Łój M. 2018. Complex prospection of medieval underground salt chambers in the village of Wiślica, Poland. *Archaeological Prospection* 25, 3: 243-254; DOI 10.1002/arp.1706
- Gubała J., Kasza A., Urban J. 1998. *Jaskinie Niecki Nidziańskiej*. Wyd. Pol. Tow. Przyjaciół Nauk o Ziemi, Warszawa, 173 ss.
- Jarzyna A., Bąbel M., Ługowski D., Vladi F., Yatsyshyn A., Olszewska-Nejbert D., Nejbert K., Bogucki A. 2020. Unique hydration caves and recommended photogrammetric methods for their documentation. *Geoheritage* 12: 27.
- Kardyś P. 2006. *Wiślica w średniowieczu i w okresie wczesnonowożytnym*. Kieleckie Tow. Nauk., Kielce, 391 ss.
- Kasprzyk A. 1993. Lithofacies and sedimentation of the Badenian (Middle Miocene) gypsum of the northern part of the Carpathian Foredeep, southern Poland. *Ann. Soc. Geol. Pol.* 63: 33-84.
- Kasprzyk A. 1998. Litologia, zagospodarowanie i walory naukowo-krajoznawcze gipsów Ponidzia. *Chrońmy Przyr. Ojczystą* 5: 37-49.
- Kasprzyk A., Urban J. 1996. Nacieki gipsowe w jaskiniach Ponidzia. W: 30 Symp. Sekcji Speleol. Pol. Tow. Przyr. im. Kopernika, mat. symp. Kielce-Bocheniec: 26-27.
- Klimchouk A., Ford D. 2000. 3.1. Types of karst and evolution of hydrogeologic setting. W: Klimchouk A., Ford D., Palmer A., Dreybrodt W. (red.), *Speleogenesis. Evolution of karst aquifers*. Nat. Spel. Soc. Huntsville: 45-53.
- Kontkiewicz S. 1882. Sprawozdanie z badań geologicznych dokonanych w 1880 r. w południowej części guberni Kieleckiej. *Pam. Fizjogr.* 2: 175-202.
- Kowalski K. 1954. Jaskinie Niecki Nidziańskiej. W: *Jaskinie Polski* t. 3. PWN, Warszawa: 125-142.
- Kurpios M., Oleszczak A. 2017. *Rezerваты świętokrzyskie*. Reg. Dyr. Ochr. Środ. w Kielcach. Kielce, 224 ss.
- Kwiatkowski S. 1974. Złoża gipsów miocenskich Polski południowej. *Biul. Inst. Geol.* 280: 299-336.
- Lauritzen S.E., Lundberg J. 2000. 6.1. Solutional and erosional morphology. W: Klimchouk A. B., Ford D. C., Palmer A. N., Dreybrodt W. (eds.), *Speleogenesis. Evolution of karst aquifers*. Nat. Spel. Soc. Huntsville: 408-426.
- Łuszczynski J., Łuszczynska B. 1994. *Geologiczno-botaniczna ścieżka dydaktyczna w rezerwacie „Skorocice”*. Zarząd Świętokrz. i Nadnidziańskich Parków Krajobr. w Kielcach, Kielce, 32 ss.
- Łuszczynski J., Łuszczynska B., Chwalik-Borowiec A. 2007. *Geologiczno-botaniczna ścieżka dydaktyczna w rezerwacie „Skorocice”*. Zarząd Świętokrz. i Nadnidziańskich Parków Krajobr. w Kielcach, Kielce, 32 ss.
- Łyczewska J. 1972. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Busko Zdrój*. Wyd. Geol., Warszawa.
- Malicki A. 1947. Zabytki przyrody nieożywionej na obszarach gipsowych dorzecza Nidy. *Chrońmy Przyr. Ojcz.* 3: 31-38.
- Marciniec L., 2000. Dziura w ziemi. *Tygodnik Ponidzia* 16/254.
- Markowiak A., Ponikiewski A. 2005. Nowe jaskinie na Ponidziu. *Jaskinie* 2 (39): 30-31.
- Melaniuk D. 2002. Odkrycie w Skorocicach. *Jaskinie* 1 (26): 7.

- Niekludow J., Bartoszewski D. 2006. Niecka Nidziańska – drobne odkrycia. *Jaskinie* 1 (42): 32-33.
- Palmer A.N. 2000. 3.4. Hydrogeologic control of cave patterns. W: Klimchouk A. B., Ford D. C, Palmer A. N., Dreybrodt W. (eds.), *Speleogenesis. Evolution of karst aquifers*. Nat. Spel. Soc. Huntsville: 77-90.
- Palmer A.N. 2001. Dynamics of cave development by allogenic water. *Acta Carsologica* 30, 2: 13-32.
- Palmer A.N. 2007. *Cave geology*. Cave Books, Dayton, ss. 453
- Pasierb B., Gołębiowski T., Łój M., Porzucek S., Cichy K., Pacek B. 2014. Czy pod Placem Solnym w Wiślicy składowano sól? *Mat. konf. „Metody geofizyczne w archeologii polskiej”*, 25-26.11.2014. Kraków.
- Pusch J.B. 1903. Geologiczny opis Polski oraz innych krajów na północ od Karpat położonych. Druk S. Święckiego, Dąbrowa, 216 ss.
- Rózkowski J., Józwiak K., Andrejczuk V. 2011. Chemizm wód podziemnych serii gipsonośnej badenu w północnej części zapadliska przedkarpackiego. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 445: 673-682.
- Rózkowski J., Józwiak K., Chwalik-Borowiec A. 2015. Skład chemiczny wód w utworach siarczanowych i węglanowych neogenu i kredy w rejonie Niecki Nidziańskiej. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 462: 163-170.
- Saganowski M., Kotwica J. 2012. Jaskinia w Wiśniówkach. *Jaskinie* 4 (69): 26-28.
- Sawicki L. 1918-1919. O krasie gipsowym pod Buskiem. *Przegl. Geogr.* 1: 306-310.
- Urban J. 2008. *Kras gipsowy w Nadnidziańskim i Szanieckim Parku Krajobrazowym*. Zespół. Nadnidziańskich i Świętokrz. Parków Krajobr., Kielce, 87 ss.
- Urban J. 2012. Dziedzictwo geologiczne. W: Świercz A. (red.) *Monografia Nadnidziańskiego Parku Krajobrazowego*. Uniw. J. Kochanowskiego w Kielcach, Kielce: 35-81.
- Urban J. 2018. Gypsum karst development in stagnant underground water: underground chambers and lakes. W: Głowniak E., Wasilowska A. (red.), *IX ProGEO Symp. “Geoheritage and geoconservation: modern approaches and applications towards the 2030 agenda”*, Chęciny, Poland, 25-28th June 2018. *Field Trip Guidebook*. Faculty of Geol., Univ. of Warsaw: 60-61.
- Urban J., Andreychouk V., Gubała J., Kasza A. 2008. Caves in gypsum of the Southern Poland and the Western Ukraine – a comparison. *Kras i Speleologia* 12 (21): 15-38.
- Urban J., Andreychouk V., Kasza A. 2009. Epigene and hypogene caves in the Neogene gypsum of the Ponidzie area (Niecka Nidziańska region), Poland. W: Klimchouk A.B., Ford D. (red.), *Hypogene speleogenesis and karst hydrology of artesian basins*. Ukrainian Inst. Speleology and Karstology, Simferopol: 223-232.
- Urban J., Chwalik-Borowiec A. 2018a. Stop 2.6. Skorocice and Skorocicka Valley. Blind karst valley with numerous associated caves (karst conduits) as a unique example of active karst. W: Głowniak E., Wasilowska A. (red.), *Geoheritage and conservation: modern approaches and applications towards the 2030 agenda. 9th ProGEO Symp.*, Chęciny, Poland, 25-28 June 2-18. *Field Trip Guidebook*. Faculty of Geol., Univ. of Warsaw: 49-53.
- Urban J., Chwalik-Borowiec A. 2018b. Stop 2.5. Chotel Czerwony. Structural morphology and karst developed in various rocks, e.g. gypsum and marls. W: Głowniak E., Wasilowska A. (red.), *Geoheritage and conservation: modern approaches and applications towards the 2030 agenda. 9th ProGEO Symp.*, Chęciny, Poland, 25-28 June 2-18. *Field trip Guidebook*. Faculty of Geol., Univ. of Warsaw: 43-46.
- Urban J., Chwalik-Borowiec A., Kasza A., Gubała J. 2012. Jaskinie i stanowiska krasowe. W: Świercz A. (red.) *Monografia Nadnidziańskiego Parku Krajobr.* Uniw. J. Kochanowskiego w Kielcach, Kielce: 82-121.
- Urban J., Chwalik-Borowiec A., Kasza A. 2015. Warunki rozwoju i wiek krasu w gipsach Niecki Soleckiej. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 462: 125-152.
- Urban J., Gągol J. 1999. Jak dawniej zwiedzano jaskinie Skorocic. *Jaskinie* 1 (14): 31.
- Urban J., Gągol J. 2008. Geological heritage of the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mountains (Central Poland). *Przegl. Geol.* 56, 8/1: 618-628.
- Urban J., Gubała J., Kasza A. 2003. Jaskinie w gipsach Niecki Nidziańskiej. *Przegl. Geol.* 51, 1: 79-86.
- Urban J., Wróblewski T. 1999. Representative geosites of the Góry Świętokrzyskie (Holy Cross Mts) and Nida Basin, Central Poland. *Pol. Geol. Inst. Special Papers* 2: 61-69.
- Wojtoń A. 2001. Nowości z Niecki Nidziańskiej. *Jaskinie* 2 (23): 6.
- Wojtoń A. 2004. Nowości w gipsach. *Jaskinie* 1 (34): 27-28.
- Wołoszyn B.W. 1990. Jaskinie Zespołu Parków Krajobrazowych Ponidzia. *Studia Ośr. Dokument. Fizjogr.* 18: 275-341.
- Wiśniewski W.W. 2002. Wycieczka do jaskini w Skorocicach w noweli fantastycznej z I połowy XIX wieku. W: Gradziński M., Szelerewicz M., Urban J. (red.) *Mat. 36. Symp. Speleol., Pińczów, 25-27.10.2002*. Sekcja Speleol. Pol. Tow. Przyr., Kraków: 5-19.

SESJA TERENOWA:
KRAS W GIPSACH I WAPIENIACH NIECKI POŁANIECKIEJ
(NIEDZIELA, 18.10.2020)

AUTORZY

Grzegorz Gajek

¹Katedra Geologii, Gleboznawstwa i Geoinformacji, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie,
al. Kraśnicka 2d, 20-718 Lublin; e-mail: gajcy@umcs.pl

Andrzej Kasza

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

Artur Komorowski

Stowarzyszenie Speleoklub Beskidzki,
Połaniec; e-mail: akomorowski@op.pl

Jan Urban

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

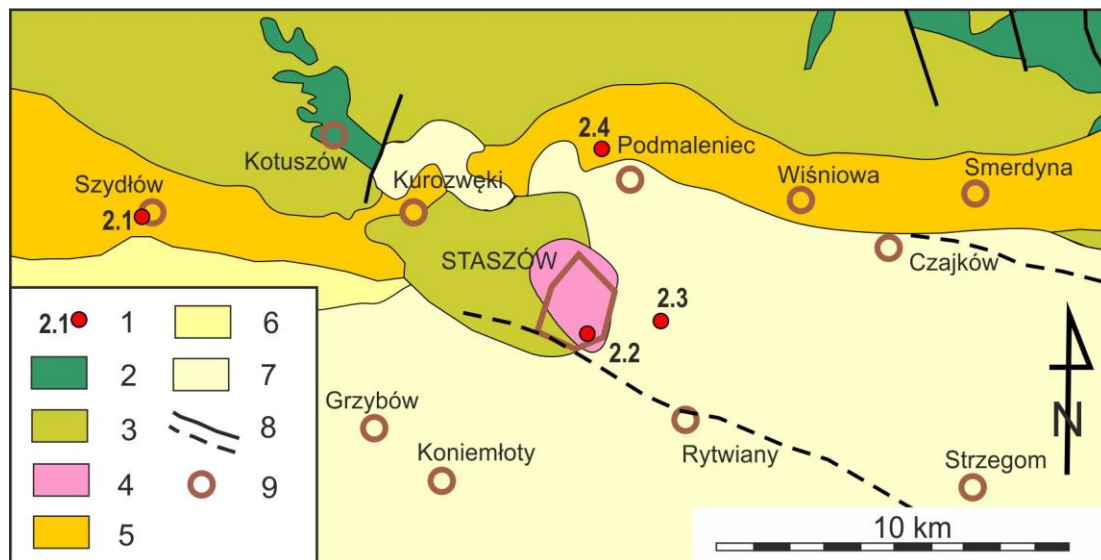
Zbigniew Walenciak

Okręg Ligi Ochrony Przyrody w Kielcach, Koordynator Ochrony Przyrody
ul. H. Sienkiewicza 68, 25-503 Kielce; e-mail: zwalenciak@interia.pl

Artur Zieliński

Instytut Geografii i Nauk o Środowisku, Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach,
ul. Uniwersytecka 7, 25-406 Kielce; e-mail: artur.zielinski@ujk.edu.pl

Niecka Połaniecka to bardzo interesujący pod względem geologicznym oraz geomorfologicznym obszar zarówno z naukowego jak i edukacyjnego punktu widzenia. Znacząco wyróżnia się charakterem i różnorodnością form krasu od krasu występującego w innych subregionach Niecki Nidziańskiej. Stanowiska dziedzictwa geologicznego – w tym stanowiska pokazywane podczas sesji terenowej tego Sympozjum – zlokalizowane są w niewielkich odległościach od siebie, a mimo tego cechują się znacznym zróżnicowaniem problematyki naukowej (ryc. 2.1).



Ryc. 2.1. Lokalizacja stanowisk pokazywanych podczas sesji terenowej Sympozjum na tle mapy geologicznej (mapa wg Jurkiewicz, Woźniński 1981, uproszczona i uzupełniona) północnej części Niecki Połanieckiej; objaśnienia oznaczeń: 1 – stanowisko obserwacyjne sesji terenowej, 2 – skały paleozoiczne Gór Świętokrzyskich, 3 – warstwy litotamniowe: wapienie litotamniowe i ostrzygowe (neogen, baden), 4 – seria ewaporatowa: gipsy, wapienie pogipsowe (neogen, baden), 5 – warstwy jarosławskie: wapienie detrytyczne, piaski, żwiry wapienne (neogen, sarmat), 6 – warstwy jarosławskie: iły, mułowce i piaskowce, 7 – warstwy krakowieckie: iły i mułowce, 8 – uskoki pewne i przypuszczalne, 9 – miejscowości.

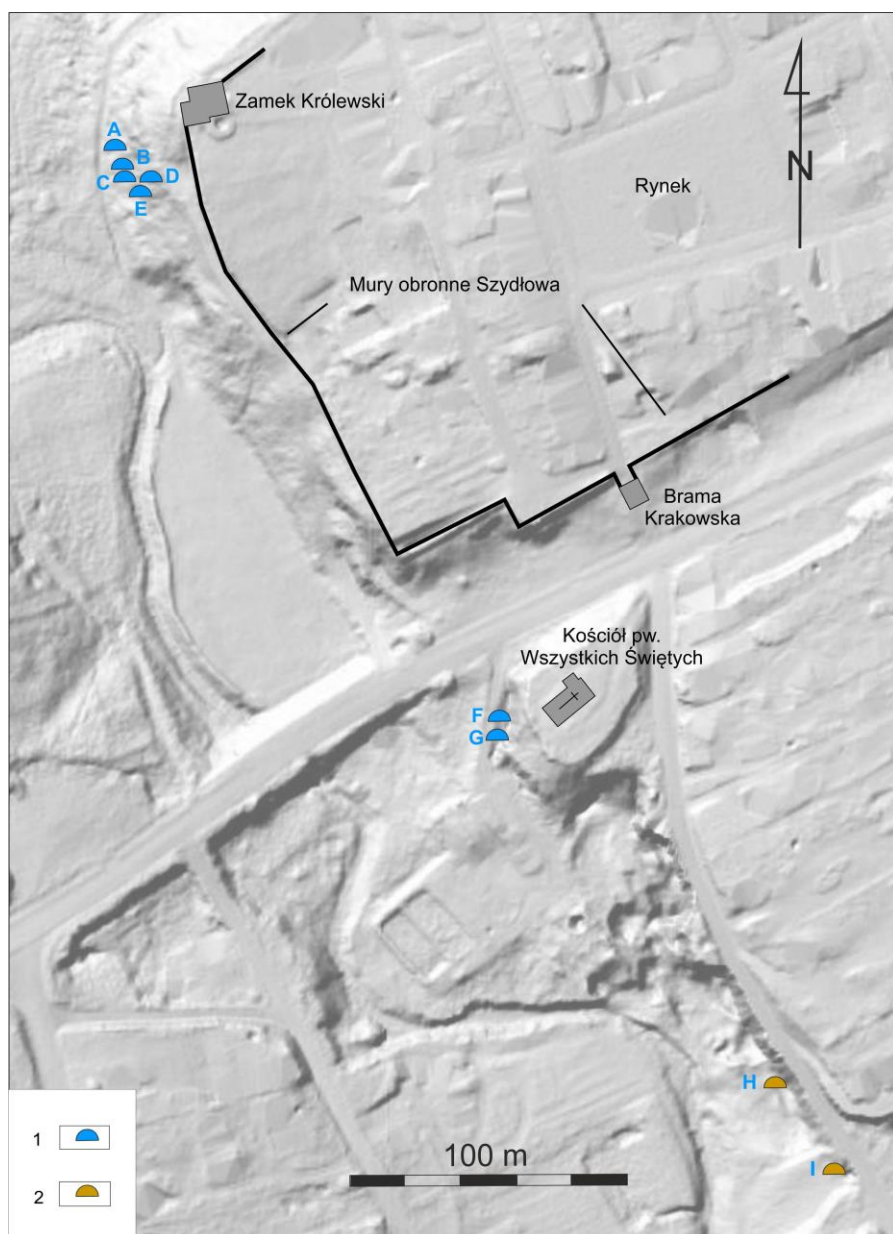
Stanowisko 2.1. Szydłów, Jaskinia Szydłowska oraz inne obiekty podziemne Szydłowa

Współrzędne: N50°35'21.3" E21°00'05.0"

Artur Komorowski, Andrzej Kasza, Jan Urban

Historyczne, słynące ze swych zabytków, miasteczko Szydłów (Fijałkowska-Mader i in. 2019), zbudowane zostało na podłożu neogeńskich, ściślej sarmackich, wapieni organodetrytycznych, które strukturalnie są piaskowcami wapiennymi (Walczowski 1965, 1968). Są to skały zbudowane z pokruszonych wapiennych fragmentów (głównie organicznych: plech glonów z grupy krasnorostów i kolonii mszywiolów) o wielkości najczęściej ziarn piasku, które tworzą warstwy o zróżnicowanej zwężności, wykazujące często nachylenie (tzw. wielkoskalowe warstwowanie przekątne) o genezie sedimentacyjnej. Nachylenie to powstało w rezultacie przesypywania piaszczystego osadu przez podmorskie prądy m.in. na stoku dna morskiego kształtowanym przez pionowy ruch tektoniczny (Łaptaś 1992; Roniewicz, Wysocka 2001). Wapienie te odsłaniają się w Szydłowie na stromym i lokalnie wysokim zboczu doliny potoku Ciekąca, która ogranicza i podcina zabytkową część miasteczka od strony zachodniej. W stromych, często pionowych ścianach skalnych widoczne są otwory pustek podziemnych występujących w tych wapieniach. Jedną z nich jest najprawdopodobniej jaskinia wymieniona przez A. Gruszeckiego (1878) w pierwszym inwentarzu jaskiń ziem polskich. Pustki te można generalnie podzielić na dwie grupy genetyczne: 1) naturalne pustki podziemne, 2) sztuczne, antropogeniczne wyrobiska podziemne, które pełniły w przeszłości funkcję składów i piwnic (Komorowski 2002, 2003; Komorowski i in. 2006).

Naturalne pustki podziemne zostały zinwentaryzowane po północnej stronie ulicy Kieleckiej, w skarpie skalnej pod szydłowskim zamkiem. Opisano stąd 5 obiektów jaskiniowych w tym Jaskinię Szydłowską i 4 niewielkie schroniska skalne.

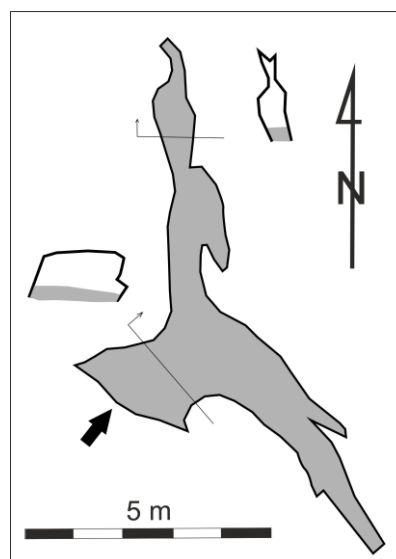


Ryc.2.2. Jaskinie i sztuczne pustki podziemne w Szydłowie – cyfrowy model terenu, objaśnienia oznaczeń: 1 – jaskinie, 2 – sztuczne pustki podziemne; jaskinie: A – Schronisko Północne w Szydłowie, B – Schronisko Trójkątne w Szydłowie, C – rura krasowa, D – Schronisko Płaskie pod Zamkiem, E – Jaskinia Szydłowska, F – Grota Szydły I, G – Grota Szydły II; sztuczne pustki podziemne: H – Jaskinia na Ścianie, I – Jaskinia z Zielonym Filarem

Jaskinia Szydłowska ma długość 12 m, ale pierwotnie prawdopodobnie była dłuższa co sugeruje położenie jej otworu w obrębie dawnego łomika. Składa się niskiego korytarzyka wejściowego i połączonego z nim poprzecznego korytarzyka rozwiniętego na szczelinie równoległej do rozciągłości stoku. W jaskini widoczne są ślady procesów wietrzeniowo-krasowych. Geneza jej nie jest jasna, może związana z procesami grawitacyjnymi w obrębie stoku.

Spośród schronisk skalnych najciekawsza jest rura krasowa – tubularny kanał o długości 2 m przebijający stół skalny. Jest to forma o genezie krasowo-wietrzeniowej, która wraz ze stołem (blokiem) skalnym wtórnie uległa przemieszczeniu grawitacyjnemu (Komorowski 2002, 2003; Komorowski i in. 2006).

Ryc. 2.3. Plan Jaskini Szydłowskiej (wg Komorowski i in. 2006, uproszczony; w wykonaniu planu uczestniczyli A. Kasza, M. Saganowski, Wojtasik).



Antropogeniczne pustki podziemne skoncentrowane są w skarpie doliny poniżej kościoła p.w. Wszystkich Świętych oraz ulicy Kazimierza Wielkiego, na południe od ulicy Kieleckiej. Obiekty te były przedmiotem pokazu podczas 26. Sympozjum Speleologicznego w 1992 r. (Głazek, Kardaś 1992; Urban, Kasza 2016). Są one często obszerne, stosunkowo widne (niekiedy z oknami) przystosowane do wykorzystania gospodarczego. Niektóre noszą ślady procesów naturalnych, krasowych i w takich wypadkach były uznawane za obiekty jaskiniowe. Przykładami takich obiektów są Grota Szydły I oraz Grota Szydły II, których otwory znajdują się w północnej części odcinka zbocza z odsłonięciami wapieni, w pobliżu ulicy Kieleckiej. Grota Szydły I jest prostopadłościenną komorą o rozmiarach 5x3,5 m i wysokości do 2,5 m, do której wprowadza sztuczny otwór (ryc. 2.4). Podobnie Grota Szydły II jest komorą o długości do 6 m, szerokości około 2,5 m i wysokości do 3 m. Obie komory zostały wykute w skałę, jednak przecięte są naturalnymi szczelinami krasowymi. W obrębie jednej z nich rozwinął się kominiek krasowy. Groty te wiązane są ze zbójem Szydłą, legendarnym założycielem miasta (Gubała i in. 1998; Komorowski 2002).



Ryc. 2.4. Wejście do Groty Szydły I. A – w 1946 r.; fotografia J. Baranowskiego, podpisana: „Szydłów, rok 1946 wejście do jaskini mieszkalnej” (Jasienica 1951). B – w 2019 r. (fot. A. Komorowski).

komory o długości 3 m i ścianach pokrytych licznymi glonami. Drugi z obiektów – Jaskinia z Zielonym Filarem uznawana jest za najpiękniejszą „jaskinię” w Szydłowie. Dobrze widoczny i łatwo dostępny otwór ma wymiary: wysokość 2 m i szerokość 4 m. Za wejściem rozciągają się dwie owalne komory przedzielone nerkowatym, zielonym od glonów filarem. Łączna długość obiektu wynosi 7 m (Komorowski 2002, 2003; Komorowski i in. 2006).

Stanowisko 2.2. Staszów, ul. Kolejowa, odsłonięcie wapieni pogipsowych – produktu specyficznej metasomatozy gipsów

Współrzędne: N50°33'24.5" E21°10'28.6"

Jan Urban, Artur Komorowski, Zbigniew Walenciak

W sztucznej (antropogenicznej) skarpie przydrożnej o wysokości 3 m, na długości 40 m zlokalizowane są odkrywki geologiczne, w których odsłaniają się wapienie pogipsowe, zwane też wapieniami siarkonośnymi. Wapienie te powstały w wyniku metasomatycznej przemiany gipsów serii ewaporatowej (Bąbel 1999), występującej w obrębie sekwencji morskich osadów neogenu zapadliska przedkarpackiego (Czapowski 2004), które tworzą bezpośrednie podłoże podczwartorzędowe Staszowa (Walczowski 1965). Metasomatoza serii ewaporatowej polegała na chemicznym rozkładzie gipsu i powstaniu kalcytu tworzącego wapienie oraz siarki rodzimej, która występuje w obrębie wapienia w formie skupień oraz impregnacji. Zdaniem większości badaczy przemiana ta następowała w zliyfikowanych skałach gipsowych i była warunkowana dopływem węglowodorów oraz działalnością bakterii (Pawłowski i in. 1985; Kubica 1994), jednak sformułowano także hipotezę o powstaniu wapieni oraz siarki już na etapie sedymentacji i diagenety osadów na dnie badeńskiego zbiornika morskiego, w którym powstawały osady ewaporatowe (Gąsiewicz 2000).

W efekcie procesu metasomatozy w obrębie serii ewaporatowej, zwłaszcza we wschodniej części zapadliska przedkarpackiego w granicach Polski, występują – obok gipsów – nieregularne,

mniejsze lub większe przerosty wapieni, które często zawierają siarkę. Z tymi wapieniami związane są złożowe koncentracje tego ostatniego minerału, które były przedmiotem eksploatacji w drugiej połowie XX wieku. Jednym z takich złóż siarki było złożo „Grzybów”, położone w odległości 6 km na SW od odsłoneń przy ul. Kolejowej w Staszowie. Złożo to było eksploatowane metodą otworową. W złożu tym występują trzy typy litologiczne wapieni pogipsowych (Kwiatkowski 1962): 1) wapienie silnie porowate i kruche, 2) wapienie o budowie pseudobrekcyjowej zbudowane z fragmentów zwięzłych oraz mniej zwięzłych skał oraz 3) wapienie zbite, zwięzłe, silnie kawerniste, które występują w stropie serii i nie zawierają siarki.

W odsłonięciach przy ul. Kolejowej występują szare, kawerniste, ale bardzo zwięzłe wapienie nie zawierające siarki. Reprezentują więc one najpewniej trzecią odmianę wapieni pogipsowych wyróżnioną przez Kwiatkowskiego (1962), występującą w stropie złoża. Metasomatoza nie zatarła uwarstwienia skał, którą wykazują wapienie w odsłonięciach.

Podobnie jak skały gipsowe serii ewaporatowej, wapienie tej serii ulegają procesom krasowym. Kopalne formy krasowe powstające w gipsach i wapieniach pogipsowych opisał Piątkowski (1974) w dawnej odkrywkowej kopalni siarki Piaseczno. Opisane przez niego formy w gipsach są wypełnione zawałowymi brekcjami gipsowymi lub osadami ilastymi, natomiast formy w wapieniach lub utworach gipsowo-wapiennych są zwykle zaciśnięte w rezultacie plastycznych (fałdowych, fleksurowych) lub sztywnych (uskokowych) odkształceń utworów stropowych.

Kras w gipsach i wapieniach rozwijał się i nadal rozwija intensywnie w podłożu Staszowa, na terenie osiedla Staszów-Północ, 300-800 m na północ od stanowiska przy ul. Kolejowej. Od końca XX wieku kras ten powoduje szkody budowlane polegające na pękaniu ścian budynków, powierzchni drogowych i chodników oraz osiadaniu powierzchni terenu. W końcu XX wieku prowadzono szczegółowe prace geofizyczne (geoelektryczne i sejsmiczne) mające na celu wykrycie pustek podziemnych a następnie prace geologiczno-inżynierskie, polegające na wykonaniu 177 otworów wiertniczych i wtłaczaniu do nich mieszanki popiołowo-cementowo-wodnej. Prace te jednak nie do końca rozwiązały problem szkód, co spowodowane było z jednej strony trudnościami interpretacji badań geofizycznych, z drugiej zaś postępowaniem procesów krasowo-erozyjnych w podłożu miasta, spowodowanym prawdopodobnie nieszczelnościami sieci kanalizacyjnej (które z kolei mają swe przyczyny właśnie w rozwoju krasu, możemy więc tu mówić o pozytywnym sprzężeniu procesów, powodującym wysoce negatywne skutki). Trudności interpretacyjne profilowań geoelektrycznych wynikały z faktu, iż niepewna była interpretacja anomalii wysokooporowych (które teoretycznie powinny występować w miejscach pustek krasowych) oraz niskooporowych (które także mogły być pustkami, wypełnionymi jednak zmineralizowaną wodą). W konsekwencji ilość wtłaczanej mieszanki była niekiedy niewielka w przypadku otworów wiertniczych w miejscach przewidywanych pustek krasowych, czyli otwory te nie trafiały w pustki krasowe (Urban i in. 2006a, b). Próbę profilowania geofizycznego przy użyciu nowoczesnych metod (ERT) podjęto na osiedlu Staszów-Północ kilka lat temu (Gołębiowski, Jarosińska 2019), jednak jej wynik jest również niejednoznaczny. Szczegółowa analiza zjawisk krasowych na terenie Staszowa jest obecnie przeprowadzana przez autorów opisu tego stanowiska i jej wyniki będą wkrótce publikowane.

Odsłonięcia przy ul. Kolejowej w Staszowie zostały zaproponowane do ochrony prawnej jako stanowisko dokumentacyjne. Powinny one bowiem zostać zachowane dla celów badań naukowych oraz wykorzystane do prezentacji edukacyjnych skał, które rzadko są dostępne do obserwacji, a jednocześnie ważne z punktu widzenia badań genezy złóż siarki oraz rozwoju procesów epigenetycznych w serii ewaporatowej.

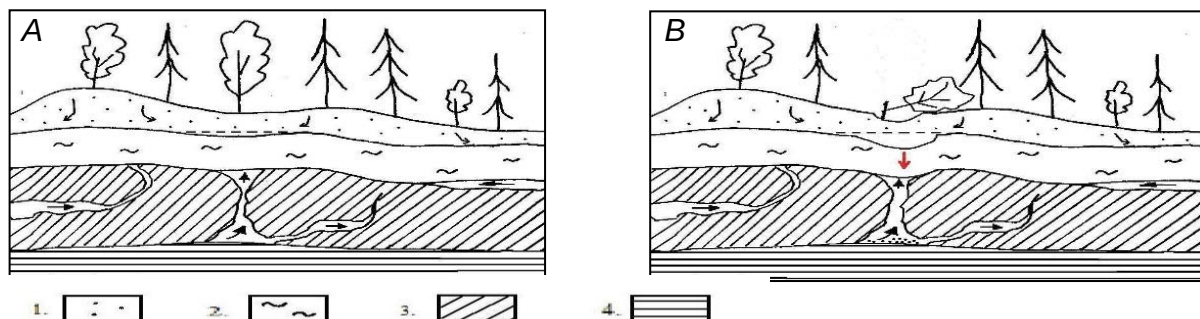
Stanowisko 2.3. Lasy Golejowskie – kras zakryty jako specyficzna forma krasu gipsowego Niecki Połanieckiej

Współrzędne: N50°33'12.2" E21°12'59.9"

Artur Zieliński

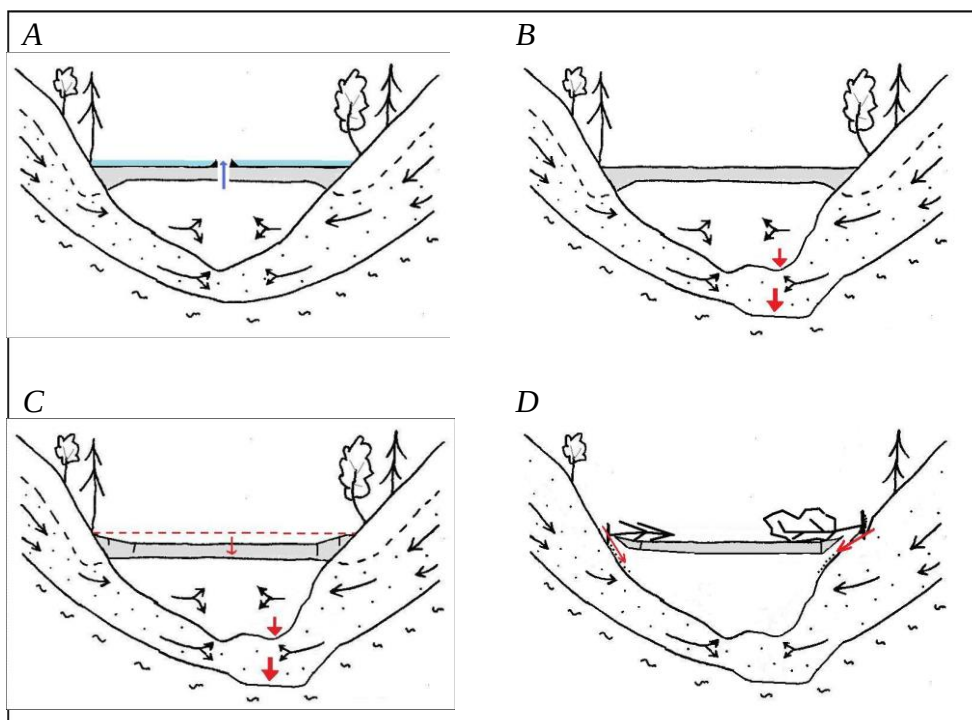
Lasy Golejowskie to duży i zwarty kompleks leśny położony na wschód od Staszowa. Po zakończeniu II wojny światowej lasy te zostały upaństwowione i należą do Nadleśnictwa Staszów. Stanowią cenne zbiorowisko roślinne i cechują się powszechnym występowaniem zjawisk krasowych, reprezentowanych w szczególności przez leje krasowe i nieckowate obniżenia krasowo-denudacyjne.

Leje są reprodukowane na powierzchni w niekrasowiejących osadach czwartorzędowych oraz utworach ilastych neogeńskiego nadkładu serii ewaporatowej (ryc. 2.1). Ich geneza i etapy rozwoju wynikają ze specyficznej budowy geologicznej (ryc. 2.5). W rozwoju lejów istotną rolę odgrywa ciśnienie wody głębszego systemu krążenia (ryc. 2.5A). Woda od spągu „osłabia” wodoszczelną warstwę ilów przez wymywanie i przemieszczanie osadu, co skutkuje osiadaniami terenu (ryc. 2.5B). Powolnemu osiadanemu terenu sprzyja zróżnicowanie granulometryczne osadów czwartorzędowych.



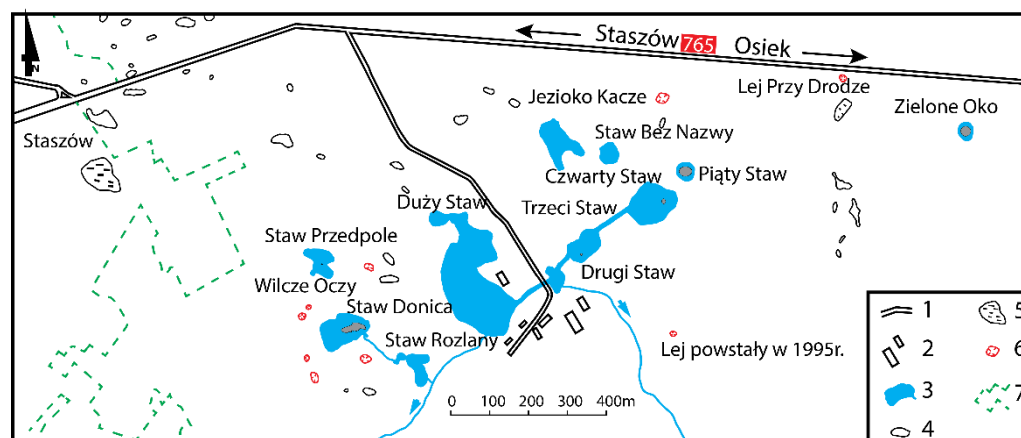
Ryc. 2.5. Uproszczony schemat powstawania lejów krasowych w północno-wschodniej części Niecki Połanieckiej w rejonie Lasów Golejowskich koło Staszowa; strzałkami zaznaczono kierunki przemieszczania się wody oraz osiadaniami utworów (wg Zielińskiego 2013); objaśnienia oznaczeń: 1 – czwartorzędowe utwory przepuszczalne i niekrasowiejące, 2 – utwory nieprzepuszczalne (np. ropy krakowieckie), 3 – utwory krasowiejące, 4 – wodoszczelne i nieprzepuszczalne podłoże prekambryjskie.

Jeziora mogą pogłębiać się zimą pod wpływem wzrostu ciśnienia napływającej do misy jeziornej wody, pod zamrożoną warstwą gruntu (ryc. 2.6A). W jego wyniku ulega zwiększeniu napór wody m.in. na dno jeziora, w którego najsłabszym miejscu osiada dno (ryc. 2.6B), najprawdopodobniej nad strefą osłabioną w konsekwencji procesów krasowych. Deformacja dna jeziora może spowodować obniżenie poziomu wody i załamanie tafli lodowej (ryc. 2.6C). Ponadto może skutkować przemieszczaniem uwodnionego materiału m.in. ze strefy brzegowej, co narusza stabilność podłoża i rosnących tam drzew (ryc. 2.6D).



Ryc. 2.6. Rozwój lejów krasowych w okresie zimowym; strzałkami zaznaczono kierunki przemieszczania się wody oraz osiadaniami utworów. Woda powierzchniowa napływa do bezodpływowych zagłębień, bowiem dalsze przemieszczanie jej w głąb uniemożliwione jest przez warstwę nieprzepuszczalną (opis w tekście) (wg Zieliński 2013).

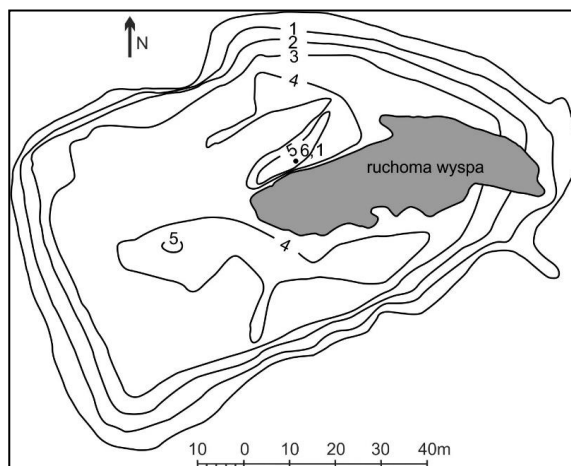
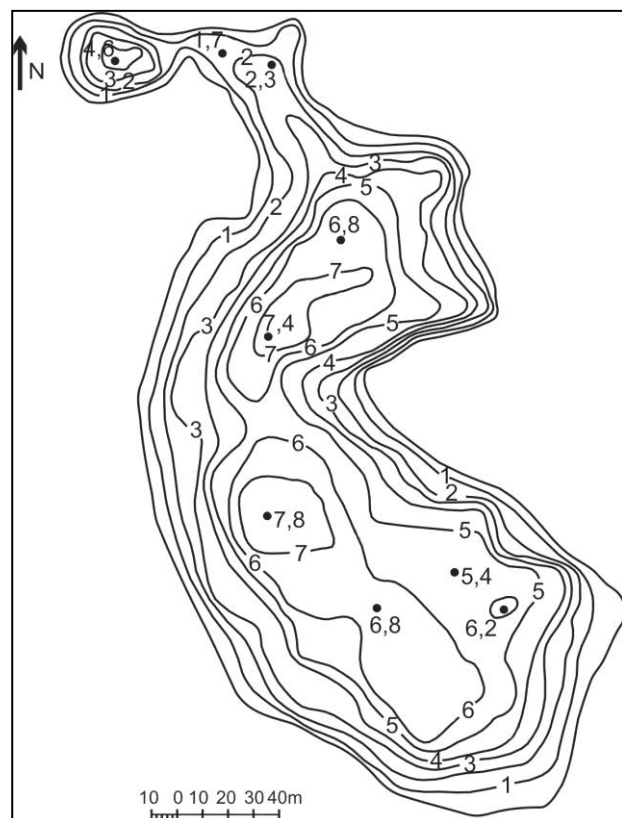
Cechą charakterystyczną Lasów Golejowskich jest występowanie znacznej ilości jezior krasowej genezie (Zieliński 2013; Stachura i in. 2018). W rejonie Dużego Stawu o powierzchni 3,63 ha, największego jeziora w Niecce Nidziańskiej (ryc. 2.7) znajduje się stanowisko pokazywane podczas sesji terenowej Sympozjum.



Ryc. 2.7. Lokalizacja jezior w rejonie Dużego Stawu (wg Zieliński 2013).

Znajdujące się w tej przestrzeni jeziora są przykładami napełnionych wodą pojedynczych lejów (ryc. 2.8) jak również uwału (ryc. 2.9).

Ryc. 2.8. Plan batymetryczny jeziora Donica (Zieliński 2013).



Ryc. 2.9. Plan batymetryczny Dużego Stawu (Zieliński 2013).

Biorąc pod uwagę lokalizację jezior w lejach krasowych, głębokość jezior oraz miąższość osadów dennych (Zieliński 2013; Zieliński, Ziętek 2013), można określić rozmiary form krasowych, których wielkość bywa znaczna. Powierzchnia zagłębień osiąga 1,9 ha, natomiast głębokość dochodzi do 23 m (przykładem może być lej, w którym znajduje się jezioro Donica) (Zieliński 2013). Według Olszaka i Zielińskiego (2011) niektóre reprodukowane leje krasowe w obrębie Niecki Połanieckiej, w rejonie Staszowa utworzyły się w okresie od $20,4 \pm 3,1$ tys. lat B.P. do $22,1 \pm 3,4$ tys. lat B.P.

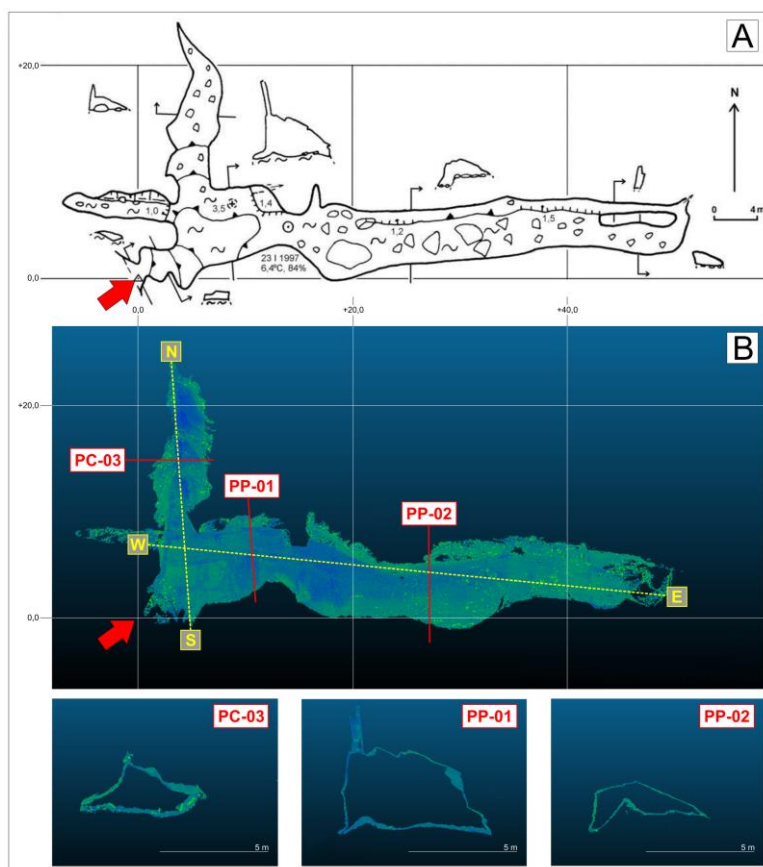
Stanowisko 2.4. Podmaleniec, Jaskinia pod Świecami jako przykład krasu w neogeńskich wapieniach detrytycznych Niecki Połanieckiej

Współrzędne: N50°36'04.7" E21°10'50.5"

Artur Komorowski, Grzegorz Gajek, Artur Zieliński, Jan Urban, Andrzej Kasza

W północnej części Niecki Połanieckiej, na północny zachód od zabudowań wsi Podmaleniec znajduje się Jaskinia pod Świecami. Jaskinia należy do dłuższych jaskiń Niecki Nidziańskiej, bowiem jej długość wynosi 106 m. Cechują ją wyjątkowe walory przyrodnicze (Gubała i in. 1998, Komorowski 2010). Jaskinia wykształciła się w neogeńskich (sarmackich) wapieniach detrytycznych, a jej rozwój nawiązuje do stref spękań i rozluźnień tektonicznych (Zieliński 2015). Kruchość wapieni oraz zarzucona obecnie, rabunkowa eksploatacja tego surowca spowodowały, że w dużej części jaskinia ma charakter zawaliskowy.

Jaskinia została odkryta i zinwentaryzowana w 1991 r. przez S. Dżułyńskiego, A. Łaptasia i J. Rudnickiego (Wiśniewski 1991, 1993). Otwór wejściowy jaskini znajduje się we wschodniej części nieczynnego kamieniołomu na wysokości około 226 m n.p.m. i jest obecnie trudny do zlokalizowania. W 2010 r. zalegająca nad otworem pokrywa zwietrzelinowa i warstwa glebowa obsunęły się w wyniku zawалу i dlatego otwór wejściowy ma obecnie około 0,5 m średnicy (Komorowski 2010). Należy podkreślić, że nadal istnieje ryzyko zasypywania jaskini przez materiał skalny. Za otworem po kilku metrach wąski tunel doprowadza do sali głównej o wysokości około 3,6 m, w stropie której znajduje się dobrze zachowana tzw. świeca krasowa (patrz niżej), z utworzonym na spągu, w osi formy, gliniastym stożkiem usypiskowym. W kierunku wschodnim sala przechodzi w zawaliskowy korytarz o długości 45 m, rozdzielony w końcowej części na dwie odnogi (ryc. 2.10). W północnej części sali znajdują się wejścia do dwóch korytarzy. Korytarz prowadzący w kierunku północnym o długości 17 m ma charakter zawaliskowy, natomiast korytarz w kierunku zachodnim, o długości 10 m, ma dno pokryte gliniastym namuliskiem (Gubała i in. 1998). Na części ścian jaskini widoczne są pofalowane listwy erozyjne, będące śladem podziemnego krążenia wód (Komorowski 2010).



Ryc. 2.10. Plan Jaskini pod Świecami. A – wg Gubały i Kaszy (1998). B – wg. Gajka i in. (2016)

W 2016 r. w jaskini oraz jej najbliższym otoczeniu wykonano skanowanie laserowe (ryc. 2.11). Skanowanie to dało podstawę do weryfikacji oraz uaktualnienia planu jaskini (ryc. 2.10) sporządzonego przez J. Gubałę i A. Kaszę (Gubała i in. 1998). Poza podstawowymi parametrami pomiarowymi, badania te pozwoliły na określenie objętości jaskini, która szacowana jest na około 850 m³ oraz jej rozciągłości równoleżnikowej (E-W 46,5 m) i południkowej (S-N 24 m) (Gajek i in. 2016).



Ryc. 2.11. Wnętrze Jaskini pod Świeszcami podczas skaningu laserowego (fot. A. Komorowski 2016).

Poza Jaskinią pod Świeszcami w tutejszych wyrobiskach występuje szereg innych form krasowych, spośród których na szczególną uwagę zasługują liczne tzw. świece krasowe – kopalne (wypełnione osadami) pionowe lub silnie nachylone studnie krasowe o tubularnym (rurowatym) kształcie, kilkudziesięciocentymetrowej średnicy i kilkumetrowej głębokości. Średnica jednej ze świec, odsłoniętych w pobliżu Jaskini pod Świeszcami jest na tyle pokaźna, że umożliwia swobodne wejście do jej wnętrza dorosłej osobie (Zieliński i in. 2015). Świece odsłaniają się, grawitacyjnie opróżnione z wypełnień, w ścianach licznych dawnych kamieniołomów. Odsłonięte studnie są często siedliskiem drapieżnych ptaków – sów i puszczyk (ryc. 2.12).

rowej głębokości. Średnica jednej ze świec, odsłoniętych w pobliżu Jaskini pod Świeszcami jest na tyle pokaźna, że umożliwia swobodne wejście do jej wnętrza dorosłej osobie (Zieliński i in. 2015). Świece odsłaniają się, grawitacyjnie opróżnione z wypełnień, w ścianach licznych dawnych kamieniołomów. Odsłonięte studnie są często siedliskiem drapieżnych ptaków – sów i puszczyk (ryc. 2.12).

Ryc. 2.12. Pustułka gniazdująca w świecy krasowej w rejonie Podmaleńca (fot. A. Komorowski 2019).



Niezniszczone przez eksploatację świece krasowe wypełnione są najczęściej gliniastymi i gliniasto-piaszczysto-zwirowymi osadami lodowcowymi pochodzącymi z okresu zlodowaceń południowopolskich. W związku z tym, zgodnie z hipotezą I. Morawieckiej i P. Walsh (1997; także Walsh, Morawiecka-Zacharz 2001) formy te powstały na nierównej powierzchni wapieni, przykrytej świeżo zdeponowanymi osadami lodowcowymi w okresie deglacjacji lądolodu kompleksu południowopolskiego (Sanu). Ograniczone możliwości cyrkulacji wód w obrębie osadów glacialnych i ich wapiennego podłoża w warunkach stopniowej degradacji wieloletniej zmarzliny oraz wysoka agresywność zimnych, częściowo glacialnych wód krążących w tych utworach, stymulowały korozję krasową prowadzącą do rozwoju pionowych rurowatych kanałów. Nieco późniejsze obserwacje dużego obniżenia w stropie wapieni wypełnionego osadami subglacialnymi oraz ponad 500 świec krasowych w kamieniołomie w Smerdynie sugerują, iż świece mogą być związane z okresem nasuwania się lądolodu zlodowacenia południowopolskiego (Dobrowolski i in. 2007).

W sąsiednim nieczynnym wyrobisku, w odległości około 300 m na zachód od Jaskini pod Świeszcami znajduje się drugi obiekt jaskiniowy o nazwie Jaskinia bez Nazwy poznana w 2015 r. Składa się z obszernego wejścia o charakterze schronu i ciasnych korytarzyków o łącznej długości 12 m (Zieliński i in. 2016).

Pomimo znaczącej wartości naukowej i dydaktycznej, obiekty krasowe w okolicach Podmaleńca podlegają negatywnej antropopresji – są zaśmiecanie i dewastowane. Dlatego potrzebne są działania uświadamiające lokalną społeczność o znaczeniu dziedzictwa geologicznego, aby geostanowiska nie zostały „geośmietniskami” (Zieliński i in. 2015).

Literatura

- Bąbel M. 1999. History of sedimentation of the Nida gypsum deposits (Middle Miocene, Carpathian Foredeep, Southern Poland). *Geol. Quarterly* 43, 4: 429-447.
- Czapowski J. 2004. Otoczenie Gór Świętokrzyskich. W: Peryt T., Piwocki M. (red.), *Budowa geologiczna Polski t. 1, Stratygrafia, cz. 3a, Kenozoik*. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 239-246.
- Dobrowolski R., Terpiłowski S., Walsh P., Zagórski P. 2007. The relationship of the Sanian ice sheet to depressions in the subglacial surface at the Smerdyna no 1 quarry, near Staszów (southern margin of Holy Cross Mountains, Poland) new data and new concepts. *Karst and Cryokarst*, 25th Speleological School, 8th GLACKIPR Symposium, march 19-26, Sosnowiec, Poland (poster).
- Fijałkowska-Mader A., Złonkiewicz Z., Król P. 2019. Kamień w zabytkowej architekturze Szydłowa. *Przegl. Geol.* 67, 9: 736-748.

- Gajek G., Zieliński A., Franczak Ł., Komorowski A., Przedpełski Ł., Adamczak M. 2016. Ocena możliwości naziemnego skaningu laserowego (TLS) w badaniach pustek podziemnych na przykładzie Jaskini pod Świecami. W: Urban J.(red.), *Mat. 50. Symp. Speleol., Kielce-Chęciny 20-23.10.2016*. Sekcja Speleol. Pol. Tow. Przyr. im. Kopernika, Kraków: 106-107.
- Gąsiewicz A. 2000. Sedymetologia i diageneza wapieni poselenitowych a model genetyczny polskich złóż siarki rodzimej. *Prace Państw. Inst. Geol.* 172, 161 ss.
- Głazek J., Kardaś R. 1992. XXVI Sympozjum Speleologiczne w Chańcy. *Wszechświat* 93, 12: 320-321.
- Gołębiewski T., Jarosińska E. 2019. Application of GPR and ERT methods for recognizing of gypsum deposits in urban areas. *Acta Geophysica* 67, 6: 2015-2030.
- Gruszecki A. 1878. O jaskiniach na przestrzeni od Karpat po Bałtyk. *Biblioteka Warsz.* 4: 329-352.
- Gubała J., Kasza A., Urban J. 1998. *Jaskinie Niecki Nidziańskiej*. Pol. Tow. Przyjaciół Nauk o Ziemi, Warszawa, 173 ss.
- Jasienica P. 1951. *Wisła pożegna zaścianek*. Inst. Wyd. „Pax”, Warszawa, 70 ss.
- Jurkiewicz H., Woźniński J. 1981. *Mapa geologiczna Polski 1:200 000. B – mapa bez utworów czwartorzędowych; arkusz Mielec*. Wyd. Geol., Warszawa.
- Komorowski A. 2002. Czy Gruszecki się pomylił? Rzecz o jaskiniach w Szydłowie. W: Gradziński M, Szelerewicz M., Urban J. (red.), *Mat. 36 Symp. Speleol., Pińczów 25-27.10.2002*. Sekcja Speleol. Pol. Tow. Przyr. im. Kopernika, Kraków: 51-52.
- Komorowski A. 2003. Rzecz o szydłowskich jaskiniach cz. II. *Kurier Ziemi Szydłowskiej* 2-2003 (22): 22-23.
- Komorowski A. 2010. W podziemnym świecie Podmałeńca. *Goniec Staszowski* 3-10:11.
- Komorowski A., Kasza A., Urban J. 2006. Dokumentacja i ochrona obiektów podziemnych Szydłowa. W: Szelerewicz M., Urban J. (red.), *Mat.40. Symp. Speleol. Sitkówka-Nowiny 20-23.10.2006*. Sekcja Speleol. Pol. Tow. Przyr. im. Kopernika, Kraków: 43-44.
- Kubica B. 1994. Metasomatism of Badenian sulphates of the Carpathian Foredeep and its paleogeographic conditions. *Geol. Quarterly* 38: 395-414.
- Kwiatkowski S. 1962. W sprawie genezy wapieni osiarkowanych rejonu Grzybowa. *Roczn. Pol. Tow. Geol.* 32, 3: 339-358.
- Łaptaś A. 1992. Giant-scale cross-bedded Miocene biocalcarenes in the northern margin of the Carpathian Foredeep. *Ann. Soc. Geol. Pol.* 62: 149-167.
- Morawiecka I., Walsh P. 1997. A study of solution pipes preserved in the Miocene limestones (Staszów, Poland). *Acta Carsologica* 26, 2: 337-347.
- Olszak I.J., Zieliński A., 2011. Wiek mineralnych osadów dennych jezior krasowych w rejonie Staszowa. W: VIII Konf. Nauk.-Szkoleniowa „Stratygrafia Plejstocenu Polski”. Stara Kiszewa 5-9.09.2011 (poster).
- Pawłowski S., Pawłowska K., Kubica B. 1987. Siarka rodzima. W: Osika W.R. (red.), *Budowa geologiczna Polski, t. 6., cz. IV, Surowce chemiczne*. Wyd. Geol., Warszawa: 378-412.
- Piątkowski T., 1974. Kras w osadach tortoniu okolic Piaseczna koło Tarnobrzega. *Kwart. Geol.* 18: 770–788.
- Roniewicz P., Wysocka A. 2001. Uwagi o mioceńskiej sedimentacji pomiędzy Szydłowem i Smerdyną, południowo-wschodnie obrzeżenie Gór Świętokrzyskich. *Przegl. Geol.* 49, 7: 639-642.
- Stachura M., Wieczorek D., Zieliński A. 2018, An attempt at a typology of karst lakes in the Połaniec Basin (Małopolska Upland, Poland). *Bull. of Geogr., Physical Geogr. Series* 15: 63–74.
- Urban J., Komorowski A., Dudzik M. 2006a. Eksploracja jaskiniowa w okolicach Staszowa w kontekście szkód budowlanych spowodowanych krasem w tym mieście. W: Szelerewicz M., Urban J. (red.), *Mat.40. Symp. Speleol. Sitkówka-Nowiny 20-23.10.2006*. Sekcja Speleol. Pol. Tow. Przyr. im. Kopernika, Kraków: 63-64.
- Urban J., Komorowski A., Dudzik M. 2006b. Eksploracja jaskiniowa w okolicach Staszowa w kontekście szkód budowlanych spowodowanych krasem w tym mieście. *Zeszyty Połanieckie* 11: 68-69.
- Urban J., Kasza A. 2016. Sympozja speleologiczne na Podidziu. W: Urban J.(red.), *Mat. 50. Symp. Speleol., Kielce-Chęciny 20-23.10.2016*. Sekcja Speleol. Pol. Tow. Przyr. im. Kopernika, Kraków: 83-84.
- Walczowski A. 1965. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Staszów*. Wyd. Geol. Warszawa.
- Walsh P. Morawiecka-Zachar I. 2002. A dissolution pipe palaeokarst of mid-Pleistocene age preserved in Miocene limestones near Staszów, Poland. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 174, 4: 327-350.
- Wiśniewski W. 1991. XXV Sympozjum Speleologiczne. *Góry* 62: 42-43.
- Wiśniewski W. 1993. Sympozja speleologiczne. *Wierchy* 58 (1992):155-156.
- Zieliński A. 2013. *Rozwój jezior krasowych w Niecce Połanieckiej*. Uniw. J. Kochanowskiego w Kielcach, Kielce, 186 ss.
- Zieliński A., Komorowski A., Łyskowski M., Mazurkiewicz E., Gajek G., 2016, Nowo odkryta jaskinia w Podmałeńcu koło Staszowa. W: Urban J. (red.), *Mat. 50. Symp. Speleol., Kielce-Chęciny 20-23.10.2016*. Sekcja Speleol. Pol. Tow. Przyr. im. Kopernika, Kraków: 165-166.
- Zieliński A., Komorowski A., Łyskowski M., Mazurkiewicz E., 2015, Czy „geośmietnisko” w Podmałeńcu koło Staszowa może stać się geostanowiskiem? W: Kicińska D., Stefaniak K., Szynekiewicz A. (red.), *Mat.*

49. Symp. *Speleol.*, *Załącznik Wielki* 22-25.10.2015. Sekcja *Speleol.* Pol. Tow. Przyr. im. Kopernika, Kraków:138-139.
- Zieliński A., Ziętek J., 2013, Thickness lacustrine deposits of the “Duży Staw” in the “Golejowskie Forests” near Staszów based on the georadar research (Niecka Nidziańska, Poland). *Intern. Conf. “State of geomorphological research in the year”*, Czech Assoc. Mikulov, Czech Rep.: 52-53.

Streszczenia referatów, komunikatów i posterów

Jaskinia z Jeziorkiem w Chotlu Czerwonym-Zagórze

Jaskinia z Jeziorkiem (Cave with the Lake) in Chotel Czerwony-Zagórze

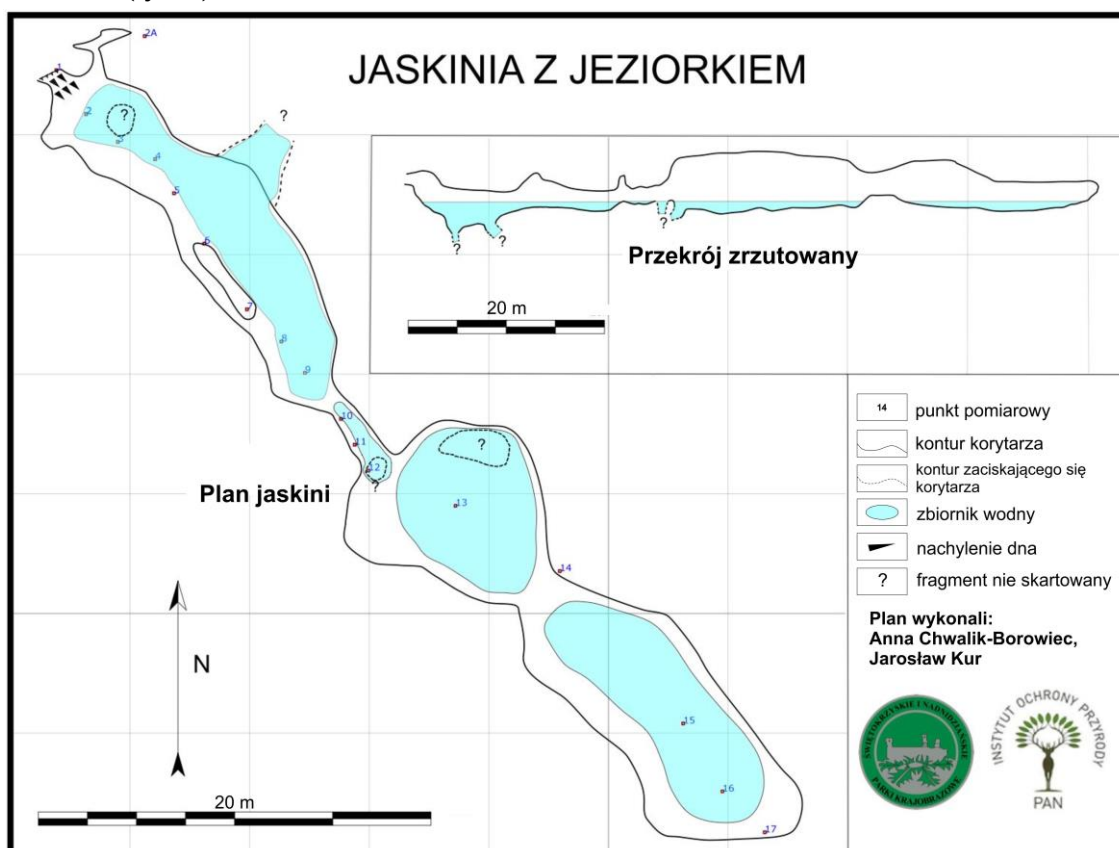
Anna Chwalik-Borowiec¹, Jarosław Kur², Jan Urban²

¹ Zespół Świętokrzyskich i Nadnidziańskich Parków Krajobrazowych, Krzyżanowice Średnie 14, 28-400 Pińczów; e-mail: achwalik@pk.kielce.pl

² Instytut Ochrony Przyrody Polskiej Akademii Nauk, al. Adama Mickiewicza 33, 31-120 Kraków; e-mail: jarek.kur@gmail.com, urban@iop.krakow.pl

W okolicach Chotla Czerwonego znajduje się duże obniżenie krasowo-denudacyjne (o nazwie „Chotel Czerwony”), stanowiące inwersyjny element rzeźby, powstały na wychodni struktury brachyantyklinalnej. Wyniesione strefy marginalne tego obrzeżenia zbudowane są z gipsów miocénskiej serii ewaporatowej, podczas gdy centralna, obniżona część wyścielona jest starszymi marglami miocénскими lub górnokredowymi. W obrębie gipsowych wzniesień otaczających obniżenie wykształciły się powierzchniowe i podziemne formy krasowe (Urban 2008; Chwalik-Borowiec 2013; Bąbel 2018; Chwalik-Borowiec i in. 2019). Jedną z dwóch występujących w gipsach okolic Chotla Czerwonego jaskiń, jest Jaskinia z Jeziorkiem położona około 250 m na zachód od zabudowań osiedla Zagórze. Znajduje się ona na wschodnim stoku garbu okalającego od strony wschodniej wspomniane obniżenie krasowo-denudacyjne (Urban 2008, Chwalik-Borowiec i in. 2019).

Jaskinia została odkryta i nazwana w 2004 r. przez A. Chwalik podczas prowadzenia badań terenowych. Jednak ze względu na częściowe wypełnienie jej sal i korytarzy wodą nie została wtedy skartowana. W 2011 r. do pierwszej sali wpłynął na materacu J. Urban, jednak ciasny korytarzyk uniemożliwił mu wpłynięcie do dalszych części. Dopiero jesienią 2019 r. J. Kur spenetrował wszystkie dostępne korytarze. Pod koniec 2019 r. została ona skartowana przez J. Kura i A. Chwalik-Borowiec (ryc. 1).



Ryc. 1. Plan i przekrój Jaskini z Jeziorkiem.

W literaturze pierwsza wzmianka o jaskini pojawiła się w pracy doktorskiej A. Chwalik (2006). Informacje o niej można również spotkać w publikacjach J. Urbana (2008), A. Chwalik-Borowiec (2013), J. Urbana i in. (2012) oraz A. Chwalik-Borowiec i in. (2019).

Jaskinia wykształcona jest głównie w warstwie gipsów szklicowych i prawdopodobnie jej dno sięga marglistego podłoża serii ewaporatowej. Jedynie otwór i korytarzyk przyotworowy przebijają gipsy szablaste oraz murawy selenitowe. Jaskinia jest przykładem kanału krasowego tworzącego się współcześnie na poziomie zwierciadła wód podziemnych w najniższej części serii ewaporatowej (Urban 2008; Urban i in. 2012).

Jaskinia posiada jeden otwór o średnicy około 1,5 m, który mógł zostać odsłonięty podczas eksploatacji gipsów, bowiem znajduje się we wschodniej ścianie jednego z dawnych łomików. Za otworem krótki korytarz sprowadza w dół do obszernej sali z jeziorkiem. Po około 20 m sala przechodzi w ciasny rurowaty korytarz o długości około 5 m. Za nim znajduje się druga duża sala o długości około 50 m i szerokości 6-10 m. Korytarze jaskini podczas jej kartowania, tj. w listopadzie 2019 roku, wypełnione były wodą do głębokości około 1,5 m. Cały dostępny system pustek krasowych ma długość 60-70 m.

Literatura:

- Bąbel M. 2018. The Badenian Nida Gypsum deposits and their unique giant crystal facies. W: Głowniak E., Wasilowska A. (red.), *IX ProGEO Symp. „Geoheritage and geoconservation: modern approaches and applications towards the 2030 agenda”*, Chęciny, Poland, 25-28th June 2018. *Field Trip Guidebook*. Faculty of Geol., Univ. of Warsaw: 38-43
- Chwalik A. 2006. *Ewolucja wybranych form rzeźby Niecki Soleckiej (Niecka Nidy)* (rozprawa doktorska – manuskrypt). Arch. Katedr. Geomorfologii, Wydz. Nauk o Ziemi Uniw. Śląskiego, Sosnowiec, 210 ss.
- Chwalik-Borowiec A. 2013. *Rzeźba terenu Parków Krajobrazowych Poniidzia*. O. P. Apla, Kielce, 160 ss.
- Chwalik-Borowiec A., Urban J., Kasza A. 2019. Stanowisko 3.4. Chotel Czerwony. Rola krasu w ewolucji morfologicznej Poniidzia – obniżenia krasowo-denudacyjne. W: Urban J. (red.), *Rzeźba strukturalna Gór Świętokrzyskich i Poniidzia – stan badań i perspektywy badawcze. VII Warsztaty Geomorfologii Strukturalnej*. Chęciny, 26-28.09.2019. Uniw. J. Kochanowskiego w Kielcach, Kielce: 138-140.
- Urban J. 2008. *Kras gipsowy w Nadnidziańskim i Szanieckim Parku Krajobrazowym*. O.P. Apla, Kielce, 88 ss.
- Urban J., Chwalik-Borowiec A., Kasza A., Gubała J. 2012. Przyroda nieożywiona – Jaskinie i stanowiska krasowe. W: Świercz A., (red.), *Monografia Nadnidziańskiego Parku Krajobrazowego*. Uniw. J. Kochanowskiego w Kielcach, Kielce: 82-121.

Pierścienice (Annelida) wód podziemnych Krakowa

Annelids in subterranean waters of the Kraków city

Elżbieta Dumnicka

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

Rozpoczęte w 2019 r. badania fauny bezkręgowców krakowskich studni miejskich (Dumnicka, Galas 2019) były kontynuowane również w tym roku. W czerwcu i na początku lipca przebadano 30 studni, a w poprzednim roku próby zebrano z 60 obiektów w dwóch terminach: wiosenno-letnim (23.04-23.07) i jesiennym (18.09-05.11).

Próby fauny pobierano filtrując 100 litrów wody przez siatkę planktonową o średnicy oczek 50 µm. Z zagęszczonej próby bezkręgowce wybierano na żywo używając mikroskopu stereoskopowego (powiększenie 10x), następnie okazy zakonserwowano i całe osobniki pierścienic umieszczono w trwałych preparatach mikroskopowych.

Spośród 90 przebadanych studni obecność tej grupy bezkręgowców stwierdzono tylko w 16 obiektach (17,7%). Najczęściej znajdowano taksony z rodziny wazonkowców (Enchytraeidae) żyjące w glebie. Były to: młodociane osobniki, których nie można oznaczyć do gatunku – znalezione w sześciu studniach; rodzaj *Enchytraeus* oraz pospolity gatunek: *Enchytraeus buchholzi* – każdy w dwu studniach oraz *Achaeta* sp. juv. i ziemno-wodny gatunek *Marionina argentea* – tylko w jednej studni każdy. Typowo wodna fauna była reprezentowana przez stygobiontyczny rodzaj *Trichodrilus*: młodociane osobniki stwierdzono w trzech studniach a dojrzałe okazy *Trichodrilus cernosvitovi* tylko w jednej. Ponadto w dwu studniach znaleziono przedstawicieli rodzaju *Aelosoma*, przez niektórych systematyków zaliczanego do wieloszczetów (Polychaeta) (Fauna Europaea, Timm 2009) przez innych do grupy pierścienic o niepewnej przynależności systematycznej (Annelida incertae sedis) (WoRMS).

Obecność glebowych gatunków wazonkowców (Enchytraeidae) w wodach podziemnych różnych typów jest zjawiskiem częstym (Dumnicka i in. 2020), spotykane są one nawet w głębokich, wierconych studniach np. w Badonii (Hahn, Fuchs 2009). Ponadto w studniach nierzadko występują gatunki typowe dla wód powierzchniowych. Z tej grupy znaleziono jedynie bardzo drobne (poniżej 0,5 mm długości) osobniki z rodzaju *Aelosoma*, nie stwierdzono natomiast obecności przedstawicieli rodzin Tubificidae (rureczniki) czy Naididae. Brak przedstawicieli tych typowo wodnych rodzin pierścienic nawet w studniach położonych w pobliżu Wisły a także innych cieków (Białucha, Drwinka) może świadczyć o izolacji poziomów wodonośnych od wód koryt rzecznych.

Większość znalezionych gatunków rozmnaża się w wodach podziemnych Krakowa, o czym świadczy obecność osobników w różnym stadium cyklu życiowego (od świeżo wylęgłych do dojrzałych płciowo). U niektórych okazów należących do stygobiontycznego rodzaju *Trichodrilus* nie zaobserwowano rozwiniętych narządów rozrodczych, mimo że osiągnęły one rozmiary dojrzałych osobników (długość 5-6 mm, liczba segmentów 60-65). Być może mała ilość pokarmu opóźnia dojrzewanie, lub są to osobniki, które po złożeniu jaj zresorbowały układ rozrodczy, co jest procesem powszechnym u tej grupy bezkręgowców.

Badania fauny wód podziemnych terenów miejskich zostały podjęte ostatnio nie tylko w Krakowie (Koch i in. 2020), co pozwoli na określenie różnorodności i zmian składu fauny bezkręgowców w siedlisku będącym pod silnym wpływem działalności człowieka.

Literatura

- Dumnicka E., Galas J. 2019. Wstępne wyniki badań fauny krakowskich studni miejskich. *Materiały 53 Sympozjum Speleologicznego, Szczawnica 10-13.10.2019*. Sekcja Speleologiczna PTP im. Kopernika, Kraków: 35–36.
- Dumnicka E., Galas J., Krodziewska M., Pocięcha A. 2020. The diversity of annelids in subterranean waters: a case study from Poland. *Knowl. Manag. Aquat. Ecosyst.* 421: 16
- Hahn H.J., Fuchs J. 2009. Distribution patterns of groundwater communities across aquifer types in southwestern Germany. *Freshwater Biology* 54: 848–860.

Koch F., Menberg K., Schweikert S., Spengler C., Hahn H.J., Blum Ph. 2020. Groundwater fauna in an urban area: natural or affected? Preprint: <https://doi.org/10.5194/hess-2020-151>

Timm T. 2009. A guide to the freshwater Oligochaeta and Polychaeta of Northern and Central Europe. *Lauterbornia*, 66: 1 – 235.

Fauna Europaea <http://www.faunaeur.org> (accessed 28.09.2020)

WoRMS World Register of Marine Species <http://www.marinespecies.org> (accessed 28.09.2020).

Profesor Joachim ‘Achim’ Szulc (1954–2020)

Professor Joachim ‘Achim’ Szulc (1954–2020)

Michał Gradziński

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

W zimowy dzień 29 stycznia 2020 r. odszedł niespodziewanie, będąc w pełni sił twórczych, prof. dr hab. Joachim ‘Achim’ Szulc (ur. 01. maja 1954 r.), przewodniczący Sekcji Speleologicznej PTP im. Kopernika od 2017 r.

Prof. Joachim Szulc przez całe życie zawodowe był związany z Instytutem Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego. Ukończył tam studia magisterskie z geologii w 1980 r. po uprzednim (w 1977 r.) ukończeniu na UJ studiów magisterskich z geografii. Pracę doktorską zatytułowaną: „Sedymentacja martwic wapiennych Polski południowej” przygotowaną pod kierunkiem prof. dr. hab. R. Gradzińskiego obronił w 1984 r. Stopień doktora habilitowanego uzyskał w 2001 r., a tytuł profesora w 2008 r.



Wszechstronne zainteresowania badawcze prof. Joachim Szulca koncentrowały się wokół problematyki sedymentacji osadów węglanowych i jej biologicznych, gechemicznych i tektonicznych uwarunkowań. Prowadzone badania obejmowały szerokie spektrum środowisk od różnorodnych środowisk kontynentalnych do otwartego morza i dotyczyły osadów różnego wieku od dewonu do utworów współczesnych. Szczególne miejsce w badaniach prof. Szulca zajmowała problematyka triasowa, a zwłaszcza wielopłaszczyznowa rekonstrukcja triasowej ewolucji basenów alpejskich i basenu germańskiego, a w ostatnich latach również sedymentacja kontynentalnych osadów kajpru basenu germańskiego.

Prof. Joachim Szulc utrzymywał ożywioną i owocną współpracę z zagranicznymi badaczami. W latach 1993–1995 był laureatem prestiżowego stypendium fundacji Alexandra von Humboldta.

Poczesne miejsce w badaniach prof. Joachima Szulca zajmowały zagadnienia bezpośrednio lub pośrednio związane ze zjawiskami krasowymi. Badania sedymentologiczne martwic wapiennych będące przedmiotem jego rozprawy doktorskiej kontynuował w interdyscyplinarnym zespole aplikując nowatorskie wówczas metody datowania radiowęglowego i analizy izotopów trwałych węgla i tlenu. Dzięki takiemu podejściu uzyskano jedno z pierwszych precyzyjnych zapisów zmian paleośrodowiskowych holocenu w Polsce. Wyniki tych badań zostały opublikowane w renomowanych czasopismach (*Radiocarbon* i *Quaternary Research*) w 1988 r., czyli w czasie gdy niewielu polskich badaczy publikowało w tej rangi czasopismach. Efektem dalszych badań słodkowodnych węglanów przyźródłowych były studia permskiej martwicy karniowickiej, triasowego wapienia woźnickiego oraz mikrobiologicznych aspektów wzrostu współczesnych naskalnych stromatolitów martwicowych. Wyniki także tych badań zostały opublikowane w renomowanych wydawnictwach zagranicznych. Przedmiotem zainteresowania prof. Szulca było także wewnętrzne zróżnicowanie nacieków jaskiniowych i czynniki je warunkujące. W ostatnich latach zajmował się również badaniem neogeńskiego krasu kopalnego w rejonie opolskim. Warto dodać, że spośród 43 magistrów wypromowanych przez prof. Szulca wielu (wśród nich także piszący te słowa) przygotowywało swoje prace z tematyki dotyczącej geologii krasu.

Prof. Joachim Szulc wielokrotnie brał czynny udział w Sympozjach Speleologicznych, wygłaszając referaty. W ramach sympozjów prowadził i współprowadził także sesje terenowe poświęcone martwicom wapiennym (1985 r. – Dolina Racławki; 1999 r. – Łaski koło Olkusza),

naciekom typu mleka wapiennego (1997 r.) i kopalnemu krasowi rejonu opolskiego (2012 r.). Był również głównym organizatorem 46. Sympozjum Speleologicznego na Górze św. Anny w 2012 r.

Prof. Joachim Szulc brał bardzo czynny udział w życiu naukowym pełniąc różnorakie funkcje, m.in. był dyrektorem Instytutu Nauk Geologicznych UJ (2008–2016), członkiem Senatu Uniwersytetu Jagiellońskiego (od 2017 r.), przewodniczącym Rady Naukowej Państwowego Instytutu Geologicznego-Państwowego Instytutu Badawczego (od 2019 r.), członkiem Komitetu Nauk Geologicznych PAN (2012–2016), Rady Naukowej ING PAN (2012–2016), przewodniczącym Oddziału Krakowskiego Polskiego Towarzystwa Geologicznego i członkiem Zarządu Głównego tego Towarzystwa (od 2008 r.). Pełnił także funkcje przewodniczącego Rady Redakcyjnej *Annales Societatis Geologorum Poloniae* (od 2015 r.) i członka komitetu redakcyjnego *Geological Quarterly*.

Zajęcia dydaktyczne prof. Joachima Szulca były doceniane przez studentów, gdyż on posiadał on nieczęstą cechę przystępnego przedstawiania trudnych zagadnień. Prowadził wiele różnorodnych kursów, w tym autorski wykład „geologia win” cieszący się olbrzymią popularnością, nie tylko wśród studentów.

Niewątpliwie prof. Joachim Szulc był wybitnym naukowcem o wielokierunkowych zainteresowaniach. Był także człowiekiem o zdecydowanych, jednoznacznych poglądach, z którymi można się było nie zgadzać, ale nie można było ich nie zauważać i ignorować. Jestem pewien, że wszyscy, którzy mieli możliwość i szczęście poznać Achima (jak sam kiedyś napisał do uczestników 52. Sympozjum Speleologicznego „naszego Achima”) i współpracować z nim zapamiętają go jako utalentowanego, wszechstronnego badacza, człowieka szczerze oddanego swoim pasjom i niezwykle wyrazistą osobowość.

Wybrane publikacje prof. Joachima Szulca dotyczące zagadnień geologii krasu

- Szulc J. 1983. Geneza i klasyfikacja wapiennych osadów martwicowych. *Przegl. Geol.* 31: 231–237.
- Pazdur A., Pazdur M. F., Szulc J. 1988. Dating of Holocene calcareous tufa in southern Poland. *Radiocarbon* 30: 133–152.
- Pazdur A., Pazdur M. F., Starkel L., Szulc J. 1988. Stable isotopes of Holocene tufa in southern Poland as paleoclimatic indicators. *Quatern. Res.* 30: 177–189.
- Szulc J., Cwizewicz M. 1989. The Lower Permian freshwater carbonates of the Slawkow Graben, southern Poland. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 70: 107–120.
- Szulc J., Smyk B. 1994. Bacterially controlled calcification of freshwater *Schizotrix*-stromatolites: an example from the Pieniny Mts., Southern Poland. W: Bertrand-Sarfati J., Monty C. (red.), *Phanerozoic Stromatolites II*. Kluwer Academic Publ., Dordrecht: 31–51.
- Gradziński M., Rospondek M., Szulc J. 1997. Paleoenvironmental controls and microfacies variability of the flowstone cover from Zvoniva Cave in the Slovakian Karst. *Slovak Geol. Magazine* 3: 299–313.
- Gradziński M., Rospondek M., Szulc J. 1997. Environmental controls of origin of the annually varved calcite speleothems. W: Jeannin P.-Y. (red.), *Proc. of the 12th Intern. Congr. of Speleol. vol. 1*. Intern. Union of Speleol., Basel: 81–84.
- Gradziński M., Szulc J., Smyk B. 1997. Microbial agents of moonmilk calcification. W: Jeannin P.-Y. (red.), *Proc. of the 12th Intern. Congr. of Speleol. vol. 1*. Intern. Union of Speleol., Basel: 275–278.
- Gradziński M., Szulc J., Motyka J., Stworzewicz E., Tyc A. 2001. Travertine mound and cave in a village of Laski, Silesian-Cracow Upland. *Ann. Soc. Geol. Pol.* 71: 115–123.
- Szulc J., Gradziński M., Lewandowska A., Heunisch C. 2006. The Upper Triassic limestones in Upper Silesia (southern Poland) and their paleoenvironmental context. W: Alonso-Zarza A.M., Tanner L.H. (red.), *Paleoenvironmental Record and Applications of Calcretes and Palustrine Carbonates*. *Geol. Soc. of America, Special Paper* 416: 133–151.
- Stworzewicz E., Szulc J., Pokryszko B. 2009. Late Paleozoic continental gastropods from Poland: systematic, evolutionary and paleoecological approach. *Journ. of Paleont.* 83: 938–944.
- Worobiec E., Szulc J. 2010. A Middle Miocene palynoflora from sink hole deposits from Upper Silesia, Poland and its paleoenvironmental context. *Rev. of Palaeobot. and Palynology* 163: 1–10.
- Szulc J., Worobiec E. 2012. Neogene karst sinkhole and its deposits from Góraždze Quarry, Upper Silesia – archive for paleoenvironmental reconstructions. *Ann. Soc. Geol. Pol.* 82: 371–385.

Wiek i analiza pyłkowa lodu jaskiniowego, Dobšinská ľadová jaskyňa (Słowacja)

Age and pollen analysis of cave ice, Dobšinská ľadová jaskyňa (Slovakia)

Magdalena Jelonek¹, Ján Zelinka², Michał Gradziński¹, Jacek Madeja³,
Andrea Pereswiet-Soltan⁴

¹ Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul. Gronostajowa 3A, 30-387 Kraków, Poland;
e-mail: magdalena.lata@doctoral.uj.edu.pl (MJ), michal.gradzinski@uj.edu.pl (MG)

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

³ Instytut Botaniki, Uniwersytet Jagielloński, ul. Gronostajowa 3, 30-387 Kraków, Poland;
e-mail: jacek.madeja@uj.edu.pl

⁴ Institute of Systematics and Evolution of Animals, Polish Academy of Sciences, Ślawkowska 17, 31-016 Kraków, Poland;
e-mail: pereswiet_soltan@yahoo.it

Dobszyńska Jaskinia Lodowa (słow. Dobšinská ľadová jaskyňa) jest jedną z najokazalszych jaskiń lodowych na świecie. Powstała w wapieniach środkowego triasu w wyniku podziemnego przepływu potoku Hnilec. Jest częścią rozległego systemu Jaskini Strateńskej. W czwartorzędzie jaskinie te zostały oddzielone przez zawalenie się stropu (zapadlisko Duča). Miało to istotny wpływ na warunki cyrkulacji powietrza, a tym samym na tworzenie się lodu w Dobszyńskiej Jaskini Lodowej. Objętość lodu w jaskini szacuje się na ponad 110 tys. m³ (Bella 2007; Bella, Zelinka 2018). Lód jaskiniowy może być źródłem cennych informacji o przeszłości, ponieważ rejestruje zmiany środowiskowe i klimatyczne późnego holocenu.

Celem badań jest interpretacja wieku lodu, przyrostu masy lodu i rekonstrukcja szaty roślinnej na podstawie analizy ziaren pyłku zachowanych w poszczególnych warstwach lodu. Z profilu lodowego o miąższości około 12 m pobrano dziesięć próbek organicznych (szczątki nietoperzy), zachowanych w różnych warstwach lodu (ryc. 1). Szczątki zostały datowane metodą radiowęglową z wykorzystaniem techniki AMS. Uzyskane dane wskazały, że wiek najstarszego materiału organicznego to 1385 ± 30 lat BP (605–676 AD). Potwierdza to wcześniejsze interpretacje, że lód w jaskini tworzył się na przełomie ciemnych wieków (Dark Ages Period) oraz średniowiecznego optimum klimatycznego (Medieval Warm Period) (Gradziński i in. 2016). Analiza modelu wiek-głębokość wykazała, że tempo przyrostu lodu było wyższe podczas małej epoki lodowej (Little Ice Age).

Na podstawie zachowanych kości ramiennych, żuchw oraz czaszek, szczątki nietoperzy oznaczono do czterech gatunków: *Eptesicus nilssonii*, *Myotis brandtii*, *Myotis mystacinus* i prawdopodobnie, z uwagi na niewielkie rozmiary – *Myotis alcaethoe*. Zidentyfikowane osobniki *E. nilssonii* wystąpiły w zbliżonych wiekowo warstwach (1200–1400 AD), natomiast *Myotis brandtii* i *M. mystacinus* w warstwach różnego wieku. Wszystkie zidentyfikowane gatunki występują w jaskini podczas hibernacji zimowej również obecnie (Obuch 2012), preferując chłodne jaskinie.

Odpowiednio przygotowany materiał do analizy pyłkowej został poddany analizie ilościowej i jakościowej. Badania te potwierdziły obecność ziaren pyłku w lodzie jaskiniowym. Zidentyfikowano ziarna pyłku roślin drzew i krzewów, m.in. *Pinus*, *Picea*, *Abies*, *Alnus*, *Betula*, *Fagus*, *Quercus*, *Corylus*, a także roślin zielnych, m.in. *Plantago*, *Artemisia*, *Poaceae*, *Apiaceae*, *Asteraceae*, *Cichoriaceae*. Zaobserwowano spadek udziału *Alnus* oraz wzrost udziału *Poaceae* na przestrzeni 1300 lat. Może to świadczyć



Ryc. 1. Dobšinská ľadová jaskyňa, profil lodowy – miejsce pobrania próbek (fot. M. Jelonek)

o zmieniających się warunkach klimatycznych w trakcie powstawania masywu lodowego w jaskini, jak również o wpływie człowieka na środowisko, co potwierdza obecność ziaren pyłku zbóż (*Cerealia*) w ostatnim tysiącleciu. Analiza pyłku zachowanego w poszczególnych warstwach lodu przy określonych ramach czasowych może więc być użytecznym narzędziem rekonstrukcji szaty roślinnej danego regionu, która jest odzwierciedleniem zmian klimatycznych.

Badania prowadzono w ramach realizacji projektu nr 2017/27/N/ST10/02900 finansowanego ze środków Narodowego Centrum Nauki.

Literatura

- Bella P. 2007. Morphology of ice surface in The Dobšiná Ice Cave. *Proc. of the 2 Intern. Workshop On Ice Caves, Demänovská Dolina, 2006*: 15–23.
- Bella P., Zelinka J. 2018. Ice caves in Slovakia. W: Persoiu A., Lauritzen S.E. (red.), *Ice caves*. Elsevier, Amsterdam: 657–689.
- Gradziński M., Hercman H., Pereswiet-Soltan A., Zelinka J., Jelonek M. 2016. Radiocarbon dating of fossil bats from Dobsina Ice Cave (Slovakia) and potential palaeoclimatic implications. *Ann. Soc. Geol. Pol.* 86: 341–350.

Jaskinie Niecki Nidziańskiej – stan poznania

Caves of the Niecka Nidziańska – state of knowledge

Andrzej Kasza¹, Artur Komorowski², Artur Zieliński³

¹ *Speleoklub Świętokrzyski w Kielcach, ul. Żurawia 23, 25-653 Kielce; e-mail: andrzejka@poczta.onet.pl*

² *Stowarzyszenie Speleoklub Beskidzki, Połaniec; e-mail: akomorowski@op.pl*

³ *Instytut Geografii i Nauk o Środowisku Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach, ul. Uniwersytecka 7, 25-406 Kielce; e-mail: artur.zielinski@ujk.edu.pl*

Region jaskiniowy Niecki Nidziańskiej obejmuje głównie obszar występowania skał kredowych i neogeńskich w granicach zdefiniowanych przez Nowaka (1986) z wyłączeniem wychodni skał paleozoicznych i mezozoicznych na północnych krańcach Niecki (Gubała i in. 1998). Kreda wykształcona jest jako osady wapienno-ilasto-krzemionkowe – margle i opoki. Natomiast osady neogeńskie (mioceny) to zróżnicowane strukturalnie i teksturalnie odmiany gipsów a także wapienie litotamniowe i detrytyczne oraz iły i ilowce (Rutkowski 1986).

Ze względu na litologię skał i silnie rozwinięte zjawiska krasowe większość jaskiń położona jest w gipsach neogeńskiej serii ewaporatowej. W obrębie Niecki Nidziańskiej wyróżniono dwa subregiony jaskiniowe (Gubała i in. 1998):

1. włoszczowsko-miechowski obejmujący wychodnie utworów wieku kredowego w zachodniej części niecki,
2. busko-staszowski obejmujący obszary występowania jaskiń w gipsach i wapieniach neogeńskich.

Pierwsze wzmianki o jaskiniach Niecki Nidziańskiej pochodzą z połowy XIX w. i związane są z działalnością ówczesnych geologów na tym terenie. W 1836 r. J. B. Pusch w opisie geologicznym ziem polskich poświęcił zjawiskom krasowym w gipsach osobny rozdział (w tłumaczeniu polskim z 1903 r.: Rozpadliny i jaskinie w gipsie). Wspomina w nich o jaskiniach w Czarkowych, Skotnikach Małych i Dolinie Skorocickiej (Pusch 1903). W tym samym czasie jaskinie Skorocic stanowiły już atrakcję turystyczną dla kuracjuszy buskiego zakładu zdrojowego (Berends 1834).

W drugiej połowie XIX w. i na początku XX w. najbardziej znaną jaskinią regionu pozostawała Jaskinia Skorocicka ze względu na łatwą dostępność, rozmiary i przepływ podziemnego potoku (Wacław 1849, Siemiradzki 1909, Przemyski 1912).

W okresie międzywojennym ukazało się kilka publikacji opisujących poszczególne obiekty krasowe na terenie Niecki Nidziańskiej (Sawicki 1918-1919 – Skorocice, Bronina, Wola Zagojska; Gąsiorowski 1925 – Siesławice). Z tego okresu jedyną publikacją poświęconą bezpośrednio jaskiniom była lista jaskiń Danysz-Fleszarowej (1933) wymieniająca jaskinie ówczesnie dostępne: Jaskinię Skorocicką, Jaskinię w Siesławicach i schronisko w Podwalu oraz jaskinie w Szydłowie i Magierowie.

Po drugiej wojnie światowej ukazały się dwie prace podstawowe dla poznania krasu i jaskiń Niecki Nidziańskiej. Pierwsza z nich to inwentarz K. Kowalskiego (1954), w którym znajdują się opisy i plany 14 jaskiń w gipsach oraz jednej jaskini w wapieniach neogeńskich. Drugie opracowanie to monografia zjawisk krasowych w gipsach Niecki napisana przez J. Flisę (1954) zawierająca szereg istotnych informacji o otworach jaskiń odsłaniających się w powierzchniowych formach krasowych.

Kolejne prace inwentaryzacyjne rozpoczęto dopiero pod koniec lat siedemdziesiątych za sprawą działalności B.W. Wołoszyna, który w rejonie Marzęcina odkrył 4 nowe obiekty jaskiniowe. Dalsze prace prowadzone były w latach 1985-1989 przez B.W. Wołoszyna, K. P. Wołoszyna i S. Wirąskę. Ich efektem była dokumentacja 28 nowych jaskiń w okolicach Skorocic, Aleksandrowa i Siesławic oraz Marzęcina i Skotnik Dolnych (Wołoszyn 1990).

W latach 1996-1998 w ramach programu inwentaryzacji jaskiń Polski wykonano w granicach Niecce Nidziańskiej dokumentację 84 jaskiń i schronisk skalnych. Opisane wówczas jaskinie zostały przedstawione w 1998 r. w inwentarzu „Jaskinie Niecki Nidziańskiej” (Gubała i in. 1998).

Od tamtego czasu, ze względu na duże możliwości eksploracyjne, obszar Niecki Nidziańskiej był w kręgu zainteresowań speleologów pochodzących z różnych części Polski. Oprócz członków Speleoklubu Świętokrzyskiego w Kielcach (Gubała, Chwałik 2003; Gubała, Kasza 2002, 2004a, 2004b) w jaskiniach Niecki działały grupy z Wałbrzyskiego Klubu Górskiego i Jaskiniowego (Wojtoń 2001, 2002, 2004, 2005, 2006), Sopotkiego Klubu Taternictwa Jaskiniowego (Niekludow,

Bartoszewski 2006), Sekcji Tatarnictwa Jaskiniowego Towarzystwa Turystów, Przyrodników i Krajoznawców (Markowiak, Ponikiewski 2004a, 2004b; Ponikiewski 2005), Speleoklubu Beskidzkiego (Komorowski 2002, 2003; Komorowski i in. 2006). Eksploracja obejmowała zarówno tereny już wcześniej znane (Skorocice, Aleksandrów, Siesławice) jak i słabiej spenetrowane (rejon Wiśniówek, Chotla Czerwonego). W kilku przypadkach eksploracja doprowadziła do połączenia sąsiednich obiektów jaskiniowych (Jaskinia Aleksandrowska, Jaskinia na Kontakcie, Jaskinia Wodna w Siesławicach). Największym odkryciem okazała się Jaskinia Nowa w Wiśniówkach o długości 342 m, która otrzymała miano drugiej najdłuższej jaskini Niecki Nidziańskiej (Saganowski, Kotwica 2012). Bardzo ciekawego odkrycia dokonano również w Chotlu Czerwonym-Zagórze, gdzie wyeksplorowano Jaskinię z Jeziorkiem z korytarzami w znacznym stopniu zalanymi wodą o długości 60-70 m (Urban 2008, Chwalik-Borowiec i in. w tym tomie). Większość pozostałych nowo odkrytych jaskiń to przede wszystkim obiekty małe o charakterze schronisk skalnych. Znane są jednak otwory jaskiń, które nie zostały jeszcze wyeksplorowane i udokumentowane.

Obecnie na terenie Niecki Nidziańskiej znanych jest 117 jaskiń o łącznej długości 3291,5 m, z czego 102 jaskinie rozwinięte są w gipsach neogeńskich (długość sumaryczna 3073 m), 14 jaskiń w wapieniach neogeńskich (długość sumaryczna 193 m), zaś 1 jaskinia rozwinięta jest w marglach kredowych (długość 25 m).

Wykaz najdłuższych jaskiń Niecki Nidziańskiej

Lp.	Nazwa jaskini	Długość	Lokalizacja
1	Jaskinia Skorocicka	352 m	Skorocice
2	Jaskinia w Wiśniówkach	342 m	Wiśniówki
3	Jaskinia w Marzęcinie	250 m	Marzęcin
4	Jaskinia Sawickiego	173 m	Bronina
5	Jaskinia Aleksandrowska	163 m	Aleksandrów
6	Jaskinia w Skorocicach u Ujścia Doliny	122 m	Skorocice
7	Jaskinia w Gackach	115 m	Gacki
8	Jaskinia pod Śwecami	106 m	Podmaleniec
9	Pieczara Dzwonów	91 m	Skorocice
10	Jaskinia Stara	86 m	Skorocice

Literatura

- Berends A. 1834 – *Busko i źródła mineralne pod niem się zaniduiące*. Nakł A.E. Glucksberga, Warszawa, 86 ss.
- Danysz-Fleszarowa R. 1933- Spis jaskiń krajowych. *Zabytki Przyr.Nieożyw.* 2: 135-146.
- Flis J. 1954. *Kras gipsowy Niecki Nidziańskiej*. *Prace Geograficzne Inst. Geogr. PAN* 1,-Kraków, 73 ss.
- Gąsiorowski H. 1925. Podziemne jeziorko w krasie gipsowym w Siesławicach jako osobliwość przyrody. *Ochrona Przyr.* 5: 33–37.
- Gubała J., Kasza A., Urban J. 1998. *Jaskinie Niecki Nidziańskiej*. Wyd. Pol. Tow. Przyjaciół Nauk o Ziemi, Warszawa, 173 ss.
- Gubała J., Chwalik A. 2003. Kras gipsowy okolic Łatanic. W: Gradziński M., Szelerewicz M., (red.), *Mat. 37. Symp. Speleol. Wojcieszów*, 24–26.10.2003 r. Sekcja Speleol. Pol. Tow. Przyr. im. M. Kopernika, Kraków: 46-47.
- Gubała J., Kasza A. 2002. System krasowy w gipsach rejonu Marzęcina (Niecka Nidziańska) – stan poznania i perspektywy. W: Gradziński M., Szelerewicz M., Urban J. (red.), *Mat. 36 Symp. Speleol., Pińczów 25-27.10.2002*. Sekcja Speleol. Pol. Tow. Przyr. im. Kopernika, Kraków: 51-52.
- Gubała J., Kasza A. 2004a. Choteleńskie Góry koło Skorocic– kolejny rozpoznany obszar krasowy w gipsach Niecki Nidziańskiej. W: Gradziński M., Szelerewicz M.(red.), *Mat. 38 Symp. Speleol. Zakopane, 7–10.10.2004*. Sekcja Speleol. Pol. Tow. Przyr. im. Kopernika, Kraków: 43-46.
- Gubała J., Kasza A. 2004b. Studnia Prababci Emilii – nowa jaskinia w Dolinie Skorocickiej (Niecka Nidziańska). W: Gradziński M., Szelerewicz M.(red.), *Mat. 38 Symp. Speleol. Zakopane, 7 – 10.10.2004*. Sekcja Speleol. Pol. Tow. Przyr. im. Kopernika, Kraków: 47-48.
- Komorowski A. 2002. Czy Gruszecki się pomylił? Rzecz o jaskiniach w Szydłowie W: Gradziński M., Szelerewicz M., Urban J. (red.), *Mat. 36 Symp. Speleol.,Pińczów 25-27.10.2002*. Sekcja Speleol. Pol. Tow. Przyr. im. Kopernika, Kraków: 51-52.
- Komorowski A. 2003. Rzecz o szydłowskich jaskiniach cz. II. *Kurier Ziemi Szydłowskiej* 2-2003 (22): 22-23

- Komorowski A., Kasza A., Urban J. 2006. Dokumentacja i ochrona obiektów podziemnych Szydłowa. W: Szelerewicz M., Urban J. (red.), *Mat. 40. Symp. Speleol. Sitkówka -Nowiny 20-23.10.2006*. Sekcja Speleol. Pol. Tow. Przyr. im. Kopernika, Kraków: 43-44.
- Kowalski K. 1954. Jaskinie Niecki Nidziańskiej. W: *Jaskinie Polski* t. 3: 125-142. PWN, Warszawa.
- Markowiak A., Ponikiewski A. 2004a. Nowa jaskinia na Ponidziu. *Jaskinie* 3 (36): 25.
- Markowiak A., Ponikiewski A. 2004b. Jaskinia Chotelecka. *Jaskinie* 4 (37): .
- Markowiak A., Ponikiewski A. 2005. Nowe jaskinie na Ponidziu. *Jaskinie* 2 (39): 30-31.
- Niekludow J., Bartoszewski D. 2006. Niecka Nidziańska – drobne odkrycia. *Jaskinie* 1 (42): 32-33.
- Nowak W. 1986. Zjawiska krasowe w Niecce Nidziańskiej. *Studia Ośr. Dokument. Fizjogr.* 14: 87–117.
- Ponikiewski A. 2005. Nowe jaskinie na Ponidziu. *Jaskinie* 3 (40): 28–29.
- Przemyski P. 1912. Jaskinie na Wyżynie Małopolskiej. *Ziemia* 27: 443-444.
- Pusch J.B. 1903. *Geologiczny opis Polski oraz innych krajów na północ od Karpat położonych*. Druk. S. Święckiego, Dąbrowa.
- Rutkowski J. 1986. Budowa geologiczna Niecki Nidziańskiej. *Studia Ośr. Dokument. Fizjogr.* 14: 35-61.
- Saganowski M., Kotwica J. 2012. Jaskinia w Wiśniówkach. *Jaskinie* 4 (69): 26-28.
- Sawicki L. 1918-19. O krasie gipsowym pod Buskiem. *Przegl. Geogr.* 1, 1-2: 306-310.
- Siemiradzki J. 1909. *Geologia ziem polskich, t. 2. Formacje młodsze*. Nakł. Muz. Dzieduszyckich, Lwów, 584 ss.
- Wacław D. 1849. Wspomnienia z podróży po kraju odbytej przez uczniów Instytutu Agronomicznego w Marymoncie w 1848. *Bibl. Warsz.* 1: 221-257, 451-476.
- Wojtoń A. 2001. Nowości z Niecki Nidziańskiej. *Jaskinie* 2 (23): 6.
- Wojtoń A. 2002. Nowe obiekty i zmiany długości – Sudety i Niecka Nidziańska. *Jaskinie*, 2 (27): 5.
- Wojtoń A. 2004. Nowości w gipsach. *Jaskinie* 1 (34): 27-28.
- Wojtoń A. 2005. Jaskinia Żydowska. *Jaskinie*, 1 (38): 23.
- Wojtoń A. 2006. Nowości z gipsów. *Jaskinie*, 3 (44): 32–33.
- Wołoszyn B.W. 1990 – Jaskinie Zespołu Parków Krajobrazowych Ponidzia. *Studia Ośr. Dokument. Fizjogr.* 18: 275-341.
- Zieliński A., Komorowski A., Łyskowski M., Mazurkiewicz E., Gajek G., 2016, Nowo odkryta jaskinia w Podmałęczu koło Staszowa. W: Urban J. (red.), *Mat. 50. Symp. Speleol., Kielce-Chęciny 20-23.10.2016*. Sekcja Speleol. Pol. Tow. Przyr. im. Kopernika, Kraków: 165-166.

Chrząszcze kusakowate (Staphylinidae) z jaskiń Wyżyny Częstochowskiej

The rove beetles (Staphylinidae) from caves of the Częstochowa Upland

Joanna Kocot-Zalewska¹, Andrzej Melke²

¹ Muzeum Górnośląskie w Bytomiu. Dział Przyrody. Pl. Jana III Sobieskiego 2 41-902 Bytom;
e-mail: joannakocotzalewska@gmail.com

² Akademia Pomorska w Słupsku, Instytut Biologii i Nauk o Ziemi, ul. Arciszewskiego 22B 76-200 Słupsk

Chrząszcze tworzą najliczniejszy rząd stawonogów na świecie, z ponad 400 tysiącami opisanych gatunków. Wśród nich jedną z liczniejszych rodzin stanowią kusakowate – Staphylinidae. Ze względu na olbrzymią różnorodność gatunkową oraz predyspozycje do zamieszkiwania różnych typów środowisk, wiele z nich skolonizowało ekosystemy podziemne. Nie stanowią w jaskiniach elementu dominującego, jak biegaczowate (Carabidae) czy grzybinkowate (Leiodidae), jednak około 1% znanych gatunków chrząszczy jaskiniowych to właśnie kusakowate (Moldovan 2012). Najwięcej opisanych gatunków z tej rodziny zamieszkujących środowiska podziemne znanych jest z regionu śródziemnomorskiego – Maroka, Algierii, Włoch, Hiszpanii (Moldovan 2012), ale spotykane są także w jaskiniach klimatu umiarkowanego (Zaenker i in. 2018; Østbye, Lauritzen 2013; Růžicka i in. 2016). Większość stwierdzanych gatunków to troglofile, niewiele jest gatunków troglobiontycznych (Moldovan 2012).

Badania nad chrząszczami kusakowatymi z jaskiń Wyżyny Częstochowskiej prowadzono w latach 2014-2017 (w ramach realizacji większego projektu). Materiał odławiano do pułapek typu Barbera z 30 % glikolem propylenowym jako środkiem konserwującym. Miejsca odłowu były stałe, znajdowały się w wyznaczonych punktach w każdej z sześciu badanych jaskiń: W Zielonej Górze, Towarnej, Pod Sokolą Górą, Kroczyckiej, Zegar i Psiej.

W efekcie przeprowadzonych badań stwierdzono 43 gatunki chrząszczy kusakowatych. Najliczniej reprezentowanymi gatunkami były: *Quedius mesomelinus mesomelinus* (Marsham, 1802), *Omalium caesum* Gravenhorst, 1806 i *Atheta sodalis* (Erichson, 1837). Chrząszcze zostały zbadane pod kątem wierności, podobieństwa faunistycznego pomiędzy badanymi jaskiniami oraz różnymi regionami jaskiniowymi Europy środkowej, a także poddane analizie fenologicznej i chorologicznej.

Literatura:

- Moldovan E., 2012. Beetles. W: White W.B., Culver D.C (red.): *Encyclopedia of caves*. Academic Press: 96-107.
- Zaenker S., Weber D., Weigand A. 2018. Liste der cavernicolen Tierarten Deutschlands mit Einschluss der Grundwasserfauna (Version 1.5) - <https://www.hoehlentier.de/taxa.pdf>; Stand vom 08.12.2018
- Østbye E., Lauritzen S-E. 2013. A checklist of invertebrates from Norwegian caves and mines. *Fauna Norvegica* 33: 35-51.
- Růžicka V., Mlejnek R., Juříčková L., Tajovský K., Šmilauer P., Zajíček P., 2016. Invertebrates of the Macocha Abyss (Moravian Karst, Czech Republic). *Acta Carsologica* 45/1: 71–84.

Wstępne badania widłonogów (Cyclopoida) w jaskiniach Niecki Nidziańskiej

Preliminary study of Cyclopoida in caves of the Niecka Nidziońska (Nida Basin)

Jarosław Kur

Instytut Ochrony Przyrody Polskiej Akademii Nauk, al. Adama Mickiewicza 33, 31-120 Kraków;
e-mail: jarek.kur@gmail.com

Cyclopoida (oczlikowce) występują powszechnie we wszystkich środowiskach wodnych. W skład zespołów podziemnych wchodzi zarówno gatunki stygobiontyczne, jak i typowe dla wód powierzchniowych (Gebruk 2002). Pipan (2005) stwierdziła, że widłonogi występujące na terenach krasowych tworzą odrębną zoocenozę, specyficzną i różną o d typowych zoocenoz terenów niekrasowych. W Europie zmiany klimatyczne wywarły wpływ na zasięg występowania poszczególnych gatunków. Rozmieszczenie widłonogów i kolejne zasiedlania są związane z miejscami ustępowania lądolodu oraz tworzących się połączeń wód postglacjalnych. Ochłodzenie klimatu w czasie ostatniej epoki lodowcowej miało letalny wpływ na występowanie dużej liczby zwierząt, również gatunków stygobiontycznych (Botosaneanu, Holsinger 1991).

Dla celów badawczych woda pobierana była z Jaskini w Siesławicach oraz w Skorocicach w Jaskini u Ujścia Doliny. Pierwsza z nich to zespół jezierek częściowo podziemnych w krasie gipsowym stanowiących wypełnione wodą niewielkie zagłębienia skalne. Kolejne miejsce badań to zespoły wyeksponowanych gipsowych ostańców skalnych, poniżej których przepływa woda (Gubała i in. 1998, Urban i in. 2012). Warto dodać, iż stanowiska w Skorocicach i Siesławicach charakteryzowały się wyraźnie wyższą przewodnością elektrolityczną wody w stosunku do innych stanowisk podziemnych na terenie Polski.

Znalezione gatunki to *Acanthocyclops robustus* (Sars GO, 1863) *Cyclops vicinus* Uljanin, 1875, *Diacyclops abyssicola* (Lilljeborg, 1901), *Diacyclops crassicaudis* (Sars GO, 1863), *Megacyclops viridis* (Jurine, 1820), *Thermocyclops crassus* (Fischer, 1853), *Paracyclops poppei* (Rehberg, 1880) w Skorocicach oraz *Acanthocyclops venustus* (Norman & Scott 1906) w Siesławicach (Kur 2012).

Interesującym wynikiem jest to, że w Skorocicach znaleziono największą liczbę gatunków w porównaniu do innych stanowisk z wód podziemnych w Polsce, biorąc pod uwagę bioróżnorodność widłonogów na jednym stanowisku (Kur 2012).

Osobniki zebrane ze stanowiska Siesławice zostały zaklasyfikowane do gatunku *Acanthocyclops venustus*. Dane były sprawdzane dla 9 osobników. Zanotowano drobne rozbieżności w stosunku do opisu zaproponowanego przez Einsle (1992). Konkludując, osobniki wymagają dodatkowej analizy i dokładnego oznaczenia przynależności taksonomicznej.

Analizy filogenetyczne w tej grupie systematycznej są dopiero rozwijającą się dziedziną. Analiza przy pomocy bazy danych NCBI (National Center of Biotechnology Information) <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/> przy użyciu interfejsu Entrez pokazała, iż w bazie danych nie istniała opublikowana sekwencja CO1 dla gatunku *Acanthocyclops venustus*. Z kilku sekwencji z widłonogów pobranych w Skorocicach wytypowano jedną najbardziej reprezentatywną w celu znalezienia 50 najbardziej podobnych sekwencji w bazie NCBI (algorytm BLAST). Niestety brakowało sekwencji porównawczych do badań filogenetycznych w tej grupie systematycznej.

Dalsze badania wymagają udoskonalenia metodycznej pracy z materiałem genetycznym. Wyzwaniem było to, iż nie uzyskiwano sekwencji z osobnika po oznaczeniu taksonomicznym, co staje się aktualnie standardem dla „większych skorupiaków”. Obserwacja i oznaczanie pod mikroskopem prawdopodobnie prowadzi do degradacji materiału genetycznego w przypadku „drobnych skorupiaków”.

Literatura

- Botosaneanu L., Holsinger J.R. 1991. Some aspects concerning colonization of the subterranean realm – especially of subterranean waters: a response to Rouch & Danielopol, 1997. *Stygologia* 6, 1: 11-39.
- Einsle U. 1992. Nordamerikanische Arten der Gattungen Eucyclops und Acanthocyclops (Crustacea, Copepoda) aus alten Proben der Sammlung F. Kiefer. *Andrias* 9: 195–210.
- Gebruk A. (red.) 2002. Biology of Hydrothermal Systems. *Russian Journal of Marine Biology* 30, 6: 429-431.

- Gubała J., Kasza A., Urban J. 1998. *Jaskinie Niecki Niedziańskiej*. Pol. Tow. Przyj. Nauk o Ziemi, Warszawa, 173 ss.
- Kur J. 2012. *Zmienność populacyjna widłonogów Copepoda w wodach podziemnych południowej Polski* (praca doktorska – manuskrypt). Arch. Inst. Ochr. Przyr. PAN, Kraków, 127 ss.
- Pipan T. 2005. *Epikrast - a promising habitat*. SRA (Slovenian Research Agency). Ljubljana.
- Urban J., Chwalik-Borowiec A., Kasza A., Gubała J. 2012. Jaskinie i stanowiska krasowe. W: Świercz A. (red.), *Monografia Nadnidziańskiego Parku Krajobrazowego*. Uniw. J. Kochanowskiego w Kielcach, Kielce: 82-121.
- Wojtoń A. 2001. Nowości z Niecki Nidziańskiej. *Jaskinie* 2 (23): 6.

Ostatni euroazjatycki likaon – unikalny zapis faunistyczny ze stanowiska Draby 3 (Wyżyna Wieluńska, południowa Polska).

The latest Eurasian lycaon - a unique faunistic record from the Draby 3 site (Wieluńska Upland, southern Poland).

Adrian Marciszak

Zakład Paleozoologii, Instytut Biologii Środowiskowej, Wydział Nauk Biologicznych, Uniwersytet Wrocławski, ul. Sienkiewicza 21, 50-335 Wrocław; email: adrian.marciszak@uwr.edu.pl

Góra Draby, a w zasadzie kompleks dziewięciu położonych w pobliżu siebie stanowisk, stanowi unikatowy zapis historii polskiej fauny, szczególnie ssaków drapieżnych (Głazek i in. 1976, 1977; Szynkiewicz 1993). Wyjątkowość tego znaleziska polega na tym, iż jak do tej pory jest to jedyne stanowisko datowane na okres interglacjału mazowieckiego (MIS 11), z wyjątkiem Drabów 1, które reprezentują faunę plioceńską. Wszystkie pozostałe są do siebie zbliżone wiekiem i charakteryzowane przez podobny skład faunistyczny.

Wśród nich wyróżniają się Draby 3, gdzie znaleziono najbogatszy materiał ssaków drapieżnych, reprezentowany przez 13 gatunków. Unikatowość tego zespołu polega na współwystępowaniu starych form takich jak likaon euroazjatycki *Lycaon lycaonoides* (Kretzoi, 1938), kot szablozębny *Homotherium latidens* (Owen, 1846) czy jaguar euroazjatycki *Panthera gombaszoegensis* (Kretzoi, 1938) z gatunkami, które pojawiły się w Europie około 0,9-0,8 mln lat temu jak lew stepowy *Panthera spelaea fossilis* (von Reichenau, 1906) czy hiena jaskiniowa *Crocota crocuta* ssp. Pojawienie się tych dwóch dużych, socjalnych drapieżników było jednym z decydujących czynników w procesie zaniku i ostatecznego wyginięcia form dużych drapieżnych, reprezentujących tzw. starą faunę, obecną już w przypadku niektórych gatunków od około 2,5 mln lat temu. Proces ten nosi nazwę „rewolucji środkowoplejstoceńskiej (MRP, z ang. Middle Pleistocene Revolution) i miał miejsce pomiędzy 0,9 a 0,4 mln lat temu. W tym kontekście Draby 3 ilustrują ostatni akord starej fauny nie tylko w Centralnej ale i w całej Europie.

Wśród tego bogactwa gatunków szczególną uwagę zwraca para dużych psowatych: likaon i wilk (ryc. 1). Dla likaona jest to pierwsze stwierdzenie z terenu Polski i jednocześnie jedno z najmłodszych, reliktowych stwierdzeń w ogóle. Ta para dużych psów, których współistnienie było udokumentowane w zapisie kopalnym od już około 2,2 mln lat. Dominującym był wielki, masywny likaon euroazjatycki, który rozmiarami był równy lub przerastał współczesne największe wilki. Odznaczał się krótkimi, szerokimi szczękami i potężnym, druzgocącym kości uzębieniem. Swoim trybem życia i polowania był zbliżony do dzisiejszego likaona, gdzie długie, smukłe nogi zapewniały możliwość długich, wytrwałych pościgów, w wyniku których wymęczone ofiary były następnie patroszone i pożerane w szybkim tempie. Jednak większe rozmiary i masywniejsza budowa umożliwiały polowanie na znacznie większe ofiary a dodatkowo wpływały pozytywnie na konkurencję z innymi drapieżnikami. Z tym potężnym likaonem współwystępował mały wilk mosbachski *Canis lupus mosbachensis*, który smukłą budową i niewielkimi rozmiarami był niemal identyczny ze współczesnym wilkiem arabskim czy indyjskim. Znacznie łatwiej adaptował się do zmieniających się warunków, jednak przez około 1,5 mln lat był niejako w cieniu dominującego likaona. Układ ten bardzo przypominał chociażby ten znany dzisiaj z Ameryki Północnej i relacje wilka i kojota. Relacja likaon-cyjon jest trudna do rekonstrukcji, natomiast likaon z pewnością wpływał negatywnie na populację wilka. Znacznie liczniejszy, ale i mniejszy wilk mógł być aktywnie zabijany i odpędzany od zdobyczy przez likaona. Znaleziska z Drabów 3 są jednak inne i reprezentują najprawdopodobniej form pośrednią pomiędzy wilkiem mosbachskim a pierwszym, prawdziwym wilkiem.

Taki stan rzeczy trwał do około 900 tys. lat temu, kiedy to do Europy wchodzi dwa nowe, socjalne i inteligentne drapieżniki o afrykańskim rodowodzie, które doprowadzają w przeciągu następnego 0,5 mln lat do całkowitej przebudowy fauny ssaków drapieżnych. Jako pierwsza pojawia się hiena jaskiniowa, która w szybkim tempie doprowadza do wyginięcia około 700 tys. lat temu hieny krótkopyskiej. Krótko po niej pojawia się ogromny lew stepowy, największy kiedykolwiek żyjący kot na Ziemi. Wielki jak krowa, masywny jak niedźwiedź (jego samce mogły osiągać niebotyczną masę

600 kg) całkowicie zdominował europejską teriofaunę. Lew w krótkim czasie doprowadził do drastycznego spadku liczebności i prawie całkowitego zaniku kota szablozębnego *Homotherium*. Co ciekawe, przetrwał on w rejonie Morza Północnego aż do około 26 tys. lat, jednak jako zupełna rzadkość i nieliczący się w element faunistyczny. Jak by tego było mało, jest to również czas pojawienia się pierwszych, aszelskich łowców w Europie.



Ryc. 1. Przypuszczalna scena relacji likaon-wilk w pobliżu stanowiska Draby 3 w okresie MIS 11. W tym czasie likaon był już gatunkiem niemal całkowicie zanikłym a przewaga wilków była coraz bardziej dostrzegalna (rys. Wiktoria Gornig).

Okres ten to również czas dynamicznych zmian klimatycznych i rozległych zlodowaceń. Zlodowacenie pokryło znaczny obszar Europy w tym niemal cały teren Polski, opierając się na łuku Sudetów i Karpat. Przed tym zlodowaceniem likaon był szeroko rozpowszechniony na terenie większości Europy, natomiast po jego zaistnieniu obecność tego gatunku była notowana tylko na pojedynczych stanowiskach. Prawdopodobnie w okresie MIS 12 wpływ ostrego klimatu, przebudowy fauny kopytnych a przede wszystkim wzrastającej konkurencji ze strony hieny jaskiniowej i lwa stepowego spowodowała, że liczebność i zasięg likaona uległ drastycznemu ograniczeniu. To spowodowało, że krucha równowaga pomiędzy drapieżnikami została zaburzona i pewien krytyczny punkt w relacji likaon-wilk został przekroczony. Prawdopodobnie pomiędzy 450 a 400 tys. lat likaon był już zbyt rzadki, by stanowić realną konkurencję i czynnik limitujący dla wilka. Jest to również czas, kiedy likaon całkowicie zanika w Eurazji i jego szczątki ze stanowisk młodszych niż 400 tys. lat są nieznane. Od kiedy tylko w euroazjatyckiej przyrodzie zanika likaon, obserwujemy gwałtowny wzrost liczebności i wielkości wilka.

Literatura

- Głazek J., Sulimski A., Szyrkiewicz A., Wysoczański-Minkowicz T. 1976. Middle Pleistocene karst deposits with *Ursus spelaeus* at Draby near Działoszyn, Central Poland. *Acta Geol. Pol.* 26: 451-466.
- Głazek J., Sulimski A., Szyrkiewicz A., Wysoczański-Minkowicz T. 1977. Kopalny kras ze środkowoplejstoczeńskimi kręgowcami w Drabach koło Działoszyna. *Kras i Speleologia* 1: 42-58.
- Szyrkiewicz A. 1993. *Rozwój zjawisk krasowych i kopalnych dolin rzecznych między Częstochową, Wieluniem a Bełchatowem* (praca doktorska – manuskrypt). Arch. Wyd. Geol. Uniw. Warsz., Warszawa, 280 ss.

Grzyby entomopatogeniczne związane z podziemnymi ekosystemami

Entomopathogenic fungi associated with underground ecosystems

Rafał Ogórek

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

Ekosystemy podziemne są specyficznymi miejscami m.in. z powodu występującej w nich wysokiej wilgotności powietrza, stałej niskiej temperatury, ciemności i małej zasobności materii organicznej (Vanderwolf i in. 2013; Ogórek i in. 2014). Obiekty podziemne bardzo często określa się więc jako ekosystemy heterotroficzne, czyli te niepełne, które nie są samowystarczalne i są pozbawione producentów (Poulson, White 1969). Dlatego także ich flora i fauna jest wyjątkowa (Baryła 2000).

Organizmy zasiedlające ekosystemy podziemne można podzielić na te występujące w ich środowisku lądowym (troglobionty, troglofile i troglokseny) oraz te bytujące w ich środowisku wodnym (stygobionty, stygofile i stygokseny) (Szelerewicz, Górny 1986; Baryła 2000). Jedną z najliczniejszych grup występującą w podziemiach są troglokseny, a typowymi ich przedstawicielami są m.in. motyle (Lepidoptera), muchówki (Diptera), pająki (Araneae) oraz nietoperze (Chiroptera) (Urban i in. 1996). Obecność wyżej wymienionych grup organizmów w podziemiach jest ściśle związana także z występowaniem mikroorganizmów, np. istnieje wiele doniesień, że nietoperze są wektorem wielu gatunków bakterii i grzybów dla ekosystemów podziemnych (Kokurewicz i in. 2016; Ogórek i in. 2016a, 2018; 2020). Z kolei, mało poznany jest temat grzybów, które zasiedlają owady w ekosystemach podziemnych, szczególnie gatunków entomopatogenicznych (Kubátová, Dvorák 2005; Yoder i in. 2009; Grzeszczuk 2015).

Celem pracy była identyfikacja grzybów kolonizujących paśnika jaskiniowego (*Triphosa dubitata*) w Demianowskiej Jaskini Lodowej (słow. Demänovská ľadová jaskyňa) na Słowacji. Dodatkowo uzyskane izolaty grzybowe zostały scharakteryzowane pod względem cech fizjologicznych.

Demianowska Jaskinia Lodowa znajduje się na terenie Parku Narodowego Tatry Niskie (słow. Nízke Tatry) i ulokowana jest na prawej stronie Doliny Demianowskiej (słow. Demänovská Dolina). Wejście do tego obiektu jest położone pod skałą Bašta na wysokości 840 m n.p.m. i około 90 m nad dnem doliny. W sumie korytarze jaskini mają długość około 1750 m, a trasa turystyczna mierzy 650 m. Jaskinia powstała w skałach wapiennych i jest rozwinięta na trzech poziomach. W ich dolnych częściach występuje nagromadzenie lodu (Benický 1957; Lehotská, Lehotský 2009).

Przerosnięte grzybem owady zostały znalezione 23 sierpnia 2017 r. w części jaskini, która jest pozbawiona pokrywy lodowej. W celu uzyskania izolatów grzybowych, owady oraz wymazy z powierzchni ich ciała (jałowe wymazówki zwilżone w soli fizjologicznej) zostały wyłożone lub redukcyjnie posiane na szalki z agarem glukozowo-ziemniaczanym (PDA, Potato-Dextrose Agar, BioMaxima), a następnie inkubowane w 8° i 23 °C ± 1,0 °C od 14 do 42 dni. Uzyskane izolaty grzybowe były identyfikowane morfologicznie i genetycznie przy użyciu sekwencjonowania fragmentów rDNA ograniczonych przez startery ITS1 i ITS4. Test perforacji włosa w warunkach *in vitro*, ocenę wzrostu i przeżywalności izolatów *in vitro* w różnych temperaturach wykonano według metod opisanych przez Ogórka i in. (2016b).

Analiza mykologiczna zebranego materiału biologicznego wykazała, że porosnięte grzybnia osobniki paśnika jaskiniowego były skolonizowane przez *Oidiodendron truncatum*. Struktury propagacyjne tego grzyba były w stanie zachować swoją żywotność po 57 dniach inkubacji w szerokim zakresie temperatur (od -72° do 5°C) oraz wykazywały wzrost w temperaturze od 5° do 28 °C. Badane izolaty nie stwarzają prawdopodobnie zagrożenia dla zdrowia ludzi i zwierząt, gdyż nie wydzielają enzymów degradujących keratynę w warunkach *in vitro* oraz nie wykazywały wzrostu w 37 °C. Obecnie jest to pierwsze doniesienie na temat grzybów entomopatogenicznych występujących w Demianowskiej Jaskini Lodowej.

Literatura

- Baryła J. 2000. Organizmy żywe w jaskiniach polskich. *Jaskinie* 3: 19-24.
- Benický V. 1957. Príspevok k dejinám Demänovskej ľadovej jaskyne a k objaveniu Jaskyne Mieru. *Slovenský kras* 1: 29–35.
- Grzeszczuk J. 2015. Czy obiekty podziemne w Polsce mogą być rezerwuarem grzybów owadobójczych? W: Kicińska D., Stefaniak K., Szynkiewicz A. (red.) *Materiały 49. Sympozjum Speleologicznego, Załącznik Wielkie 22-25.10.2015*. Sekcja Speleol. Pol. Tow. Przyr. im. Kopernika, Kraków: 85-86.
- Kokurewicz T., Ogórek R., Pusz W., Matkowski K. 2016. Bats increase the number of cultivable airborne fungi in the "Nietoperek" bat reserve in Western Poland. *Microbial Ecology* 72: 36-48.
- Kubátová A., Dvůrák L. 2005. Entomopathogenic fungi associated with insect hibernating in underground shelters. *Czech Mycology* 57: 221-237.
- Lehotská B., Lehotský R. 2009. 15 rokov zimného monitoringu netopierov v jaskyni Driny. *Aragonit* 14: 171–172.
- Ogórek R., Pusz W., Lejman A., Uklańska-Pusz C. 2014. Microclimate effects on number and distribution of fungi in the Włodarz underground complex in the Owl Mountains (Góry Sowie), Poland. *Journal of Cave and Karst Studies* 76: 146–153.
- Ogórek R., Dyląg M., Kozak B., Višňovská Z., Tančinová D., Lejman A. 2016a. Fungi isolated and quantified from bat guano and air in Harmanecká and Driny Caves (Slovakia). *Journal of Cave and Karst Studies* 78: 41-49.
- Ogórek R., Dyląg M., Kozak B. 2016b. Dark stains on rock surfaces in Driny Cave (Little Carpathian Mountains, Slovakia). *Extremophiles* 20: 641–652.
- Ogórek R., Guz-Regner K., Kokurewicz T., Baraniok E., Kozak B. 2018. Airborne bacteria cultivated from underground hibernation sites in the Nietoperek bat reserve (Poland). *Journal of Cave and Karst Studies* 80: 161-171.
- Ogórek R., Kurczaba K., Cal M., Apoznański G., Kokurewicz T. 2020. A culture-based ID of micromycetes on the wing membranes of greater mouse-eared bats (*Myotis myotis*) from the "Nietoperek" site (Poland). *Animals* 10: 1337, <https://doi.org/10.3390/ani10081337>.
- Ogórek R., Pusz W., Lejman A., Uklańska-Pusz C. 2014. Microclimate effects on number and distribution of fungi in the underground complex in the Owl mountains (Góry Sowie), Poland. *Journal of Cave and Karst Studies* 76: 146-153.
- Poulson T.L., White W.B. 1969. The cave environment. *Science* 165: 971-981.
- Szelerewicz M., Górny A. 1986. *Jaskinie Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej*. PTTK „Kraj”, Kraków, 200 ss.
- Urban J. (red.) 1996. *Jaskinie Gór Świętokrzyskich*. PTPNoZ, Warszawa, 314 ss.
- Vanderwolf K.J., Malloch D., McAlpine D.F., Forbes G.J. 2013. A world review of fungi, yeasts, and slime molds in caves. *International Journal of Speleology* 42:77-96.
- Yoder J.A., Benoit J.B., Christensen B.S., Croxall T.J., Hobbs III H.H. 2009. Entomopathogenic fungi carried by the cave orb weaver spider, *Meta ovalis* (Araneae, Tetragnathidae), with implications for mycoflora transfer to cave crickets. *Journal of Cave and Karst Studies* 71: 116–120.

Archeologiczny krajobraz i osadnictwo jaskiń *Ana te Pahu* i *Ana Vai Teka*; Rapa Nui, Chile

Archaeological landscape and settlement of the *Ana Te Pahu* and *Ana Vai Teka* caves; Rapa Nui, Chile

Maciej Sobczyk¹, Hetereki Huke²

¹ Wydział Archeologii, Uniwersytet Warszawski, 00-927 Warszawa, ul. Krakowskie Przedmieście 26/28; e-mail: m.sobczyk@uw.edu.pl

² Keho Studio Rapa Nui, Chile

Wyspa Rapa Nui pod wieloma względami zaskakuje. Na pewno występowanie około tysiąca jaskiń i 244 platform ceremonialnych *ahu* na tak niewielkim obszarze może zaskakiwać, a to przecież tylko część obiektów, które kształtują archeologiczny krajobraz i są świadectwem kształtowania się osadnictwa na wyspie. Szczególnym przypadkiem są imponujące swoimi rozmiarami jaskinie w sektorze zwanym Hiva Hiva lub Roiho.

Postanowiliśmy zestawić ze sobą dwie położone blisko siebie jaskinie, które stanowią jedne z największych tuneli lawowych zachowanych na Wyspie. W ich obrębie zachowała się znacząca ilość pozostałości po konstrukcjach dawnych mieszkańców jaskiń. Jednym z interesujących tematów związanych z ich funkcjonowaniem jest kwestia relacji z krajobrazem archeologicznym poza jaskiniami. W ich bezpośrednim otoczeniu na powierzchni zachowało się wiele różnych elementów architektonicznych. Są to głównie pojedyncze rozproszone obiekty zbudowane z kamieni jak np. platformy czy kopce. Na południe od *Ana Te Pahu* są również pozostałości po kompleksie osadniczym *Hare o Moa*, w skład którego wchodziły domy w kształcie łodzi *hare paenga*. Jednak największy związany z tym obszarem kompleks architektoniczny jest zlokalizowany kilkaset metrów na północ - jest to zespół z *Ahu Te Peu*. Poza platformą ceremonialną i dużymi placami, znajdują się tam: ryty skalne, pozostałości *manavai*, kurników, palenisk (*umu pae*), oraz trzech bardzo dużych budynków *hare paenga* (Haoa 2012; Huke 2017) Jak to wygląda w zestawieniu z krajobrazem archeologicznym wewnątrz jaskiń?

Jaskinia *Ana Te Pahu*

Jaskinie tworzy krety tunel lawowy o długości 800 m z 10 otworami prowadzącymi do środka. Mniej więcej w połowie długości jaskini znajduje się największy malowniczy *manavai*, czyli zagłębiony poniżej poziomu terenu „ogród” z relatywnie bujną roślinnością, wśród której dominują bananowce. Właśnie od bananowców pochodzi aktualna nazwa jaskini. *Manavai* ma wymiary 35x15 m, wisi nad nim most skalny. Ten ogród stanowi główne wejście do jaskini, z niego prowadzą korytarze w trzech kierunkach: na zachód, północ i południe.

W kierunku zachodnim rozwija się korytarz o długości około 55 m. od strony *manavai* dostęp przegradzają pozostałości murów ułożonych z nieobrobionych kamieni. Jest to typowe ograniczenie dostępu do fragmentu jaskini, stosowane w różnych wariantach w większości jaskiń na wyspie.

W kierunku południowym mamy ciąg korytarzy o długości około 350 m. Podobnie jak w poprzednim przypadku, od strony *manavai* wejście w korytarz przegradzają ułożone z kamieni mury zachowane miejscami do wysokości 2 m. Między nimi zostało zlokalizowane przejście. Mury opierają się na intencjonalnie zbudowanych kamiennych rampach, ułatwiających komunikację z uwagi na różnice wysokości. Dalej prowadzi obszerny, miejscami kręty korytarz, który doprowadza do kolejnej sali z otworem w stropie. Poniżej tego otworu znajduje się gruzowisko z drzewem na szczycie, jego korona wychodzi przez otwór na powierzchnię. Na skałach na zewnątrz przy otworze zachowały się petroglify (Lavachery 1939). W dalszej części tego korytarza nie ma śladów działalności ludzkiej.

Bardzo ciekawie wygląda sytuacja w przypadku ciągu korytarzy prowadzących w kierunku północnym, który ma długość około 400 m. Już od samego początku ciąg zaczyna się jako obszerny korytarz przedzielony masywnym murem zachowanym do wysokości około 1,5 m. W murze jest wykonane wygodne przejście. Za murem zlokalizowane jest typowe palenisko *umu pae*. W tej części korytarza (o długości około 130 m) zbudowano z kamieni kilka platform o wysokości około 1 m w celach użytkowych – jako dodatkową suchą powierzchnię. Ten fragment kończy się dużym

usypiskiem na całą szerokość korytarza z otworem w stropie. Wspomniane usypisko (powstało w wyniku zawalenia się stropu) przekształcono w ciąg ramp i tarasów; na jednym z nich zbudowano kolejne palenisko *umu pae*. Kolejny odcinek korytarza jest oddzielony kamiennym murem zbudowanym na północnej części szczytu usypiska. Mur miejscami zachował się do samego stropu. Zbudowano go jako element maskujący dalszą część jaskini, od opisywanej, południowej strony wygląda on jak nieregularne kamienne usypisko. Przechodząc przez znajdujący się w nim otwór, widać, że jest to bardzo starannie zbudowany mur. Za murem korytarz ma szerokość od 3 m do 5 m i wysokość około 3 m. Takich rozmiarów odcinek o długości ponad 100 m doprowadza do rozgałęzienia. W kierunku północnym korytarz kontynuuje się około 30 m do salki z niewielkim otworem – w tym fragmencie nie ma śladów antropogenicznych. Wracając do rozgałęzienia i wybierając północno zachodni korytarz dochodzimy do dużego zapadliska. Jest to kolejny w tej jaskini *manavai* z bujną roślinnością. Wejście do zapadliska z korytarza jaskini ułatwiają rampy zbudowane ze skalnego gruzu. Na przeciwnym krańcu zapadliska, ukryty wśród krzewów znajduje się niewielki otwór prowadzący do dalszej części korytarza. To ostatni fragment jaskini o długości około 60 m. Na jego dnie znajdują się liczne skupiska obsydianu i przemieszczone kości. W początkowej części tego korytarza znajdują się fragmenty obrabianych kamieni pochodzących z fundamentów domów w kształcie łodzi (*hare paenga*) (Balazs 1986; Lloret i Prieto i Ubach i Tarres 1994, 1996; Ciszewski i in. 2010; Sobczyk 2012).

Jaskinia Ana Vai Teka

Jaskinia *Ana Vai Teka* to ciąg korytarzy o łącznej długości około 670 m, który posiada 9 otworów wejściowych. Jest ona położona na południowy zachód i w odległości około 400 m od jaskini *Ana Te Pahu*. W jej skład wchodzi kilka zapadlisk. Jaskinia rozwija się w kierunku północno-zachodnim. Za główny otwór jaskini jest uważany ten położony najdalej na południowy-wschód, który znajduje się w rozległym i głębokim zapadlisku. Nie jest to „czynny” *manavai* ponieważ wypełnia go w dużej mierze gruz skalny, w związku z tym roślinność nie jest tu bujna. Otwór wejściowy jest niewielki i kończy się 2-metrowym progiem, po którego pokonaniu stajemy w obszernym korytarzu. Stojąc w korytarzu od razu widać, że wejście zostało intencjonalnie zabudowane. Wyglądające z zewnątrz naturalnie rumowisko, od środka ma formę dobrze zbudowanego kamiennego muru. Kolejne 4 otwory zlokalizowano w zagłębieniu, które zostało w całości wypełnione gruzem skalnym. Rośnie w nim tylko jeden duży eukaliptus. Drzewo częściowo zasłania wejście do jaskini, które dodatkowo maskują wypełniające *manavai* kamienie. Wewnątrz za wejściem rozszerzający się korytarz przegradzają pozostałości dwóch murów ułożonych z kamieni. Pozostałe otwory zlokalizowane w tym zagłębieniu są niewielkich rozmiarów, zostały intencjonalnie zabudowane i ogrodzone kamieniami. Dzięki temu są mało widoczne i dostęp do środka można łatwo kontrolować i ograniczać komunikację. Dwa z tych otworów łączy dodatkowo krótki nieduży boczny korytarz, w którym znajdują się fragmenty kości ludzkich i zwierzęcych. Rejon opisywanego zagłębienia jest związany z najniższymi odcinkami korytarzy w tej jaskini które permanentnie są częściowo zalane wodą. A właśnie z wodą jest związana nazwa jaskini.

Poruszając się w kierunku północnym obszernym i wysokim korytarzem bez śladów działalności antropogenicznej docieramy do kolejnego zapadliska, które ma bardzo regularny owalny kształt, dodatkowo podkreślony przez kamienny mur. W tym *manavai* o średnicy około 8 m znajduje się jeszcze jeden zabudowany kamieniami otwór, który prowadzi w kolejny fragment obszernego korytarza. Ten kilkunastometrowy korytarz przechodzi szybko w owalną komorę, która w stropie ma okno. Dzięki temu ostatni fragment korytarza i wspomniana komora są dość dobrze doświetlone z dwóch stron. Jedna ze ścian komory została zabudowana kamiennym murem, dzięki czemu wewnątrz jaskini powstał zamknięty grobowiec, w którym znajdują się dwie ludzkie czaszki (Ciszewski i in. 2010; Sobczyk 2012).

Obie jaskinie są obiektami imponującymi swoimi rozmiarami i – jak przedstawiono powyżej – stopień ingerencji w ich formę jest znaczny. Koncentruje się najczęściej w okolicach przyotworowych, ale są także słabiej zachowane dowody ingerencji w głębszych ich partiach. Dostęp do wody, kontrola nad zabezpieczonymi przed wiatrami obszarami pod uprawy (*manavai*), razem z dużą obszerną przestrzenią wielkich tuneli lawowych, pozwalały na komfortowe i bezpieczne funkcjonowanie w jaskiniach praktycznie permanentne. W pobliżu tych dwóch jaskiń zlokalizowano jeden z największych zespołów osadniczo-ceremonialnych, jakim było *Te Peu*. Na omawianym obszarze znajduje się jeszcze jeden zespół osadniczy, jest to *Hare o Moa*, choć jest znacznie mniejszy

od *Te Peu*, to stanowi centralną część krajobrazu archeologicznego dla obszaru między omawianymi jaskiniami (Englert 1948; Haoa 2012; Huke, Aguilera 2017). Ślady archeologiczne pokazują, że występuje na tym obszarze znacząca koncentracja działalności ludzkiej, a punktem centralnym jest najwyraźniej zespół jaskiń. Dwie opisane jaskinie mają w sumie korytarze o prawie 1500 m długości, które w różnym charakterze były użyteczne dla mieszkańców. A to nie są jedyne jaskinie w okolicy.

Literatura

- Balazs D. 1986. Contribution to the speleology of Easter Island. *Comunicacions 9. Congres Intern. d'Espel. II*: 44-47.
- Ciszewski A., Ryn Z.J., Szelerewicz M. 2010. *The Caves of Easter Island. Underground World of Rapa Nui*. Prac. Kreatywna Bezliku, Kraków.
- Englert S. 1948. *La Tierra de Hotu Matu'a*. Padre Las Casas. Santiago, 250 ss.
- Haoa S. 2012. *Informe de Mata ki te Rangī*. Hanga Roa, 74 ss.
- Huke H., Aguilera T. 2017 *Informe de sector Hiva Hiva para CONAF*. Hanga Roa, 300 ss.
- Lavachery H. 1939. *Les Petroglyphs de l'Île de Pâques*. De Sikkel, Antwerp, 88 ss.
- Lloret i Prieto J., Ubach i Tarres M. 1994. Avance de las exploraciones en la Isla de Pascua. *Subterranea* 2: 43-47.
- Lloret i Prieto J., Ubach i Tarres M. 1996. Exploracions a l'illa de Pascua. *Espeleoleg* 41:12-32.
- Sobczyk M. 2012. Archaeological objects in the caves of Easter Island (Rapa Nui). W: Ryn Z.J. (red.), *Polish speleological exploration*, Polska Akad. Umiejętności, Kraków.

Deformacje neotektoniczne w Jaskini Demianowskiej: implikacje wynikające z datowania uszkodzonych nacieków (Niżne Tatry)

Neotectonic deformations in Demänová cave system cave: constraints from damaged speleothems (Low Tatra Mts)

Jacek Szczygieł¹, Michał Gradziński², Pavel Bella³, Helena Hercman⁴, Juraj Littva³, Maciej Mendecki¹, Przemysław Sala², Wojciech Wróblewski²

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

² Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul. Gronostajowa 3a, 30-387 Kraków;
e-mail: michal.gradzinski@uj.edu.pl, psala@gmail.com, wojciech.wroblewski@uj.edu.pl

³ Štátna ochrana prírody Slovenskej republiky, Správa slovenských jaskýň, Hodžova 11, 031 01 Liptowski Mikuláš, Slovakia; e-mail: bella@ssj.sk

⁴ Instytut Nauk Geologicznych PAN, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa; e-mail: hhercman@twarda.pan.pl

Uszkodzenia nacieków jaskiniowych mogą być efektem różnorodnych procesów, w tym trzęsień ziemi. Po wnikliwej analizie sytuacji terenowej uszkodzenia takie mogą być wykorzystywane w badaniach paleosejsmicznych. Może to być szczególnie przydatne w rejonach o średniej i niskiej sejsmiczności, gdzie wiele innych efektów takich jak np. upływnianie lub osuwiska nie są inicjowane, a zniszczenia jaskiń mogą być jedynymi relikami zdarzeń paleosejsmicznych. Takim regionem są Karpaty Zachodnie, gdzie w systemie jaskiń Demianowskich (w języku słowackim: Demänovská jaskyňa) w Niżnich Tatrach, udokumentowano kilkadziesiąt połamanych, przechylonych i pękniętych nacieków, niektóre bezpośrednio związane z reaktywowanym uskokiem przecinającym jaskinię. Pobrano próbki uszkodzonych nacieków w celu określenia przedziału czasu, w którym nastąpiło uszkodzenie, poprzez datowanie najmłodszej warstwy złamanego nacieku i najstarszej warstwy pokrywającej uszkodzenie. W sumie pobrano 46 próbek w 28 punktach. Datowanie U-Th pozwoliło na określenie co najmniej trzech interwałów, w których doszło do szeregu zniszczeń: $316,5 \pm 4,8$ – $291,8 \pm 3,5$ ka, $210 \pm 2,3$ – $84,5 \pm 1,1$ ka i $66,7 \pm 0,8$ – $19,5 \pm 0,2$ ka. Biorąc pod uwagę, że Dolina Demianowska nie została znacząco pogłębiona od co najmniej 600 ka, relaksacja jako mechanizm spustowy wydaje się mało prawdopodobna. Wyjaśnieniem jest przemieszczenie tektoniczne wzdłuż uskoku przecinającego jaskinię. Takie mikro-dyslokacje zostały udokumentowane w innych europejskich jaskiniach, jednak ich bezpośrednie powiązanie z aktywnością sejsmiczną jest trudne do określenia. Dodatkową przeszkodą w korelacji wykrytych przez nas deformacji ze zdarzeniami paleosejsmicznymi jest słaby zapis paleosejsmiczny w Karpatach. Nasze dane wskazują na tektoniczne pochodzenie badanych deformacji, otwarte pozostaje jednak pytanie o ich kosejsmiczność.

Projekt badawczy nr 2017/25/B/ST10/01430 w ramach którego wykonano badania, jest finansowany przez Narodowe Centrum Nauki.

Kras w gipsach Niecki Soleckiej

Karst in gypsum of the Niecka Solecka (Solec Basin)

Jan Urban¹, Anna Chwalik-Borowiec², Andrzej Kasza³

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

² Zespół Świętokrzyskich i Nadnidziańskich Parków Krajobrazowych, Krzyżanowice Średnie 14,
28-400 Pińczów; e-mail: achwalik@pk.kielce.pl

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

Kras w gipsach Ponidzia wzbudzał zainteresowanie badaczy od początku badań geologicznych i geomorfologicznych tego regionu. J.B. Pusch w swej monografii geologicznej ziem polskich wydanej po niemiecku w 1836 r. (tłumaczenie polskie – Pusch 1903) poświęcił mu rozdział o tytule „Rozpadliny i jaskinie w gipsie”, w którym zwrócił uwagę na aktywność oraz szybkość rozwoju procesów krasowych. Na wyjątkowość tego krasu zwracali uwagę również inni badacze geomorfologii Ponidzia: L. Sawicki (1918-19 – pierwszy plan Doliny Skorocickiej), S. Lencewicz (1922, 1939) i H. Gąsiorowski (1925 – opis jeziorok krasowych), zaś A. Malicki (1947) postulował ochronę krasowego krajobrazu gipsowego. Nowoczesne spojrzenie, łączące dane geologiczne z wnikliwymi obserwacjami morfologicznymi, pozwoliło J. Flisowi (1954) na stworzenie spójnego obrazu uwarunkowań rozwoju krasu Niecki Soleckiej. W następnych publikacjach J. Liszkowskiego (1979) oraz W. Nowaka (1986) zaproponowano klasyfikację krasu Ponidzia, w ramach których wyodrębniony został specyficzny typ krasu Niecki Soleckiej nazwany krasem wiślickim.

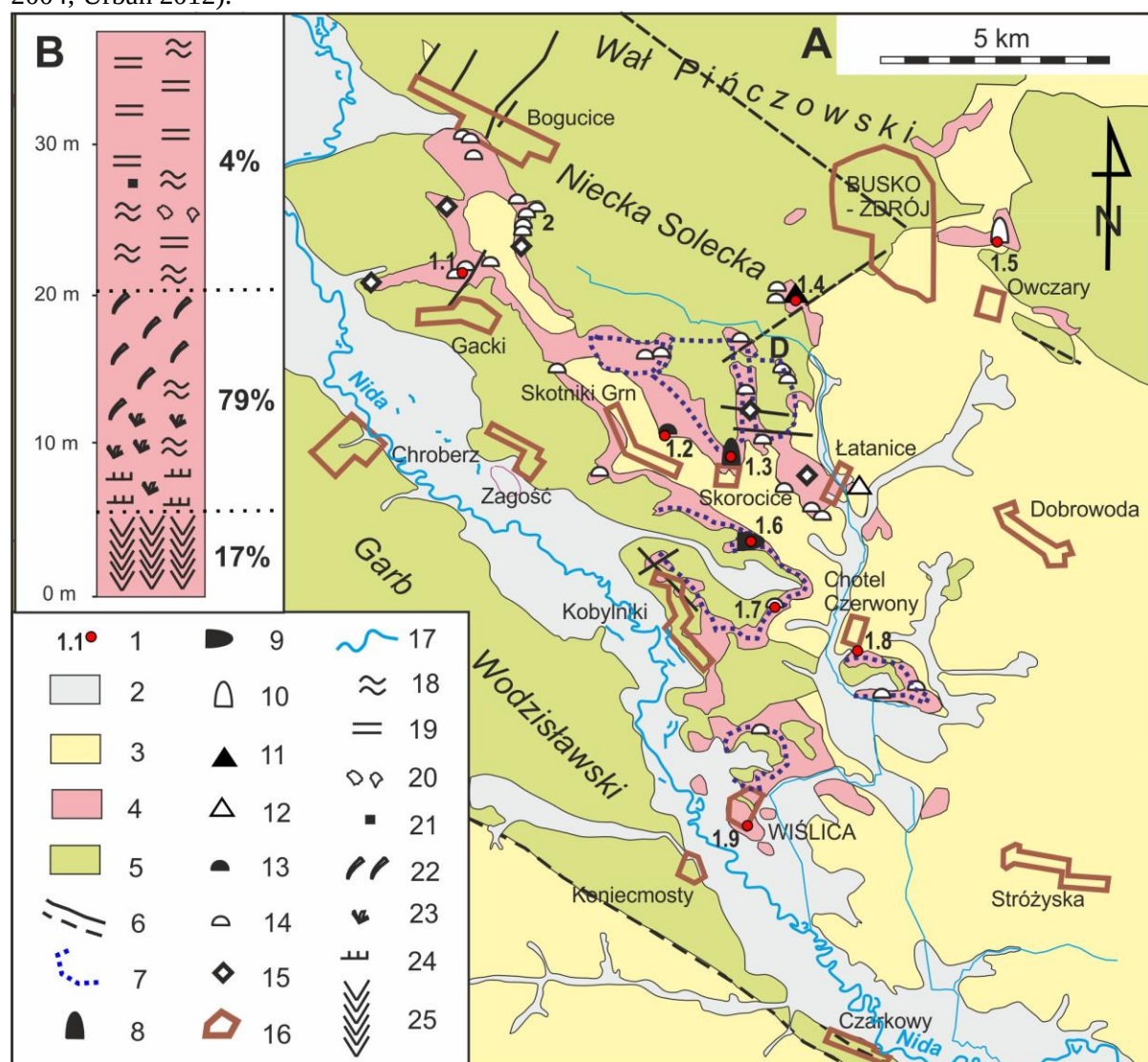
Odkrycia jaskiniowe dokonane przez zespół B.W. Wołoszyna (1990) a następnie w ramach przygotowywania inwentarza jaskiń Niecki Nidziańskiej (Gubała i in. 1998) umożliwiły podsumowanie badań krasu Niecki Soleckiej w XX wieku (Urban i in. 2003). Kontynuacja tych badań, w tym inwentaryzacja jaskiń oraz powierzchniowych form krasowych w obrębie obszarów chronionych (rezerwatów przyrody – opracowania niepublikowane), jak również analizy A. Chwalik-Borowiec (2006, 2007, 2013) zmierzające do opisu rozwoju i oceny wieku wielkoskalowych form rzeźby krasowej, pozwoliły na kompleksową rekonstrukcję ewolucji krasu gipsowego tego regionu (Urban i in. 2012, 2015) oraz porównanie tego krasu z krasem zachodniej Ukrainy (Urban i in. 2008).

Znamienny dla Niecki Soleckiej jest również fakt, że zjawiska i formy krasowe w gipsach wzbudzały zainteresowanie turystyczno-krajoznawcze od początku rozwoju tego typu aktywności społecznej. Do odwiedzin Doliny Skorocickiej zachęcały już pierwsze wydawnictwa reklamujące uzdrowisko w Busku-Zdroju, zaś efektem takich odwiedzin jest utwór literacki – romantyczno-fantastyczna nowela opisująca tę dolinę (Urban, Gągoł 1999; Wiśniewski 2002). W ostatnich 30 latach wydano kilka przewodników geoturystycznych i opisów ścieżek edukacyjnych (np. Łuszczynski i in. 2007; Urban 2008; Chwalik-Borowiec 2013) opisujących formy tego krasu. Kras Niecki Soleckiej był też przedmiotem naukowych sesji terenowych podczas wielu konferencji. Pokazywano go podczas sympozjów speleologicznych, przy czym początkowo łączono tematycznie Ponidzie z Górami Świętokrzyskimi (jako: „południowy skłon” tych gór). Tak więc wycieczki na teren krasu gipsowego organizowano podczas I Ogólnopolskiego Zjazdu Badaczy Krasu, X Jubileuszowego Sympozjum Speleologicznego oraz XX Sympozjum Speleologicznego. Wyłącznie temu regionowi poświęcone były sesje terenowe XXVI Sympozjum Speleologicznego w Chańcu w 1992 r. (Głazek, Kardaś 1992) oraz 36. Sympozjum Speleologicznego w Pińczowie w 2002 r. (Chwalik i in. 2002; Urban 2016). Tak więc zorganizowanie 54. Sympozjum Speleologicznego na Ponidziu, prawie 20 lat po tym ostatnim spotkaniu i około 10 lat po publikacji istotnych podsumowań badawczych jest jak najbardziej uzasadnione.

Budowa geologiczna Niecki Soleckiej

Kras Niecki Soleckiej występuje w neogeńskich (badeńskich) gipsach serii ewaporatowej o miąższości do 30–40 m. W serii tej można wyróżnić kilka odmian litologicznych (ryc. 1B): 1) gipsy szklcowe – warstwa o miąższości 3–5,5 m utworzona z wielkich, palisadowo ustawionych kryształów gipsu; 2) murawy selenitowe (2–5 m) zbudowane z naprzemianległych warstw gipsów mikrokrystalicznych i makrokrystalicznych; 3) gipsy szablaste (kilkanaście metrów), warstwowane i zbudowane z kilku-, kilkunastocentymetrowych kryształów, wśród których występują charaktery-

tyczne wydłużone i szablsto wygięte formy; 4) gipsy drobnoziarniste przerastające się z brekcjami gipsowymi (do kilkunastu metrów) (Kasprzyk 1998; Bąbel 1999; Urban 2012). Drogami cyrkulacji wody w tych skałach są granice i powierzchnie łupliwości kryształów, w murawach selenitowych i gipsach szablстых – także powierzchnie uławicenia, zaś w gipsach drobnoziarnistych – spękania ciosowe (Urban i in. 2008, 2009). W podłożu gipsów występują najczęściej margle neogeńskie (badeńskie) lub też bezpośrednio margle i opoki górnokredowe. Nadkład serii ewaporatowej w profilu utworów neogenu Niecki Sockiej tworzą ły oraz ływce z wkładkami marglistymi i piaszczystymi wieku badeńskiego oraz sarmackiego. W wielu miejscach nadkład ten został jednak zerodowany i gipsy występują na powierzchni lub są przykryte ciekimi płytami osadów czwartorzędu (Czapowski 2004; Urban 2012).



Ryc. 1. Występowanie krasu w gipsach Niecki Sockiej (wg Urban i in. 2015). A – mapa geologiczna częściowo odkryta z lokalizacją form krasowych oraz stanowisk obserwacyjnych podczas 54 Sympozjum Speleologicznego. B – profil serii ewaporatowej z procentowym udziałem jaskiń w poszczególnych typach gipsów. Objaśnienia oznaczeń na mapie: 1 – stanowisko obserwacyjne, 2 – czwartorzędowe osady rzeczne, 3 – utwory neogeńskie nadkładu serii ewaporatowej, 4 – seria ewaporatowa, 5 – utwory górnokredowe i neogeńskie w spągu serii ewaporatowej, 6 – uskok pewny i przypuszczalny, 7 – kontur dużego obniżenia krasowodendudacyjnego, 8 – Dolina Skorocicka, 9 – Dolina Aleksandrowska, 10 – krasowa dolina w Broninie, 11 – zgrupowanie 15 jaskiń w Siesławicach, 12 – zgrupowanie 8 jaskiń w Łatanicach, 13 – zgrupowanie 5 jaskiń w Skotnikach Górnych, 14 – pojedyncza jaskinia, 15 – zgrupowanie lejów krasowych, 16 – większa miejscowość, 17 – rzeka, większy ciek; ; objaśnienia oznaczeń na profilu: 18 – gipsy drobnoziarniste faliście laminowane, 19 – gipsy drobnoziarniste poziomo laminowane, 20 – brekcja gipsowa, 21 – pseudomorfozy po halicie, 22 – gipsy szablстые, 23 – gipsy szablстые odmiany szkieletowej, 24 – murawy selenitowe, 25 – wielkokrystaliczne gipsy szklicowe.

Pod względem tektonicznym Niecka Solecka jest rowem o wydłużeniu NW-SE, zwanym depresją solecką (ryc. 1A). Dominującym elementem w obrębie tego rowu jest synklina Skorocic o podobnym wydłużeniu. Jej przebieg, zwłaszcza w części wschodniej, w pobliżu regionalnej poprzecznej (biegnącej południkowo) strefy tektonicznej Wiślica-Busko-Chmielnik, zaburzony jest jednak szeregiem poprzecznych i skośnie biegnących uskoków oraz fałdów i brachyfałdów niższego rzędu (Flis 1954; Łyczewska 1972, 1975; Urban 2012).

Formy krasowe

Formy krasowe w gipsach serii ewaporatowej Niecki Soleckiej można pogrupować w cztery grupy morfologiczne: 1) duże obniżenia krasowo-denudacyjne, 2) doliny krasowe, 3) jaskinie oraz 4) leje krasowe.

Obniżenia krasowo-denudacyjne. Na omawianym obszarze zinwentaryzowano 6 dużych, owalnych w planie poziomym obniżen o cechach polji krasowych, otwartych jednak z jednej strony (ryc. 1A). Ich powierzchnie sięgają 1,0-4,6 km², dłuższe średnice – 1,3-5,3 km, głębokości zaś – 14,5-46,0 m. Pięć z nich powstało w obrębie struktur brachyantyklinalnych, w związku z czym otaczające je pasy wzniesień zbudowane są z gipsów, podczas gdy obszary centralne stanowią wychodnie starszych utworów – margli neogeńskich i kredowych, które przykryte są osadami czwartorzędowymi: piaskami, glinami z płatami utworów organicznych typu gyty i torfów (Chwalik-Borowiec 2013; Urban i in. 2012, 2015). Obniżenia powstały i rozwijają się w rezultacie rozpuszczania (denudacji chemicznej) gipsów i węglanu wapnia w marglach ich podłoża, oraz wietrzenia i erozji (denudacji mechanicznej) nierozpuszczalnych składników margli. Stosując metodę hydrometryczną Puliny, czyli porównując wielkość usuniętego materiału z tempem denudacji A. Chwalik-Borowiec (2013; także Urban i in. 2015) oszacowała wiek tych obniżen na dolny plejstocen lub późny pliocen.

Doliny krasowe. W obrębie Niecki Soleckiej występują trzy doliny krasowe: Dolina Skorocicka, Dolina Aleksandrowska oraz dolina w Broninie (ryc. 1A), które różnią się stopniem dojrzałości morfologicznej. Formą najbardziej dojrzałą jest dolina w Broninie – pozbawione wyraźnych zboczy, szerokie obniżenie o długości 0,7 km, szerokości do 0,2 km i wypłaszczonym dnie (patrz opis stanowiska 1.5). Najbardziej charakterystycznym jej elementem jest zamykający dolinę skalny garb, przed którym tworzą się okresowo jeziora odwadniane krasowymi kanałami Jaskini Sawickiego (Sawicki 1918-19; Chwalik i in. 2002; Urban i in. 2012, 2015).

Najbardziej znana Dolina Skorocicka ograniczona jest wyraźnymi, w wielu miejscach skalnymi zboczami i składa się z dwu odcinków: górnego ślepego o długości około 0,6 km oraz dolnego, znacznie krótszego. Odcinki te oddzielone są wąskim rygłem skalnym przecinającym dolinę, tzw. Wysoką Drogą, zaś hydrogeologicznie połączone Jaskinią Skorocicką przecinającą ten rygiel. Dolina ta wykazuje charakterystyczne cechy doliny krasowej: brak w wielu miejscach powierzchniowego cieku oraz obecność kanałów krasowych (jaskiń) stanowiących współcześnie lub reliktowe takie przepływy, a także nierówne dno z licznymi krasowymi ostańcami (humami) oraz lejami (stanowisko 1.3). Górny odcinek doliny rozwinął się subsekwentnie do nachylenia skał gipsowych (w skrzydle drugorzędnej synkliny, poprzecznej w stosunku do synkliny Skorocic) w spągowej części serii ewaporatowej. Zwierciadło wód położone jest prawie na poziomie lub kilka metrów poniżej nierównej powierzchni dna doliny (Malicki 1947; Flis 1954; Chwalik i in. 2002; Urban i in. 2012, 2015). Ocena tempa denudacji chemicznej pozwala szacować początek rozwoju tej doliny maksymalnie na 700 tys. lat (Chwalik-Borowiec 2013).

Dolina Aleksandrowska nosi cechy młodej formy krasowej. W górnej części stanowi ona początkowo dolinę erozyjną, niżej zaś wąwóz krasowy pozbawiony cieku, który płynie podziemnymi kanałami (Jaskinia na Kontakcie) w obrębie jej zboczy. Odcinek ten zamknięty jest rygłem przebitym kanałami krasowymi Jaskini w Ryglu. Poniżej rygla dolinaznaczona jest ciągiem depresji krasowych. W głębszych z nich pojawia się koryto cieku, który jednak przepływa głównie podziemnymi kanałami Jaskini w Aleksandrowie, Jaskini Flisa i Mostku (stanowisko 1.6). Podobnie jak Dolina Skorocicka, Dolina Aleksandrowska biegnie subsekwentnie do nachylenia warstw i w górnym odcinku wcięta jest do spągu serii ewaporatowej (Flis 1954; Chwalik i in. 2002; Urban i in. 2012, 2015).

Jaskinie. Ilość udokumentowanych jaskiń przekracza obecnie nieco liczbę 100 (ryc. 1A), jednak będzie wzrastać zarówno ze względu na postępy eksploracji jak i naturalne procesy ewolucji krasu gipsowego. Jaskinie te nie są duże – najdłuższe osiągają 200-350 m, prawie 40% jaskiń ma długości w zakresie 10-100 m, zaś nieco ponad 50% ma długości mniejsze niż 10 m. Niewielkie są również pionowe deniwelacje w jaskiniach – w przypadku 60% jaskiń są mniejsze niż 2 m, zaś w dalszych

35% jaskiń nie przekraczają 5 m. Charakterystyczny jest również plan poziomy jaskiń – 40% z nich stanowi poziome, pojedyncze lub słabo rozgałęzione kanały krasowe, natomiast blisko 40% dalszych to pojedyncze horyzontalne komory lub rozszerzenia krasowe (fugi) wzdłuż powierzchni uławicenia. W świetle klasyfikacji morfologicznych (Palmer 2007; Klimchouk, Ford 2000; Ford, Williams 2007) te pierwsze formy można zaliczyć do systemów typu prostych *branchwork* (*rudimentary branchwork*). Wiele jaskiń nosi ślady poziomych przepływów wód: horyzontalne wcięcia lub półki skalne w ścianach korytarzy (Urban i in. 2003, 2009, 2012, 2015). Kształt korytarzy (ich przekrojów poprzecznych) warunkowany jest także litologią gipsów, w których są wykształcone. W gipsach szklicowych kanały krasowe mają zazwyczaj kształt okrągły lub soczewkowaty, bowiem jedynym czynnikiem rzeźbiącym ściany jest rozpuszczanie. Natomiast w uławiconych gipsach szablasytów i murawach selenitowych korytarze są często czworokątne, trapezowate, co wiąże się z grawitacyjnym odpadaniem fragmentów warstw gipsowych w stropie (Turchinov 1997). Zdecydowana większość jaskiń występuje w obrębie gipsów szklicowych, murawach selenitowych i gipsach szablasytowych, podczas gdy w gipsach drobnoziarnistych i brekcyjowych górnej części serii, jaskinie spotykane są bardzo rzadko (ryc. 1B). Wynika to m.in. z własności tych skał: kras w rzadko spękanych gipsach brekcyjowych i drobnoziarnistych rozwija się nieregularnie, zaś powstałe pustki szybko ulegają zaciskaniu lub zawalaniu (Urban i in. 2015).

Obserwuje się również prawidłowości geomorfologiczne i hydrogeologiczne występowania jaskiń. Większość jaskiń zlokalizowana jest w obniżeniach terenowych, wiele z nich koncentruje się w obrębie i najbliższym otoczeniu dolin krasowych: z Doliną Skorocicką związanych jest 35 obiektów jaskiniowych, z Doliną Aleksandrowską – 11 jaskiń, z doliną w Broninie – dwa takie obiekty, w tym duża Jaskinia Sawickiego. W obrębie obniżenia terenowego koło Siesławic zinwentaryzowano 15 obiektów jaskiniowych, z których większość jest jednocześnie podziemnymi zbiornikami wodnymi (ryc. 1A; stanowisko 1.4). Większość jaskiń w gipsach Poniądza występuje na poziomie lub bardzo blisko poziomu wód gruntowych: prawie 70% jaskiń nie wyżej niż 2 m powyżej tego poziomu. Wiele korytarzy jaskiniowych jest jednocześnie korytami stałych lub okresowych cieków, podczas gdy w wielu komorach jaskiniowych znajdują się podziemne zbiorniki wodne (Urban i in. 2003, 2012, 2015).

Takie wykształcenie oraz pozycja morfologiczna i hydrogeologiczna jaskiń wskazuje, że podziemne systemy krasowe, których one są elementami, powstały w rezultacie rozwoju krasu epigenetycznego w strefie zwierciadła wód podziemnych. Związane są one wyraźnie z rozwojem rzeźby terenu: tam, gdzie przepływy wód są stosunkowo szybkie tworzą się systemy krasowe typu *branchwork*, które w wyniku dalszej ewolucji (zawalania stropów) przekształcają się w doliny krasowe. Już J. Flis (1954) zauważył, iż rozwój tych systemów i dolin jest warunkowany tektoniką gipsów – odbywa się wzdłuż kierunku najszybszego przepływu wód w strefie zwierciadła, czyli równoległe do rozciągłości warstw skalnych. Natomiast w obszarach, gdzie gipsy zalegają praktycznie poziomo i przepływ wód podziemnych jest słaby i nieskoncentrowany, takich jak na przykład obniżenie siesławickie, w rezultacie intensywnego ale nieukierunkowanego krasowania na poziomie zwierciadła wód tworzą się jaskinie o charakterze komór. Oczywiście oprócz typowych form krasowych obserwuje się jaskinie lub ich fragmenty kształtowane przez wtórne procesy grawitacyjne (zawaliskowe) i wietrzeniowe (Urban i in. 2003, 2012, 2015).

Cztery jaskinie wyraźnie odróżniają się morfologicznie od wyżej opisanych (Urban i in. 2015). Dwie z nich: Jaskinia w Krzyżanowicach Górna (stanowisko 1.1) oraz Jaskinia Chotelecka, składają się z kilku owalnych, stosunkowo wysokich komór, zaś w ich ścianach występują charakterystyczne kotły i soczewkowate szczeliny kilku generacji. Taki kształt i rzeźba tych jaskiń (por. Lauritzen, Lundberg 2000; Palmer 2007; Ford, Williams 2007; Klimchouk 2009) sugerują, iż powstały one poniżej napiętego zwierciadła wód podziemnych i nieprzepuszczalnych utworów nadkładu gipsów w rezultacie krążenia wód prawdopodobnie ascenzyjnych (Głazek 1993; Głazek i in. 1994). Trzeci obiekt, Jaskinia Sawickiego, to labiryntowy, poziomy system ciasnych kanałów, rozwinięty w ryglu, który zamyka dolinę krasową w Broninie. Jaskinie tego typu powstają w strefie epifreatycznej w sytuacji częstych zmian wysokości zwierciadła wód (*floodwater caves* – Lauritzen, Lundberg 2000; Palmer 2001) i takie też warunki panują u podnóża rygla, w którym występuje jaskinia. Wreszcie czwarty obiekt, to niewielkie Schronisko Piecowe powstałe zapewne w rezultacie kopułowego wygięcia warstw gipsowych ku górze, czyli rozwoju epigenetycznego tumulusa (por. Bąbel 2007; Jarzyna i in. 2020), nie związanego ty jednak genetycznie z hydratacją siarczanu wapnia.

Osady wtórne (namuliska) w jaskiniach Niecki Sockiej reprezentowane s1 przez grzy i g1azy gipsowe, powstaj1ce w rezultacie grawitacyjnych obryw1w oraz czarne mułki z du111 i1ośc11 substancji organicznej. Te ostatnie zdaniem J. G11zka i in. (1994) nagromadziły si1 w jaskiniach w rezultacie erozji gleb r1dzinnych i ich wmywania do jaski1 po wylesieniu regionu we wczesnym s1redniowieczu. Potwierdzaj1 t1 opini1 badania w Jaskini w Krzy1anowicach G1rnej, gdzie pod warstw1 tych mułk1w o mi11szszości oko1o 1 m, w stropie piask1w odkryto warstw1 kulturow1 ze szcz1tkami ludzkimi, kościami zwier1t domowych oraz ceramik1 wczesnośredniowieczn1 (G11zek 1993; G11zek i in. 1994). Badania osad1w w Jaskini Skorocickiej prowadzone ju1 przez S. Kontkiewicza (1882) nie przyniosły ciekawych wyników, natomiast ostatnio w piaszczysto-1wirowym osadzie gipsowym wype1niaj1cym studni1 krasow1 przebijaj1c11 scian1 tej jaskini stwierdzono muszle ślimak1w z p11znego plejstocenu lub holocenu (Urban i in. 2009).

Na scianach jaski1 wyst1puj1 wt1rne, autogeniczne formy gipsowe, gipsowo-kalcytowe i kalcytowe o wielkośc1 od kilku milimetr1w do 3-5 cm. Dominuj1 formy paciorkowate, krzaczkowate i groniaste, kt1re tworz1 si1 w rezultacie przesi1kania roztwor1w szczelinami na powierzchni1 scian i ich wysychania, co powoduje wytr1canie si1 minerał1w. Bardzo rzadko natomiast spotyka si1 niewielkie stalaktyty kalcytowe lub kalcytowo-gipsowe oraz gipsowe polewy i nerkowate skupienia (Kasprzyk, Urban 1996, Guba1a i in. 1998, Urban i in. 2003, 2012).

Leje krasowe. Leje krasowe oraz zespoły lej1w zwane s1 na terenie Niecki Sockiej wertepami (wertebami) lub karabosami. S1 to formy odkryte i zazwyczaj suche, z wyj1tkiem form w rejonie Siesławic przechodz1cych w podziemne (jaskiniowe) jeziora. Leje maj1 s1rednice rz1du kilku, wyj1tkowo kilkudziesi1ciu metr1w, g11bokość zwykle do 5 m i r11ny kszt1t w przekroju pionowym: nieckowaty, lejkowaty lub nieregularny. Najwi1ksze leje zwi1zane s1 przestrzennie i genetycznie z dolinami krasowymi, ale grupy lej1w koncentruj1 si1 te1 w kilku innych miejscach, tak1e na wysoczyznach oraz w miejscach, gdzie mi11szszość gips1w jest niewielka (ryc. 1A) i tam leje maj1 charakterystyczny kszt1t rondli. J. Flis (1954) stwierdził, 1e zdecydowana wi1kszość lej1w powstała w rezultacie zawałania si1 pustek krasowych i przedstawił schemat ewolucji tych form (p11niej uzupełniony – Urban i in. 2015). Zgodnie z tym schematem rozwój lej1w wi11e si1 z krasowym rozszerzeniem szczelin stan1wi1cych drogi infiltracji w1d opadowych a nast1pnie zawałaniem si1 powstałych w ten sposób pustek. Jednak przyj1c nale11y, i1 część z lej1w, zwi1szcza w obr1bie i s1siedztwie dolin krasowych powstała w wyniku zapadania si1 strop1w kanał1w nale11cych do system1w typu *branchwork*. W dalszych stadiach rozwoju leje te s1 zasypywane osadami okruchowymi lub te1 rozszerzaj1 si1 i wzgl1dnie wypłycaj1 w rezultacie lateralnej denudacji warstwy gipsowej (Urban i in. 2015).

Rozw1j krasu w gipsach Niecki Sockiej

Najstarszy etap krasowienia serii ewaporatowej Niecki Sockiej przypada na p11zne stadium powstawania tej serii i okres tu1 przed jej pogrzebaniem pod m11dszymi osadami neoge1skimi. Etap ten jest dokumentowany pseudomorfozami po halicie, zbrekcjowaniem g1rnej cz1ści serii oraz krasowym scięciem jej stropu (B1bel 1999) i nie zaznacza si1 we wsp1czesnej morfologii tego regionu, st1d nie został powy1ej om1wiony. Nast1pny etap, znaczony nielicznymi jaskiniami (Jaskinia w Krzy1anowicach G1rna, Jaskini Chotelecka) to kras mi1dzywarstwowy (*intrastratal karst*) rozwijaj1cy si1 w wyniku ascenzyjnego kr11enia w1d w gipsach w czasie, gdy przykryte one były jeszcze nadkł1dem neoge1skich utwor1w ilastych. Niewielki stopie1 rozwoju tego krasu, r11ni1cy go od krasu w gipsach neoge1skich zachodniej Ukrainy, wynika ze słabej przepuszczalnośc1 marglistych skał podł11a gips1w. Przejawy tego krasu widoczne s1 wi1ec jedynie wzdlu11 stref silniej zaangażowanych tektonicznie, w kt1rych mo1liwe były przepływy w1d, na przykł1d w pobli1u uskok1w czy w sp1kanych strefach osiowych fałd1w (Urban i in. 2009, 2012, 2015).

Nast1pny etap rozwoju krasu rozpocz1ł si1 z chwil1 otwarcia dr1g przepływu w1d bezpośrednio z powierzchni do serii gipsowej. Nast1piło to najwcze1niej w strefach osiowych antyklin i brachy-antyklin i w ten sposób rozpocz1ł si1 rozwój du1ych obni1e1 krasowo-denudacyjnych. Jednak wsp1czesne obni1enia reprezentuj1 starcze, resztkowe stadia ewolucji krasu w tych strukturach, st1d te1 niewiele mo1na powiedziec o przebiegu wcze1niejszych etap1w reprezentuj1cych stadia krasu rozcinanego (*entrenched karst*) i cz1ściowo odkrytego (*exposed karst*). Ocena tempa denudacji chemicznej i mechanicznej pozwala jedynie oszacować pocz1tek rozwoju tych form na dolny plejstocen lub ewentualnie pliocen (Urban i in. 2012, 2015).

Współcześnie zdecydowana większość form krasowych Niecki Sockiej: duęe obniżenia, doliny, prawie wszystkie jaskinie (kras podziemny) oraz leje krasowe – reprezentuje etapy epigenetycznego krasu odkrytego (*exposed karst*) i denudowanego (*denuded karst*). Kras rozwija się najintensywniej w strefie zwierciadła wód podziemnych, które – podparte często płytkim i lekko nachylonym zaleganiem marglistych, słabo przepuszczalnych utworów podłoża gipsów – położone jest niegłęboko pod powierzchnią terenu i ulega stosunkowo powolnemu obniżaniu. Stąd też wiele jaskiń występuje na poziomie zwierciadła wód współcześnie ulegając typowym procesom rozpuszczania krasowego jako podziemne zbiorniki wodne lub koryta potoków. W podziemnych korytach cieków widać nawet współczesne zahamowanie obniżania się koryt (i zwierciadła) spowodowane zapewne ich zasypaniem osadami namytymi w średniowieczu. Pozostałe jaskinie to w większości reliktowe fragmenty takich koryt lub zbiorników położone na niewielkich wysokościach powyżej poziomu zwierciadła i powstałe w plejstocenie lub holocenie. W wyniku ewolucji krasowej i grawitacyjnej takich pustek podziemnych powstały i nadal rozwijają się doliny: Skorocicka i Aleksandrowska, prawdopodobnie też dolina w Broninie, gdzie jednak większość form podziemnych (z wyjątkiem jaskiń w ryglu zamykającym dolinę) została już zdenudowana (Urban i in. 2012, 2015). Mimo iż ocena tempa denudacji chemicznej pozwala szacować początek dolin krasowych na 700 tys. lat (Chwalik-Borowiec 2013), jednak wydaje się, że rozwój współczesnych (dostępnych obecnie) systemów krasowych Niecki Sockiej rozpocząć się mógł po wycofaniu się lądolodów kompleksu południowopolskiego, które nasuwały się na ten obszar.

Stosunkowo młode, późnoplejstoceńskie i holocenijskie są zapewne również zespoły lejów krasowych. Ich rozwój – w rezultacie zapadania się podziemnych pustek krasowych – poprzedza rozwój dolin krasowych, tam, gdzie struktura (np. nachylenie warstw) wymusza linijskie, jednokierunkowe przepływy wód podziemnych.

Ewolucja wszystkich typów form krasu gipsowego Niecki Sockiej wyraźnie związana jest z litologią i położeniem tektonicznym serii ewaporatowej. Litologia gipsów warunkuje tempo rozwoju i kształt podziemnych pustek krasowych (a w efekcie także charakter wtórnych form powierzchniowych: lejów i dolin), podczas gdy nachylenie i rozciągłość warstw decyduje o kierunkach przepływu wód powodujących krasowienie.

Podsumowanie

Obecny stan znajomości krasu w gipsach Niecki Sockiej pozwala na dość dokładną rekonstrukcję jego ewolucji. Zachowały się – w postaci pojedynczych jaskiń – pozostałości krasu międzywarstwowego tworzącego się w okresie, gdy seria ewaporatowa przykryta była jeszcze nieprzepuszczalnym nadkładem. Można też zlokalizować miejsca inicjacji krasu podpowierzchniowego, jednak jego świadectwa zostały zatarte. Natomiast zdecydowana większość rzeźby krasowej omawianego obszaru reprezentuje formy krasu rozcinanego oraz denudowanego. Rzeźba ta podlega współczesnej ewolucji krasowej następującej w strefie zwierciadła wód podziemnych. Dostępne jako jaskinie kanały krasowe położone są na poziomie tego zwierciadła i podlegają typowym procesom rozpuszczania lub stanowią reliktowe fragmenty systemów krasowych, związane z tym zwierciadłem w niedawnej przeszłości geologicznej. Doliny krasowe reprezentują różne stadia rozwoju, które podlegają jednak współcześnie typowej ewolucji krasowej.

Kras w gipsach Niecki Sockiej różni się od krasu w innych częściach Poniżia etapem ewolucji. Rozwój krasu w omawianym regionie jest bardziej zaawansowany niż na terenie Niecki Połanieckiej, gdzie występują formy krasu głębokiego, lokalnie tylko krasu rozcinanego. Zdecydowanie także różni się od krasu w neogeńskich (powstałych w tym samym basenie sedymentacyjnym) gipsach zachodniej Ukrainy, którego specyficznym elementem są wielkie jaskinie powstałe na etapie krasu międzywarstwowego. Jego szczególną cechą, decydującą o wybitnym, wyjątkowym w skali Polski znaczeniu naukowym oraz edukacyjnym, jest dostępność do bezpośredniej obserwacji aktywnych zjawisk krasowych i form krasowych podlegających współcześnie typowej krasowej ewolucji.

Literatura

- Bąbel M. 1999. Facies and depositional environments of the Nida gypsum deposits (Middle Miocene, Carpathian Foredeep, Southern Poland). *Geol. Quarterly* 43, 4: 405-428.
- Bąbel M. 2007. Kopuły gipsowe w rzeźbie krasowej Poniżia. *Prace Inst. Geogr. Akad. Świętokrz. w Kielcach* 16: 71-90.

- Chwalik A., Głazek J., Gubała J., Kasza A., Urban J. 2002. Przewodnik sesji terenowych. W: *Mat. 36. Symp. Speleol., Pińczów, 25-27.10.2002*. Sekcja Speleol. Pol. Tow. Przyr. im. Kopernika, Kraków: 5-19.
- Chwalik-Borowiec A. 2007. Rzeźba krasu gipsowego Niecki Soleckiej i Połanieckiej oraz tempo jej rozwoju. W: Strzyż M., Świercz A. (red.), *Zróżnicowanie regionalne Ponidzia. Nauki geograficzne w badaniach regionalnych*, t. 9, Inst. Geogr. Akad. Świętokrz. w Kielcach, Kielce: 27-37.
- Chwalik-Borowiec A. 2013. *Rzeźba terenu Parków Krajobrazowych Ponidzia*. Zespół Świętokrzyskich i Nadnidziańskich Parków Krajobr. w Kielcach, Kielce.
- Czapowski J. 2004. Otoczenie Gór Świętokrzyskich. W: Peryt T., Piwocki M. (red.), *Budowa geologiczna Polski t. 1, Stratygrafia, cz. 3a, Kenozoik*. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 239-246.
- Flis J. 1954. *Kras gipsowy Niecki Nidziańskiej*. *Prace Geogr. Inst. Geogr. PAN* 1, -Kraków, 73 ss.
- Ford D., Williams P. 2007. *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. Wiley & Sons; Chichester.
- Gąsiorowski H. 1925. Podziemne jezioro w krasie gipsowym w Siesławicach jako osobliwość przyrody. *Ochrona Przyr.* 5: 33-37.
- Głazek J. 1993. Nowe dane o krasie gipsowym Niecki Nidziańskiej. *Streszcz. Ref. Wygłoszonych na Pos. Oddz. Poznańskiego Pol. Tow. Geol.* 2: 32-37.
- Głazek J., Harton P., Wicik B. 1994. Kras gipsowy Niecki Nidziańskiej. *Streszcz. Ref. Wygłoszonych na Pos. Oddz. Poznańskiego Pol. Tow. Geol.* 3: 19-21.
- Głazek J., Kardaś R. 1992. XXVI Sympozjum Speleologiczne w Chańcy. *Wszechświat* 93, 12: 320-321.
- Gubała J., Kasza A., Urban J. 1998. *Jaskinie Niecki Nidziańskiej*. Pol. Tow. Przyjaciół Nauk o Ziemi, Warszawa, 173 ss.
- Jarzyna A., Bąbel M., Ługowski D., Vladi F., Yatsyshyn A., Olszewska-Nejbert D., Nejbert K., Bogucki A. 2020. Unique hydration caves and recommended photogrammetric methods for their documentation. *Geoheritage* 12: 27.
- Kasprzyk A. 1998. Litologia, zagospodarowanie i walory naukowo-krajoznawcze gipsów Ponidzia. *Chrońmy Przyr. Ojcz.* 5: 37-49.
- Kasprzyk A., Urban J. 1996. Nacieki gipsowe w jaskiniach Ponidzia. W: *30 Symp. Sekcji Speleol. Pol. Tow. Przyr. im. Kopernika, mat. symp.* Kielce-Bocheniec: 26-27.
- Klimchouk A. 2009. Morphogenesis of hypogenic cave. *Geomorphology* 106: 100-117.
- Klimchouk A., Ford D. 2000. 3.1. Types of karst and evolution of hydrogeologic setting. W: Klimchouk A. B., Ford D. C., Palmer A. N., Dreybrodt W. (red.), *Speleogenesis. Evolution of karst aquifers*. Nat. Spel. Soc. Huntsville: 45-53.
- Kontkiewicz S. 1882. Sprawozdanie z badań geologicznych dokonanych w 1880 r. w południowej części guberni Kieleckiej. *Pamiętnik Fizjogr.* 2: 175-202.
- Lauritzen S.E., Lundberg J. 2000. 6.1. Solutional and erosional morphology. W: Klimchouk A. B., Ford D. C., Palmer A. N., Dreybrodt W. (red.), *Speleogenesis. Evolution of karst aquifers*. Nat. Spel. Soc. Huntsville: 408-426.
- Lencewicz S. 1922. *Kurs geografji Polski*. Gł. Księg. Wojskowa, Warszawa.
- Lencewicz S. 1939. *Polska. Wielka Geografia Powszechna*. T. 7. Księg. Trzaski, Ewerta i Michalskiego, Warszawa.
- Liszkowski J. 1979. Typy morfogenetyczny oraz mechanizmy rozwoju powierzchniowego form krasu zakrytego w Polsce. *Biul. Geol. Wydziału Geol. Uniw. Warsz.* 23: 155-169.
- Łuszczzyński J., Łuszczzyńska B., Chwalik-Borowiec A. 2007. *Geologiczno-botaniczna ścieżka dydaktyczna w rezerwacie „Skorocice”*. Zespół Świętokrzyskich i Nadnidziańskich Parków Krajobr. w Kielcach, Kielce.
- Łyczewska J. 1972. *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000. Arkusz Busko Zdrój*. Wyd. Geol., Warszawa.
- Łyczewska J. 1975. Zarys budowy geologicznej Pasma Wójczo-Pińczowskiego. *Biul. Inst. Geol.* 283: 151-189.
- Malicki A. 1947. Zabytki przyrody nieożywionej na obszarach gipsowych dorzecza Nidy. *Chrońmy Przyr. Ojcz.* 1/2: 31-38.
- Nowak W. 1986. Zjawiska krasowe w Niecce Nidziańskiej. *Studia Ośr. Dokument. Fizjogr.* 14: 87-117.
- Palmer A.N. 2001. Dynamics of cave development by allogenic water. *Acta Carsologica* 30, 2: 13-32.
- Palmer A.N. 2007. *Cave geology*. Cave Books, Dayton.
- Pusch J.B. 1903. *Geologiczny opis Polski oraz innych krajów na północ od Karpat położonych*. Druk. S. Święckiego, Dąbrowa, 216 ss.
- Sawicki L. 1918-19. O krasie gipsowym pod Buskiem. *Przegl. Geogr.* 1, 1-2: 306-310.
- Turchinov I.I. 1997. Litologiczne uwarunkowania rozwoju procesów krasowych w badeńskich gipsach Przedkarpacia. *Przegl. Geol.* 45, 8: 803-806.
- Urban J. 2008. *Kras gipsowy w Nadnidziańskim i Szanieckim Parku Krajobrazowym*. Zespół Świętokrzyskich i Nadnidziańskich Parków Krajobrazowych, Kielce.

- Urban J. 2012. Dziedzictwo geologiczne. W: Świercz A. (red.) *Monografia Nadnidziańskiego Parku Krajobrazowego*. Uniw. J. Kochanowskiego w Kielcach, Kielce: 35-81.
- Urban J. 2016. Sympozja speleologiczne na Ponidziu. W: Urban J. (red.), *Mat. 50. Jubileuszowego Sympozjum Speleol., Kielce-Chęciny 20-23.10.2016*. Sekcja Speleologiczna PTP im. Kopernika, Kraków: 83-84.
- Urban J., Andreychouk V., Gubała J., Kasza A. 2008. Caves in gypsum of the Southern Poland and the Western Ukraine – a comparison. *Kras i Speleologia* 12 (21): 15-38.
- Urban J., Andreychouk V., Kasza A. 2009. Epigene and hypogene caves in the Neogene gypsum of the Ponidzie area (Niecka Nidziańska region), Poland. W: Klimchouk A.B., Ford D. (red.), *Hypogene speleogenesis and karst hydrology of artesian basins*. Ukrainian Inst. Speleology and Karstology, Simferopol: 223-232.
- Urban J., Chwalik-Borowiec A., Kasza A., Gubała J. 2012. Jaskinie i stanowiska krasowe. W: Świercz A. (red.) *Monografia Nadnidziańskiego Parku Krajobrazowego*. Uniw. J. Kochanowskiego w Kielcach, Kielce: 82-121.
- Urban J., Chwalik-Borowiec A., Kasza A. 2015. Warunki rozwoju i wiek krasu w gipsach Niecki Soleckiej. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 462: 125-152.
- Urban J., Gągół J. 1999. Jak dawniej zwiedzano jaskinie Skorocic. *Jaskinie* 1 (14): 31.
- Urban J., Gubała J., Kasza A. 2003. Jaskinie w gipsach Niecki Nidziańskiej. *Przegl. Geol.* 51, 1: 79-86.
- Wiśniewski W.W. 2002. Wycieczka do jaskini w Skorocicach w noweli fantastycznej z I połowy XIX wieku. W: Gradziński M., Szelerewicz M., Urban J. (red.) *Mat. 36. Symp. Speleol., Pińczów, 25-27.10.2002*. Sekcja Speleologiczna Pol. Tow. Przyr., Kraków: 5-19.
- Wołoszyn B.W. 1990. Jaskinie Zespołu Parków Krajobrazowych Ponidzia. *Studia Ośr. Dokument. Fizjogr.* 18: 275-341.

Jan Flis (1912-1993) – badacz krasu gipsowego i świadek historii

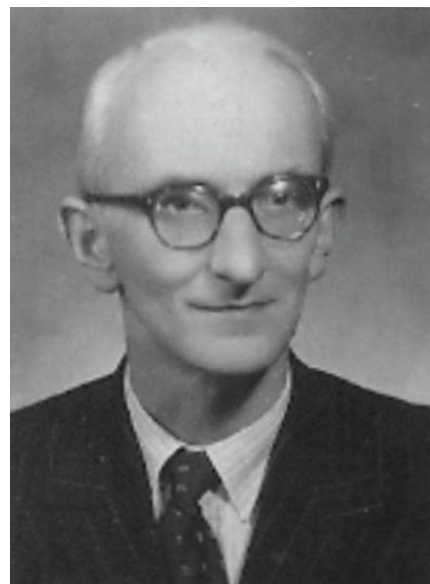
Jan Flis (1912-1993) – researcher of gypsum karst and witness of history

Jan Urban¹, Teresa Mach²

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

² Kraków; e-mail: tmach@onet.eu

Opublikowana w 1954 r. monografia krasu gipsowego zachodniej części Poniidzia (Niecki Soleckiej i zachodniej części Niecki Połanieckiej) autorstwa Jana Flisa (1954), jest najwybitniejszym dotąd studium tego krasu. Monografia stanowiła podsumowanie rozprawy doktorskiej tego autora, obronionej w 1951 r. na Uniwersytecie Jagiellońskim. W pracy tej J. Flis zawarł bardzo szczegółowy opis występowania gipsów i form krasowych w tych skałach od okolic Czarkowych na południu do Stawian na północy. Sporządził plany dwu najważniejszych dolin krasowych: Aleksandrowskiej (dotąd jedyny plan) i Skorocickiej, scharakteryzował grzbiety gipsowe w skrzydłach brachyantyklin okalające depresje krasowo-denudacyjne oraz grzbiety o założeniach monoklinalnych i przebiegu mniej więcej równoległym do koryta Nidy. Opisał grupy lejów krasowych, jeziora krasowe, dolinki rozcinające grzbiety, miejsca wypływu i zaniku wód (wywieryska i ponory) a także drobne formy krasu powierzchniowego (lokalnie je odkrywając spod warstwy gleby).



Raczej nie wchodząc głęboko do jaskiń, zwracał jednak uwagę na ich obecność i rolę hydrogeologiczną krasu podziemnego. Zgromadził w ten sposób bardzo cenny materiał dokumentacyjny, gdyż kras gipsowy ulega szybkim przemianom (niektóre z jaskiń obserwowanych przez Flisa już nie istnieją) a ponadto wiele form powierzchniowych w ostatnich kilkudziesięciu latach zostało pokrytych zaroślami i są one obecnie słabo czytelne. Wartość studiów J. Flisa polega jednak przede wszystkim na tym, iż opisując elementy krajobrazu krasowego, autor od razu starał się tłumaczyć ich genezę, ewolucję, współczesne wykształcenie i rolę morfogenetyczną, wykorzystując przy tym nie tylko klasyczną metodologię geomorfologiczną, ale uwzględniając w swej analizie dane litologiczne, geologiczno-strukturalne oraz lokalną sytuację hydrogeologiczną. Jego morfogenetyczna interpretacja dolin krasowych pozostaje do dziś w pełni aktualna, model ewolucji lejów krasowych został w niewielkim stopniu uzupełniony, ocenę roli powierzchniowej korozji krasowej należy uznać za zgodną ze współczesną znajomością tego zagadnienia. J. Flis (1954) – podobnie jak wielu badaczy przed nim i po nim – zafascynowany był możliwością obserwacji procesów krasowych w gipsach Poniidzia „*in statu nascendi*” i postulował ochronę tego dziedzictwa geologicznego.

J. Flis, nie prowadząc obserwacji w jaskiniach i nie mając – z oczywistych względów – obecnego zasobu wiedzy o procesach krasowych i współczesnych narzędzi badawczych, nie był jednak w stanie zrekonstruować etapów rozwoju krasu gipsowego Niecki Soleckiej. W związku z tym nie dostrzegł śladów wczesnych etapów rozwoju krasu gipsowego i nie docenił znaczenia w jego ewolucji wielkich obniżen krasowo-denudacyjnych, chociaż w praktyce dostrzegał ich istnienie w krajobrazie krasowym.

Po wydaniu monografii krasu gipsowego oraz kilku artykułów dotyczących geomorfologii zachodniej części Poniidzia, J. Flis, pracujący naukowo od 1952 r. do przejścia na emeryturę w 1982 r. w Wyższej Szkole Pedagogicznej i Akademii Pedagogicznej (obecnie Uniwersytet Pedagogiczny) w Krakowie, zajmował się przede wszystkim problematyką dydaktyki geografii, przygotowaniem podręczników geografii i redakcją słowników geograficznych (opublikował łącznie około 150 prac naukowych). W tym ostatnim zakresie działał już – jako młody naukowiec, absolwent Uniwersytetu Jagiellońskiego – w ostatnich latach przed II wojną światową (Piskorz, Ziętara 1982; Banaśkiewicz-Cabaj, Cabaj 1996; Wojtyczka 2008; Świętek 2013).

Jednak znanym okresem w życiu J. Flisa był czas II wojny światowej – od września 1939 r. do kwietnia 1945 r. był świadkiem najważniejszych wydarzeń w światowej historii, brał bowiem bezpośredni udział w działaniach wojennych. Uczestniczył w obronie Lwowa we wrześniu 1939 r., po kapitulacji zaś przedarł się na Węgry, gdzie organizował polskie szkolnictwo. Gdy jednak rozpoczęły się intensywne działania wojenne, w 1940 r. przedarł się wraz z grupą młodzieży przez Bałkany, Turcję do Palestyny, gdzie wstąpił do polskiej jednostki wojskowej. W 1941 r., jako żołnierz Samodzielnej Brygady Strzelców Karpackich brał udział w kampanii libijskiej, gdzie uczestniczył w ciężkich walkach pod Tobrukiem i Ain el Gazala. Z afrykańskiej pustyni wraz z Brygadą został przerzucony do Iranu a następnie znów trafił do Palestyny oraz Egiptu. W latach 1944-45, jako żołnierz 2 Korpusu Polskiego, brał udział w kampanii włoskiej, uczestnicząc w bitwach pod Sangro, Monte Cassino, Pescarą, Loreto, Anconą, Rimini, Forlì i Bolonią. Za udział w walkach II wojny światowej został odznaczony Krzyżem Walecznych (1944), Srebrnym Krzyżem Zasługi z Mieczami (1944), Medalem Wojska (1945), Krzyżem Monte Cassino (1944) oraz kilkoma odznaczeniami zagranicznymi.

Niezwykłymi doświadczeniami z tego okresu dzielił się później w rozmowach, pozostawił też nieco notatek, jednak nie podsumował ich – niestety – zredagowanymi i publikowanymi wspomnieniami. Zrobili to częściowo, na podstawie jego wspomnień i notatek, jego uczniowie (Banaśkiewicz-Cabaj, Cabaj 2013). Obserwacje zebrane podczas swych wojennych podróży J. Flis wykorzystywał prowadząc swe późniejsze badania geomorfologiczne. Być może było tak też w przypadku krajobrazu gipsowego, którego znakomite przykłady można znaleźć na terenie Półwyspu Apenińskiego (Sycylia, Emilia-Romania) (De Waele i in. 2017).

Literatura

- Banaśkiewicz-Cabaj K., Cabaj W. 1996. Jan Flis. *Wierchy* 62: 204-208.
- Banaśkiewicz-Cabaj K., W. Cabaj W. 2013. Droga profesora Jana Flisa do geografii. *Ann. Univ. Paedagogicae Cracoviensis, Studia Geographica* IV: 9-15.
- De Waele J., Piccini L., Columbu A., Madonia G., Vattano M., Calligaris C., D'Angeli I., Parise M., Chiesi M., Sivelli M., Vigna B., Zini L., Chiarini V., Sauro F., Drysdale R., Forti P. 2017. Eaporite karst in Italy: a review. *Intern. Journ. of Speleol.* 46, 2: 137-168.
- Flis J. 1954. *Kras gipsowy Niecki Nidziańskiej*. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN* 1, 73 ss.
- Piskorz S., Ziętara T. 1982. Pięćdziesięciolecie działalności naukowej i dydaktycznej profesora Jana Flisa. *Rocznik Nauk.-Dydakt.* 77, *Prace Geogr.* IX: 7-16.
- Świątek A. 2013. Publikacje prof. Jana Flisa w zbiorach Biblioteki Instytutu Geografii Uniwersytetu Pedagogicznego im. KEN w Krakowie. *Ann. Univ. Paedagogicae Cracoviensis, Studia Geographica* IV: 53-58.
- Wojtycza J. 2008. Jan Flis – 15. rocznica śmierci. *Gazeta Wyborcza*, 12.12.2008: 18.

Jaskinia Zamkowa Dolna w Olsztynie na Wyżynie Krakowsko-Wieluńskiej – nowe interdyscyplinarne badania w latach 2018–2020

Zamkowa Dolna Cave in Olsztyn on the Kraków-Wieluń Upland – new interdisciplinary research in 2018–2020

Mikołaj Urbanowski¹, Krzysztof Stefaniak², Andrzej Tyc³, Urszula Ratajczak², Michał Wojenka⁴, Adrian Marciszak², Marek Kasprzak⁵, Adam Nadachowski⁶, Anna Lemanik⁶,
Andrea Pereswiet-Soltan⁶, Marcelli Ślusarczyk¹

¹*Fundacja Przyroda i Człowiek; e-mail: mikołaj.urbanowski@gmail.com, slusar0@poczta.onet.pl,*

²*Zakład Paleozoologii, Instytut Biologii Środowiskowej, Uniwersytet Wrocławski, ul. Sienkiewicza 21, 50-335 Wrocław; e-mail: krzysztof.stefaniak@uwr.edu.pl, urszula.ratajczak2@uwr.edu.pl, adrian.marciszak@uwr.edu.pl*

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

⁴*Zakład Archeologii Średniowiecza i Czasów Nowożytnych, Instytut Archeologii, Uniwersytet Jagielloński, ul. Gołębia 11, 31-007 Kraków; e-mail: mwojenka@wp.pl*

⁵*Zakład Geomorfologii, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski, pl. Uniwersytecki 1, 50-137 Wrocław; e-mail: marek.kasprzak@uwr.edu.pl*

⁶*Instytut Systematyki i Ewolucji Zwierząt PAN, ul. Sławkowska 17, 30-016 Kraków; e-mail: nadachowski@isez.pan.krakow.pl, lemanik@isez.pan.krakow.pl, pereswiet@isez.pan.krakow.pl*

Jaskinia Zamkowa Dolna jest jednym z kilku obiektów jaskiniowych Wzgórza Zamkowego w Olsztynie koło Częstochowy na Wyżynie Krakowsko-Wieluńskiej i jednym z najbardziej oryginalnych obiektów speleologicznych włączonych w obręb budowli średniowiecznego zamku. Będąc integralnym elementem zabudowy wzgórza, jaskinia ta była wielokrotnie przekształcana i przystosowywana na bieżące potrzeby właścicieli zamku, a po jego przejściu w ruinę podlegała postępującej dewastacji. Pomimo tych wielowiekowych przeobrażeń antropogenicznych, związanych z użytkowaniem gospodarczym w okresie średniowiecza i renesansu, jak i nowożytnymi wkopami badawczymi i rabunkowymi, Jaskinia Zamkowa Dolna zachowała wiele istotnych walorów: oryginalną rzeźbę ścian i stropu oraz fragmentarycznie zachowane profile namulisk, w tym z zabytkami archeologicznymi i kopalną fauną. Jest ona jednym z cenniejszych, choć nieco zapomnianych, archeologicznych i paleontologicznych stanowisk jaskiniowych w Polsce, wpisanym do rejestru zabytków pod nr C/20/76, 20 II 1978.

Pierwsze badania w Jaskini Zamkowej Dolnej były prowadzone w latach 1969–1970 przez J. Kopacza z Muzeum w Częstochowie (Kopacz, Skalski 1971; Kopacz 1975). W trakcie tych prac wykopaliskowych znaleziono bardzo ciekawy, różnowiekowy zespół szczątków kostnych obejmujący zarówno fauny pliocenские, plejstocenские, jak i holocenские, a także narzędzia ze środkowego i górnego paleolitu (Kopacz, Skalski 1971; Bocheński 1974; Chrzanowska 1975; Kopacz 1975; Nadachowski 1982, 1990a, b; Stefaniak i in. 2009). Zespół ponad 300 artefaktów, zdeponowany w zbiorach Muzeum w Częstochowie, jest jednym z najdalej na północ wysuniętych inwentarzy kultury mikockiej (mikocko-prądnickiej) (Kozłowski, Kozłowski 1977).

Po niemal półwieczu, w latach 2018–2020, podjęte zostały nowe, interdyscyplinarne badania Jaskini Zamkowej Dolnej, które miały na celu zabezpieczenie tego cennego stanowiska w związku z trwającymi na zamku pracami restauratorskimi. Prace budowlane i konserwatorskie są realizowane przez Fundację Wspólnoty Gruntowej Wsi Olsztyn w ramach projektu „Zwiększenie atrakcyjności Zamku Olsztyn poprzez wykonanie niezbędnych prac konserwatorskich i restauratorskich”, finansowanego ze środków Regionalnego Programu Operacyjnego Województwa Śląskiego. Zasadniczym celem prowadzonych badań było jak najlepsze rozpoznanie stanowiska przed rozpoczęciem prac technicznych, adaptujących jaskinię do celów ekspozycyjnych w ramach nowej aranżacji przestrzeni Zamku Olsztyn udostępnianej dla turystów.

W 2018 r. Jaskinia Zamkowa Dolna została oczyszczona ze śmieci oraz wybrane zostało zasypisko z wykopalisk J. Kopacza. Wykopy sprzed 50 lat objęły całą centralną część jaskini, ponadto w trakcie prowadzenia ówczesnych prac wykopaliskowych stwierdzono zniszczenie pierwotnej stratyfikacji osadów w wyniku średniowiecznego wyrównania powierzchni spągu na potrzeby użytkowe. W związku z tym w jej wnętrzu zalegał przede wszystkim materiał przemieszany, bez

kontekstu stratygraficznego. Został on jednak w całości złożony na hałdzie i przebadany (w tym również przepłukany) w sezonach badawczych 2018 i 2019, przynosząc w efekcie cenny zespół zabytków paleolitycznych i średniowiecznych oraz kości kopalnej fauny.

W trakcie trzech sezonów wykopaliskowych w Jaskini Zamkowej Dolnej w Olsztynie odsłonięte i udokumentowane zostały, zachowane *in situ*, osady jaskiniowe zawierające artefakty oraz kości zwierząt. Odkryte zostały nieznane dotychczas świadectwa średniowiecznej i renesansowej aktywności gospodarczej w jaskini. Przeprowadzone wewnątrz jaskini badania geofizyczne z wykorzystaniem tomografii elektrooporowej (ERT) oraz wiercenie otworowe wykazały obecność w podłożu szczelin wypełnionych osadami i rumoszem skalnym oraz pustek w jej centralnej części. W efekcie tych badań, w 2020 r. podjęta została próba eksploracji niewielkich nisz wypełnionych osadami, które odchodzą od odsłoniętej w spągu wykopu badawczego pustki. Eksplorację przeprowadził zespół grotolazów z Tarnowskich Gór – Krzysztof Mazik, Roman Baryła „Myszołów”, Aleksander Baryła. Potwierdziła ona wyniki badań geofizycznych oraz przyniosła możliwość zbadania osadów zalegających *in situ*, w sąsiedztwie rozpoznanych we wcześniejszych sezonach osadów nisz odsłaniających się w SE ścianie jaskini, jednak tym razem do głębokości 2,5 m poniżej aktualnego spągu jaskini. W 2020 r. przeprowadzone zostały ponadto badania osadów na przedpolu jaskini, zachowanych w strefie posadowienia tzw. baszty studziennej.

Pomimo wspomnianego znacznego przeobrażenia Jaskini Zamkowej Dolnej dotychczasowe trzyletnie badania dostarczyły wielu nowych danych do analizy speleogenezy, stratygrafii osadów i analiz paleośrodowiskowych górnego plejstocenu i holocenu Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej oraz pradziejowego i nowożytnego wykorzystywania tego obiektu.

Literatura

- Bocheński Z. 1974. *Ptaki młodszego czwartorzędu Polski*. PWN Warszawa, Kraków, 212 ss.
- Chrzanowska W. 1975. Fosylne i subfosylne szczątki kostne zwierząt z Jaskini Zamkowej Dolnej w Olsztynie k. Częstochowy. *Zesz. Nauk. Akademii Rolniczej we Wrocławiu. Weterynaria* 32, 107: 185-194.
- Kopacz J. 1975. Stanowisko środkowopaleolityczne w Olsztynie, pow. Częstochowa. *Światowit* 34: 71-80.
- Kopacz J., Skalski A.W. 1971. Nowe paleolityczne stanowisko jaskiniowe w Olsztynie, pow. Częstochowa. *Sprawozd. Archeolog.* 23: 33-36.
- Kozłowski J.K., Kozłowski S.K. 1977. *Epoka Kamienia na Ziemiach Polskich*. PWN, Warszawa, 387 ss.
- Nadachowski A. 1982. *Late Quaternary rodents of Poland with special reference to morphotype dentition analysis of voles*. PWN, Warszawa, Kraków, 109 ss.
- Nadachowski A., 1990a. Lower Pleistocene rodents of Poland: faunal succession and biostratigraphy. *Quartärpaläontologie* 8: 215-223.
- Nadachowski A. 1990b. Review of fossil Rodentia from Poland (Mammalia). *Senckenbergiana Biologica* 70, 4/6: 229-250.
- Stefaniak K., Socha P., Nadachowski A., Tomek T. 2009. Palaeontological studies in the Częstochowa Upland. W: Stefaniak K., Tyc A., Socha P. (red.), *Karst of the Częstochowa Upland and of the Eastern Sudetes: palaeoenvironments and protection*. Studies of the Faculty of Earth Sciences, Univ. of Silesia 56, Sosnowiec-Wrocław: 85-144.

Nieznana jaskinia konstrukcyjna w Polsce

Unknown constructional cave in Poland

Jakub Wcisło

*Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul. Gronostajowa 3a, 30-387 Kraków;
e-mail: jakub.wcislo@student.uj.edu.pl*

Podczas prac terenowych wykonywanych w ramach pracy licencjackiej dotyczącej osadów węglanowych przy źródłach szczaw w Karpatach fliszowych znaleziono dotychczas nieznaną jaskinię konstrukcyjną. Znajduje się ona na obrzeżach miejscowości Krościenko nad Dunajcem. Jaskinia jest położona w dnie niewielkiego wąwozu bezpośrednio poniżej źródła mineralnego Maria (położenie otworu: 49°26'52.9"N, 20°26'41.0"E). Źródło Maria ma charakter źródła zawieszonego (*perched spring*); jest zasilane wodą typu szczawy o mineralizacji >3 g/L, zawierającą ponad 350 mg/L wapnia (Rajchel 2012). Bezpośrednio z obudowanego obecnie źródła woda jest odprowadzana rurą do Potoku Zakijowskiego. Pomimo tego, na drodze około 10 m od źródła do wypływu z rury dochodzi do intensywnego odgazowania CO₂. Umożliwia to efektywne wytrącanie węglanu wapnia w formie niewielkiej kaskadki na zboczu wąwozu, tuż poniżej ujścia rury, które znajduje się 3 m nad dnem wąwozu. Pokryta mikroterasami kaskadka prograduje na powalone pnie i gałęzie drzew leżące w poprzek wąwozu kilkadziesiąt centymetrów powyżej jego dna. Węglan wapnia inkrustuje rumosz drzewny tworząc zwarty strop znajdujący się poniżej jaskini. Jaskinia ta jest zatem specyficznym mikroanalogiem jaskiń konstrukcyjnych (*sensu* Gradziński i in. 2018) usytuowanych pod naturalnymi mostami skalnymi.

Jaskinia została nazwana Schronisko pod Źródłem Marii. Długość schroniska wynosi 2 m. Jego dnem płynie Potok Zakijowski, który niknie wśród osadów wyścielających dno wąwozu w dwóch wchłonach położonych w odległości 4 m i 2 m powyżej otworu. Woda licznymi strugami dopływa do schroniska przez jego północno-wschodnią ścianę utworzoną z osadów potoku (głównie żwirów i piasków, częściowo stabilizowanych przez rumosz drzewny) formując niewielki strumień na jego dnie, który wypływa przez otwór. W północno-zachodniej ścianie schroniska znajduje się także niewielki dopływ wód mineralnych, dobrze widoczny dzięki inkrustacjom związków żelaza. Spąg schroniska pokryty jest otoczkami piaskowców fliszowych. Woda mineralna przesiąkająca przez ażurowy strop schroniska formuje niewielkie stalaktyty (do 5 cm długości). W stropie znajduje się także prześwit kontaktujący się z powierzchnią.

Znaleziona jaskinia jest jedną z nielicznych jaskiń konstrukcyjnych w Polsce (por. Gradziński i in. 2018). Analogiczne obiekty były znane z Doliny Raławki (jaskinia zniszczona podczas eksploatacji martwicy wapiennej w latach międzywojennych) oraz z Karwowa (jaskinia niedostępna na skutek zablokowania otworu przez wzrastającą martwicę wapienną). Jest ona zatem jedyną dostępną jaskinią tego typu na terenie Polski, nie licząc jaskini w kopule martwicznej w Laskach, która ma jednak nieco odmienną genezę.

Literatura

- Gradziński M., Bella P., Holúbek P. 2018. Constructional caves in freshwater limestone: A review of their origin, classification, significance and global occurrence. *Earth-Science Reviews* 185: 179–201.
- Rajchel L. 2012. *Szczawy i wody kwasowęgłowe Karpat Polskich*. Wyd. AGH, Kraków, 194 ss.

Kras Niecki Połanieckiej

Karst of the Połaniecka Basin

Artur Zieliński¹, Artur Komorowski², Grzegorz Gajek³

¹ Instytut Geografii i Nauk o Środowisku, Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach, Uniwersytecka 7, 25-406 Kielce; e-mail: artur.zielinski@ujk.kielce.pl

² Stowarzyszenie Speleoklub Beskidzki, Połaniec; e-mail: akomorowski@op.pl

³ Katedra Geologii, Gleboznawstwa i Geoinformacji, Uniwersytet Marii Curie Skłodowskiej w Lublinie, al. Kraśnicka 2d, 20-718 Lublin; e-mail: gajcy@umcs.pl

Niecka Połaniecka jest południowo-wschodnim subregionem Niecki Nidziańskiej (ryc. 1). Bezpośrednie podłoże tego obszaru zbudowane jest generalnie ze zróżnicowanych litologicznie utworów neogeńskich (miocenskich): iłów, iłowców z wkładkami mułowców i piaskowców, wapieni (w tym wapieni detrytycznych) oraz gipsów, które w wielu miejscach przykryte są płatami osadów czwartorzędowych. Jej zachodnia część wznosi się nieco wyżej od części wschodniej i zbudowana jest z horyzontalnie leżącej płyty utworów neogeńskich. Od wschodniej części oddziela ją wyraźny próg morfologiczny. Oś regionu biegnącą z północnego-zachodu na południowy-wschód wyznacza rzeka Wschodnia, która jest dopływem Czarnej Staszowskiej.



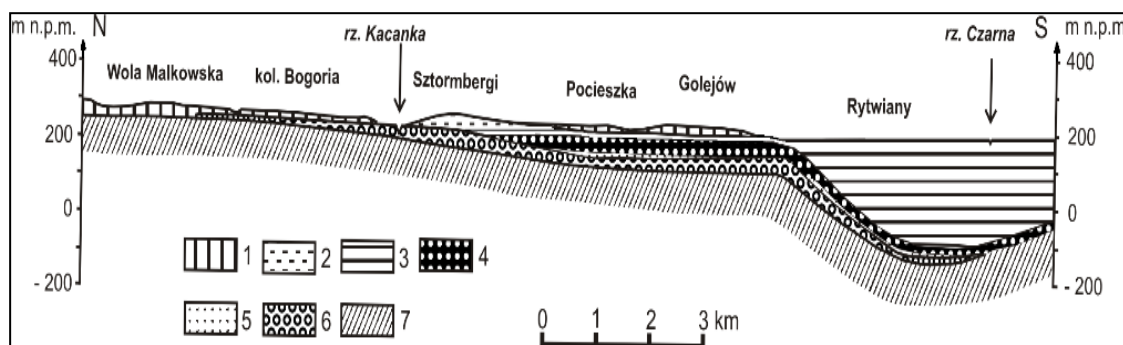
Ryc. 1. Położenie obszaru badań w Polsce i na tle regionów fizycznogeograficznych (wg Solon i in. 2018) - (B).

Stan wiedzy o geomorfologii i geologii tej części Polski jest dobry, bowiem obszar ten był przedmiotem zainteresowania wielu badaczy (Zieliński 2013).

Ze względu na specyficzną budowę geologiczną Niecki Połanieckiej (ryc. 2) formy krasowe rozwijające się w gipsach serii ewaporatowej występują w północnej części tej jednostki fizycznogeograficznej. Największą powierzchnię zajmują przestrzenie, na których występują reprodukowane – w osadach niekrasowięjących – leje krasowe. Część z tych form stanowią współcześnie jeziora, torfowiska i formy ulegające zabagnieniu, są jednak też formy pozostające w stanie suchym.

Ocena rozmiarów form krasowych i ich natury stała się możliwa m.in. po poznaniu mechanizmów ich powstawania, przeprowadzeniu badań batymetrii jezior, wykonaniu wierceń w osadach jeziornych, na torfowiskach i szeregu innych studiów (Szczepanek 1971; Liszkowski 1979; Zieliński 2007, 2008, 2009, 2013; Zieliński, Łoziński 2007a, b; Zieliński, Ziętek 2010; 2013; Zieliński i in. 2015a, b, 2016, 2020; Gajek i in. 2016; Stachura i in. 2018; Choiński, Zieliński 2020).

Obniżenia, w tym leje krasowe, powstawały w różnym czasie, ale mogą tworzyć się i współcześnie. Datowane metodą TL mineralne osady dennie jezior dały wyniki zawierające się w przedziale od $34,2 \pm 5,1$ ka do $20,4 \pm 3,1$ ka. Daty radiowęglowe z limnicznych osadów organicznych są młodsze (np. Jezioro Torfowe I: $10\ 190 \pm 110$ BP; jezioro Donica: $10\ 100 \pm 100$ BP, Zielone Oko: 8110 ± 90 BP; akwen koło Jeziora Jasnego: 7930 ± 80 BP).



Ryc. 2. Przekrój geologiczny przez osady neogenu (miocenu) na terenie Niecki Połanieckiej w pobliżu północnej granicy jego zasięgu, wzdłuż linii od Woli Malkowskiej do Rytwian (wg Pawłowski 1965). 1 – osady holocenu i plejstocenu, 2 – osady sarmatu detrytycznego, 3 – warstwy krakowieckie sarmatu (iły, iłowce, wkładki nullo-czerwone-piaszczyste, 4 – badeńska seria ewaporatowa, 5 – klastyczno-margliste osady badeńskiego poziomu baranowskiego, 6 – badeńskie warstwy litotamniowe (wapienie organogeniczne), 7 – utwory paleozoiczne i mezozoiczne podłoża neogenu.

Jeziora występują w pojedynczych lejach krasowych lub w uwałach. Mają one niewielkie powierzchnie w stosunku do głębokości. Są zazwyczaj koliste lub owalne, o słabo rozwiniętej linii brzegowej. Wielkość jezior nie jest uzależniona od ich wieku. Nachylenie stoków misy jeziornej jest duże. Miąższość osadów jeziornych jest znaczna i może przekraczać nawet kilkanaście metrów. Formy krasowe, w których istnieją akweny, mogą rozwijać się jednorazowo lub etapowo. Początkowo możliwe jest powstanie płytkiego akwenu. Z czasem może ulec on wypłyceniu i wysuszeniu, po czym potencjalnie może nastąpić kolejna faza pogłębienia jeziora w wyniku istnienia dalszych procesów krasowych. Tworzeniu jezior sprzyja powolne osiadanie gruntu uaktywniające się generalnie po mroźnej i śnieżnej zimie. Ponadto istnienie w osadach jeziornych soczewek wody, stref rozluźnień osadów organogenicznych i mineralnych może dowodzić kolejnych etapów osiadania dna. Te procesy doprowadzają do powalania drzew (ryc. 3). Po etapie pogłębienia następują procesy wypływania obniżenia, a ruchy masowe zmniejszają nachylenia zboczy (Zieliński 2013).



Ryc. 3. Drzewa uległy przewróceniu w wyniku utraty stabilności podłoża spowodowanej osiadaniem gruntu. Osiadanie osadów niekrasowięjących jest z kolei widocznym na powierzchni efektem procesów krasowych (fot. A. Zieliński 2012).

Dla Niecki Połanieckiej charakterystyczne są też bardziej rozległe nieckowate obniżenia krasowo-denudacyjne. Ponadto swoiste są doliny krasowe oraz jaskinie występujące zarówno w gipsach jak również i wapieniach. Szczególną osobliwością są tak zwane świece krasowe (Walsh, Morawiecka-Zacharz 2001; Dobrowolski i in. 2007). Spotyka się także ponory i wywierzyska. Zaś w zachodniej części opisywanego regionu podziemne i częściowo podziemne jeziora, które tworzą się w strefach spękań i miejscach zróżnicowanych litogenicznie. Z czasem mogą przeobrazić się w otwarte jeziora (Zieliński 2013). Dynamika procesów krasowych w opisywanym regionie jest dość znaczna i przez to uciążliwa dla lokalnej społeczności, bowiem skutkuje licznymi szkodami.

Nie mniej jednak Niecka Połaniecka jest cennym obszarem do interdyscyplinarnych studiów, a zbierane materiały inspirują badaczy do podejmowania nowych wyzwań. Ponadto efekty procesów krasowych korzystnie wpływają i podnoszą geo- i bioróżnorodność w regionie.

Literatura

- Choiński A., Zieliński A. 2020. Characteristics of selected lakes with aeolian and karst genesis in the Świętokrzyski Region. *Limnol. Rev.* 20, 2: 59-64. DOI 10.2478/limre-2020-0007
- Dobrowolski R., Terpiłowski S., Walsh P., Zagórski P. 2007. The relationship of the Sanian ice sheet to depressions in the subglacial surface at the Smerdyna no 1 quarry, near Staszów (southern margin of Holy Cross Mountains, Poland) new data and new concepts. Karst and Cryokarst, 25th Speleological School, 8th GLACKIPR Symposium, March 19-26, Sosnowiec, Poland (poster).
- Gajek G., Zieliński A., Franczak Ł., Komorowski A., Przedpełski Ł., Adamczak M. 2016. Ocena możliwości naziemnego skaningu laserowego (TLS) w badaniach pustek podziemnych na przykładzie Jaskini pod Świecami. W: Urban J. (red.), *Mat. 50. Symp. Speleol., Kielce-Chęciny 20-23.10.2016*. Sekcja Speleol. Pol. Tow. Przyn. im. Kopernika, Kraków: 106-107.
- Liszkowski J. 1979. Typy morfogenetyczne oraz mechanizmy rozwoju powierzchniowych form krasu zakrytego w Polsce. *Biul. Geol. Wydz. Geol. Uniw. Warsz.* 23: 155-168.
- Pawłowski S. 1965, Zarys budowy geologicznej okolic Chmielnika-Tarnobrzega. W: *Przew. 38 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, 8-20.
- Solon J., Borzyszkowski J., Bidłasik M., Richling A., Badora K., Balon J., Brzezińska-Wójcik T., Chabudziński Ł., Dobrowolski R., Grzegorzczak I., Jodłowski M., Kistowski M., Kot R., Krąż P., Lechnio J., Macias A., Majchrowska A., Malinowska E., Migoń P., Myga-Piątek U., Nita J., Papińska E., Rodzik J., Strzyż M., Terpiłowski Sł., Ziaja W. 2018, Physico-geographical mesoregions of Poland: Verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data. *Geogr. Pol.* 91, 2: 143-170.
- Stachura M., Wieczorek D., Zieliński A. 2018. An attempt at a typology of karst lakes in the Połaniec Basin (Małopolska Upland, Poland), *Bull. of Geogr. Physical Geogr. Series* 15: 63-74.
- Szczepanek K. 1971. Kras staszowski w świetle badań paleobotanicznych (The Staszów karst in the light of palaeobotanical studies. *Acta Palaeobotanica* 12, 2: 63-120.
- Walsh P. Morawiecka-Zacharz I. 2001. A dissolution pipe palaeokarst of mid-Pleistocene age preserved in Miocene limestones near Staszów, Poland. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 174, 4: 327-350.
- Zieliński A. 2007. Charakterystyka morfometryczna wybranych lejów krasowych w okolicy Dużego Stawu (Łasy Golejowskie). W: Smolska E., Gariat D. (red.), *Rekonstrukcja dynamiki procesów geomorf. – formy rzeźby i osady*. Uniw. Warsz., Wydz. Geogr. i Studiów Regionalnych, Warszawa: 457-463.
- Zieliński A. 2008. Charakterystyka morfometryczna krasowego Jeziora Jasnego i jeziora bezimiennego znajdujących się w Łasach Golejowskich koło Staszowa. W: *Współczesne problemy badawcze geogr. polskiej – geogr. fizyczna, Dokument. Geogr.* nr 37. Inst. Geogr. i Planowania Przestrz. PAN, Warszawa: 56-61.
- Zieliński A. 2009. The sizes of sinks karst in the region of Duży Staw in Golejowskie Forest near Staszów in Poland. W: E., M. Nestierov E.M. (red.), *VI Intern. Conf. "Geology at School and University: Geology and Civilization"* vol. I, St. Petersburg: 264-266.
- Zieliński A. 2013. Rozwój jezior krasowych w Niece Połanieckiej. Uniw. J. Kochanowskiego w Kielcach, Kielce, 186 ss.
- Zieliński A., Choiński A., Machula S., Ławniczak A., Strzelczak A. 2020, Chemistry of bottom sediments from selected karst lakes in the vicinity of Staszów (Nida Basin). *Limnol. Rev.* 20, 2: 81-87. DOI 10.2478/limre-2020-0009
- Zieliński A., Komorowski A., Łyskowski M., Mazurkiewicz E., Gajek G. 2016, Nowo odkryta jaskinia w Podmaleńcu koło Staszowa. W: Urban J. (red.), *Mat. 50. Symp. Speleol., Kielce-Chęciny 20-23.10.2016*. Sekcja Speleol. Pol. Tow. Przyn. im. Kopernika, Kraków: 165-166.
- Zieliński A., Komorowski A., Łyskowski M., Mazurkiewicz E. 2015a. Czy „geośmietnisko” w Podmaleńcu koło Staszowa może stać się geostanowiskiem? W: Kicińska D., Stefaniak K., Szynkiewicz A. (red.), *Mat. 49. Symp. Speleol., Załącznik Wielkie, 22-25.10.2015 r.* Sekcja Speleol. Pol. Tow. Przyn. im. Kopernika, Kraków: 138-139.
- Zieliński A., Łoziński Ł. 2007a. Charakterystyka morfometryczna jezior krasowych „Kacze” i „Bez Nazwy” w rejonie Staszowa. W: Zieliński A. (red.) *„Przeobrażenia środowiska w południowo-wschodniej części regionu świętokrzyskiego”*, *Nauki geogr. w badaniach regionalnych*, t. VII, Inst. Geogr. Akad. Świętokrz. w Kielcach, Kielce: 113-121.
- Zieliński A., Łoziński Ł. 2007b. Parametry morfometryczne jezior krasowych „Donica”, „Przedpole” i „Rozlany Staw” w rejonie Staszowa W: Zieliński A (red.) *„Przeobrażenia środowiska w południowo-wschodniej części regionu świętokrzyskiego”*, *Nauki geogr. w badaniach regionalnych*, t. VII Inst. Geogr. Akad. Świętokrz. w Kielcach, Kielce: 101-112.
- Zieliński A., Łyskowski M., Mazurkiewicz E., Komorowski A. 2015b. Ocena przydatności georadaru w badaniach obiektów krasowych. W: Kicińska D., Stefaniak K., Szynkiewicz A. (red.), *Mat. 49. Symp. Speleol., Załącznik Wielkie, 22-25.10.2015 r.* Sekcja Speleol. Pol. Tow. Przyn. im. Kopernika, Kraków: 137.

- Zieliński A., Ziętek J. 2010. Rekonesansowe badania georadarowe w rejonie Dużego Stawu w Lasach Golejowskich koło Staszowa. W: Ludwikowska-Kędzia M., Zieliński A. (red.), *Badania interdyscyplinarne – przeszłość, teraźniejszość, przyszłość nauk przyrodniczych, 15-16.04. 2010, Golejów koło Staszowa*. Inst. Geogr., Uniw. J. Kochanowskiego w Kielcach, Kielce: 157-162
- Zieliński A., Ziętek J. 2013. Thickness of lacustrine deposits of the “Duży Staw” in the “Golejowskie Forests” near Staszów based on the georadar research (Niecka Nidziańska, Poland). *Intern. Conf. “State of geomorph. Research in the year”*, Czech Assoc., Mikulov, Czech Rep.: 52-53.
- .