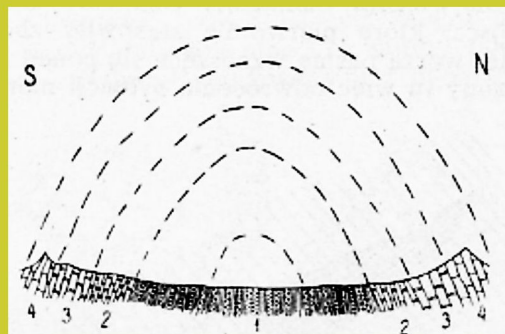




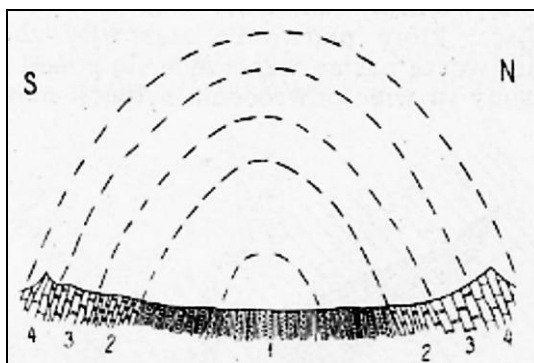
**RZEŻBA STRUKTURALNA  
GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH I PONIDZIA  
- STAN BADAN I PERSPEKTYWY BADAWCZE**



**Chęciny 26-28.09.2019**



**VII WARSZTATY GEOMORFOLOGII STRUKTURALNEJ**  
**RZEŻBA STRUKTURALNA**  
**GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH I PONIDZIA**  
**- STAN BADAŃ I PERSPEKTYWY BADAWCZE**  
**Streszczenia referatów i posterów, przewodnik sesji terenowych**



**Chęciny 26-28.09.2019**



## **ORGANIZATORZY WARSZTATÓW**

Instytut Ochrony Przyrody PAN w Krakowie  
Komisja Geomorfologii Strukturalnej Stowarzyszenia Geomorfologów Polskich  
Instytut Geografii, Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach  
Speleoklub Świętokrzyski  
Zespół Świętokrzyskich i Nadnidziańskich Parków Krajobrazowych w Kielcach  
Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy  
Geopark Kielce  
Geoland Świętokrzyski  
Otwarte Zasoby w Repozytorium Cyfrowym Instytutów Naukowych (OZwRCIN)

## **KOMITET ORGANIZACYJNY**

Jan Urban - przewodniczący  
Małgorzata Ludwikowska-Kędzia  
Anna Chwalik-Borowiec  
Andrzej Kasza  
Anna Fijałkowska-Mader  
Michał Poros  
Hanna Kuciel  
Aleksandra Rycerz  
Grzegorz Walek

## **Redakcja:**

Jan Urban

**ISBN 978-83-60026-54-0**

Uniwersytet Jana Kochanowskiego  
Kielce, 2019

Przednia okładka:

Skalki zachodniego zespołu w rezerwacie przyrody „Skalki Piekło pod Nieklaniem” (fot. J. Urban).

Tylna okładka:

Stanowiska sesji terenowych na tle mapy geologicznej oraz głównych elementów rzeźby Gór Świętokrzyskich i Poniżia.

Przekrój geologiczno-morfologiczny przez południowo-zachodnią część trzonu paleozoicznego.

## Spis treści

|                                                                                                                                                             |           |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| Wprowadzenie .....                                                                                                                                          | 1         |
| Program Warsztatów .....                                                                                                                                    | 3         |
| <b>Streszczenia referatów .....</b>                                                                                                                         | <b>7</b>  |
| <i>Jan Urban</i>                                                                                                                                            |           |
| Podstawowe cechy rzeźby strukturalnej Gór Świętokrzyskich i Ponidzia – stan badań i wyzwania badawcze .....                                                 | 9         |
| <i>Małgorzata Ludwikowska-Kędzia</i>                                                                                                                        |           |
| Zarys morfogenezy południowej części trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich – założenia metodologiczne .....                                             | 13        |
| <i>Maria Górską-Zabielska</i>                                                                                                                               |           |
| Obszary macierzyste gładów narzutowych w kontekście rzeźby regionu świętokrzyskiego .....                                                                   | 18        |
| <i>Anna Chwalik-Borowiec, Jan Urban, Andrzej Kasza</i>                                                                                                      |           |
| Rola krasu gipsowego w rozwoju rzeźby strukturalnej Niecki Sockiej .....                                                                                    | 20        |
| <i>Jan Urban</i>                                                                                                                                            |           |
| Strukturalne oraz litologiczne uwarunkowania rozwoju i ewolucji świętokrzyskich skałek piaskowcowych .....                                                  | 23        |
| <i>Adam Łajczak, Jan Urban, Zofia Rączkowska, Grzegorz Walek</i>                                                                                            |           |
| Rzeźba strukturalna obszaru Świętokrzyskiego Parku Narodowego .....                                                                                         | 30        |
| <i>Grzegorz Pabian, Piotr Kusztal</i>                                                                                                                       |           |
| Zmiany rzeźby spowodowane działalnością górnictw na przykładzie gminy Sitkówka-Nowiny .....                                                                 | 33        |
| <b>Streszczenia posterów .....</b>                                                                                                                          | <b>37</b> |
| <i>Sergii Bortnyk, Natalia Pogorilchuk, Olga Kovtoniuk Tetiana Lavruk</i>                                                                                   |           |
| The Świętokrzyskie Mountains as a component of the Karpinski Lineament .....                                                                                | 39        |
| <i>Dorota Brzozowicz</i>                                                                                                                                    |           |
| Wiek osadów biogenicznych w wybranych zagłębieniach krasu zakrytego .....                                                                                   | 41        |
| <i>Kacper Jancewicz, Piotr Migoń</i>                                                                                                                        |           |
| Strukturalne i tektoniczne uwarunkowania rzeźby utworów kredowych niecki śródsudeckiej i rowu górnej Nysy Kłodzkiej w świetle analizy morfometrycznej ..... | 42        |
| <i>Aleksandra Michniewicz</i>                                                                                                                               |           |
| Główne uwarunkowania rozwoju granitowych skałek Karkonoszy i Rudaw Janowickich (Sudety Zachodnie) – studium porównawcze .....                               | 44        |
| <i>Daniel Okupny, Beata Gebus-Czupyt, Witold P. Alexandrowicz, Adam Michczyński</i>                                                                         |           |
| Rekonstrukcja zmian środowiska na podstawie badań geochemicznych, izotopowych i malakologicznych martwic wapiennych Niecki Nidziańskiej .....               | 45        |
| <i>Grzegorz Pabian, Piotr Kusztal</i>                                                                                                                       |           |
| Zmiany rzeźby na terenie Osicowej Góry w pobliżu Stąporkowa (NW obrzeżenie Gór Świętokrzyskich) spowodowane działalnością górnictw .....                    | 47        |
| <i>Eliza Płaczowska</i>                                                                                                                                     |           |
| Strukturalne i klimatyczne uwarunkowania rozwoju początków koryt .....                                                                                      | 49        |
| <i>Zofia Rączkowska, Jarosław Cebulski, Wojciech Rączkowski</i>                                                                                             |           |
| Wpływ budowy geologicznej na przebieg spływów gruzowych w Tatrach Wysokich .....                                                                            | 51        |

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                  |           |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| <i>Andrzej Traczyk, Kacper Jancewicz, Wioleta Kotwicka</i><br>Morfologia wychodni dolnokarbońskich konglomeratów w północnej części niecki śródsudeckiej (Sudety) .....                                                                                                                                                                                                                          | 53        |
| <i>Andrzej Tyc, Łukasz Kowalski</i><br>Strukturalne uwarunkowania Jaskini Biśnik na Wyżynie Częstochowskiej w świetle skaningu laserowego .....                                                                                                                                                                                                                                                  | 55        |
| <i>Ryszard Zabielski</i><br>Łuski tektoniczne w sekwencji wierchowej Tatr w rejonie dolin Rozpadliny i Spismichalova (Słowacja) .....                                                                                                                                                                                                                                                            | 57        |
| <i>Hanna Kuciel</i><br>Udostępnianie wyników badań naukowych w formie elektronicznej na platformie RCIN w ramach projektu „Otwarte Zasoby w Repozytorium Cyfrowym Instytutów Naukowych OZwRCIN” realizowanego w Instytucie Ochrony Przyrody PAN w Krakowie .....                                                                                                                                 | 58        |
| <b>Przewodnik sesji terenowych .....</b>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                         | <b>61</b> |
| Czwartek, 26.09.2019. <i>Jan Urban, Anna Fijałkowska-Mader</i><br>Sesja terenowa. Główne cechy rzeźby strukturalnej Gór Świętokrzyskich .....                                                                                                                                                                                                                                                    | 63        |
| Piątek, 27.09.2019. <i>Jan Urban, Małgorzata Ludwikowska-Kędzia, Andrzej Kasza, Grzegorz Walek, Małgorzata Wiatrak, Anna Fijałkowska-Mader, Zbigniew Złonkiewicz</i><br>Sesja terenowa. Uwarunkowania strukturalne, tektoniczne oraz litologiczne rozwoju dolin i grzbietów obszaru trzonu paleozoicznego, a także ewolucji skałek piaskowcowych północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich ..... | 75        |
| Sobota, 28.09.2019. <i>Jan Urban, Małgorzata Ludwikowska-Kędzia, Anna Chwalik-Borowiec, Andrzej Kasza, Bernadetta Pasierb, Małgorzata Wiatrak, Grzegorz Walek</i><br>Sesja terenowa. Uwarunkowania strukturalne krasowej rzeźby południowej części trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich oraz Ponidzia .....                                                                                 | 117       |

## Wprowadzenie

Warsztaty Geomorfologii Strukturalnej – w tym wypadku VII Warsztaty – organizowane są po raz pierwszy na terenie Gór Świętokrzyskich oraz Ponidzia (czyli południowo-wschodniej części Niecki Nidziańskiej). Celem tych Warsztatów jest podsumowanie dotychczasowej wiedzy na temat rozwoju strukturalnych cech rzeźby tych regionów. Mamy jednak nadzieję, że dyskusja podczas tego spotkania wskaże również nowe kierunki badawcze w zakresie tej problematyki. Może też znajdą się osoby chętne, by podjąć prace badawcze w prezentowanych regionach.

Góry Świętokrzyskie są regionem o charakterystycznej rzeźbie, wykazującej związek z budową geologiczną. W opinii organizatorów tych Warsztatów i autorów przewodnika jest to region geograficzny, w którym najwyraźniej na terenie Polski uwidaczniają się te zależności. Uwagę na ten fakt zwracało już bardzo wielu autorów, poczynając od S. Lencewicza w pierwszej połowie XX wieku, poprzez T. Klatkę, C. Radłowską, T. Wróblewskiego, S. Gilewską, J. Kondrackiego, B.J. Kowalskiego, aż po najnowsze publikacje. Pisał o tym również w swych przewodnikach geologicznych Z. Kortański, którego rysunek ilustrujący zależności pomiędzy budową geologiczną i rzeźbą w obrębie Doliny Chęcińskiej (choć to nie jest dolina, lecz denudacyjne obniżenie) jest symbolem naszego spotkania.

Poznanie uwarunkowań rozwoju i głównych cech rzeźby Gór Świętokrzyskich rozpoczynamy od zamku w Chęcinach, idąc śladami Z. Kortańskiego, który także tu zaczyna swój opis przewodnikowy. Panorama z wieży zamku pozwala na prezentację najbardziej typowych rysów Gór Świętokrzyskich i może być podstawą do przedstawienia oraz dyskusji podczas sesji referatowej najbardziej aktualnych problemów badawczych z zakresu geomorfologii strukturalnej regionu świętokrzyskiego. W czasie tej sesji zaprezentowane zostaną również specyficzne zagadnienia morfologii regionów świętokrzyskiego i nidziańskiego, które były ostatnio lub są obecnie przedmiotami badań. Z kolei w ramach sesji posterowej pokazane będą wyniki badań geomorfologicznych i geologicznych prowadzonych głównie poza regionami, w których odbywają się Warsztaty.

Praktyczną kontynuacją sesji referatowej będą sesje terenowe przeprowadzone w dwu następnych dniach, podczas których chcemy pokazać najważniejsze ostatnio i obecnie opracowywane zagadnienia geomorfologiczne regionów świętokrzyskiego oraz nidziańskiego. W związku z tym w piątek, 27 września, przemierzmy najpierw zachodnią i południową część trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich, by poznać uwarunkowania rozwoju i cechy jego rzeźby. Następnie zaś przemieścimy się na obszar północnego odcinka permsko-mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, by przedyskutować fenomen powstawania i ewolucji piaskowcowych skałek na terenie o rzeźbie – wydawałoby się – zupełnie nie sprzyjającej tworzeniu się takich form. Na pierwszych stanowiskach ostatniego dnia sesji terenowych znowu prezentowane będą zagadnienia morfologii skał paleozoicznych, tym razem jednak tematyka będzie dotyczyła zjawisk krasowych rozwiniętych w dewońskich skałach węglanowych i znaczenia ich badań dla rekonstrukcji dziejów rzeźby południowej części trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich. Przemieszczając się potem w kierunku południowym, na Ponidzie, całkowicie zmienimy jednostkę geologiczną oraz litologię i wiek skał, po których będziemy chodzić, bo na Ponidziu są to neogeńskie gipsy i wapienie. Pozostaniemy jednak w problematyce krasowej, tak więc – mimo zmian wieku i litologii skał – będzie można porównać mechanizmy oraz skutki procesu, który w bardzo specyficzny dla siebie sposób draży skorupę ziemską i kształtuje jej powierzchnię.

W ciągu wszystkich sesji terenowych uczestnicy Warsztatów będą więc mogli zobaczyć bardzo odmienne pod względem budowy geologicznej i rzeźby miejsca (obszary) w różnych częściach regionu świętokrzyskiego i nidziańskiego. Niestety, taki program wymaga długiej jazdy autokarem i dlatego sporo czasu będziemy musieli spędzić w podróży. Organizatorzy mają jednak nadzieję, że podczas niej nawet z okien pojazdu będzie można zaobserwować wiele interesujących elementów regionalnego krajobrazu.

Pozostaje nam życzyć wszystkim uczestnikom Warsztatów, także sobie, dobrej pogody i małego natężenia ruchu na trasie naszych przejazdów.

*Organizatorzy*



**VII WARSZTATY GEOMORFOLOGII STRUKTURALNEJ**  
**RZEŻBA STRUKTURALNA GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH I PONIDZIA**  
**- STAN BADAŃ I PERSPEKTYWY BADAWCZE**

**PROGRAM**

**Środa 25.09.2019**

*Możliwość przyjazdu uczestników i noclegu 25/26.09.2019*

**Czwartek 26.09.2019**

*10:00-12:00 – rejestracja uczestników*

12:00-14:00 – Predsympozjalna sesja terenowa. Chęciny – zamek: rzeźba strukturalna południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich z wież chęcińskiego zamku  
Przewodnicy: J. Urban, A. Fijałkowska-Mader oraz przewodnik miejscowy.

14:00-15:00 – obiad

Sesja referatowa: Rzeźba strukturalna Gór Świętokrzyskich i Ponidzia

15:00-15:10 – otwarcie Warsztatów

15:10-15:35 – J. Urban: Podstawowe cechy rzeźby strukturalnej Gór Świętokrzyskich i Ponidzia – stan badań i wyzwania badawcze

15:35-16:00 – M. Ludwikowska-Kędzia: Zarys morfogenezy południowej części trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich – założenia metodologiczne

16:00-16:25 – M. Górska-Zabielska: Obszary macierzyste głazów narzutowych w kontekście rzeźby regionu świętokrzyskiego

16:25-16:50 – A. Chwalik-Borowiec, J. Urban, A. Kasza: Rola krasu gipsowego w rozwoju rzeźby strukturalnej Niecki Suleckiej

16:50-17:10 – przerwa kawowa

17:10-17:35 – J. Urban: Strukturalne oraz litologiczne uwarunkowania rozwoju i ewolucji świętokrzyskich skałek piaskowcowych

17:35-18:00 – A. Łajczak, J. Urban, Z. Rączkowska, G. Walek: Rzeźba strukturalna obszaru Świętokrzyskiego Parku Narodowego

18:00-18:25 – G. Pabian, P. Kuształ: Zmiany rzeźby spowodowane działalnością górniczą na przykładzie gminy Sitkówka-Nowiny

18:25-18:40 Sesja filmowa: Udostępnianie wyników badań naukowych w formie elektronicznej na platformie RCIN w ramach projektu „Otwarte Zasoby w Repozytorium Cyfrowym Instytutów Naukowych OZwRCIN” realizowanego w Instytucie Ochrony Przyrody PAN w Krakowie.

18:40-18:50 – przerwa

18:50-19:30 Sesja posterowa: Badania w zakresie geomorfologii strukturalnej w Polsce i na świecie

S. Bortnyk, N. Pohorilchuk, O. Kovtoniuk, T. Lavruk: Góry Świętokrzyskie jako składnik Lineamentu Karpiskiego

D. Brzozowicz: Wiek osadów biogenicznych w wybranych zagłębieniach krasu zakrytego

K. Jancewicz, P. Migoń: Strukturalne i tektoniczne uwarunkowania rzeźby utworów kredowych niecki śródsudeckiej i rowu górnej Nysy Kłodzkiej w świetle analizy morfometrycznej

A. Michniewicz: Główne uwarunkowania rozwoju granitowych skałek Karkonoszy i Rudaw Janowickich (Sudety Zachodnie) – studium porównawcze

- D. Okupny, B. Gebus-Czupyt, W. P. Alexandrowicz, A. Michczyński: Rekonstrukcja zmian środowiska na podstawie badań geochemicznych, izotopowych i malakologicznych martwic wapiennych Niecki Nidziańskiej
- G. Pabian, P. Kuształ: Zmiany rzeźby na terenie Osicowej Góry w pobliżu Stąporkowa (NW obrzeżenie Gór Świętokrzyskich) spowodowane działalnością górnictw
- E. Płaczowska: Strukturalne i klimatyczne uwarunkowania rozwoju początków koryt
- Z. Rączkowska, J. Cebulski, W. Rączkowski: Wpływ budowy geologicznej na przebieg spływów gruzowych w Tatrach Wysokich
- A. Traczyk, K. Jancewicz, W. Kotwicka: Morfologia wychodni dolnokarbońskich konglomeratów w północnej części niecki śródsudeckiej (Sudety)
- A. Tyc, Ł. Kowalski: Strukturalne uwarunkowania Jaskini Biśnik na Wyżynie Częstochowskiej w świetle skaningu laserowego
- R. Zabielski: Łuski tektoniczne w sekwencji wierchowej Tatr w rejonie dolin Rozpadliny i Spismichalova (Słowacja)

19:30-22:00 – kolacja grillowa

## **Piątek 27.09.2019**

7:30-8:15 śniadanie

8:20-18:10 Sesja terenowa: uwarunkowania strukturalne, tektoniczne oraz litologiczne rozwoju dolin i grzbietów obszaru trzonu paleozoicznego, a także ewolucji skałek piaskowcowych północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich

Przewodnicy: J. Urban, M. Ludwikowska-Kędzia, A. Kasza, G. Walek, M. Wiatrak, A. Fijałkowska-Mader, Z. Zlonkiewicz

8:20-9:20 – przejazd Chęciny-Ameliówka-Krajno (47 km)

9:20-9:50 – stanowisko 2.1. Krajno, Przełęcz Krajeńska: uwarunkowania strukturalne rozwoju dolin rzecznych w południowej części trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich

9:50-10:10 – przejazd Krajno-Podlysica (16 km)

10:10-10:40 – stanowisko 2.2. Podlysica: uwarunkowania rozwoju i cechy rzeźby Doliny (Padołu) Kielecko-Łagowskiej – neotektoniczne aspekty rozwoju rzeźby, kras pasowy, dolina górnej Belnianki

10:40-11:30 – przejazd Podlysica-Ruda (40 km)

11:30-12:00 – stanowisko 2.3. Ruda: skałki zbudowane z piaskowców warstw z Krynek najwyższego pstręgo piaskowca – litologia i cechy strukturalne piaskowców jako czynniki skałotwórcze i warunkujące rzeźbę

12:00-12:10 – przejazd Adamów-Ruda (5 km)

12:10-13:10 – stanowisko 2.4. Skałki pod Adamowem: skałki zbudowane z piaskowców formacji skłobskiej dolnej jury – litologia i pozycja serii piaskowcowej w profilu oraz procesy grawitacyjne jako czynniki skałotwórcze (dojście 10+10 min.)

13:10-14:15 – przejazd Adamów-Niekląt (55 km)

14:15-15:35 – stanowisko 2.5. Skałki Piekło pod Nieklaniem: skałki zbudowane z piaskowców formacji ostrowieckiej dolnej jury – litologia oraz procesy erozji podpowierzchniowej i grawitacyjne jako czynniki skałotwórcze (dojście 10+15 min.)

15:35-16:30 – Przejazd Niekląt Wielki-Szkucin (45 km)

16:30-16:55 – stanowisko 2.6. Piekiełko Szkuckie: skałki zbudowane ze zlepieńców snochowickich (formacja zagajska) najniższej jury – rola tektoniki i grawitacji w procesach tworzenia się form skałowych, wiek form

16:55-18:10 – przejazd Chęciny-Szkucin (65 km)

18:15-19:00 - obiadokolacja

## **Sobota 28.09.2019**

*7:30-8:15 śniadanie*

8:20-18:10 Sesja terenowa: uwarunkowania strukturalne krasowej rzeźby południowej części trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich oraz Ponidzia

Przewodnicy: *J. Urban, A. Chwalik-Borowiec, M. Ludwikowska-Kędzia, A. Kasza, B. Pasierb, M. Wiatrak, G. Wałek*

8:20-9:10 – przejazd Chęciny-Słopiec (45 km)

9:10-9:50 – stanowisko 3.1. Słopiec: kras kopalny trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich w świetle obserwacji terenowych oraz analizy pionowej zmienności wskaźnika skrasowienia; uwarunkowania i cechy kopalnej rzeźby krasowej w rejonie Słopca Szlacheckiego (zjawisko wypowości krasu) (dojście 10+10 min.)

9:50-10:20 – przejazd Słopiec-Łagów (28 km)

10:20-11:00 – stanowisko 3.2. Łagów, Jaskinia Zbójecka w Łagowie: etapy tektonicznego wznoszenia regionu w świetle analizy pionowej zmienności wskaźnika krasowienia (dojście 10+10 min.)

11:00-11:10 – przejazd Łagów-Płucki (5 km)

11:10-12:00 – stanowisko 3.3. Płucki: uwarunkowania rozwoju i cechy rzeźby Doliny (Padołu) Kielecko-Łagowskiej – refrokras i kras kontaktowy na Wale Małacentowskim (dojście 10+10 min.)

12:00-13:10 – przejazd Łagów-Chotel Czerwony (70 km)

13:10-13:35 – stanowisko 3.4. Chotel Czerwony: rola krasu w ewolucji morfologicznej Ponidzia – obniżenia krasowo-denudacyjne

13:35-13:50 – przejazd Chotel Czerwony-Skorocice (12 km)

13:50-14:50 – stanowisko 3.5. Skorocice: rola krasu w ewolucji morfologicznej Ponidzia – doliny krasowe i jaskinie epigeniczne

14:50-15:00 – przejazd Skorocice-Wola Zagojska (7 km)

15:00-15:20 – stanowisko 3.6. Wola Zagojska: rola litologii i tektoniki w kształtowaniu rzeźby Ponidzia

15:20-15:30 – przejazd Wola Zagojska-Gacki (5 km)

15:30-15:55 – stanowisko 3.7. Gacki, Jaskinia w Krzyżanowicach Górna: litologia i tektonika gipsów; rola krasu w ewolucji morfologicznej Ponidzia – jaskinie krasu głębokiego

15:55-16:20 – przejazd Gacki-Pińczów (15 km)

16:20-17:15 – stanowisko 3.8. Garb Pińczowski: element rzeźby Ponidzia warunkowany ewolucją tektoniczną regionu (dojście 15+15 min.)

17:15-18:10 – przejazd Chęciny-Pińczów (50 km)

*18:15-19:00 – obiadokolacja*

## **Niedziela 29.09.2019**

*8:00-9:00 śniadanie*

Postsympozjalna wycieczka (własnym transportem): atrakcje geologiczne Kielc

Przewodnicy: *A. Kasza, J. Urban, M. Ludwikowska-Kędzia*

9:00-9:20 – przejazd Chęciny-Kielce

9:20-10:30 – Kadzielnia i Podziemna Trasa Turystyczna na Kadzielni

10:30-10:40 – przejazd Kadzielnia-Wietrznia

10:40-12:00 – Centrum Edukacji Geologicznej na Wietrzni



## **Streszczenia referatów**



# **Podstawowe cechy rzeźby strukturalnej Gór Świętokrzyskich i Ponidzia – stan badań i wyzwania badawcze**

## **General features of structural morphology of the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mountains and Ponidzie region – state of art and scientific challenges**

**Jan Urban**

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

Rzeźba Gór Świętokrzyskich jest wynikiem trwającej od początków paleogenu morfogenezy obszaru o specyficznej budowie tektonicznej oraz litologii. Region ten zbudowany jest ze skał osadowych wieku paleozoicznego i mezozoicznego. Zajmujący centralną część Gór Świętokrzyskich trzon paleozoiczny ma tektonikę fałdową, ukształtowaną głównie podczas waryscyjskich ruchów tektonicznych; fałdy mają wydłużenie WNW-ESE. W południowo-wschodnim odcinku obrzeżenia permsko-mezozoicznego dominuje także tektonika fałdowa, podczas gdy utwory mezozoiczne zachodniego i północnego odcinka obrzeżenia tworzą struktury blokowe, ograniczone uskokami. Istotne znaczenie dla charakteru rzeźby ma zróżnicowanie regionu na dwie podjednostki tektoniczno-facjalne: łysogórską i kielecką (ryc. na tylnej okładce tomu) (Stupnicka 1972; Karaszewski 1983; Mizerski 2004; Konon 2008). Bezpośrednie podłoże przylegającego od południa do regionu świętokrzyskiego Ponidzia (SE części Niecki Nidziańskiej) tworzą dwie nakładające się na siebie jednostki geologiczne: zbudowana ze skał mezozoicznych niecka miechowska oraz neogeńskie utwory zapadliska przedkarpackiego (ryc. na tylnej okładce tomu) (Krysiak 2000).

### Główne cechy rzeźby regionu świętokrzyskiego

Centralna i południowo-zachodnia część Gór Świętokrzyskich jest obszarem o wyraźnej rzeźbie strukturalnej, co podkreślane jest przez wielu geomorfologów opisujących ten region (m.in. Lencewicz 1957; Radłowska 1963; Gilewska 1972; Wróblewski 1976; Kondracki, 1998). S. Gilewska (1972) pisze: „Zasadniczym rysem ich rzeźby jest występowanie szeregu równoległych twardzielcowych pasm i grzbietów o budowie izoklinalnej, rzadziej antyklinalnej, rozdzielonych podłużnymi szerokimi obniżeniami o cechach niecek oraz dolin inwersyjnych – antyklinalnych i izoklinalnych”. Przebieg pasm na terenie wychodni trzonu paleozoicznego jest zgodny z wydłużeniem struktur waryscyjskich. Jedynie w południowo-wschodniej części trzonu, gdzie tektonika waryscyjska nakłada się na struktury kaledońskie, obraz rzeźby komplikuje się – grzbiety są rozgałęzione, zaś ich odcinki biegną w różnych kierunkach (Wróblewski 1976). Waryscyjski kierunek mają również grzbiety w południowym i częściowo zachodnim odcinku permsko-mezozoicznego obrzeżenia (ryc. na tylnej okładce tomu).

Własności fizyczno-mechaniczne skał świętokrzyskich są ważnym czynnikiem decydującym o podatności na denudację. Istotnymi cechami geologicznymi mającymi znaczenie dla kształtowania rzeźby są także upad i miąższość warstw oraz gęstość i kierunek spękań. Zasadniczym czynnikiem decydującym o rzeźbie jest jednak zróżnicowanie cech chemicznych, litologicznych i strukturalnych serii w sekwencji skalnej, np. przemienne występowanie pakietów skał grubo- i cienkoławicowych lub piaskowców/wapieni oraz łupków (Olędzki 1976).

Ze względu na zmienność facjalną form rzeźby nie można bezpośrednio identyfikować z wydzieleniami stratygraficznymi (przykładem są różne facjalnie utwory kambryjskie w antyklinach checińskiej i dyمیńskiej, które tworzą zupełnie odmienne formy rzeźby). Poszczególne pasma można jednak wiązać z wychodniami konkretnych jednostek litostratygraficznych. Jednostkami litostratygraficznymi tworzącymi pasma i grzbiety na wychodni trzonu paleozoicznego są: górnokambryjska formacja piaskowców z Wiśniówki, niektóre piaskowcowe formacje środkowego kambru, piaskowce i piaskowce kwarcytowe dolnego dewonu a także środkowo- i górnodewońskie wapienie i dolomity stromatoporoidowo-koralowcowe formacji z Kowali. W obrębie permsko-mezozoicznego obrzeżenia twardzielcowymi elementami są wapienne zlepieńce górnego permu, piaskowce dolnotriasowej formacji z Zagnańska, wapienie górnej jury oraz piaskowce najwyższej kredy dolnej.

Obniżenia pomiędzy pasmami wzniesień wytworzyły się w obrębie synklin i synklinoriów wypełnionych ilasto-piaskowcowymi utworami ordowiku i syluru, marglisto-wapiennymi skałami środkowego i górnego dewonu oraz ilasto-mułowcowymi skałami dolnego karbonu. W południowo-zachodniej części obrzeżenia obniżenia utworzyły się na wychodniach serii ilasto-piaskowcowych dolnego i górnego triasu oraz środkowej jury.

Rzeźba północnego i północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich jest odmienna od morfologii trzonu paleozoicznego oraz południowo-zachodniego odcinka tego obrzeżenia. Mimo podobnego zróżnicowania hipsometrycznego rzeźba ta jest mniej wyrazista, bowiem wzniesienia tworzą rozgałęzione i krzywoliniowe grzbiety lub nieregularne grupy, które charakteryzują się rozległymi partiami szczytowymi i zwykle łagodnym nachyleniem stoków (ryc. na tylnej okładce tomu) (Gilewska 1972; Wróblewski 1976). Powodem takiego charakteru rzeźby jest odmienny, blokowy styl budowy tektonicznej. Warstwy skalne w obrębie bloków tektonicznych zalegają zazwyczaj prawie poziomo i pocięte są siecią uskoków o kierunkach NW-SE i NE-SW. Głębszymi przyczynami różnego stylu budowy tektonicznej północnego i południowo-zachodniego obrzeżenia są różnice miąższości i litologii skał mezozoicznych pomiędzy tymi obszarami oraz odmienny charakter pokredowej inwersji tektonicznej tych obszarów, które wynikają z różnego położenia tych obszarów w obrębie mezozoicznego basenu bruzdy śródpolskiej (Hakenberg, Świdrowska 2002).

Na obszarze o takim stylu rzeźby, jaki dominuje w północnym obrzeżeniu regionu świętokrzyskiego trudno jest wskazać generalne cechy strukturalne i określić prawidłowości ich występowania. Można jednak znaleźć konkretne elementy strukturalne: kuesty, inwersyjne grzbiety (wschodni odcinek Wzgórz Suchedniowskich) lub monoklinalne ciągi wzniesień (Pagóry Iłżeckie) warunkowanych tektoniką ciągłą (Radłowska 1963; Karaszewski 1985)..

Układ dolin rzecznych nie nawiązuje do kierunków pasm i obniżeń. Rzeki generalnie spływają od centrum regionu w kierunku jego obrzeży, poprzecznie przecinając obniżenia oraz tworząc liczne przełomy przez pasma wzniesień, biegnące zwykle wzdłuż poprzecznych dyslokacji. Taki układ dolin rzecznych już S. Lencewiczowi (1957) nasunął wniosek o jego antecendentnym charakterze i związku z pokrywą permsko-mezozoiczną przykrywającą niegdyś trzon paleozoiczny. Związek ten został szczegółowo przedyskutowany w przypadku przełomu Lubrzanki przez Pasma Główne (Kowalski 1988), później też dla całej sieci rzecznej centralnej części regionu (Kowalski 2000, 2002).

Spośród szczegółowych prac badawczych, opublikowanych na przełomie wieków XX oraz XXI i analizujących strukturalne uwarunkowania rzeźby, należy wymienić: a) analizę litologicznych uwarunkowań rzeźby Pasma Klonowskiego opartą na wynikach profilów geoelektrycznych (Kowalczewski i in. 1989); b) studia związków pomiędzy budową geologiczną podłoża a kształtem stoku Łysca w Łysogórach (Kowalski, Jaśkowski 1988); analizę wpływu deformacji nieciągłych i ciosu na wydłużenie dolin, wąwozów i pagórków kemowych w północno-wschodniej części obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Kosmowska-Suffczyńska 2000)

#### Cechy rzeźby Poniidzia

Na Poniidziu ruchy tektoniczne trwające od początku kenozoiku doprowadziły do wypiętrzenia dwu zrębów tektonicznych – zrębu pińczowskiego i zrębu Nidy. Zręby te, tworzące jednocześnie wały morfologiczne: Garb Pińczowski oraz Garb Wodzisławski, przedzielone są tektoniczną depresją solecką, która jest też obniżeniem morfologicznym – Niecką Solecką i fragmentem Dolny Nidy (Łyczewska 1975; Cabaj, Nowak 1986; Krysiak 2000). W ten sposób główne rysy rzeźby warunkowane są pośrednio i bezpośrednio ewolucją tektoniczną obszaru (Urban 2012).

Jednocześnie jednak w obrębie Niecki Soleckiej wyraźnie ujawnia się rzeźba strukturalna, powstała w rezultacie selektywnej denudacji skał neogeńskich. Elementem twardzielcowym na tym terenie są gipsy serii ewaporatowej, które – w zależności od nachylenia warstw tworzą grzbiety, kuesty i odosobnione wzgórza o wysokości do około 50 m. Kontrast odpornościowy jest widoczny szczególnie w przypadku najniższego ogniwa serii ewaporatowej – wielokrystalicznych gipsów szklicowych, które bezpośrednio przykrywają margle (Flis 1954; Cabaj, Nowak 1986; Urban 2012).

#### Młode i współczesne ruchy tektoniczne jako czynnik modyfikujący rzeźbę

Góry Świętokrzyskie podlegały w kenozoiku ruchom tektonicznym związanym z inwersją (w sensie geologicznym) bruzdy duńsko-polskiej i wznoszeniem wału śródpolskiego w paleocenie, a następnie ruchom związanym z ewolucją Karpat i ich przedpola (Łyczewska 1971; Lindner i in. 2001; Jarosiński i in. 2009). Dla kształtowania morfologii obszaru istotny jest jednak nie tylko ruch całego regionu, lecz przede wszystkim zróżnicowanie tego ruchu w poszczególnych jego częściach.

Najbardziej konsekwentny zwolennik hipotezy o wpływie ruchów tektonicznych na współczesną rzeźbę Gór Świętokrzyskich, B. J. Kowalski (1993a, 2000), wskazał dwie strefy neogeńskiej depresji tektonicznej: synklinorium kielecko-łagowskie i synklinę bodzentyńską, które geograficznie stanowią Obniżenie Kielecko-Łagowskie i Obniżenie Bodzentyńskie. Strefy te przedzielone są jednostkami względnie wyniesionymi: antyklinorium chęcińsko-klimontowskim, antykliną Łysicy oraz antykliną bronkowicką. O takim procesie tektonicznym mają świadczyć pokrywy zwietrzelinowe, których cechy mineralne wskazują na powstanie w gorącym i wilgotnym klimacie paleogenu. Świadectwem ruchów neotektonicznych w obrębie tych stref jest również – według B. J. Kowalskiego (1995, 2002) – specyficzny kształt sieci rzecznej. Ponadto jako przesłanki młodych i współczesnych ruchów tektonicznych w Górach Świętokrzyskich wymieniane są elementy rzeźby oraz osady i struktury geologiczne mogące wskazywać na aktywność uskoku (Kowalski 1993b, 1996; Sołtysik 1998, 2000, 2002; Jaśkowski 1999). Istotnym argumentem przemawiającym za aktywnością stref dyslokacyjnych jest także obecność izotopów radioaktywnych na ich wychodniach (Kowalski, Olszak 2003). Również L. Mastella i W. Mizerski (2002) oraz M. Graniczny i in. (2005) przypuszczają, iż odnowienie uskoku o kierunku WNW-ESE w obrębie trzonu paleozoicznego mogło nastąpić w niedawnych fazach ruchów alpejskich. Nierówne wznoszenie poszczególnych bloków tektonicznych w obrębie trzonu paleozoicznego w neogenie może być też sugerowane przez obecność na różnych wysokościach horyzontów koncentracji form krasowych w masywach węglanowych (Urban, Rzonca 2009). Nie są to jednak ostateczne dowody dokumentujące takie ruchy (Zuchiewicz i in. 2007). Mimo to pogląd o wpływie ruchów tektonicznych na współczesną rzeźbę Gór Świętokrzyskich nie powinien być odrzucany. Za jego słuszością przemawia „młoda” aktywność tektoniczna udokumentowana w otoczeniu Gór Świętokrzyskich, w tym wpływ ruchów tektonicznych na rzeźbę Ponięcia a także świadectwa neogeńskiej i czwartorzędowej tektogenezy na obszarach położonych na północ od regionu świętokrzyskiego (m.in. Jaroński i in. 2009).

#### Wyzwania

Góry Świętokrzyskie są jednym z najbardziej spektakularnych przykładów rzeźby strukturalnej w Polsce. Nie znaczy to jednak, że interpretacja rzeźby tego regionu jest prosta i oczywista. Interpretacja ta różna jest w zależności od skali, w jakiej obserwuje się rzeźbę: pasma górskiego, stoku, czy ściany skalnej. Wymaga ona również uwzględnienia innych czynników, wśród których są tak trudne do odczytania naukowego, jak młoda i współczesna tektonika, która pozostawia znikome ślady w obrębie paleozoicznego masywu. Otwiera to szeroką perspektywę badawczą przed następnymi pokoleniami geologów i geomorfologów (Urban 2014).

- Cabaj W., Nowak W. 1986. Rzeźba Niecki Nidziańskiej. *Studia Ośr. Dokument. Fizjogr.* 14: 119-209.
- Flis J. 1954. Kras gipsowy Niecki Nidziańskiej. *Prace Geogr. Inst. Geogr. PAN* 1: 1-73.
- Gilewska S. 1972. Wyżyny Śląsko-Małopolskie. W: Klimaszewski M. (red.), *Geomorfologia Polski*, t. 1. PWN, Warszawa: 232-339.
- Graniczny M., Mizerski W., Piątkowska A. 2005. Lineaments interpreted at the radar images and the digital elevation model within the Palaeozoic rocks of the Holy Cross Mts. *Przegl. Geol.* 53, 10/2: 949-955.
- Hakenberg M., Świdrowska J. 2002. Paleotektoniczne uwarunkowania rzeźby mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Prace Inst. Geogr. Akad. Świętokrz. w Kielcach* 6: 7-20.
- Jaroński M., Poprawa P., Ziegler P. A. 2009. Cenozoic dynamic evolution of the Polish Platform. *Geol. Quarterly* 53, 1: 3-26.
- Jaśkowski B. 1999. Związek późnowistulskich procesów wydmywających w regionie świętokrzyskim z neotektoniczną aktywnością podłoża. *Przegl. Geol.* 47, 11: 1032-1038.
- Karaszewski W. 1985. Jura dolna okolic Starachowic, Skarżyska Kamiennej i Szydłowca – budowa geologiczna. *Biul. Inst. Geol.* 350: 91-117.
- Kondracki J. 1998. *Geografia regionalna Polski*. PWN, Warszawa.
- Konon A. 2008. Regionalizacja tektoniczna Polski – Góry Świętokrzyskie i regiony przyległe. *Przegl. Geol.* 56, 10: 921-926.
- Konon A., Mastella L., Piątkowska A. 2004. Odzworowanie struktur tektonicznych starszego podłoża w czwartorzędowej rzeźbie południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Prace Inst. Geogr. Akad. Świętokrz. w Kielcach* 13: 33-42.
- Kosmowska-Suffczyńska D. 2000. Wpływ drobnych struktur tektoniki dysjunktywnej na kierunkowość rzeźby w północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Prace Inst. Geogr. Akad. Świętokrz.* 4: 171-208.
- Kowalczewski Z., Kowalski B., Janiec J. 1989. Wpływ budowy geologicznej na rzeźbę Pasma Klonowskiego w Górach Świętokrzyskich. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 362: 65-93.

- Kowalski B.J. 1988. Warunki powstania i rozwój przełomowego odcinka doliny rzeki Lubrzanki przez główne pasmo Gór Świętokrzyskich w trzeciorzędzie. *Przegl. Geogr.* 60, 3: 329-351.
- Kowalski B.J. 1993a. Punkt 2. Jodłowy Dwór. Wybrane problemy geomorfologiczne Gór Świętokrzyskich. Tektoniczne uwarunkowania Doliny Kielecko-Łagowskiej i niektóre problemy morfo strukturalne jej rozwoju. W: Barcicki M., Mityk J. (red.), 42 Zjazd Pol. Tow. Geogr., Kielce 27-30.06.1993. *Przew. terenowy. WSP w Kielcach*, Kielce: 45-53.
- Kowalski B.J. 1993b. Punkt 3B. Święty Krzyż. Morfologiczne konsekwencje neotektonicznej aktywności w obrębie głównego pasma Gór Świętokrzyskich. W: Barcicki M., Mityk J. (red.), 42 Zjazd Pol. Tow. Geogr., Kielce 27-30.06.1993. *Przew. terenowy. WSP w Kielcach*, Kielce: 63-72.
- Kowalski B.J. 1995. Przejawy młodej aktywności tektonicznej w Dolinie Kielecko-Łagowskiej w Górach Świętokrzyskich i jej wpływ na układ sieci wodnej. *Przegl. Geol.* 43, 4: 307-316.
- Kowalski B. J. 1996. Powierzchniowe procesy egzogeniczne a tektoniczna aktywność uskoku środkowej Lubrzanki w Górach Świętokrzyskich. *Przegl. Geol.* 44, 1: 49-54.
- Kowalski B.J. 2000. Stanowisko 1. Kraiński Grzbiet. Morfogenez a warunki rozwoju rzeźby paleozoicznego trzonu Gór Świętokrzyskich w neogenie. W: Jaśkowski B., Sołtysik R. (red.), „Geologia i geomorfologia Gór Świętokrzyskich – kontrowersje i nowe spojrzenie”. *Konf. Nauk., Wólka Milanowska 16-19.05.2000. WSP w Kielcach*, Kielce: 61-69.
- Kowalski B.J. 2002. Geneza układu sieci rzecznej w Górach Świętokrzyskich. *Prace Inst. Geogr. Akad. Świętokrz.*, 7: 315-351.
- Kowalski B.J., Jaśkowski B. 1988. Litologiczno-strukturalne uwarunkowanie teras krioplanacyjnych na stokach masywu Łysej Góry w Górach Świętokrzyskich. *Przegl. Geogr.* 58: 493-514.
- Kowalski B. J., Olszak I.J. 2003. Dodatnie anomalie izotopów promieniotwórczych <sup>228</sup>U, <sup>232</sup>U i <sup>40</sup>K w strefie paleozoicznego uskoku mójczańskiego w Górach Świętokrzyskich. *Przegl. Geol.* 51, 6: 492-497.
- Krysiak Z. 2000. Tectonic evolution of the Carpathian Foredeep and its influence on Miocene sedimentation. *Geol. Quarterly* 44, 2: 137-156.
- Lencewicz S. 1957. Hercyński maszyn Gór Świętokrzyskich i jego pokrywy. W: *Pisma wybrane z geografii fizycznej Polski*. PWN, Warszawa: 157-188.
- Lindner L., Mastella L., Semil J. 2001. Evolution of the Mid- to Late Pleistocene river network in the southeastern part of the Holy Cross Mts. *Geol. Quarterly* 45, 4: 387-395.
- Łyczewska J. 1971. Czwartorzęd regionu świętokrzyskiego. W: Czaplicka J. (red.), *Stratygrafia kenozoiku Gór Świętokrzyskich i ich obrzeżenia*. *Prace Inst. Geol.* 64: 5-104..
- Łyczewska J. 1975. Zarys budowy geologicznej Pasma Wójczo-Pińczowskiego. *Biul. Inst. Geol.* 283: 151-189.
- Mastella L., Mizerski W. 2002. Budowa geologiczna jednostki łysogórskiej (Góry Świętokrzyskie) na podstawie analizy zdjęć radarowych. *Przegl. Geol.*, 50: 767-772.
- Mizerski W. 2004. The Holy Cross Mts in the Caledonian, Variscan and Alpine cycles – major problems, open questions. *Przegl. Geol.* 52: 774-779
- Olędzki J. 1976. Wpływ zróżnicowania budowy geologicznej na rzeźbę w Górach Świętokrzyskich. *Prace i Studia Inst. Geogr. Uniw. Warsz.* 17., *Geogr. Fiz.* 6: 1-66.
- Radłowska C. 1963. Rzeźba północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Prace Geogr. Inst. Geogr. PAN* 38: 1-178.
- Sołtysik R. 1998. Analiza profili podłużnych rzek a współczesna aktywność tektoniczna zachodniej części antyklinorium świętokrzyskiego. W: Sołtysik R. (red.), *Konf. „Przemiany środowiska geograficznego obszarów górskich w Polsce i jego stan współczesny”*, Wólka Milanowska 26-27.10.1998. *Inst. Geogr. WSP, Kielce*: 88-89.
- Sołtysik R. 2000. Wpływ czynnika tektonicznego na formowanie zabagnień w strefach przedprzełomowych dolin rzecznych w Górach Świętokrzyskich i ich obrzeżeniu. *Prace Inst. Geogr. WSP w Kielcach*, 4: 209-222.
- Sołtysik R. 2002. Geneza mokradeł Gór Świętokrzyskich i Niecki Nidziańskiej. *Prace Inst. Geogr. Akad. Świętokrz.* w Kielcach, 9: 1-122.
- Stupnicka E. 1972. Tektonika południowo-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Biul. Geol. Wydz. Geol. Uniw. Warsz.* 14: 21-103.
- Urban J. 2012. Dziedzictwo geologiczne. W: Świercz A. (red.) *Monografia Nadnidziańskiego Parku Krajobrazowego*. Uniw. J. Kochanowskiego w Kielcach, Kielce: 35-81.
- Urban 2014. Cechy rzeźby strukturalnej Gór Świętokrzyskich oraz południowo-wschodniej części Niecki Nidziańskiej. *Przegl. Geol.* 62, 1: 44-50.
- Urban J., Rzonca B. 2009. Karst systems analyzed using borehole logs – Devonian carbonates of the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mts, Central Poland. *Geomorphology* 112: 27-47.
- Wróblewski T. 1976. Rzeźba Gór Świętokrzyskich. *Roczn. Świętokrz. Kiel. Tow. Nauk.* 5: 9-22.
- Zuchiewicz W., Badura J., Jarosiński M. 2007. Uwagi o neotektonice Polski – wybrane przykłady. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 425: 105-128.

## **Zarys morfogenezy południowej części trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich – założenia metodologiczne**

### **Outline of the morphogenesis of the southern part of the Palaeozoic core of the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mountains – methodological assumptions**

**Małgorzata Ludwikowska-Kędzia**

*Instytut Geografii, Wydział Matematyczno-Przyrodniczy, Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach,  
ul. Świętokrzyska 15, 25-406 Kielce; e-mail: malgorzata.ludwikowska@ujk.edu.pl*

Góry Świętokrzyskie są obszarem, w którym problemy wzajemnych relacji genetycznych i wiekowych form rzeźby wynikają nie tylko ze złożoności budowy geologicznej (por. Skompski, Żylińska 2006) ale także z niedostatecznego rozpoznania roli pozostałych uwarunkowań w jego ewolucji morfologicznej.

Przebieg i zapis morfogenezy Gór Świętokrzyskich to wypadkowa (a) cech budowy geologicznej, dziedzicznej rzeźby oraz wielkości obszaru, czyli miejsca funkcjonowania procesów morfogenetycznych, (b) warunków klimatycznych i środowiskowych oraz (c) czasu procesów i zdarzeń morfogenetycznych (długości trwania okresu formowania rzeźby oraz jego lokalizacji na umownej skali czasu geologicznego (Ludwikowska-Kędzia 2018). Wydaje się, że to skala czasu prowadzonych rozważań determinuje, które z uwarunkowań zostanie uznane za najistotniejsze, decydujące o cechach, dynamice i tempie zmian w ewolucji morfologicznej danego obszaru. W przypadku uwarunkowań morfogenezy Gór Świętokrzyskich (obszaru analizowanego w granicach południowej części trzonu paleozoicznego) na pierwszy plan wysuwa się budowa geologiczna. Jednak dopiero kompleksowa analiza, jak największej ilości uwarunkowań, pomimo szeregu trudności interpretacyjnych (choćby w określeniu znaczenia czasu), może w zadawalający sposób scharakteryzować ciągły rozwój morfologiczny Gór Świętokrzyskich.

Region kielecki trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich (kielecka strefa fałdów wg Konon 2006, 2008) w zakresie cech budowy geologicznej wyróżnia:

- (1) Mozaikowość litologiczna, tj. współwystępowanie (często przemienne) osadowych kompleksów skał węglanowych i silikoklastycznych. Strefy występowania skał węglanowych (młodopaleozoicznych) to wydłużone, wąskie pasy i/lub wyspy izolowane częściowo, różnej wielkości, które pozostają w różnych przestrzennych zależnościach i układach nie tylko względem siebie (wg litologii, wieku) ale także z sąsiednim kompleksem skał klastycznych (staropaleozoicznych). Widoczne różnice w zasięgu występowania kompleksu węglanowego pomiędzy NW i SE obszarem południowej części trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich można wiązać z pochyleniem i stopniowym obniżaniem się cokołu paleozoicznego antyklinorium świętokrzyskiego ze wschodu na zachód (w przedmioceńskiej historii geologicznej), z wyraźnym choć nierównomiernym wznoszeniem na osiach elewacji, a obniżaniem na osiach depresji (Kowalczewski 1963).
- (2) Zróżnicowanie w zakresie skali wielkości i rozmieszczenia form tektonicznych – w obszarze antyklinorium chęcińsko-klimontowskiego są to często duże, pojedyncze formy tektoniczne (antykliny, synkliny), natomiast w synklinorium kielecko-łagowskim są one mniejsze i liczniejsze – jak również w zakresie natężenia mobilności tektonicznej (Kowalczewski 1963, 1981; Kowalski 1995, 2001, 2002; Lamarche i in. 1999, 2003; Zuchiewicz i in. 2007; Konon 2006, 2008; Kowalczewski, Salwa 2009; Zuchiewicz 2010; Krzywiec 2015).

Formowanie poligenicznej i polichronicznej rzeźby południowej części trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich wiąże się z dwoma etapami rozwoju morfologicznego obszaru, tj. paleogeńsko-neogeńskim i czwartorzędowym (Ludwikowska-Kędzia 2018). Podczas starszego z nich, fundamentalne cechy rzeźby strukturalnej Gór Świętokrzyskich – założone na wcześniejszych (paleozoicznych) etapach ewolucji morfologicznej obszaru (Kowalczewski 1963), częściowo dziedziczone – były modelowane w środowisku lądowym i/lub morskim, w warunkach klimatu subtropikalnego-umiarkowanego (por. Słodkowska, Kasiński 2016), w odległej i długiej skali czasu (co najmniej dziesiątek mln lat) (Radłowska 1967). Natomiast na młodszym etapie rzeźba strukturalna – odziedziczona po etapie paleogeńsko-neogeńskim – podlegała transformacji w zmiennych warunkach

klimatu zimnego-umiarkowanego plejstoceńskiej stepotundry (por. Granoszewski, Winter 2016), z ingerencją lądolodów skandynawskich (Lindner 2004) i/lub prawdopodobnym tworzeniem lodowców lokalnych (np. Kotański 1959), w stosunkowo krótkiej i nieodległej skali czasu czwartorzędu (nie więcej niż 2,6 mln lat).

Wśród głównych elementów morfostrukturalnych regionu kieleckiego trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich, wymienia się równoległe twarde pasma i grzbiety o budowie izoklinalnej, rzadziej antyklinalnej oraz obniżenia (o cechach niecek, kotlin), także doliny inwersyjne – antyklinalne i izoklinalne, które rozdzielają pasma i nawiązują do kierunków młodopaleozoicznych struktur tektonicznych (Gilewska 1972; Wróblewski 1976). Powszechnie podkreśla się silny związek i przystosowanie rzeźby Gór Świętokrzyskich do budowy geologicznej (np. Radłowska 1967; Gilewska 1972; Wróblewski 1977; Kowalski 2002; Urban 2014, w tym tomie), choć jest on słabo udokumentowany i często hipotetyczny. Dlatego też proponuje się, aby elementy morfostrukturalne w południowej części trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich rozważać w dwóch kategoriach (Ludwikowska-Kędzia 2018):

(1) indywidualnych elementów rzeźby strukturalnej (kopalnej i reliktovej) – pasm wzniesień (R) i obniżeń strukturalnych (D) (ryc. 1A), jako form (a) analizowanych przez pryzmat mozaiki uwarunkowań litologicznych, strukturalno-tektonicznych, (b) powstałych wskutek funkcjonowania zespołu procesów morfogenetycznych (często w odległych okresach geologicznych, których zapis nie jest możliwy do udokumentowania, a tym samym oceny ich znaczenia morfogenetycznego), (c) nieprzerwanie rozwijających się w różnej skali czasu, tempie i w odmiennych warunkach klimatycznych,

(2) fundamentu dla rozwoju czwartorzędowej rzeźby fluwialno-denudacyjnej (ryc. 1B).

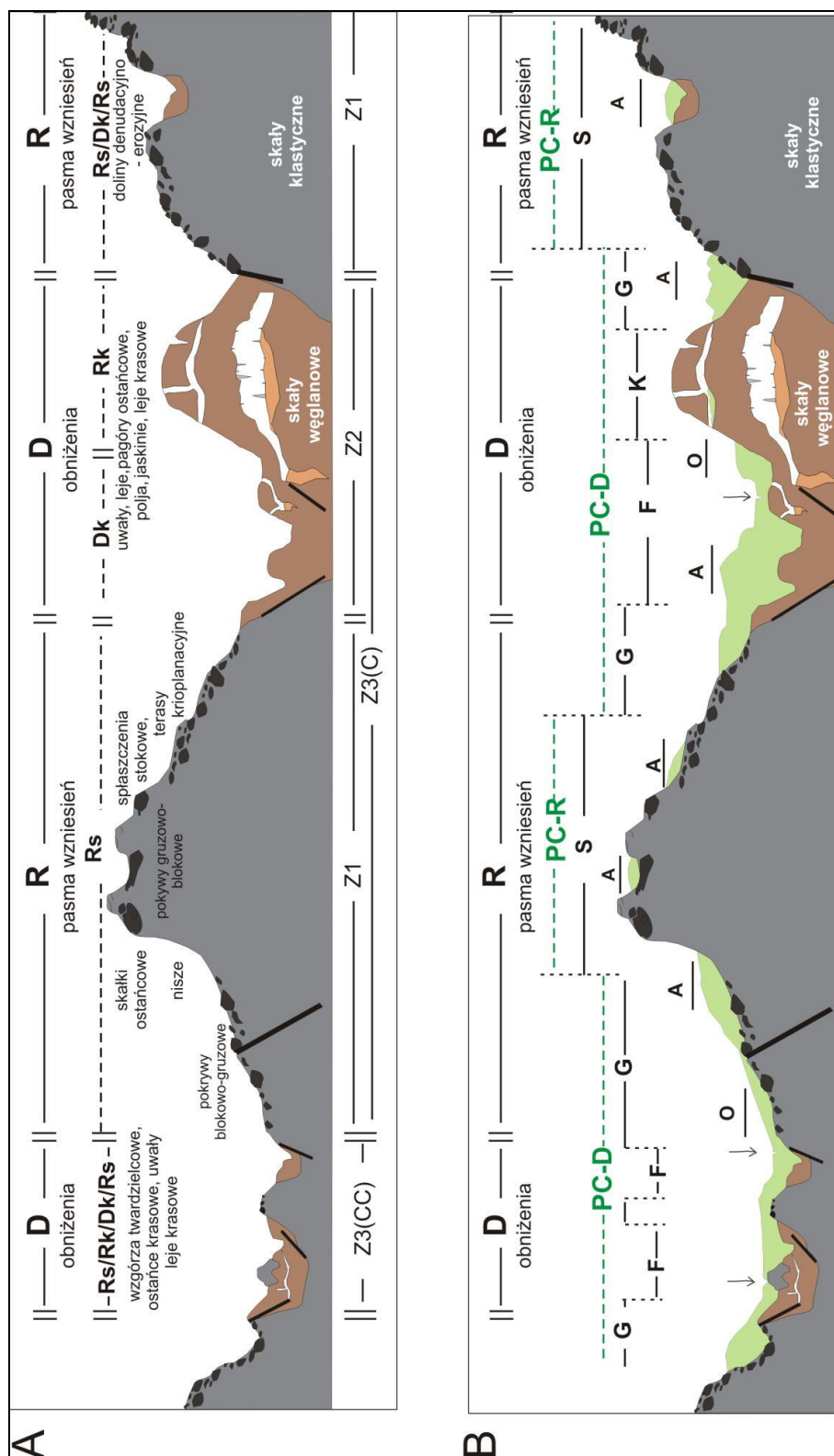
Takie podejście pozwala na prowadzenie rozważań w zakresie ewolucji morfologicznej obszaru południowej części trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich w granicach trzech Z1-Z3 domen litologiczno-morfostrukturalnych (ryc. 1A):

Z1 – strefa występowania głównie skał silikoklastycznych, które budują przede wszystkim pasma wzniesień (R); są to obszary dominacji procesów wietrzeniowych, fluwialno-denudacyjnych, predysponowanych siecią uskoków; w obrębie tych pasm wzniesień można wyróżnić szereg mniejszej skali form poligenicznych i polichronicznych, np. skałki ostańcowe w strefach spłaszczeń wierzchowinowych z blokowymi i gruzowymi pokrywami, stopnie skalne, terasy krioplanacyjne, nisze i zagłębienia oraz doliny erozyjno-denudacyjne;

Z2 – strefa występowania wyłącznie lub w przewadze skał węglanowych, „wysp” ograniczonych kompleksem skał silikoklastycznych; rozległa powierzchniowo; współcześnie zlokalizowana najczęściej w obrębie obniżeń strukturalnych (D); zdominowana przez procesy krasowe, prowadzące do uformowania m.in. lokalnego krajobrazu krasowego, o strukturze wertykalnej jak i horyzontalnej (por. Andrejczuk 2014, 2016), który jest lub może być równocześnie fragmentem nadrzędnego, regionalnego systemu krasowego niezachowanego w kompletnym kształcie.

Z3 - strefa przemienne występowania odmiennych litologicznie kompleksów skał węglanowych i silikoklastycznych, analizowana w dwóch skalach: a) lokalnej – strefa CC, wielokrotnego kontaktu niewielkiej szerokości wychodni skał obu kompleksów; jest zlokalizowana najczęściej w dnach dużej skali obniżeń strukturalnych (D), np. Doliny (Padółu) Kielecko-Łagowskiego; predysponuje do rozwoju krasu kontaktowego typu pasowego (*stripe karst*) (por. Lauritzen 2001; Ford, Williams 2007; Lauritzen, Skoglund 2013), b) regionalnej – strefa C, „pojedynczego kontaktu”; występuje w przypadku rozległych wychodni obu odmiennych litologicznie kompleksów skał; czytelna na kontakcie stref Z1 i Z2; predysponuje do rozwoju fluwiokrasu (por. Gams 2001). Procesy funkcjonujące w obrębie strefy C mogą nakładać się i/lub łączyć się z procesami strefy CC i/lub procesami krasowymi części centralnej domeny Z2.

Domeny litologiczno-morfostrukturalne są pocięte siecią uskoków (granice tektoniczne), która nie tylko dzieli je dodatkowo na bloki o mozaikowej budowie litologicznej i strukturalnej oraz urozmaiconej rzeźbie, ale stanowi strefy tranzytowe i kontaktowe pomiędzy nimi.



Ryc.1. Domeny litologiczno-morfostrukturalne Z1-Z3 w południowej części trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich (A) wraz z poligeniczną pokrywą osadów (PC) w obrębie domen litologiczno-morfostrukturalnych (B) (wg Ludwikowska-Kędzia 2018). Elementy morfostrukturalne: R – pasma wzniesień, D – obniżenia; Z1-Z3 – objaśnienia w tekście; strefy funkcjonowania dominujących procesów morfogenetycznych: G – akumulacji glacialnej i peryglacialnej, F – procesów fluwialnych (strefy dolin rzecznych z systemem teras rzecznych), S – procesów denudacyjnych (głównie w obrębie stoków pasm wzniesień), A – procesów eolicznych, O – akumulacji organicznej, K – procesów krasowych.

Jak wynika z powyższych rozważań, na stosunkowo niewielkim obszarze południowej części trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich należy założyć współwystępowanie obszarów o różnym tempie rozwoju, różnych typach rzeźby strukturalnej (poligenicznej i polichronicznej), co powinno skłaniać do poszukiwania nie tyle podobieństw, co przede wszystkim różnic w zapisie oddziaływania w tym samym czasie, takich samych czynników morfogenetycznych (Ludwikowska-Kędzia 2018). Sugeruje ponadto, że nie tylko cechy budowy geologicznej, ale i zachowane cechy rzeźby strukturalnej obszaru pozwalają na rozważanie jego morfogenezy w oparciu o kryteria jakie stosujemy dla gór.

Z tym wiąże się sugestia zmiany w podejściu do badań przebiegu czwartorzędowego etapu morfogenezy Gór Świętokrzyskich. Nie wydaje się bowiem słuszne dotychczasowe prowadzenie rozważań przez pryzmat ilości, zasięgu i wieku zlodowaceń (np. Łyczewska 1971; Lindner 1984, 2004), ponieważ obecność lądolodu jest tylko jednym z przejawów zmian warunków klimatycznych i środowiskowych (globalnych jak i lokalnych) w czwartorzędzie. Nie decydowała ona wyłącznie (jak to można przyjąć np. w warunkach Niżu Polskiego) o powstaniu i pochodzeniu rzeźby czwartorzędowej Gór Świętokrzyskich, ponieważ wobec długości trwania ewolucji morfologicznej tego obszaru, obecność lądolodu była „epizodyczna”. Istotne staje się więc ustalenie reakcji integralnego środowiska Gór Świętokrzyskich, w tym lokalnej rzeźby strukturalnej (wg domen litologiczno-morfostrukturalnych) i pokrywy osadowej, na zmiany globalnych i lokalnych warunków klimatycznych i środowiskowych w czwartorzędzie oraz lokalnego zapisu tych zmian w formach i osadach, m.in. udokumentowanie epizodycznej ingerencji lodu lodowcowego w integralne środowisko Gór Świętokrzyskich (Ludwikowska-Kędzia 2018).

Formowaniu rzeźby Gór Świętokrzyskich w czwartorzędzie można nadać charakter hybrydowy. Łączy bowiem modele zlodowaceń obszarów niżowych, górskich oraz wyżynnych (por. Różycki 1972), z cechami rzeźby kształtowanymi w warunkach peryglacialnych i interglacialnych, klimatu zimnego lub umiarkowanego. Stąd też rzeźba charakteryzuje się panarchią form: (a) rzeźby strukturalnej (odziedziczonej po wcześniejszych etapach morfogenezy obszaru, uformowanej w litych skałach, a przekształconej w warunkach klimatów zimnych i umiarkowanych czwartorzędu i/lub warunkowanej obecnością lądolodów, np. w postaci form typu teras krioplanacyjnych, nisz niwalnych, cyrków lodowcowych itp.) i (b) rzeźby polodowcowej, akumulacyjno-erozyjnej (warunkowanej wyłącznie obecnością lodu lodowcowego; zapisanej zespołem form i osadów różnych grup środowiska glacialnego, formowanych na różnym etapie działalności lądolodu – jego transgresji, stagnacji i deglacjacji; tworzonej i przekształcanej w warunkach klimatów zimnych i umiarkowanych czwartorzędu). Czytelność rzeźby polodowcowej Gór Świętokrzyskich jest ograniczona, ale nie wskutek procesów destrukcyjnych funkcjonujących w warunkach np. peryglacialnych w czwartorzędzie, ponieważ jak wynika z badań, warunki te nie sprzyjają intensywnemu przekształcaniu rzeźby (French 2016), ale raczej ze względu na jej słabo rozpoznane cechy, charakterystyczne wyłącznie dla Gór Świętokrzyskich. Wydaje się, że właśnie cechy rzeźby strukturalnej obszaru zadecydowały o sposobie reakcji integralnego systemu morfogenetycznego gór na globalne zmiany klimatyczne czwartorzędu, w tym także na ingerencje z zewnątrz lądolodów. Dlatego też rozpoznanie założeń morfostrukturalnych Gór Świętokrzyskich w granicach domen litologicznych jest koniecznym, poprzedzającym i ukierunkowującym etapem badań cech pokrywy osadów i rzeźby czwartorzędowej. Pominięcie tego etapu może prowadzić do błędnych interpretacji uzyskanych wyników badań, tym samym do fałszowania obrazu uwarunkowań i przebiegu ewolucji morfologicznej Gór Świętokrzyskich, na każdym jej etapie.

Andrejczuk W. 2014. Krajobraz krasowy jako system. *Acta Geogr. Silesiana* 16: 13-32.

Andrejczuk W. 2016. Zjawisko wypowóści w krajobrazie krasowym. *Prace Kom. Krajoobr. Kulturowego* 33: 21-37.

Ballantyne C.K. 2002. Paraglacial geomorphology. *Quatern. Sci. Reviews* 21: 1935-2017.

Ford D.C., Willams P.W. 2007, 2013. *Karst hydrogeology and geomorphology*. Academic Division of Unwin Hyman Ltd, Wiley: 1-562.

French H.M. 2016. Do deriglacial landscapes exist? A discussion of the upland landscapes of Northern Interior Yukon, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes* 27/2: 219-228.

Gams I., 2001. Notion and forms of contact karst. *Acta Carsologica* 30/2: 33-46.

Gilewska S. 1972. Wyżyny Małopolskie. W: Klimaszewski M. (red.), *Geomorfologia Polski*, t. 1. Państw. Wyd. Nauk., Warszawa: 232-339.

- Granoszewski W., Winter H. 2016. Zmiany klimatu w plejstocenie w świetle danych palinologicznych. *Przegl. Geol.* 64, 1: 43-48.
- Konon A. 2006. Młodopaleozoiczna ewolucja strukturalna Gór Świętokrzyskich. W: Skompski S., Żylińska A. (red.), *Procesy i zdarzenia w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich*. 77 Zjazd Nauk. Pol. Tow. Geol., Mater. Konf., Ameliówka k. Kielc, 28-30.06.2006 r. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 82-104.
- Konon A. 2008. Regionalizacja tektoniczna Polski – Góry Świętokrzyskie i regiony przyległe. *Przegl. Geol.* 56, 10: 921-926.
- Konon A., Śmigielski M. 2006. DEM-based structural mapping: examples from the Holy Cross Mountains and the Outer Carpathians, Poland. *Acta Geol. Pol.* 56, 1: 1-16.
- Kotański Z. 1959. Przewodnik geologiczny po Górach Świętokrzyskich t. 1. Wyd. Geol., Warszawa, ss. 204.
- Kowalczewski Z. 1963. Transwersalne założenia w budowie cokołu paleozoicznego antyklinorium świętokrzyskiego. *Kwart. Geol.* 7, 4: 571-586.
- Kowalczewski Z. 1981. Węzłowe problemy tektoniki trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich. *Przegl. Geol.* 29: 334-340.
- Kowalczewski Z., Salwa S. 2009. Zarys rozwoju budowy geologicznej Gór Świętokrzyskich. W: Ludwikowska-Kędzia M., Wiatrak M. (red.), *Znane fakty – nowe interpretacje w geologii i geomorfologii Gór Świętokrzyskich*. Mater. Konf., Kielce: 9-20
- Kowalski B.J. 1995. Przejawy młodej aktywności tektonicznej w Dolinie Kielecko-Łagowskiej w Górach Świętokrzyskich i jej wpływ na układ sieci wodnej. *Przegl. Geol.* 43, 4: 307-316.
- Kowalski B.J. 2001. Geneza doliny rezerwatu przyrodniczego Białe Ługi. (W:) Żurek S. (red.) *Rezerwat torfowiskowy Białe Ługi*. Wydawnictwo Homini, Bydgoszcz: 27-40.
- Kowalski B.J. 2002. Geneza układu sieci rzecznej w Górach Świętokrzyskich. *Prace Instytutu Geografii Akademii Świętokrzyskiej w Kielcach*, 7: 315-351.
- Krzywiec P. 2015. Późnokredowa inwersja w obrębie północno-wschodniego obrzeżenia permsko-mezozoicznego Gór Świętokrzyskich – warunki interpretacji danych sejsmicznych. W: Skompski S. (red.), *Ekstensja i inwersja powaryscyjskich basenów sedimentacyjnych*. 74 Zjazd Nauk. Pol. Tow. Geol., 9-11.09.2015 r., Chęciny. Państw. Inst. Geol.-Państw. Inst. Badawczy, Warszawa: 51-58.
- Lamarche J., Lewandowski M., Mansy J.L., Szulczewski M. 2003. Partitioning pre-, syn- and post-Variscan deformation in the Holy Cross Mountains, eastern Variscan foreland. W: McCann T., Saintot A. (red.), *Tracing tectonic deformation using the sedimentary record*. Geol. Soc., Special Publ., London 208: 159-184.
- Lamarche J., Mansy J.L., Bergerat F., Averbuch O., Hakenberg M., Lewandowski M., Stupnicka E., Świdrowska J., Wajsprych B., Wieczorek J. 1999. Variscan tectonics in the Holy Cross Mountains (Poland) and the role of structural inheritance during Alpine tectonics. *Tectonophysics* 313: 171-186.
- Lauritzen S.E. 2001. Marble stripe karst of the Scandinavian Caledonides: An end-member in the contact karst spectrum. *Acta Carsologica* 30, 2: 47-79.
- Lauritzen S.E., Skoglund R.Ø. 2013. Glacier ice-contact speleogenesis. W: Filippi M., Bosak P. (red.), *Proc. Of the 16th Intern. Congr. of Speleology, July 21-28, Brno, vol. 3*. Czech Speleological Soc., Praha: 368-369.
- Lindner L. 1984. Region świętokrzyski. W: Mojski J.E. (red.), *Budowa geologiczna Polski, t. 1, Stratygrafia, cz. 3b. Kenozoik – czwartorzęd*. Wyd. Geol., Warszawa: 33-35, 65-73, 113-145, 255-286, 326-330.
- Lindner L. 2004. Zarys stratygrafii plejstocenu regionu świętokrzyskiego w świetle nowych danych. *Prace Inst. Geogr. Akademii Świętokrzyskiej w Kielcach* 13: 7-31.
- Ludwikowska-Kędzia M. 2018. Litologia, geneza i stratygrafia osadów czwartorzędowych w południowej części Gór Świętokrzyskich. *Inst. Geogr. Uniw. Jana Kochanowskiego w Kielcach*, ss. 203.
- Łyczewska J. 1971. Czwartorzęd regionu świętokrzyskiego. W: Czaplicka J. (red.), *Stratygrafia kenozoiku Gór Świętokrzyskich i ich obrzeżenia*. *Prace Inst. Geol.* 64: 5-104.
- Radłowska C. 1967. Elementy rzeźby przedczwartorzędowej w Górach Świętokrzyskich. *Przegl. Geogr.* 39, 3: 537-553.
- Skompski S., Żylińska A. (red.) 2006. Procesy i zdarzenia w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich. 77 Zjazd Nauk. Pol. Tow. Geol., Mater. Konf., Ameliówka k. Kielc, 28-30.06.2006 r. Państw. Inst. Geol., Warszawa, ss. 211.
- Ślodka B., Kasiński J.R. 2016. Paleogen i neogen – czas dynamicznych zmian klimatycznych. *Przegl. Geol.*, 64, 1: 15-25.
- Urban J. 2014. Cechy rzeźby strukturalnej Gór Świętokrzyskich oraz południowo-wschodniej części Niecki Nidziańskiej. *Przegl. Geol.* 62, 1: 44-50.
- Wróblewski T. 1976. Rzeźba Gór Świętokrzyskich. *Roczn. Świętokrz. Kiel. Tow. Nauk.* 5: 9-22.
- Zuchiewicz W. 2010. Neotektonika Karpat polskich i zapadliska przedkarpackiego. Wyd. AGH, ss. 234.
- Zuchiewicz W., Badura J., Jarosiński M. 2007. Uwagi o neotektonice Polski: wybrane przykłady. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 425: 105-128.

## **Obszary macierzyste głazów narzutowych w kontekście rzeźby regionu świętokrzyskiego**

### **Source areas of erratic boulders in a context of morphology of the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mountains region**

**Maria Górska-Zabielska**

*Instytut Geografii, Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach, ul. Świętokrzyska 15, 25-406 Kielce;  
e-mail: maria.gorska-zabielska@ujk.edu.pl*

Wśród głazów narzutowych (fragment skały o długości krótszej osi nie mniejszej niż 50 cm) zdeponowanych wraz z osadami przytransportowanymi przez lądolód skandynawski dominują zdecydowanie skały magmowe (głównie głębinowe) i metamorficzne. Wyrażna przewaga ilościowa tych skał nad skałami pozostałych typów petrograficznych (skały osadowe) wynika z ich większej odporności na niszczenie oraz ich większego udziału w budowie geologicznej obszaru macierzystego, z którego pochodzą. Wyraźnie mniej jest magmowych skał wulkanicznych oraz skał osadowych. Te ostatnie (niecałe 2%) – bardziej podatne na wietrzenie – nie zachowują się w formie dużych bloków skalnych. Wyraźnie mniejsze narzutniki skał wulkanicznych, obserwowane na obszarze depozycji glacialnej, są pochodną występowania ciosu termicznego i związane są ze specyfiką występowania skał w obszarze źródłowym (np. dajki, mniejszy obszar wychodni).

Na podstawie wieloletnich badań można w stosunku do niektórych z nich ograniczyć obszar, z którego zostały pobrane, czyli wskazać dokładnie miejsce na Półwyspie Skandynawskim, skąd pochodzą. Głazy takie nazywa się eratykami przewodnimi. Charakteryzują się tym, że na obszarze całej Skandynawii jest tylko jeden obszar występowania skał, które je budują, i z którego zostały wyerodowane. Kolejna grupa skał narzutowych to eratyki wskaźnikowe. Posiadają one, w stosunku do przewodnich, większą liczbę wychodni lub wyraźnie większą jej powierzchnię. Pozostała część głazów narzutowych to najczęściej skały magmowe i metamorficzne, które pochodzą z bliżej nieokreślonych wychodni zlokalizowanych w przede wszystkim w południowej Skandynawii.

Spośród zinwentaryzowanych przez autorkę, jak dotąd, 130 głazów narzutowych regionu świętokrzyskiego, 79 (ok. 60%) to eratyki przewodnie, mające konkretną wychodnię w Skandynawii. Zostaną one szczegółowo omówione, z uwzględnieniem wymiarów, obszaru źródłowego oraz pozycji *in/ex situ*. W stosunku do badań Czernickiej-Chodkowskiej (1983), Urbana (1990, 1997), Stoińskiego (1997), Wróblewskiego (2000), a także prac Pernala (2004, 2005) i Sowy (2007, 2009, 2014), bieżące studia stanowią uaktualnienie inwentaryzacji oraz identyfikację eratyków przewodnich, która dla badanego regionu jest wykonana po raz pierwszy.

Głazy narzutowe zostały przytransportowane w region świętokrzyski wraz z lądolodem MIS 16 (san 1) i MIS 12 (san 2). Skandynawska pokrywa lodowa pokrywała prawie cały ten region z wyjątkiem szczytów Gór Świętokrzyskich, które tworzyły nunataki (Marks i in. 2016). Przez część zachodnią i północną regionu świętokrzyskiego przebiega najdalszy zasięg lądolodu środkowopolskiego (MIS 6 wg Marksa i in., 2019).

W świetle regionalizacji fizyczno-geograficznej Polski (Solon i in. 2018), zinwentaryzowane głazy narzutowe występują zarówno w obrębie Wyżyny Kieleckiej i Wyżyny Przedborskiej, jak i Niecki Nidziańskiej. Przede wszystkim występują one pojedynczo w swych lokalizacjach. Bywają jednak regiony zwiększonej ich obecności (Czernicka-Chodkowska 1983). Potwierdzają to obserwacje Urbana (1990, 1997), Stoińskiego (1997), Pernala (2004, 2005) i autorki (Górska-Zabielska i in. 2019a, b). Istnieją bowiem takie obszary, gdzie występują one w ponadprzeciętnej populacji – kilkudziesięciu egzemplarzy na niewielkiej powierzchni. Są to okolice Kamiennej Woli, Radoszyc, Mnina i Ostrych Górek około 3 km na zachód od Czarnieckiej Góry, w rejonie doliny Czarnej Koneckiej (Kuszał 2016). Występowanie głazów narzutowych w Mniowie i Ostrych Górkach, należy wiązać z postojem czoła lądolodu na linii zasięgu MIS 6. Zarówno Lindner (np. Lindner 1971), jak i Kwapisz i in. (2015) lokują Ostre Góry na wzgórzu moreny czołowej z okresu maksymalnego zasięgu lądolodu środkowopolskiego. Zarówno na zapleczu, jak i na przedpolu strefy glaciomarginalnej nie zaobserwowano wyraźnie zwiększonej liczebności głazów narzutowych.

Innym regionem charakteryzującym się dużą populacją głazów narzutowych są porośnięte lasem okolice Lemierzy, 10 km na północny-wschód od Ostrowca Świętokrzyskiego (dr Elżbieta Gałka, AGH, inf. ust., 2016). Znajdują się one w strefie glaciomarginalnej MIS 6.

Warto w tym miejscu dodać, że podczas badań autorka stwierdziła nieobecność kilku głazów w ich lokalizacjach wskazanych w poprzednich inwentaryzacjach.

- Czernicka-Chodkowska D. 1983: Zabytkowe głazy narzutowe na obszarze Polski. Część III – Polska południowo.-wschodnia i południowa. Wyd. Geol., Warszawa.
- Górska-Zabielska M., Kuształ P., Witkowska K. 2019a. Wybrane głazy narzutowe północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich – współczesne znaczenie i potencjał geoturystyczny (Wyżyna Przedborska i Kielecka). *Przegl. Geol.* 67, 9: 767-774.
- Górska-Zabielska M., Witkowska K., Pisarska M., Musiał R., Jońca B. 2019b. Some erratic boulders in the Świętokrzyskie Region (South-Eastern Poland) and their potential to promote geotourism. *Geoheritage* (w druku).
- Kuształ P. 2016. Budowa geologiczna i rzeźba doliny Czarnej Koneckiej pomiędzy Janowem a Wąsoszem Starą Wsią (niepublikowana praca magisterska). Inst. Geogr. Uniw. Jana Kochanowskiego, Kielce.
- Kwapisz B., Mądry S., Popielski W. 2015. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000. Arkusz Radoszyce (zreambulowana w latach 2007-2009 na podst. Jurkiewicz 1967). Państw. Inst. Geol.-PIB, Min. Środowiska, Warszawa.
- Lindner L. 1971. Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Stud. Geol. Pol.* 35: 1–113.
- Marks L., Dzierżek J., Janiszewski R., Kaczorowski J., Lindner L., Majecka A., Makos M., Szymanek M., Tołoczko-Pasek A., Woronko B. 2016. Quaternary stratigraphy and palaeogeography of Poland. *Acta Geol. Pol.* 66, 3: 403–427.
- Marks L., Bińka K., Woronko B., Majecka A., Teodorski A. 2019. Revision of the late Middle Pleistocene stratigraphy and palaeoclimate in Poland. *Quatern. Intern.* 10.1016/j.quaint.2019.02.023.
- Pernal J. 2004. Pomniki przyrody województwa świętokrzyskiego. Głazy narzutowe. Część 1. Liga Ochr. Przyr., Kielce.
- Pernal J. 2005. Pomniki przyrody województwa świętokrzyskiego. Głazy narzutowe. Część 2. Liga Ochr. Przyr., Kielce.
- 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 S., 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.
- Sowa R. 2007. Wstępna inwentaryzacja głazów narzutowych w powiecie skarżyskim. Piękne, rzadkie i chronione, część I. *Skarżyskie Zeszyty Ligi Ochrony Przyrody* 10: 48–63.
- Sowa R. 2009. Inwentaryzacja głazów narzutowych w powiecie skarżyskim. Piękne, rzadkie i chronione, część II. *Skarżyskie Zeszyty Ligi Ochrony Przyrody* 11: 147–155.
- Sowa R. 2014. Inwentaryzacja głazów narzutowych w powiecie skarżyskim. Piękne, rzadkie i chronione, część III. *Skarżyskie Zeszyty Ligi Ochrony Przyrody* 13: 147–153.
- Stoński A. 1997. Głazy narzutowe w okolicy Radoszyc (niepublikowana praca magisterska). Inst. Geogr. WSP (obecnie Uniwersytet Jana Kochanowskiego), Kielce.
- Urban J. 1990. Ochrona obiektów przyrody nieożywionej w Krainie Gór Świętokrzyskich. *Rocznik Świętokrz.* Kiel. Tow. Nauk. 17: 47–79.
- Urban J. 1997. Geologia i rzeźba obszaru badań. W: Zając T. (red.), *Waloryzacja przyrodnicza Szanieckiego Parku Krajobrazowego* (praca niepublikowana, manuskrypt). Arch. Inst. Ochr. Przyr. PAN, Kraków: 1–30.
- Wróblewski T. 2000. Ochrona georóżnorodności w regionie świętokrzyskim. Min. Środowiska, Państw. Inst. Geol., Warszawa.

# Rola krasu gipsowego w rozwoju rzeźby strukturalnej Niecki Soleckiej

## Role of gypsum karst in the development of structural morphology of the Niecka Solecka (Solec Basin) region

**Anna Chwalik-Borowiec**

*Zespół Świętokrzyskich i Nadnidziański Parków Krajobrazowych w Kielcach, Krzyżanowice Średnie 14;  
e-mail: achwalik@wp.pl*

**Jan Urban**

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

**Andrzej Kasza**

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

Gips jest minerałem miękkim (ma twardość 2 w skali Mohsa) i stosunkowo łatwo rozpuszczalnym. Jednak podatność skał gipsowych na denudację jest bardzo zróżnicowana, zależna od ich struktury i tekstury (krystalizacji), spękania oraz uwarstwienia a także od warunków zewnętrznych, zwłaszcza hydro(geo)logicznych (Turchinov 1997; Urban i in. 2003). Bardzo dobrze ilustruje to morfologia obszaru Niecki Soleckiej (w SE części Niecki Nidziańskiej), gdzie skały gipsowe tworzą zarówno wypukłe, twardzielcowe elementy rzeźby, jak i formy wklęsłe o charakterze obniżień.

Neogeńska (badeńska) seria ewaporatowa, o miąższości od kilkunastu metrów do około 40 m, zbudowana jest z gipsów o różnym wykształceniu i – w konsekwencji – odmiennej podatności na denudację. Pod tym względem najbardziej charakterystyczna jest spągowa warstwa gipsów szklicowych o miąższości 2-4 m, zbudowana z palisadowo zwykle ustawionych wielkich kryształów, które osiągają długość 2-3,5 m. Warstwa ta jest praktycznie niespękana i jedynymi drogami krążenia wód są w niej granice kryształów i niekiedy powierzchnie ich łupliwości. Dlatego denudacja, krasowienie tej warstwy zachodzi głównie na jej powierzchniach: dolnej, stanowiącej kontakt z niżej leżącymi marglami oraz górnej, odsłoniętej na powierzchni terenu, przykrytej glebą lub wyższymi warstwami gipsowymi. W rezultacie gipsy szklicowe ulegają denudacji powierzchniowej wolniejszej niż skały margliste lub inne skały gipsowe w ich otoczeniu, zaś ich podziemne krasowienie polega przede wszystkim na rozwoju pustek w ich spągu (na granicy: margiel – gips) oraz rzadkich kanałów krasowych w obrębie warstwy. Kanały te mają kształty (przekroje poprzeczne) soczewkowate lub owalne (Turchinov 1997; Urban i in. 2003). Wielkość i struktura kryształów powodują, iż pustki podziemne w gipsach szklicowych rzadko ulegają deformacjom grawitacyjnym (zawalaniu).

Wyżej leżące gipsy szablaste o miąższości rzędu kilkunastu metrów (z 1-3 metrowym pakietem tzw. muraw selenitowych w spągu) są wyraźnie uławiczone (grubość ławic sięga od kilkunastu centymetrów do około 1 m). Zbudowane są z kryształów o wielkości od kilku do 20-30 cm, przy czym większe kryształy są silnie wydłużone i mają kształt szabli. Gipsy szablaste zazwyczaj są również bardzo słabo spękane, jednak drogami migracji wód w tych skałach są wyraźne granice ławic. Stąd też ulegają one denudacji krasowej łatwiej niż gipsy szklicowe i efektami jej działania są liczniejsze niż w tych pierwszych kanały podziemne, które mają kształty (przekroje poprzeczne) czworokątne (trapezowe), niekiedy trójkątne lub szczelinowe. Warstwowa oddzielność powoduje, iż takie pustki ulegają grawitacyjnym deformacjom (następuje zawalenie ich stropów) (Flis 1954; Turchinov 1997; Urban i in. 2003, 2012).

Górna część serii ewaporatowej wykształcona jest jako gipsy drobnoziarniste oraz brekcje gipsowe składające się z niewielkich, co najwyżej kilkucentymetrowych kryształów. Utwory te bywają pocięte systemem spękań ciosowych. Ulegają one szybkiemu krasowieniu i mechanicznemu niszczeniu zarówno na powierzchni, jak wzdłuż spękań i innych nieciągłości masywu skalnego. Mimo to pustki podziemne występują w nich rzadko, bo są zaciskane i zasypywane w wyniku procesów grawitacyjnych i innego mechanicznego przemieszczania materiału (Urban i in. 2003, 2008).

W podłożu gipsów wyetepują margle, natomiast w ich nadkładzie – margle oraz iły. Gipsy i margle są skałami o różnym tempie i mechanizmie denudacji. Gipsy dolnej części serii ewaporatowej ulegają głównie denudacji chemicznej. Z kolei zawarte w marglach węglany stanowią spoiwo wiążące

nierozpuszczalne ziarna, więc gdy zostaną usunięte w procesie chemicznego rozpuszczania następuje rozpad całej skały i części nierozpuszczalne są usuwane w wyniku denudacji mechanicznej. Wielkość denudacji chemicznej związana jest z mineralizacją i wpływem jednostkowym wody. Dla gipsów Niecki Soleckiej wynosi ona 50-151 m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup>\*rok i jest 3-4 razy szybsza niż dla margli dla których jest na poziomie 18-38 m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup>\*rok (Chwalik-Borowiec 2007, 2013). W przypadku margli oraz ilów decydujące znaczenie dla denudacji ma jednak szybkie mechaniczne niszczenie skały.

Konsekwencją takiego wykształcenia serii ewaporatowej oraz utworów w jej spągu i stropie był (i jest) różny jej udział w kształtowaniu rzeźby Niecki Soleckiej na kolejnych etapach jej morfogenezy. Efektami najstarszego etapu rozwoju krasu gipsowego na jej terenie są nieliczne jaskinie. Powstały one w rezultacie rozwoju krasu głębokiego, międzywarstwowego (pod nakładem utworów niekrasowięjących i nieprzepuszczalnych) i w momencie utworzenia nie odgrywały żadnej roli w rzeźbie obszaru. Gdy jednak w wyniku denudacji znalazły się bezpośrednio poniżej powierzchni terenu, to ich stropy ulegają stopniowemu zawalaniu i powstają leje krasowe (Urban i in. 2008).

Etap rozwoju krasu epigenicznego: podpowierzchniowego i rozcinanego, związanego z krążeniem wód infiltracyjnych, rozpoczął się w momencie, gdy najwyższe hipsometrycznie, a więc wyniesione tektonicznie (w osiowych partiach antyklin i brachyantyklin) elementy serii ewaporatowej znalazły się w strefie infiltracji tych wód. Efektem dalszego rozwoju krasu w obrębie tych elementów tektonicznych są współcześnie – na etapie krasu denudowanego – duże obniżenia krasowo-denudacyjne. Pięć takich zagłębień o rozmiarach (powierzchni) 1,0-4,6 km<sup>2</sup> i głębokości rzędu kilkunastu-kilkudziesięciu metrów (maksymalnie 46 m) zidentyfikowano na terenie Niecki Soleckiej. Wyniesione obrzeża tych zagłębień zbudowane są z gipsów szklicowych i szablastych, podczas gdy wnętrza zostały wyerodowane w marglach podłoża gipsów (Urban i in. 2012, 2015; Chwalik-Borowiec 2007, 2013). Podobne ciągi wzniesień lub kuesty powstały na wychodniach mniej lub bardziej nachylonych gipsów północnego skrzydła synkliny Skorocic, głównego elementu fałdowego w obrębie Niecki Soleckiej. W tym wypadku gipsy, budujące grzbiety, ciągi wzgórz lub pojedyncze wzniesienia, niekiedy o charakterze gór stołowych są twardełowymi elementami rzeźby, znacznie bardziej odpornymi na denudację niż margle zawierające kalcyt – minerał, który w warunkach laboratoryjnych jest twardszy i słabiej rozpuszczalny niż gips.

Specyficzne warunki hydrogeologiczne mogą jednak spowodować odwrócenie trendu morfogenicznego, w którym gipsy są „twardzielniami”, zwłaszcza w przypadku gipsów szablastych. W miejscach bowiem płytkiego występowania zwierciadła wód w tych gipsach, przede wszystkim tam, gdzie wzmożona jest infiltracja lub na poziomie zwierciadła wód następują szybsze ich przepływy (a więc na terenach obniżonych lub lekko nachylonych, bądź w strefach pochyłonych warstw gipsowych lub osiach synklin) rozwija się intensywne podziemne krasowienie, które prowadzi do rozwoju sieci kanałów (przy przepływie wód) lub systemu soczewkowatych pustek (gdy wody stagnują), które konsekwentnie ulegają zawalaniu. Grawitacyjne zawalanie pustek prowadzi do powstania form powierzchniowych: dolin krasowych lub zespołów lejów. Doliny krasowe powstają bowiem nie w wyniku erozji, lecz łączenia się lejów tworzących się w rezultacie zapadania się stropów kanałów krasowych będących korytami podziemnych cieków. Zarówno leje jak i doliny reprezentują już najmłodszy, denudowany typ krasu. Takimi dolinami krasowymi na terenie Niecki Soleckiej są Dolina Skorocicka i Dolina Aleksandrowska oraz – znajdująca się na bardziej zaawansowanym etapie rozwoju – dolina w Broninie (Urban i in. 2012, 2015). Powstanie tych dwu pierwszych warunkowane było skoncentrowanym przepływem podziemnym związanym z morfologią terenu oraz nachyleniem gipsów i ich nieprzepuszczalnego podłoża.

Zespoły lejów krasowych występują na obszarach nieco obniżonych (Siesławice, Choteleńskie Góry), ale też lekko wyniesionych oraz/lub pochyłonych (Grabowiec, Marzęcin, Skorocice-Łatanice) a nawet na wyraźnej wysoczyźnie (Garb Krzyżanowicki). W tym ostatnim przypadku ich powstanie może być tłumaczone bardzo cienką warstwą gipsów na marglach podłoża. W pozostałych stanowiskach położonych poza obniżeniami leje rozwijają się w łatwo ulegających krasowieniu i procesom mechanicznym gipsach górnej części serii ewaporatowej (Urban i in. 2012, 2015).

Konsekwencją wykształcenia gipsów jest ich istotny udział w kształtowaniu rzeźby Niecki Soleckiej, jednak specyfika procesu krasowego powoduje, że morfologiczne efekty jego działania są różne, zależne od etapu rozwoju oraz przede wszystkim lokalnych warunków hydrogeologicznych i strukturalnych.

- 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
- Flis J. 1954. Kras gipsowy Niecki Nidziańskiej. Prace Geogr. Inst. Geogr. PAN 1, ss. 73.
- Turchinov I.I. 1997. Litologiczne uwarunkowania rozwoju procesów krasowych w badeńskich gipsach Przedkarpacia. Przegl. Geol. 45, 8: 803-806.
- 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., 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.

# **Strukturalne oraz litologiczne uwarunkowania rozwoju i ewolucji świętokrzyskich skałek piaskowcowych**

## **Structural and lithological constraints of development and evolution of sandstone tors in the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mountains**

**Jan Urban**

*Instytut Ochrony Przyrody Polskiej Akademii Nauk, al. Adama Mickiewicza 33, 31-120 Kraków;*

*e-mail: urban@iop.krakow.pl*

Problematyką występowania form skałkowych na terenie regionu świętokrzyskiego zainteresowałem się w czasie wykonywania inwentaryzacji stanowisk dziedzictwa geologicznego województwa kieleckiego w latach 1984-86. Zafascynował mnie wówczas fakt, iż niektóre z tych skałek występują na terenach o bardzo niewielkich różnicach wysokości i na stokach o znikomym nachyleniu. Takie ich występowanie było inspiracją do postawienia pytania: w jaki sposób powstały te formy i jak przebiega ich ewolucja morfologiczna (Urban 1986).

### Przedmiot i cel badań

Region świętokrzyski jest bardzo dogodnym miejscem do prowadzenia badań czynników i cech warunkujących powstawanie form skałkowych, ponieważ na jego obszarze o w miarę jednolitym typie rzeźby (Urban 2014), zbliżonych warunkach klimatycznych i uwarunkowaniach morfogenezy występują skałki zbudowane z krzemionkowych skał klastycznych o różnej litologii i warunkach tektonicznych. Skałki te zbudowane są ze skał następujących jednostek litostratygraficznych: a) górnokambryjskiej formacji piaskowców z Wiśniówki, która tworzy pasma najwyższych wzniesień w regionie, b) dolnodewońskich formacji z Barczy oraz z Zagórza, występujących w różnych częściach trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich, c) dolnotriasowej (induan) formacji z Zagnańska w zachodniej i północnej części obrzeżenia permsko-mezozoicznego, d) dolnotriasowych (olenek) warstw z Krynek w północnym odcinku obrzeżenia, e) dolnojurajskiej (hettang) formacji skłobskiej w północnym odcinku obrzeżenia, f) dolnojurajskiej (synemur) formacji ostrowieckiej w północnej i północno-zachodniej części obrzeżenia. Ważny z punktu widzenia celu i metod badań był fakt, że w profilu świętokrzyskich skał paleozoicznych oraz mezozoicznych, oprócz wymienionych wyżej skałotwórczych piaskowców, występują serie piaskowcowe praktycznie nie budujące skałek, które były przedmiotem analiz porównawczych (w badaniach nie uwzględniono piaskowców wieku kredowego, jako nie leżących w granicach regionu).

Świętokrzyskie skałki są niewielkie (o wysokości 4-6 m, maksymalnie 12 m), ale zróżnicowane pod względem kształtu i sposobu występowania. Skałki zbudowane z górnokambryjskich piaskowców kwarcytowych (15 stanowisk) tworzą pojedyncze grzędy oraz nieregularne kopuły skalne na grzbietach pasm górskich. Piaskowce i piaskowce kwarcytowe dewonu tworzą zazwyczaj niewielkie i pojedyncze formy skałkowe usytuowane w różnych częściach wzniesień: nachylone (zgodnie z zapadaniem warstw) stoły skalne na stokach, jak również przygrzbietowe oraz grzbietowe ambony i grzędy (10 stanowisk). Skałki zbudowane z dolnotriasowych piaskowców formacji z Zagnańska (11 stanowisk) występują w dwu większych grupach złożonych z progów, ambon i bloków (*ex situ*), jak również tworzą grzędy na grzbietach oraz progi i ambony skalne występujące w pozycjach przygrzbietowych. Skałki zbudowane z piaskowców dolnotriasowych warstw z Krynek (21 stanowisk) oraz z piaskowców dolnojurajskich (15 stanowisk) tworzą w większości generalnie podobne do siebie grupy złożone z przywierzchowinowych progów, ścian i ambon skalnych (rozcłonkowanych czół kuest), którym towarzyszą położone niżej na stoku, niekiedy bardzo liczne bloki o różnej wielkości i pokroju.

Problematyka uwarunkowań morfogenezy skałek w Górach Świętokrzyskich może być sformułowana szerzej, niż w badaniach skałek klimatów suchych, w których piaskowce powszechnie tworzą odsłonięte powierzchnie (Cilek i in. 2007; Young i in. 2009). W strefie klimatów umiarkowanych Europy Środkowej, gdzie wiele formacji piaskowcowych w ogóle nie tworzy form skałkowych, zagadnienie morfogenezy skałek dotyczy bowiem nie tylko wpływu cech litologicznych i tektoniczno-strukturalnych na ich kształt, lecz skupia się na samym ich powstawaniu, odpowiadając

na pytanie w jaki sposób cechy litologiczne i tektoniczne warunkują w ogóle istnienie form skałkowych (np. Robinson 2007). Dlatego celem moich badań było w szczególności:

- a) wyjaśnienie w jaki sposób pozycja serii skał piaszczystych w profilu litostratygraficznym, struktury piaszczystych, ich skład mineralny, własności mechaniczne, gęstość spękań ciosowych oraz powierzchni oddzielności poziomej a także kierunki tych powierzchni wpływają na powstawanie oraz kształt form skałkowych (Urban 2016);
- b) rekonstrukcja procesów, które doprowadziły do powstania form skałkowych (czyli obnażenia i fragmentacji skał piaszczystych oraz utrzymywania się stromo nachylonych ścian skalnych – Cilek i in. 2007) oraz decydowały/decydują o ich dalszej ewolucji, m.in. o powstawaniu grup skałkowych, kształcie skałek (Urban 2015; Urban i in. 2015);
- c) wyjaśnienie, w jaki sposób cechy wewnętrzne (litologia, struktura, tekstura skał) oraz czynniki zewnętrzne decydują o rzeźbie powierzchni skałkowych (Urban, Górnik 2017).

Przedmiotem badań były wszystkie znane stanowiska skałkowe regionu świętokrzyskiego (ponad 80 stanowisk). W ramach tych badań wykonano bardzo wiele pomiarów terenowych a także analiz laboratoryjnych. Oprócz form skałkowych badaniami objęte zostały osady stokowe towarzyszące skałkom. Ponadto wykonane zostały 4 profile tomografii elektrooporowej (ERT) wzdłuż stoków, na których występowały skałki. Analiza oparta na danych pomiarowych wyrażonych konkretnymi, obiektywnymi wartościami jest nowatorskim podejściem do analizy uwarunkowań genetycznych form skałkowych, która dotąd polegała głównie na subiektywnych opisach (ilustrując to opracowania omawiające dotychczasowy dorobek w tym zakresie, np. Cilek i in. 2007; Young et al. 2009; Migoń i in. 2017). Liczba danych pomiarowych, sięgająca od kilkudziesięciu (niektóre własności mechaniczne) do kilku tysięcy (pomiarów terenowych), pozwoliła na wykorzystywanie metod statystycznych, co umożliwiło obiektywne wnioskowanie.

#### Wykształcenie i cechy piaszczystych skałotwórczych

Analiza uwarunkowań geologicznych formowania skałek w regionie świętokrzyskim wykazuje, że żadna z cech piaszczystych nie decyduje niezależnie o zdolności do tworzenia się skałek (Urban 2016). Każdy z branych pod uwagę parametrów warunkuje morfogenezę skałek zbudowanych z piaszczystych poszczególnych jednostek litologicznych w swoisty sposób, w korelacji z innymi cechami (por. np. Cilek i in. 2007; Young i in. 2009). Cechami typowymi dla piaszczystych tworzących skałki świętokrzyskie są: (i) wysokoenergetyczne warunki sedymentacji odzwierciedlone w specyficznych strukturach skał, takich jak nieregularne uławicenie i brak wkładek ilastych lub mułowcowych, nierówne uziarnienie, przekątna laminacja (pewne odmienności w tym zakresie wykazują tylko drobnoziarniste i bardzo drobnoziarniste kambryjskie piaszczystce kwarcytowe); (ii) krzemionkowy, kwarcowy skład zarówno szkieletu ziarnowego jak i spoiwa, a także (iii) występowanie skałotwórczych serii piaszczystych o miąższości od kilku do kilkudziesięciu metrów w sekwencjach geologicznych o dużej zmienności litologicznej, z udziałem serii ilastych, mułowcowych i heterolitycznych.

Pozostałe cechy geologiczne i fizyczno-mechaniczne piaszczystych skałotwórczych wykazują wyraźne zróżnicowanie warunkowane ilością cementu krzemionkowego (tab. 1). Paleozoiczne piaszczystce kwarcytowe mają przestrzeń intergranularną wypełnioną krzemionką, podczas gdy piaszczystce triasowe warstw z Krynek oraz jurajskie piaszczystce skałotwórcze są bardzo ubogie w cement, mając krzemionkowe spoiwo kontaktowe, co powoduje, iż cechują się wysoką porowatością otwartą. W konsekwencji, w przypadku skał paleozoicznych, wysoka odporność na wietrzenie i erozję (i – tym samym – trwałość przy obnażaniu na powierzchni oraz stabilność pionowych ścian skalnych) jest warunkowana dużą ilością spoiwa krzemionkowego i wyrażona odpowiednimi parametrami fizyczno-mechanicznymi (wysoka wytrzymałość na ściskanie oraz niska ścieralność). Z kolei w przypadku piaszczystych mezozoicznych (z pewnymi wyjątkami dotyczącymi formacji z Zagnańska) cechą decydującą o wytrzymałości na wietrzenie jest kohezja spowodowana bardzo gęstym upakowaniem ziarn oraz ich cementacją niemal wyłącznie krzemionką. Ziarna szkieletu tych skał, oprócz kontaktów punktowych, często wykazują kontakty wkłęsło-wypukłe, wydłużone a nawet suturowe, powstałe w rezultacie kompaktacji chemicznej. Dolnotriasowe piaszczystce formacji z Zagnańska zajmują pozycję pośrednią: z jednej strony mają więcej spoiwa krzemionkowego (i – w konsekwencji – wyższe niż inne piaszczystce mezozoiczne parametry fizyczno-mechaniczne), z drugiej – także ich szkielet ziarnowy jest silnie upakowany. Stopień upakowania oraz krzemionkowy charakter spoiwa, jak również skład litologiczny (brak wkładek ilastych) odróżnia

mezozoiczne piaskowce skałkotwórcze od piaskowców podobnego wieku nie tworzących skałek (Urban 2016).

Bardzo istotnymi cechami warunkującymi powstawanie oraz kształt form skałkowych, są też: miąższość ławic oraz odległość (gęstość) spękań ciosowych, które z jednej strony warunkują bezpośrednią odporność piaskowców na procesy denudacyjne (wietrzenie i erozję), z drugiej zaś mają istotne znaczenie dla rozwoju procesów grawitacyjnych, formujących skałki/grupy skałkowe. Wielkości odległości spękań i grubości ławic mieszczą się statystycznie w określonych granicach dla poszczególnych typów piaskowców skałkotwórczych (tab. 1). Szczególne znaczenie cechy te mają dla mniej odpornych na wietrzenie mezozoicznych piaskowców skałkotwórczych, dla których można określić optymalne (dla rozwoju skałek) wartości grubości ławic oraz odległości spękań (dwu zespołów ciosu ortogonalnego). Wartości optymalne warunkowane są przez dwa czynniki: (i) tempo wietrzenia postępującego od granic fragmentu masywu odciętego powierzchniami ławicowymi i ciosowymi oraz (ii) możliwości grawitacyjnego rozpadu masywu (odsuwania się fragmentów odciętych spękaniem od wychodni serii piaskowcowej). Zbyt gęsty cios i uławicenie powodują w przypadku tych piaskowców szybki i całkowity rozpad fragmentów skalnych, natomiast duże, odcięte rzadkim ciosem fragmenty skalne nie mają możliwości odsuwania się od wychodni serii, co uniemożliwia kształtowanie się ścian skalnych. Przykładem takich piaskowców nie tworzących skałek z powodów niewłaściwej gęstości ciosu oraz uławicenia są triasowe piaskowce tumlińskie i jurajskie piaskowce szydlowieckie (Urban 2016).

Z kolei istotnym czynnikiem warunkującym formowanie się skałek zbudowanych z piaskowców paleozoicznych o gęstych spękaniach ciosowych jest wyraźne nachylenie ławic w kierunku przeciwnym do ekspozycji ścian skalnych, utrudniające grawitacyjne odpadanie niewielkich i niestabilnych fragmentów skalnych odciętych tymi powierzchniami (Urban 2016).

#### Procesy kształtujące skałki świętokrzyskie

Czynnikami niezbędnymi do powstania i ukształtowania skałek był zespół procesów odsłaniających serie piaskowcowe oraz kształtujących pionowe lub stromo nachylone ściany utworzone w piaskowcach. Badania głębokich struktur stokowych (w oparciu o ERT oraz obserwacje terenowe – Urban i in. 2015), powierzchniowych elementów skalnych *in situ* i *ex situ*, jak też struktur i składu petrograficznego pokryw stokowych w otoczeniu skałek wskazują, że odpowiedzialne za odsłanianie i ewolucję form skałkowych w regionie świętokrzyskim są trzy główne procesy generowane czynnikiem grawitacyjnym: (i) deformacje dużych masywów skalnych w obrębie stoków, (ii) ruchy bloków piaskowcowych na powierzchni stoku, (iii) transformacje pokryw stokowych.

Deformacje dużych mas skalnych polegają na rozpadzie, rozsuwaniu się (*lateral spreading*) i przechylaniu (*toppling*) fragmentów serii piaskowcowych (w różnej skali: od kilku metrów do kilkuset metrów) w obrębie stoków, na których występują formy skałkowe. Zjawisko to, powszechnie obserwowane w wysokich górach (Agliardi i in. 2012), wydaje się wyjątkowe w regionie o bardzo małym gradiencie topograficznym, w którym nie obserwuje się współcześnie głębokich osuwisk. Podstawowymi warunkami powstawania takich deformacji były: litologiczna zmienność utworów podczwartorzędowego podłoża (obecność litotypów podatnych na plastyczne deformacje: iłów, iłowców, mułowców) oraz istnienie czynników zewnętrznych generujących takie deformacje. Najbardziej prawdopodobnym mechanizmem generującym takie deformacje było uplastycznienie podłoża piaskowców w rezultacie wzrostu ciśnienia porowego wody, niszczącego struktury skały w czasie jej rozmrażania, tzw. *cambering* (Parks 1991). Proces taki mógł wielokrotnie występować podczas oscylacji zasięgu wieloletniej zmarzliny w późnym glacie, zwłaszcza w trakcie starszego i młodszego dryasu. Inną przyczyną deformacji stoków mogło być rozmrażanie wieloletniej zmarzliny powiązane z naciskiem lądolodu i głębokimi rozmyciami podłoża podczas maksymalnego zasięgu lądolodu zlodowacenia odry. Duże deformacje mają więc charakter kopalny, jednak niewielkie deformacje masywów na stromych stokach zachodziły również w holocenie (Urban i in. 2015).

Podstawowe znaczenie dla powstawania ścian (progów) skalnych oraz kształtu grup skałkowych miały grawitacyjne przemieszczenia bloków na powierzchni stoku. Przemieszczenia te, translacyjne i/lub rotacyjne (np. przechył, rotacja wsteczna lub boczna, rotacja wokół osi pionowej) a nawet wypiętrzanie, następowały na stokach często o bardzo niewielkim nachyleniu (rzędu 5° lub mniejszym). Ruch bloków na słabo nachylonych stokach związany jest z obecnością serii ilasto-pylastych lub marglistych w podłożu serii piaskowcowych. Pozycje bloków wskazują na dwa mechanizmy ich transportu: (i) pasywny transport spowodowany plastycznymi deformacjami podłoża

(np. podnoszenie bloków w wyniku wygniatania plastycznych osadów spod serii piaskowcowej i ich spiętrzania na przedpolu wychodni skalnych); (ii) powolne, indywidualne spełzanie bloków po powierzchni o zmniejszonym współczynniku tarcia. Uplastycznienie i zmniejszenie oporów tarcia następowało głównie w wyniku opisywanego już wyżej procesu zwanego *cambering*, w późnym glacie (co potwierdzają datowania OSL). Dopływ wód w okresach zwilgotnienia klimatu występujących w tym czasie przyczyniał się do zwiększenia plastyczności i zmniejszenia sił tarcia skał występujących w podłożu piaskowców. Bloki występujące w świętokrzyskich grupach skałkowych nie powinny być jednak utożsamiane z tzw. blokami płużącymi (*ploughing boulders*), które są mniejsze i których ruchy, związane z sezonowymi zmianami temperatury, następują w obrębie pokryw soliflukcyjnych (Urban 2015). Podobnie do koncepcji sformułowanej przez Duszyńskiego i Migonia (2015), większość bloków w skałkach świętokrzyskich nie podlegała gwałtownym ruchom, jednakże – inaczej niż w Górach Stołowych – rola ruchów poziomych w przypadku skałek świętokrzyskich wydaje się ewidentna i jest udokumentowana zróżnicowaną pozycją bloków, ich stopniem zwiertzenia podobnym do ścian skalnych *in situ* oraz uzasadniona podatnością podłoża na uplastycznienie w określonych warunkach.

Tab. 1. Cechy typowe lub optymalne dla skałkotwórczych piaskowców i piaskowców kwarcytowych w Górach Świętokrzyskich. Cechy szczególnie ważne (korzystne lub ograniczające możliwości tworzenia skałek) pokazano na szarym tle; strzałki wskazują zależności istotne dla rozwoju skałek (wg Urban 2016).

|                                                             |                                                                  |                                      |                                |                           |                                                                      |                      |
|-------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------|--------------------------------------|--------------------------------|---------------------------|----------------------------------------------------------------------|----------------------|
|                                                             | Kambr                                                            | Dewon                                | Trias                          |                           | Jura                                                                 |                      |
| Cechy, parametry - typowe lub optymalne wartości            | Form. piaskowców z Wiśniówki                                     | Form. z Barczy, form. z Zagórza      | Formacja z Zagnańska           | Warstwy z Krynek          | Formacja ze Skłobów                                                  | Formacja ostrowiecka |
| System depozycyjny (warunkujący wykształcenie strukturalne) | wysokoenergetyczne, wodne warunki depozycyjne                    |                                      |                                |                           |                                                                      |                      |
|                                                             | morskie: płytkie lub głęb.                                       | plytkomorskie i/lub rzeczne          | rzeczne (rzeki roztokowe)      | plytkomorskie lub rzeczne | plytkomorskie (przybrzeżne)                                          |                      |
| Skład mineralogiczny                                        | kwarcowe lub sublityczne arenity, przeważnie krzemionkowy cement |                                      |                                |                           |                                                                      |                      |
| Tekstura (główne cechy)                                     | bardzo drobne-drobne uziarnienie                                 | drobne, lokalnie grubsze uziarnienie | slabo wysort., drobne otoczaki | slabo wysort.             | uziarnienie drobne-średnie ziarna gęsto upakowane; silna kompaktacja |                      |
| Pusta przestrzeń intergran. [%]                             | 0                                                                | 0-2                                  | 5-10                           | 5-15                      | 10-15                                                                |                      |
| Nasiąkliwość [%]                                            | około 0,5                                                        | 0-2                                  | 3-5                            | 4-6                       | 4-8                                                                  |                      |
| Wytrzym. na ściskanie [Mpa]                                 | około 200                                                        | około 150                            | 30-60                          | 30-80                     | 20-80                                                                | 30-50                |
| Ścieralność [cm]                                            | około 0.5                                                        |                                      | 1-5                            |                           |                                                                      |                      |
| Grubość ławic [m]                                           | 0,7 (0,3-1,0)                                                    | 1,2 (0,7-2,0)                        | 1,3 (0,9-2,1)                  | 0,9 (0,2-2,1)             | 1,1 (0,9-1,6)                                                        |                      |
| Odł. spękań ciosowych [m]                                   | około 1                                                          | ca 2                                 | 3 (2-6)                        | 6 (3-11)                  | 4 (2-6)                                                              |                      |
| Nachylenie warstw [°]                                       | 10-50                                                            | 10-40                                | 5-20                           | 0-5                       |                                                                      |                      |

Pozycja skałek w obrębie większych form rzeźby (grzbietów, stoków) oraz ich wydłużenie wykazują związek z kierunkami tektonicznymi: orientacją ławic oraz spękań ciosowych. Biorąc pod uwagę alternatywnie obie te cechy: rozciągłość ławic oraz kierunki płaszczyzn ciosowych, zgodność pomiędzy tymi cechami oraz rozciągłością powierzchni skalnych eksponowanych w obrębie form skałkowych lub rozciągłością całych grup skałkowych, występuje w przypadku 75% stanowisk. Można więc sformułować tezę, że odpowiednie relacje pomiędzy odpornością skał na wietrzenie, gęstością ciosu i uławicenia oraz tektoniką (orientacją ciosu i uławicenia) decydowały o rozwoju skałek, ich kształcie oraz charakterze grup skałkowych (tab. 1). W przypadku poziomo leżących lub słabo pochylonych piaskowców mezozoicznych, które tworzą przywierzchowinowe ściany, progi i ambony skalne oraz bloki, odpowiednie odległości spękań warunkowały: (i) grawitacyjną stabilność części masywu skalnego, (ii) stopniową progresję wietrzenia fragmentów skalnych postępującą od powierzchni ciosowych i ławicowych. Jednocześnie odpowiednie odległości ciosowe umożliwiły w warunkach peryglacialnych późnego glaciału dylatacyjno-grawitacyjną fragmentację brzeżnych części masywu – proces, który miał zasadnicze znaczenie dla tworzenia się grup skałkowych. W przypadku kambryjskich piaskowców kwarcytowych i części triasowych piaskowców formacji z Zagnańska, strome nachylenie warstw oraz ich gęste spękanie były czynnikami decydującymi

o powstawaniu skałek mających kształt grzęd, murów i stożków skalnych wieńczących grzbiety. Podobne nachylenie warstw lecz rzadsze spękania w obrębie piaskowców wieku dewońskiego, sprzyjały z kolei powstawaniu form przygrzbietowych i stokowych o charakterze stołów i progów (Urban 2016).

Powstawanie oraz usuwanie materiału zwietrzelinowego i innych luźnych osadów przykrywających serie piaskowcowe, miało podstawowe znaczenie dla odsłaniania skałek. Pokrywy stokowe w otoczeniu skałek reprezentują piaski i diamiktony powstałe z materiału pochodzącego z otaczających piaskowców, w których występuje domieszka ziarn pochodzenia eolicznego. Znikomy udział lub brak materiału fluwiogłacialnego i glacialnego, sugeruje szybki transport i usuwanie osadu. Jak wskazują datowania OSL (Urban 2015), obecne pokrywy stokowe utworzyły się podczas pleniglacialnego pessimum Vistulianu oraz w późnym glacialu (najmłodsze daty OSL sugerują wczesnoholoceński wiek osadów, ale mogą być odmłodzone). Pokrywy te powstały w wyniku mechanicznego wietrzenia piaskowców, znacznie intensywniejszego w warunkach peryglacialnych niż obecnie oraz grawitacyjnego pełznięcia tego osadu (z domieszką ziaren eolicznych) w dół stoku. Ze względu na uziarnienie (przewaga średnich ziarn frakcji piaszczystej, brak frakcji pylasto-ilastych) osady nie stanowiły jednak typowych pokryw soliflukcyjnych. Rola procesów eolicznych w formowaniu skałek świętokrzyskich uznawana dawniej za podstawową (Lindner 1972) jest trudna do oceny, aczkolwiek obecność ziarn pochodzących z transportu eolicznego w pokrywach, wskazuje na aktywność tych procesów podczas górnego pleniglacialu i późnego glacialu (Urban 2015).

#### Rzeźba ścian skałkowych

Analiza procesów formowania się skałek w różnych piaskowcach, objęła również badania wpływu litologii oraz czynników zewnętrznych (insolacji, infiltracji wód opadowych, wiatru) na kształtowanie rzeźby ścian skalnych (Urban, Górnik 2017). Badania te polegały na analizie występowania różnych typów rzeźby powierzchni skalnych w zależności od nasiąkliwości (porowatości otwartej) skał oraz obserwacji (pomiarze) występowania poszczególnych typów rzeźby w zależności od ekspozycji ścian. W piaskowcach zbudowanych prawie wyłącznie z krzemionki i różniących się ilością krzemionkowego spoiwa – a tak jest w przypadku skałotwórczych piaskowców świętokrzyskich – zmienność nasiąkliwości dobrze wyraża główne cechy litologiczne i jest skorelowana z innymi mechanicznymi właściwościami skał, takich jak odporność na wietrzenie (Peszat 1973; Stück i in. 2013).

Na pionowych (stromych) powierzchniach skałkowych wyróżniłem (posługując się w miarę możliwości klasyfikacją Mikulaśa 2007) następujące typy rzeźby: (1) rzeźba spękania (powstająca w rezultacie pęknięcia i odpajania skały wzdłuż osłabionych mikrostraf nie związanych z strukturami skały), typowa dla skał o bardzo niskiej nasiąkliwości, poniżej 1,5%; (2) rzeźba gładka, powszechnie występująca w przypadku skał o nasiąkliwości większej niż 1,5%; (3) morfologia odzwierciedlająca sedimentacyjne i diagenetyczne struktury skały, powszechna na powierzchniach skał o nasiąkliwości przewyższającej 1,5%; (4) struktury typu plastra miodu (*honeycombs*) występujące na powierzchniach skał o nasiąkliwości 5-8%; (5) powierzchnie podlegające dezintegracji ziarnowej oraz/lub łuszczeniu naskorupień występujące w obrębie ścian piaskowców o nasiąkliwości rzędu 3,5–8%. Rzeźba gładka oraz morfologia odzwierciedlająca pierwotne struktury skały, występują jako wzajemne substytuty, w zależności od nachylenia ścian skalnych. Pierwsza dominuje na powierzchniach eksponowanych na opad deszczu i pozbawionych naskorupień, co wskazuje, że warunkowana jest m.in. erozją deszczową.

Reasumując: pod względem litologicznych uwarunkowań rzeźby ścian skalnych można wyróżnić następujące typy rzeźby: a) formy bardzo wyraźnie warunkowane litologią o bardzo niskiej porowatości, powstające przy praktycznym braku porowego krążenia wód, reprezentowane przez rzeźbę spękania (1); b) formy rzeźby, których rozwój jest również ograniczony do skał o specyficznej nasiąkliwości, silnie jednak związane z krążeniem wód, takie jak struktury typu plastra miodu (4), a także szybka dezintegracja ziarnowa i struktury złuszczeniowe (5); c) typy rzeźby słabo warunkowane litologią, ale powstające jedynie w warunkach krążenia wód porowych, takie jak rzeźba gładka (2) oraz morfologia odzwierciedlająca struktury skały (3) (Urban, Górnik 2017).

Występowanie rzeźby typu plastra miodu (4) głównie na powierzchniach skalnych o ekspozycji od południowo-wschodniej, poprzez południową, do północno-zachodniej, sugeruje istotną rolę w jej formowaniu takich czynników, jak insolacja oraz dominujący, zachodni kierunek wiatru i deszczu. Rozwój rzeźby typu plastra miodu jest więc warunkowany dwoma zjawiskami: naprzemiennym

wysuszeniem oraz zwilgoceniem skały powodowanym przez czynniki zewnętrzne oraz specyfiką litologiczną skały wyrażoną porowatością mieszczącą się w określonych granicach. W ten sposób rezultaty badań potwierdzają tezę, że rzeźba typu plastra miodu, tak trudna do genetycznego opisu, bo występująca we wszystkich strefach klimatycznych oraz w różnych skałach magmowych i osadowych (Groom i in. 2016), jest zależna od tempa oraz kierunków krążenia porowego wody w skale, stymulowanego zarówno przez litologię, jak i czynniki zewnętrzne. W powstawaniu innych typów rzeźby, których występowanie jest niezależne od kierunku ekspozycji powierzchni skałkowych, litologia odgrywa istotną rolę ograniczając krążenie porowe, bądź też umożliwiając takie krążenie, w którego (szerokim) zakresie rozwijają się te typy rzeźby. W konsekwencji występowanie tych typów rzeźby nie jest warunkowane przez czynniki zewnętrzne z wyjątkiem erozji deszczowej (Urban, Górnik 2017). Badane typy rzeźby wpisują się dobrze w klasyfikację morfofacjalną zaproponowaną przez czeskich autorów (Adamovič et al. 2011), rozszerzając tę klasyfikację w zakresie morfofacji charakterystycznych dla piaskowców o niskiej porowatości reprezentowanych przez spękaniowy typ rzeźby (Urban, Górnik 2017).

#### Podsumowanie

Badania litologicznych, tektonicznych oraz egzogenicznych uwarunkowań powstania i ewolucji skałek objęły procesy i cechy w bardzo rozległej skali przestrzennej – od skały całych stoków, po skałę poszczególnych powierzchni skałkowych. W tych badaniach starałem się jednocześnie uwzględnić jak największą ilość cech i czynników oraz powiązań pomiędzy nimi. Dzięki zróżnicowaniu cech geologicznych, a także wykorzystaniu wymiernych (uzyskanych z pomiarów) i wobec tego obiektywnych danych, zebrałem materiał porównawczy, który może być wykorzystany do interpretacji wyników badań w innych regionach a także do formułowania ogólniejszych hipotez. Wyniki tych badań pozwalają na identyfikację zarówno cech lokalnych specyficznych dla skałek świętokrzyskich, jak i generalnych prawidłowości związanych z powstawaniem i ewolucją form skałkowych. W szczególności badania skałek świętokrzyskich wykazały wiele podobieństw ewolucji, wykształcenia i pozycji form skałkowych pomiędzy nimi a skałkami zbudowanymi z piaskowców występujących w stosunkowo cienkich seriach skalnych w innych regionach Europy (np. w Anglii i Walii: Robinson, Williams 2005; Robinson 2007), ale też różnice w stosunku do „miast skalnych” tworzonych przez grube kompleksy piaskowcowe, np. czeskiej niecki kredowej. Dokładniejsze porównania będą jednak możliwe dopiero po uzyskaniu danych pomiarowych (wyrażonych wartościami liczbowymi) z tych obszarów skałkowych.

Badania rzeźby skałek piaskowcowych w regionie świętokrzyskim było celem projektu badawczego „Litologiczne, tektoniczne i egzogeniczne uwarunkowania rozwoju oraz ewolucji świętokrzyskich skałek piaskowcowych” (2 P04E 049 29), finansowanego przez Ministerstwo Nauki i Szkolnictwa Wyższego i realizowanego w Instytucie Ochrony Przyrody PAN w latach 2006-2010.

- Adamovič J., Mikulaš R., Schweigstillová J. 2011. Lithological controls on sandstone weathering – a proposal of morpho-facies for the humid temperate zone of Europe. W: Simmert J. (red.), Proc. 11<sup>th</sup> Intern. Symp. on Pseudokarst. 12-16.05.2010, Saupsdorf, Germany. Dresden, pp. 44-46.
- Agliardi F., Crosta G.B., Frattini P. 2012. Slow rock-slope deformation. In: Clogue J.J., Stead D. (red.), Landslides. Types, mechanics and modelling, Cambridge Univ. Press, New York: 207–221.
- Cílek V., Williams R., Osborne A., Migoń P., Mikulaš R. 2007. The origin and development of sandstone landscapes. W: Härtel H., Cílek V., Herben T., Jackson A., Williams R. (red.), Sandstone landscapes. Academia, Praha: 34-43.
- Groom K.M., Allen C.D., Mol L., Paradise T.R., Hall K. 2015. Defining tafoni: re-examining terminological ambiguity for cavernous rock decay phenomena. Progress in Physical Geogr. 39, 6: 775-793.
- Lindner L. 1972. Geneza i wiek skałek piaskowcowych góry Piekło koło Nieklania. Acta Geol. Pol. 22, 1: 168-180.
- Migoń P., Duszyński F., Goudie A. 2017. Rock cities and ruiniform relief: forms – processes – terminology. Earth Science Reviews 171: 78-104.
- Mikulaš R. 2007. Microforms of the sandstone relief. W: Härtel H., Cílek V., Herben T., Jackson A., Williams R. (red.), Sandstone landscapes. Academia, Praha: 66-75.
- Parks C. D. 1991. A review of the mechanism of cambering and valley bulging. W: Forster A., Culshaw M.G., Cripps J.C., Little J.A., Moon C.F. (red.), Engineering Geology Spec. Publ. 7, Geol. Soc., London: 373-380.
- Peszat C. 1973. Własności techniczne piaskowców Gór Świętokrzyskich. Zesz. Nauk. AGH, 378. Geologia 18, ss. 59.

- Robinson D.A. 2007. Geomorphology of the inland sandstone cliffs of Southeast England. W: Härtel H., Čilek V., Herben T., Jackson A., Williams R. (red.), Sandstone Landscapes. Academia, Praha: 44-51.
- Robinson D.A., Williams R.B.G. 2005. Comparative morphology and weathering characteristic of sandstone outcrops in England, UK. *Ferrantia* 44: 41-46
- Stück H., Koch R., Siegesmund S. 2013. Petrographical and petrophysical properties of sandstones: statistical analysis as an approach to predict material behaviour and construction suitability. *Environ. Earth Sci.* 69: 1299-1332.
- Urban J. 1986. Mezozoiczne skałki piaskowcowe w północnej części województwa kieleckiego. *Kwart. Geol.* 30, 2 (streszcz. ref.): 421-422.
- Urban J. 2015. The role of gravitational processes in shaping sandstone rock landforms in low mountains: Świętokrzyskie (Holy Cross) Mountains, central Poland. *Zeitschrift für Geomorphologie* 59, Suppl. 1: 35-79.
- Urban J. 2016. The geological constraints of the development of sandstone landforms in Central Europe, a case study of the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mountains, Poland. *Geomorphology* 274: 31-49.
- Urban J., Górnik M. 2017. Some aspects of lithological and exogenic control of sandstone morphology, the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mts. case study, Poland. *Geomorphology* 295: 773-789
- Urban J., Pánek T., Hradecký J., Tábořík P. 2015. Deep structures of slopes connected with sandstone crags in the upland area of the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mountains, Central Poland. *Geomorphology* 246: 519-530.

# Rzeźba strukturalna obszaru Świętokrzyskiego Parku Narodowego

## Structural morphology of the area of the Świętokrzyski National Park

**Adam Łajczak**

*Instytut Geografii, Uniwersytet Pedagogiczny, Kraków, ul. Podchorążych 2, 30-084 Kraków;*

*e-mail: alajczak@tlen.pl*

**Jan Urban**

*Instytut Ochrony Przyrody, Polska Akademia Nauk, al. Adama Mickiewicza 33, 31-120 Kraków;*

*e-mail: urban@iop.krakow.pl*

**Zofia Rączkowska**

*Zakład Badań Geośrodowiska, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania, Polska Akademia Nauk,*

*ul. Św. Jana 22, 31-018 Kraków; e-mail: raczk@zg.pan.krakow.pl*

**Grzegorz Walek**

*Instytut Geografii, Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach, ul. Świętokrzyska 15, 25-406 Kielce;*

*e-mail: grzegorz.walek@gmail.com*

Morfologia obszaru Świętokrzyskiego Parku Narodowego (ŚPN), obejmującego najwyżej wzniesioną część Gór Świętokrzyskich, ma typowe cechy rzeźby strukturalnej odzwierciedlającej budowę geologiczną podłoża. Głównymi elementami rzeźby ŚPN i jego otuliny są pasma wzniesień na wychodniach najbardziej odpornych na denudację skał wieku paleozoicznego: górnokambryjskich i dolnodewońskich piaskowców kwarcytowych, oraz oddzielające je obniżenia w miejscach występowania w podłożu skał, także wieku paleozoicznego, o mniejszej odporności na wietrzenie i erozję, głównie sylurskich łupków. Pasma wzniesień układają się równolegle, rusztowo i mają wydłużenie WNW-ESE, zgodne z przebiegiem fałdowych struktur tektonicznych w podłożu i warunkowanych nimi wychodni skał (Czarnocki 1957; Klimaszewski 1958; Klatka 1965; Radłowska 1967; Gilewska 1972; Wróblewski 1976; Rączkowska, Rączkowski 1999; Kowalczewski 2000a, b; Kowalski 2000; Łajczak 2014; Urban 2014). Taka rzeźba jest wynikiem selektywnej denudacji w paleogenie oraz neogenie, szybszej na wychodniach skał mniej odpornych w warunkach klimatu gorącego i później ciepłego, jaki wówczas panował na tym terenie. Czynnikiem zwiększającym różnice wysokościowe pomiędzy wyniesionymi i obniżonymi elementami terenu mogły być również pionowe ruchy tektoniczne trwające w erze kenozoicznej, które powodowały wynoszenie lub obniżanie poszczególnych elementów (bloków tektonicznych) trzonu paleozoicznego. Elementem wynoszonym w tym czasie był prawdopodobnie fałd łysogórski i południowa część synkliny bodzentyńskiej, czyli obszar położony w granicach ŚPN z najwyższymi twardzielcowymi pasmami: Łysogórami (614 m n.p.m.) i Pasmem Klonowskim (484 m n.p.m.) (Kowalczewski, Kowalski 2000; Kowalski 1995, 2000). Przedłużenie ku wschodowi Pasma Klonowskiego stanowią wyodrębnione góry – Psarska oraz Miejska, z kolei położona jeszcze dalej na wschód niższa Chełmowa Góra stanowi zachodni kraniec Pasma Pokrzywiańskiego. W obrębie otuliny Parku grzbietami twardzielcowymi są: Pasma Bostowskie (między Pasmem Klonowskim a Chełmową Górą), zachodnie przedłużenie Łysogór (Kraiński Grzbiet – do przełomu Lubrzanki) oraz Pasma Bielińskie (na południe od Łysogór). Łysogóry wraz z Pasmem Jeleniowskim (554 m n.p.m., poza granicami Parku), stanowiącym ich wschodnie przedłużenie, to jedyne dwa grzbiety w Górach Świętokrzyskich mające cechy gór niskich (deniwelacje lokalnie przekraczają 300 m).

Pasma na obszarze ŚPN i otuliny mają charakter izoklinalny, to znaczy budujące je warstwy skalne są nachylone w kierunku NNE, przy czym nachylenie to jest większe niż nachylenie stoków. Stoki pasm o ekspozycji NNE są bardziej strome niż stoki SSW, z kolei te ostatnie są głębiej rozczłonkowane niszami źródłowymi, co tłumaczy się uwarunkowaniami strukturalnymi, czyli obecnością w podłożu sąsiadujących wychodni mniej i bardziej odpornych warstw piaskowców kwarcytowych. Taka interpretacja jest poparta badaniami geofizycznymi wykazującymi obecność granic wychodni odmiennych litologicznie serii skalnych w miejscach załomów morfologicznych (Kowalski, Jaśkowski 1986; Kowalczewski i in. 1989, 2000; Kowalczewski 2000a, b). Na południowym stoku Łysogór lokalnie jest uformowany wyraźny załom (wyplaszczenie), przechodzący miejscami w osobny równoległy grzbiet lub lokalne kulminacje. Na tym stoku występują także zestromienia o zróżnicowanej wysokości względnej, których genezę tłumaczy się tektonicznym

przesunięciem wychodni serii piaskowców kwarcytowych. Średnie (i maksymalne) nachylenia, przykładowo północnego stoku Łysogór zwiększają się ze wzrostem wysokości od 5°(10°) w obrębie podnóży, do 13°(20°) w środkowej części stoku i do 20°(30°) w jego górnych partiach. Nachylenia południowego stoku tego pasma są mniejsze i wynoszą odpowiednio: 7°(9°), 8°(10°), 12°(25°).

Większą jednorodnością litologiczną północnego stoku Łysogór (także Pasma Jeleniowskiego) można tłumaczyć większy zasięg pokrywy blokowych utworzonych w warunkach klimatu peryglacjalnego (gołoborza) na tym obszarze (Klatka 1962). Morfologia pól gołoborzy (m.in. jezory gruzowe) wskazuje na większą dynamikę blokowisk w okresie ich formowania na północnym stoku Łysogór (Jaśkowski i in. 2002).

Do innych ruchów masowych modelujących stoki pasm na obszarze ŚPN należy osuwanie pakietów skalnych, które ogranicza się tylko do nielicznych niewielkich obszarów na północnym stoku Pasma Klonowskiego. Osuwiska konsekwentne warstwowe (ześlizgowe) występują na N stoku Bukowej Góry, Psarskiej Góry i Miejskiej Góry (Rączkowska, Rączkowski 1999; Łajczak 2014).

Badania geologiczne (m.in. geofizyczne) wykazują, że zróżnicowanie wysokościowe (falistość) osi grzbietów zostało spowodowane obecnością poprzecznych uskoków, na których uformowały się przełęcze. Także rozmieszczenie niektórych pól gołoborzy jest tłumaczone obecnością takich uskoków, co miało ułatwiać lokalnie szybszą dezintegrację odpornych piaskowców kambryjskich.

Efekty poziomych przemieszczeń mas skalnych są także widoczne w przebiegu pasm wzniesień. Stanowiące wschodnią część Pasma Klonowskiego odosobnione masywy Psarskiej Góry i Miejskiej Góry zostały odseparowane od głównego pasma jako bloki tektoniczne, które ulegając poziomym przesunięciom (w kierunku południowym) zostały morfologicznie uformowane w obecnej postaci izolowanych wzniesień. Podobnie został uformowany skrajnie zachodni odcinek Pasma Pokrzywiańskiego, który tworzy izolowaną Chelmową Górę. Wymienione izolowane masywy mają zbliżoną budowę geologiczną jak Pasma Klonowskie, lecz na obszarze ich występowania dolnodewońskie serie piaskowcowe i piaskowcowo-lupkowe południowego skrzydła synkliny bodzentyńskiej, są zapewne pocięte gęstszą siecią uskoków, wzdłuż których nastąpiło rozczłonkowanie Pasma Klonowskiego. W kierunku południowym zostało także przesunięte, w stosunku do Łysogór, Pasma Jeleniowskie.

Między Łysogórami na południu a Pasmem Klonowskim na północy rozciąga się w kierunku WNW-ESE Dolina Wilkowska na wysokości około 290-340 m n.p.m., której szerokość wynosi od 3 km do 5 km. Kontynuacją tej doliny w kierunku wschodnim jest Dolina Dębniańska o takim samym przebiegu, położona między Łysogórami na południu a Psarską Górą i Pasmem Bostowskim na północy. Dolina ta występuje na wysokości 225-340 m n.p.m. i osiąga szerokość zbliżoną do Doliny Wilkowskiej. Dolinę Wilkowską od Doliny Dębniańskiej oddziela południkowo biegnący dział wodny między zlewniami Lubrzanki i Pokrzywianki, w najniższym położeniu topograficznym trudno zauważalny na płaskim, miejscami podmokłym terenie (Mokry Bór) (Rączkowska, Rączkowski 1999; Łajczak 2014). Obie doliny są wycięte w łupkach sylurskich i dlatego ich dna mają monotonną rzeźbę z nachyleniami terenu najczęściej mniejszymi od 1°. Taka rzeźba sprzyja rozwojowi podmokłości na tym obszarze.

Obniżenia po obu stronach Łysogór i Kraińskiego Grzbietu łączą przełomy rzeczne: Lubrzanki (Kowalski 1988) oraz Słupianki, których przebieg nawiązuje do uskoków tektonicznych. Te przełomy stanowią element charakterystycznego dla omawianego obszaru kratowego systemu sieci rzecznej i dolinnej, którego rozwój następował wraz z formowaniem rzeźby rusztowej grzbietów.

Znaczna część obszaru obejmującego Świętokrzyski Park Narodowy i jego otulinę jest generalnie wzniesiona w przedziale wysokości 250-350 m n.p.m., gdzie dominują doliny i podnóża stoków pasm i przeważają spadki terenu mniejsze od 6°. Nachylenia terenu większe od 15° są typowe tylko dla pasm twardzielcowych wzniesionych powyżej 350 m n.p.m. Prawie równoleżnikowy przebieg wzniesień i obniżeń na obszarze ŚPN i otuliny skutkuje dominacją północnej i południowej ekspozycji form terenu.

Czarnocki J. 1957b. Prace geologiczne. T. II, Geologia regionu łysogórskiego. Stratygrafia i tektonika Gór Świętokrzyskich, z. 1. Inst. Geol., Prace – XVIII. Warszawa, ss. 133.

Gilewska S. 1972. Wyżyny Śląsko-Małopolskie. W: Klimaszewski A. (red.), Geomorfologia Polski, t. I Polska Południowa. Góry i Wyżyny. Wyd. Nauk. PWN: 232-239.

- Jaśkowski B., Kowalski B., Sołtysik R. 2002. Geneza i wiek pokryw wietrzeniowych na stokach Łysej Góry w Górach Świętokrzyskich. *Prace Inst. Geogr. Akademii Świętokrz. w Kielcach* 8: 107-138
- Klatka T. 1962. Geneza i wiek gołoborzy łysogórskich. *Acta Geogr. Lodziendzia* 12, ss. 124.
- Klatka T. 1965. Geomorfologia Gór Świętokrzyskich. *Roczn. Gleboznawcze* 15, dodatek: 129-162.
- Klimaszewski M. 1958. Rozwój geomorfologiczny terytorium Polski w okresie przedczwartorzędowym. *Przeegl. Geogr.* 30, 1: 3-43.
- Kowalczewski Z. 2000a. Litostratygrafia, paleogeografia, facje i tektonika kambru świętokrzyskiego (zagadnienia podstawowe i stan znajomości). *Prace Inst. Geogr. Wyższej Szk. Pedagog. w Kielcach* 4: 7-66.
- Kowalczewski Z. 2000b. Wybrane problemy geologii Pasma Głównego Gór Świętokrzyskich w świetle badań geofizycznych. *Posiedzenia Nauk. Państw. Inst. Geol.* 56: 138-141
- Kowalczewski Z., Kowalski B. 2000. Zarys budowy geologicznej. W: Cieśliński S., Kowalkowski A. (red.), *Monografia Świętokrzyskiego Parku Narodowego. Świętokrz. Park Narodowy, Bodzentyn-Kraków*: 51-100.
- Kowalczewski Z., Kowalski B., Janiec J. 1989. Wpływ budowy geologicznej na rzeźbę Pasma Klonowskiego. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 362: 65-95.
- Kowalczewski Z., Romanek A., Studencki M. 2000. Mapa geologiczna odkryta paleozoiku Gór Świętokrzyskich 1:200 000 (materiał niepublikowany). *Państw. Inst. Geol., Oddział Świętokrz. w Kielcach*.
- Kowalski B. 1988. Warunki powstania i rozwój przełomowego odcinka doliny Lubrzanki przez główne pasmo Gór Świętokrzyskich w trzeciorzędzie. *Przeegl. Geogr.* 60, 3: 329-351.
- Kowalski B.J. 1995. Przejawy młodej aktywności tektonicznej w Dolinie Kielecko-Łagowskiej w Górach Świętokrzyskich i jej wpływ na układ sieci wodnej. *Przeegl. Geol.* 43, 4: 307-316.
- Kowalski B. J. 2000. Rzeźba. W: Cieśliński S., Kowalkowski A. (red), *Monografia Świętokrzyskiego Parku Narodowego. Świętokrz. Park Narodowy, Bodzentyn-Kraków*: 107-128.
- Kowalski B., Jaśkowski B. 1986. Litologiczno-strukturalne uwarunkowania teras krioplanacyjnych na stokach masywu Łysej Góry w Górach Świętokrzyskich. *Przeegl. Geogr.* 58, 4: 493-514.
- Łajczak A. 2014. Operat Ochrony Zasobów Geomorfologicznych. W: *Plan Ochrony Świętokrzyskiego Parku Narodowego i Obszaru Natura 2000 Łysogóry na lata 2013-2033 (materiał niepublikowany)*. Dyrekcja Świętokrz. Parku Narodowego, Bodzentyn.
- Radłowska C. 1967. Charakterystyka geomorfologiczna Gór Świętokrzyskich. *Problemy Zagosp. Ziem Górskich* 4 (17): 51-77.
- Rączkowska Z., Rączkowski W. 1999. Plan Ochrony Zasobów Geomorfologicznych. W: *Plan Ochrony Świętokrzyskiego Parku Narodowego (materiał niepublikowany)*. Dyrekcja Świętokrz. Parku Narodowego, Bodzentyn.
- Urban J. 2014. Cechy rzeźby strukturalnej Gór Świętokrzyskich oraz południowo-wschodniej części Niecki Nidziańskiej. *Przeegl. Geol.* 62, 1: 44-50.
- Wróblewski T. 1976. Rzeźba Gór Świętokrzyskich. *Roczn. Świętokrz. Kiel. Tow. Nauk.* 5: 9-22.

# **Zmiany rzeźby spowodowane działalnością górniczą na przykładzie gminy Sitkówka-Nowiny**

## **Changes in relief caused by mining activities on the example of the Sitkówka-Nowiny commune**

**Grzegorz Pabian**

*Instytut Geografii, Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach, ul. Świętokrzyska 15, 25-406 Kielce;  
e-mail: g.pabian@wp.pl*

**Piotr Kusztal**

*Instytut Geografii, Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach, ul. Świętokrzyska 15, 25-406 Kielce;  
e-mail: roch1990@gmail.com*

Celem artykułu jest przedstawienie antropogenicznej rzeźby na obszarze gminy Sitkówka-Nowiny powstałej w wyniku historycznej i współczesnej działalności górniczej. Obszar badań według regionalizacji fizycznogeograficznej położony jest w południowo-zachodniej części mezoregionu Góry Świętokrzyskie (Kondracki 2009; Solon i in. 2018). Na terenie gminy występuje bardzo zróżnicowana rzeźba terenu, która bezpośrednio nawiązuje do budowy geologicznej podłoża. W morfologii terenu wyraźnie zaznacza się Pasma Zgórskie, położone w północno-zachodniej części gminy. Pasma to wykształcone jest na wychodniach piaskowców kambryjskich (Filonowicz 1981) jako grzbiet twardzielcowy, silnie pofałdowany w obrębie antykliny dymińskiej (Mityk 1995). Na południe od Pasma Zgórskiego w morfologii obszaru wyraźnie zaznacza swoją obecność dolina Bobrzyczki i Grzbiet Bolechowicki, a dalej na południe Grzbiet Zelejowski. Pasma te zbudowane są z wapieni dewońskich i zlepieńców permskich synkliny gałęzicko-bolechowskiej (Filonowicz 1981). W części centralnej gminy z północy na południe przebiega dolina Bobrzy, która rozpoczyna się epigenetycznym przełomem rzeczny w Słowiku, dalej rzeka zwalnia bieg i meandruje oraz tworzy liczne starorzecza. Dolina Bobrzy dzieli gminę na część zachodnią opisaną powyżej i część wschodnią, w rzeźbie której w okolicy Kowali dominują wzniesienia zbudowane ze skał węglanowych dewonu i permu, tj. Wzgórza Kowalskie (Wróblewski 1976).

Działalność górniczą, która była i jest prowadzona nadal na obszarze gminy, można podzielić na trzy podstawowe grupy: historyczne górnictwo kruszcowe rud ołowiu, historyczne górnictwo skalne oraz współczesne górnictwo skalne. Zmiany rzeźby jakie powstały na skutek prowadzenia historycznej działalności górniczej związanej z poszukiwaniem i wydobywaniem rudy ołowiu, można zaobserwować w terenie, w formie zamkniętych lub otwartych wylotów szybów górniczych otoczonych pierścieniem materiału poeksploatacyjnego, które tworzą „pola górnicze” po eksploatacji wieloszybkowej oraz szpar górniczych (Paulewicz 1992, Górniak i in. 2006). Pozostałości te znajdują się na górach Wsiowej i Żakowej w Grzbiecie Zelejowskim, górze Ołowiance w Paśmie Zgórskim

Ryc. 1. Zamknięty wylot szybu górniczego otoczony pierścieniem materiału poeksploatacyjnego – południowy stok góry Miejskiej (fot. G. Pabian, 2018)



oraz górach Okrąglicy, Miejskiej (ryc. 1) i Berberysówce w Grzbiecie Bolechowickim (Pabian, Biernat 2011, Pabian 2014). W wyniku działalności historycznego górnictwa skalnego powstały takie formy rzeźby jak nieczynne wyrobiska odkrywkowe po eksploatacji: kalcytu, blocznych wapieni dewońskich (marmurów technicznych), surowców skalnych na potrzeby przemysłu wapienniczego i cementowego, surowców skalnych do produkcji kruszyw oraz zwałowiska odpadów poeksploatacyjnych i poprodukcyjnych. Zlokalizowane są one w części zachodniej gminy na górach: Żakowej, Wiejskiej, Okrąglicy, Miejskiej, Berberysówce, Sołtysiej i Ołowiance oraz w części wschodniej na górach: Jażwicy Dużej i Małej (ryc. 2), Trzuskawicy, Kołku i Stokowej (Pabian, Biernat 2011, Pabian 2012, 2014). Współczesne górnictwo skalne charakteryzuje się dużą dynamiką prowadzonych robót górniczych na obszarze badań, co doprowadziło do powstania wielkoobszarowych wyrobisk odkrywkowych oraz zwałowisk pogórnich, które zlokalizowane są w okolicy Kowali (wschodnia część gminy Sitkówka-Nowiny).



Ryc. 2. Nieczynne wyrobisko odkrywkowe wapieni dewońskich – północno-wschodnia część kamieniołomu na górze Jażwica Mała (fot. G. Pabian 2019)

Wielowiekowa, udokumentowana od XIV wieku (Paulewicz 1992) działalność górnicza doprowadziła w konsekwencji, do tak dużych zmian rzeźby terenu na analizowanym obszarze, że można przyjąć dla jej określenia nazwę - rzeźba poeksploatacyjna. Procesy, które zachodzą na powierzchni poszczególnych form są bardzo dynamiczne, co prowadzi do wtórnych przekształceń w krótkich przedziałach czasowych (obserwacje terenowe). Najbardziej podatne na oddziaływanie procesów egzogenicznych są formy powstałe w wyniku działalności górnictwa skalnego: wyrobiska odkrywkowe i zwałowiska odpadów pogórnich.

- Filonowicz P. 1981. Mapa geologiczna Polski 1:200 000. B – mapa bez utworów czwartorzędowych. Arkusz Kielce. Wyd. Geol., Warszawa.
- Górniak M., Jóźwiak M., Kasza A., Urban J. 2006. Przewodnik sesji terenowych. W: Szelerewicz M, Urban J. (red.), Mater. 40. Symp. Speleologicznego. Sekcja Speleologiczna PTP im. M. Kopernika, Kraków, ss. 9-22.
- Kondracki J. (red.) 2009. Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa 441 ss.
- Mityk J. (red.) 1995. W Góry Świętokrzyskie. Wyd. Szkolne i Pedagogiczne, Warszawa, 108 ss.
- Pabian G. 2012. Krajobraz górniczy i poeksploatacyjny okolic Kowali w gminie Sitkówka-Nowiny (Góry Świętokrzyskie) oraz perspektywy jego wykorzystania w geoturystyce. Roczn. Świętokrz., Ser. B, Nauki Przyr. 33: 93-108.
- Pabian G. 2014. Możliwości zagospodarowania nieczynnych wyrobisk górniczych na obszarze gminy Sitkówka-Nowiny w Górach Świętokrzyskich. Przegl. Geol. 62, 3: 147-150.
- Pabian G., Biernat T. 2011. Inwentaryzacja wybranych obiektów geologiczno-górnich gminy Sitkówka-Nowiny w aspekcie ich geoturystycznego udostępnienia. Probl. Ekol. Krajobr. 29: 97-106.
- Paulewicz M. 1992. Chęcińskie górnictwo kruszczowe od XIV do połowy XVII wieku. Kiel. Tow. Nauk., Kielce, 155 ss.

- 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 S., 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.
- Wróblewski T. 1976. Rzeźba Gór Świętokrzyskich. *Roczn. Świętokrz. Kiel. Tow. Nauk.* 5: 9-22.



## **Streszczenia posterów**



# The Świętokrzyskie Mountains as a component of the Karpinski Lineament

## Góry Świętokrzyskie jako składnik Lineamenta Karpińskiego

**Sergii Bortnyk**

Jan Kochanowski University in Kielce, Poland; Taras Shevchenko National University of Kyiv, Kyiv, Ukraine;  
e-mail: bs\_7@ukr.net

**Pohrilchuk Natalia**

Taras Shevchenko National University of Kyiv, Kyiv, Ukraine; e-mail: georada@ukr.net

**Kovtonyuk Olga**

Taras Shevchenko National University of Kyiv, Kyiv, Ukraine; e-mail: kovtonyuko@i.ua

**Lavruk Tetiana**

Taras Shevchenko National University of Kyiv, Kyiv, Ukraine; e-mail: lavrukt@ukr.net

This report is intended to draw attention to the Świętokrzyskie Mountains, well-studied in geological and geomorphological plan, from another angle – as a fragment of a large heterogeneous and heterochronic, but a single structure – the Karpinski Lineament.

The Karpinski Lineament has been the study object of many publications, and its research history counts over 130 years. This peculiar structure attracts the attention of researchers in connection with various aspects: geological and tectonic, geomorphological, cosmic-tectonic, metallogenic etc. The question of its length, genesis, constituents, ancient and modern activity remains to be discussed. The presence of this holistic geological object, the so-called "chain of uplands and embryonic ridges", was foreseen by O.P. Karpinski in the late 19<sup>th</sup> and early 20<sup>th</sup> centuries. By this description he meant the areas of folded tectonic deformations of different age with exposure of basement rocks on the surface and effusive eruption, which have west-northwest stretching. To the structure of the Karpinski Lineament, which extends in its widest part for ca. 300 km were included the Kielce-Sandomierz Upland (Małopolska Upland), Silesian-Polish Carboniferous Region, Volynski Basalts, Kaniv Dislocations, Isachkiv Hill, Donets Ridge in Eastern Ukraine, Great and Little Bogdó Mountains, Chapchachi, Bischacho Uplands in the Caspian Lowland, Karatau and Aktau Ridges on the Mangyshlak Peninsula (Fig. 1).



Fig.1. Position of the chain of uplands drawn by O.P. Karpinski (1883)

O.P. Karpinski explained the formation of this chain of uplands by one common cause – the mountain-forming force, the result of which was the formation of "completed" uplands (Kielce-Sandomierz, Donets, Mangyshlatsk) as well as their embryonic forms (Karpinski 1883). According

to the Karpinski's vision the Kielce-Sandomierz Upland with its highest part, the Świętokrzyskie Mountains, was the framing element of the chain in the northwest. Although Karpinski himself did not exclude the possibility of its continuation in both western and eastern directions (Karpinski 1919).

For a long time after the Karpinski's publication, the structural unity of the lineament had not been accepted, and it was practically impossible to find it on tectonic maps. A new interpretation of the Karpinski Lineament arose as a result of the applying of remote sensing materials which allowed to confirm its existence as an integral structure and thus a lineament of transcontinental order, along which plicative and disjunctive dislocations, large ancient or modern forms of relief are grouped (Bush 1983). In satellite images, the lineament continues further west (to the Montagne Noire in the South of France) and to the southeast (to the Suleiman Mountains), and its length increases to 7500 km.

Materials of geochemical, geophysical studies and paleotectonic reconstruction also confirm the presence of the Karpinski Lineament, but its extent (according to various data from 2700 to 5500 km) and the structure of tectonic disturbances remain different (Bortnyk et al. 2016, 2017). The fact that in the satellite images this lineament has a greater length prompts more detailed studies of areas, which are not yet verified by the geological data. In general, the Caspian section of the Karpinski Lineament is the most covered in the publications, which is connected with the prospects of this region for the deposits of hydrocarbons.

Świętokrzyskie Mountains as a part of the Karpinski Lineament were practically not studied. Only the general western direction of the mountain extension and geological structures within them are noted.

Concerning the genesis of the Karpinski Lineament, there were quite different arguments involved in its explanation: from the mountain-forming waves to regmagenic forces and continental riftogenesis.

O. Karpinski did not consider in detail the question of the origin and history of the formation of the certain uplands but in his works, there are interesting observations, for example, about the distances between the objects. In particular, he drew attention to the fact that the distance between the distinct dislocations of the Kielce-Sandomierz Upland and the Kaniv Mountains is 600 km, and the Povchanska Upland divides it almost in half. Thus, we are talking about the equidistance of the location of individual elements of this structure, which confirms the theoretical positions of linear tectonics.

In the modern version, it is recognized that the Karpinski Lineament is the largest structure in Europe, which is traced by different tectonic dislocations, long-lived faults, manifestations of age-old magmatism and is associated with diverse and rich deposits of metallic and nonmetallic minerals of endogenous and exogenous origin. Throughout its length, it manifests itself from the early and middle Paleozoic, and the subsequent inherited movements continue throughout the Mesozoic-Cenozoic.

### Conclusion

The morphostructural studies of the Świętokrzyskie Mountains as a part of the Karpinski Lineament are interesting and promising, and their results can become a new stage in exploring the evolution of the Eurasian continent as a whole.

- Bortnyk S., Kovtonyuk O., Pohorilchuk N. 2016. Do istoriyi doslidzhennya lineamentu Karpinskoho. Kryazhova smuha Karpinskoho [To the history of the study of the Karpinski Lineament]. Physical Geography and Geomorphology 83: 5-11 (in Ukrainian).
- Bortnyk S., Pogorilchuk N., Kovtonyuk O. 2017. Teoretyko-metodychni pidkhody do vyznachennya lineamentu Karpinskoho: retrospektyvnyy analiz [Theoretic-methodical approaches to the definition of the Karpinski Lineament: a retrospective analysis]. Physical Geography and Geomorphology 85: 5-18 (in Ukrainian).
- Bush V.A. 1983. Sistemy transkontinentalnykh lineamentov Yevrazii [Transcontinental lineament systems of Eurasia]. Geotectonika 3:15-31 (in Russian).
- Karpinski O.P. 1883. O kharaktere dislokatsiy porod v yuzhnoy polovinie Yevropeiskoy chasti Rossii [Remarks on the nature of rock dislocations in the southern part of European Russia] Gorniy Zhurnal 3: 434-445 (in Russian).
- Karpinski O.P. 1919. Ocherki geologicheskogo proshlogo Yevropeyskoy Rossii (staty 1883-1894 gg. s dopolnitelnymi primechaniyami) [Essays on the geological past of European Russia (articles 1883-1894 with additional notes)]. Priroda, 148 pp.

# Wiek osadów biogenicznych w wybranych zagłębieniach krasu zakrytego

## Age of biogenic sediments in selected hollows of covered karst

**Dorota Brzozowicz**

*Katedra Geomorfologii i Paleogeografii, Wydział Nauk Geograficznych, Uniwersytet Łódzki;*

*e-mail d.brzozowicz@wp.pl*

Badaniom poddane zostały osady biogeniczne wypełniające trzy zagłębienia bezodpływowe o wyraźnych cechach charakterystycznych dla krasu zakrytego. Wytypowane stanowiska położone są w obrębie Niecki Soleckiej, Wzgórz Opoczyńskich oraz na pograniczu Niecki Włoszczowskiej i Wyżyny Wieluńskiej. Jedno ze stanowisk (Gaik-Winiary) zlokalizowane jest w obrębie występowania krasu gipsowego, natomiast pozostałe dwa (Daleszewice i Łykawe Doły) w obrębie występowania krasu wapiennego. Charakterystyczna budowa geologiczna, mimo krasowego podłoża, pozwala na stabilne odkładanie się osadów w misach zagłębień. Umożliwiło to pobranie rdzeni torfowych oraz przeprowadzenie wstępnych analiz osadów wypełniających badane zagłębienia. W warunkach laboratoryjnych wykonano pomiary podstawowych parametrów fizykochemicznych takich jak odczyn, konduktywność, popielność oraz zawartość węglanu wapnia w osadzie, których wyniki zarysowały ogólny obraz zmian środowiskowych w najbliższym otoczeniu stanowisk. Następnie wykonano datowania radiowęglowe osadów metodą  $^{14}\text{C}$  dla każdego ze stanowisk.

Dotychczas prowadzone badania na analizowanych obszarach nie obejmowały analiz wieku bezwzględnego, a wnioski, jakie otrzymano były w dużej mierze szacunkowe, jak np. w przypadku publikacji Różyckiego (1946), który określił wiek form na Wzgórzach Opoczyńskich na około 300 lat. Jak wynika z dotychczas przeprowadzonych datowań wypełnienia torfowe w stanowisku Daleszewice zaczęły odkładać się w fazie atlantyckiej (wg podziału Walanusa i Nalepki, 2005). Zagłębienie w stanowisku Łykawe-Doły w Niece Włoszczowskiej zaczęło wypełniać się osadami biogenicznymi pod koniec fazy subborealnej, natomiast stanowisko Gaik-Winiary w Niece Soleckiej posiada najstarsze wypełnienia wśród wszystkich badanych stanowisk, spąg wydatowany został na przełom okresu fazy preborealnej i borealnej. Oznacza to, że same misy zagłębień powstały znacznie wcześniej niż dotąd przypuszczano.

Różycki S. 1946. Przyczynki do znajomości krasu Polski. I. Kras opoczyński. *Przegl. Geogr.* 20: 107-127.

Walanus A., Nalepka D. 2005. Wiek rzeczywisty granic chronozon wyznaczonych w latach radiowęglowych. *Bot. Guidebooks* 28: 313–321.

# **Strukturalne i tektoniczne uwarunkowania rzeźby utworów kredowych niecki śródsudeckiej i rowu górnej Nysy Kłodzkiej w świetle analizy morfometrycznej**

## **Structural and tectonic controls on landforms developed upon Cretaceous rocks in the Intra-Sudetic Basin and the Upper Nysa Graben in the light of morphometric analysis**

**Kacper Jancewicz**

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

**Piotr Migoń**

*Zakład Geomorfologii, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski, pl. Uniwersytecki 1, 50-137 Wrocław; piotr.migon@uwr.edu.pl*

Obszary zbudowane ze skał osadowych wieku późnokredowego, zalegających horyzontalnie lub monoklinalnie, są od dawna przedstawiane jako najbardziej wyraziste przykłady rzeźby strukturalnej w Sudetach. W ich charakterystyce przeważało jednak ujęcie jakościowe – opisowe, zarówno w odniesieniu do form dużych, takich jak progi strukturalne i płaskowyże, jak i powszechnych zwłaszcza w Górach Stołowych mezoform. Studia morfometryczne były nieliczne (Jerzykiewicz, Szumowski 1970; Migoń, Zwiernik 2006), a źródłem danych wysokościowych były niskiej jakości materiały kartograficzne. Udostępnienie danych LiDAR otworzyło nowe możliwości dla studiów rzeźby strukturalnej, ale istniejące prace wykorzystujące te dane dotyczą niemal wyłącznie Gór Stołowych (Migoń, Kasprzak 2014; Kasprzak, Migoń 2015) i – w zakresie wybranych parametrów – fragmentów zaproża pobliskiej kuesty Broumovskich stěn (Duszyński i in. 2018; Jancewicz i in. 2019).

Celem niniejszego opracowania, znacznie szerzej zakrojonego przestrzennie, jest zobiektywizowane przedstawienie zróżnicowania morfologii obszarów niecki śródsudeckiej i rowu Nysy, zbudowanych ze skał osadowych wieku górnokredowego (cenoman-turon-koniak) – piaskowców, margli i zlepieńców (Żelaźniewicz 2005) – w oparciu o wysokorozdzielczy zestaw danych wysokościowych.

W celu ilościowego scharakteryzowania zróżnicowania rzeźby obszaru badań wykonano szereg analiz parametrów morfometrycznych z zastosowaniem oprogramowania ArcGIS i SAGA-GIS. Wejściowym zestawem danych był numeryczny model terenu o rozdzielczości 1x1 m, pochodzący z danych pozyskanych metodą lotniczego skaningu laserowego. Model ten został przepróbkowany do rozdzielczości 5x5 m, co umożliwiło dalsze wygenerowanie parametrów morfometrycznych z częściowym pominięciem artefaktów związanych z antropogenicznymi formami rzeźby, w szczególności związanymi z elementami linearnymi sieci komunikacyjnych. Charakterystykę morfometryczną wykonano w oparciu o parametry: nachylenie, energia rzeźby, krzywizna profilowa, indeks zbieżności stoków, *Topographic Wetness Index*, *Morphometric Protection Index*.

Analiza przestrzennej zmienności wartości powyższych parametrów zestawionej z informacją o zasięgu zalegania utworów wieku górnokredowego umożliwiła podjęcie się – w skali regionalnej – interpretacji wpływu uwarunkowań strukturalnych i tektonicznych na współczesne ukształtowanie terenu; natomiast w skali lokalnej umożliwiła wskazanie obszarów interesujących w kontekście potencjalnych przyszłych prac w nurcie geomorfologii strukturalnej.

- Duszyński F., Jancewicz K., Migoń P. 2018. Boulder caves, roofed slots and boulder-filled canyons – evidence for subsurface origin, Broumov Highland, Czechia. *Intern. Journal of Speleology* 47, 3: 343–359.
- Jancewicz K., Migoń P., Kasprzak M. 2019. Connectivity patterns in contrasting types of tableland sandstone relief revealed by Topographic Wetness Index. *Science of the Total Environment* 656: 1046–1062.
- Jerzykiewicz T., Szumowski A. 1970. Zależność między budową geologiczną i spadkami rzeczywistymi terenu w okolicach Krzeszowa. *Acta Geol. Pol.* 20: 235–245.
- Kasprzak M., Migoń P. 2015. DEM-based analysis of geomorphology of a stepped sandstone plateau, Stołowe Mountains (SW Poland). *Zeitschrift für Geomorph.* 59, Suppl. 1: 247–270.

- Migoń P., Kasprzak M. 2014. Tereny podmokłe na płaskowyżu Gór Stołowych w świetle parametryzacji powierzchni na podstawie topograficznego indeksu wilgotności (TWI). *Studia Limnologica et Telmatologica* 8, 1: 57–68.
- Migoń P., Zwiernik M. 2006, Strukturalne uwarunkowania rzeźby północno-wschodniego progu Gór Stołowych. *Przegl. Geogr.* 78, 3: 319–338.
- Żelaźniewicz A. 2005. Przeszłość geologiczna. W: Fabiszewski J. (red.), *Przyroda Dolnego Śląska*. PAN, Oddz. Wrocławski, Wrocław: 61–134.

# **Główne uwarunkowania rozwoju granitowych skałek Karkonoszy i Rudaw Janowickich (Sudety Zachodnie) – studium porównawcze**

## **Principal controls on the evolution of granite tors in the Karkonosze and Rudawy Janowickie Mts (West Sudetes) – a comparative study**

**Aleksandra Michniewicz**

*Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski, pl. Uniwersytecki 1, 50-137 Wrocław;  
e-mail: aleksandra.michniewicz@uwr.edu.pl*

Granitowe formy skałkowe Sudetów Zachodnich są zbudowane głównie ze skał wieku karbońskiego, które należą do dużej jednostki geologicznej masywu karkonoskiego, obejmującego swoim zasięgiem Kotlinę Jeleniogórską, większą część Gór Izerskich, Karkonoszy i Rudaw Janowickich. Granity plutonu karkonoskiego są zróżnicowane pod względem petrograficznym, dzieląc się na różne typy; główne z nich to: granit porfirowaty, (grubo-, średnio- i drobnoziarnisty), który dominuje w centralnej części plutonu oraz granit równoziarnisty (Borkowska 1966), będący budulcem dla głównego grzbietu Karkonoszy oraz stoków Rudaw Janowickich. Porfirowata odmiana granitu jest wewnątrz zróżnicowana, cechuje ją występowanie megakryształów skalena alkalicznego, szlir biotytu i nagromadzeń minerałów maficznych. W grupie granitoidów równoziarnistych znajdują się zaś granity drobnoziarniste i aplity, których podstawowy budulec stanowią kwarc i skalenie (Aleksandrowski i in. 2013).

W Rudawach Janowickich granitowe formy skalne występują w dużych nagromadzeniach głównie w północnej części tego pasma. Wyjątek stanowią jedynie podszczytowe partie najwyższego Skalnika, który wznosi się na wysokość 944 m n.p.m. w środkowej części Rudaw. Formacje skalne w Rudawach Janowickich oraz ich rola w procesie ewolucji rzeźby pozostają nadal niewystarczająco rozpoznane i, jak dotąd, traktują o nich pojedyncze prace (Sobczyk 2012, Michniewicz i in. 2016). Rozmieszczenie skałek w granitowej części Karkonoszy ma bardziej równomierny charakter, gdyż występują one na całej długości głównego grzbietu, począwszy od Przełęczy Jakuszyckiej na zachodzie po Kocioł Wielkiego Stawu na wschodzie. Ogólna morfologia i geneza skałek karkonoskich jest znacznie lepiej poznana niż w przypadku form rudawskich, jednakże wciąż wiele kwestii dotyczących uwarunkowań rozmieszczenia i układu tych form pozostaje otwartych. Pochodzenie skałek karkonoskich przypisuje się ich rozwojowi w wyniku wietrzenia podpowierzchniowego (Jahn 1962), kształt skałek zależy zaś od ciosowego układu spękań oraz typu granitowego podłoża, na którym się rozwinęły (Migoń 2005). Nadzędnym celem badań jest nakreślenie cech morfologicznych skałek zbudowanych z granitów porfirowatych i równoziarnistych zlokalizowanych w dwóch różnych obszarach i zestawienie ich ze sobą. Pozwoli to na wyprowadzenie wniosków na temat różnic i podobieństw oraz czynników rozwoju skałek wynikających ze struktury podłoża geologicznego.

Aleksandrowski P., Słaby E., Szuszkiewicz A., Galbarczyk-Gąsiorowska L., Madej S., Szełęg E. 2013. Budowa geologiczna. W: Knapik R., Raj A. (red.), Przyroda Karkonoskiego Parku Narodowego. Karkonoski Park Narodowy, Jelenia Góra: 7–46.

Borkowska M. 1966. Petrografia granitu Karkonoszy. Geol. Sudetica 2: 7–119.

Jahn A. 1962. Geneza skałek granitowych. Czasop. Geogr. 32, 1: 19–44.

Michniewicz A., Jancewicz K., Różycka M., Migoń P. 2016. Rzeźba granitowego skalnego miasta Starościńskich Skał w Rudawach Janowickich (Sudety Zachodnie). Landform Analysis 31: 17–33.

Migoń P. 2005. Karkonosze – rozwój rzeźby terenu. W: Mierzejewski P. (red.), Karkonosze – Przyroda nieożywiona i człowiek, Wyd. Uniw. Wrocławskiego: 323–351.

Sobczyk A. 2012. Datowanie procesów rzeźbotwórczych w Rudawach Janowickich i Kotlinie Kamiennogórskiej (Sudety) metodami termochronologii niskotemperaturowej oraz analizy radionuklidów kosmogenicznych (niepublikowana praca doktorska). Instytut Nauk Geologicznych Uniw. Wrocławskiego, Wrocław, ss. 130.

# **Rekonstrukcja zmian środowiska na podstawie badań geochemicznych, izotopowych i malakologicznych martwic wapiennych Niecki Nidziańskiej**

## **Environmental changes of the Nida Basin (South Poland) in the light of geochemical, isotopic and malacological analysis of calcareous tufa**

### **Daniel Okupny**

*Instytut Geografii, Uniwersytet Pedagogiczny im. KEN, ul. Podchorążych 2, 30-084 Kraków;  
e-mail: daniel.okupny@up.krakow.pl*

### **Beata Gebus-Czupyt**

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

### **Witold Paweł Alexandrowicz**

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

### **Adam Michczyński**

*Instytut Fizyki, Centrum Naukowo-Dydaktyczne, Politechnika Śląska, ul. Konarskiego 22B/215, 44-100 Gliwice;  
e-mail: adam.michczyński@polsl.pl*

Torfowiska źródłiskowe to szczególny typ ekosystemów torfotwórczych, których rozwój związany jest ze stałym zasilaniem bogatymi w węglan wapnia wodami podziemnymi (Dembek 2000, Dobrowolski 2011). W zależności od charakteru zasilania wodami podziemnymi (grawitacyjnie lub naporowo) kształtowana jest morfologia ekosystemu oraz litologia osadów. Torfowiska źródłiskowe występują licznie na obszarach wysoczyzn młodoglacjalnych (m.in. Wołejko 2002, Mazurek i in. 2014) oraz na pograniczu Wyżyny Lubelskiej i Polesia Lubelskiego (m.in. Dobrowolski 1994, Dobrowolski i in. 1999).

Osady torfowo-węglanowe budujące torfowiska źródłiskowe w Zwierzyńcu (NW od Buska-Zdrój), stanowią cenny materiał do badań paleogeograficznych Niecki Nidziańskiej. Udokumentowane złożo zbudowane jest z osadów biogenicznych (torfy mszyste oraz turzycowo-mszyste) oraz autigenicznych osadów węglanowych (martwice wapienne o różnym stopniu uziarnienia). Badany ekosystem, stanowi pierwszy tego typu kompleks torfowiska źródłiskowego na terenie krajobrazu gipsowego Niecki Nidziańskiej (zawieszone na zboczu doliny torfowisko z charakterystyczną kopułą torfowo-martwicową w centralnej części).

Pobrane do szczegółowych badań dwa rdzenie osadów torfowo-martwicowych (Zw-1 i Zw-2; miąższość odpowiednio 5 m i 3 m), zostały rozpoznane sedymentologicznie i opisane z wykorzystaniem formuły Troels-Smith'a (Tobolski 2000) z modyfikacją Dobrowolskiego (2011). Z warstw reprezentujących poszczególne środowiska akumulacyjne (kreniczne, limnokreniczne i helokreniczne) pobrano materiał do datowań radiowęglowych oraz analiz paleobotanicznych, paleozoologicznych oraz geochemicznych (w tym oznaczenie pierwiastków o wymowie paleogeograficznej oraz pierwiastków śladowych, analiza stabilnych izotopów  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  i  $\delta^{34}\text{S}$  oraz spektroskopia Mössbauera do oznaczenia zawartości żelaza  $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ ).

Wyniki prowadzonych badań geochemicznych posłużyły do identyfikacji trzech grup składników mineralnych w zależności od ich genezy (pochodzenia allochtonicznego, autogenicznego oraz biogenicznego). Jednoznaczne określenie warunków środowiska depozycyjnego posiada zatem kluczowe znaczenie dla rozważań nad paleogeografią obiektu i jego otoczenia. Analizę wyników składu chemicznego i mineralnego badanych osadów biogeniczno-węglanowych dokonano w kontekście jego położenia geomorfologicznego (krajobraz gipsowy Niecki Nidziańskiej) oraz budowy geologicznej determinującej lokalne tło geochemiczne i anomalie izotopową siarki oraz współczesnych badań hydrochemicznych. Z zestawiania wyników analizy malakologicznej wynika, że w badanych profilach udokumentowano łącznie 34 gatunki, w tym: 19 lądowych i 15 wodnych oraz 31 gatunków to ślimaki a 3 gatunki to małże przy całkowitej ilości okazów przekraczającej nieco 4600. Charakterystyczną cechą jest obecność, w obrębie serii torfowej, kilku warstw zbudowanych ze szczątków malakofauny o miąższościach dochodzących do 2 cm.

Dalsze badania z zakresu geochemii oraz geochronologii umożliwią korelację faz rozwoju torfowisk źródłiskowych w okolicach Buska-Zdrój z czynnikami determinującymi depozycję osadów węglanowych w Polsce południowej (Pazdur i in. 1998), wschodniej (Dobrowolski i in. 2002, 2005, 2012) oraz środkowej Polsce (Ziulkiewicz i in. 2012, Dobrowolski i in. 2017).

- Dembek W. 2000. Wybrane aspekty różnicowania torfowisk w młodo- i satroglacjalnych krajobrazach Polski Wschodniej. Wyd. Inst. Melioracji i Użytków Zielonych, Falenty: 1-175.
- Dobrowolski R. 1994. Tektoniczne uwarunkowania rozwoju źródłiskowego torfowiska kopułowego Krzywice koło Chelma. *Przegl. Geol.* 42, 7: 532-535.
- Dobrowolski R. 2011. Problemy klasyfikacyjne osadów torfowisk źródłiskowych. *Studia Limnologica et Telmatologica* 5, 1: 3-12.
- Dobrowolski R., Alexandrowicz W.P., Bałaga K., Burakiewicz T., Pazdur A. 1999. Badania martwic wapiennych w obrębie źródłiskowych torfowisk kopułowych we wschodniej Polsce. W: A. Pazdur (red.), *Geochronologia górnego czwartorzędu Polski w świetle datowań radiowęglowych i luminescencyjnych*. Wrocław: 179-297.
- Dobrowolski R., Durakiewicz T., Pazdur A. 2002. Calcareous tufas in the soligenous mires of eastern Poland as an indicator of the Holocene climatic changes. *Acta Geol. Pol.* 52, 1: 63-73.
- Dobrowolski R., Hajdas I., Melke J., Alexandrowicz W.P. 2005. Chronostratigraphy of calcareous mire sediments at Zawadówka (eastern Poland) and their use in palaeogeographical reconstruction. *Geochronometria* 24: 69-79.
- Dobrowolski R., Pidek I.A., Alexandrowicz W.P., Hałas S., Pazdur A., Piotrowska N., Buczek A., Urban D., Melke J. 2012. Interdisciplinary studies of spring mire deposits from Radzików (South Podlasie Lowland, East Poland) and their significance for palaeoenvironmental reconstructions. *Geochronometria* 39: 10-29.
- Dobrowolski R., Ziulkiewicz M., Okupny D., Forysiak J., Bałaga K., Alexandrowicz W.P., Buczek A., Hałas S., 2017. Origin and Neoholocene evolution of spring-fed fens in Wardzyń, Łódź Upland, central Poland. *Geol. Quarterly* 61, 2: 413-434.
- Mazurek M., Dobrowolski R., Osadowski Z. 2014. Geochemistry of deposits from spring-fed fens in West Pomerania (Poland) and its significance for palaeoenvironmental reconstruction. *Quaternary Geomorphology* 20, 4: 323-342.
- Pazdur A., Pazdur M.F., Szulc J. 1988. Radiocarbon dating of Holocene calcareous tufa from south Poland. *Radiocarbon* 30: 133-146.
- Tobolski K. 2000. Przewodnik do oznaczania torfów i osadów jeziornych. Warszawa, PWN, *Vademecum Geobotanicum*: 1-508.
- Wolejko L. 2002. Soligenous wetlands of North-western Poland as an environment for endangered mire species. *Acta Soc. Botanicorum Pol.* 71, 1: 46-61.
- Ziulkiewicz M., Okupny D., Forysiak J., Fortuniak A. 2012. Conditions of functioning of spring-fed bogs in the southern part of the Łódź Hills. *Czasop. Geogr.* 83: 175-196.

# **Zmiany rzeźby na terenie Osicowej Góry w pobliżu Stąporkowa (NW obrzeżenie Gór Świętokrzyskich) spowodowane działalnością górniczą**

## **Changes in relief on the Osicowa Góra near Stąporków, NW margin of the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mountains, caused by mining activities**

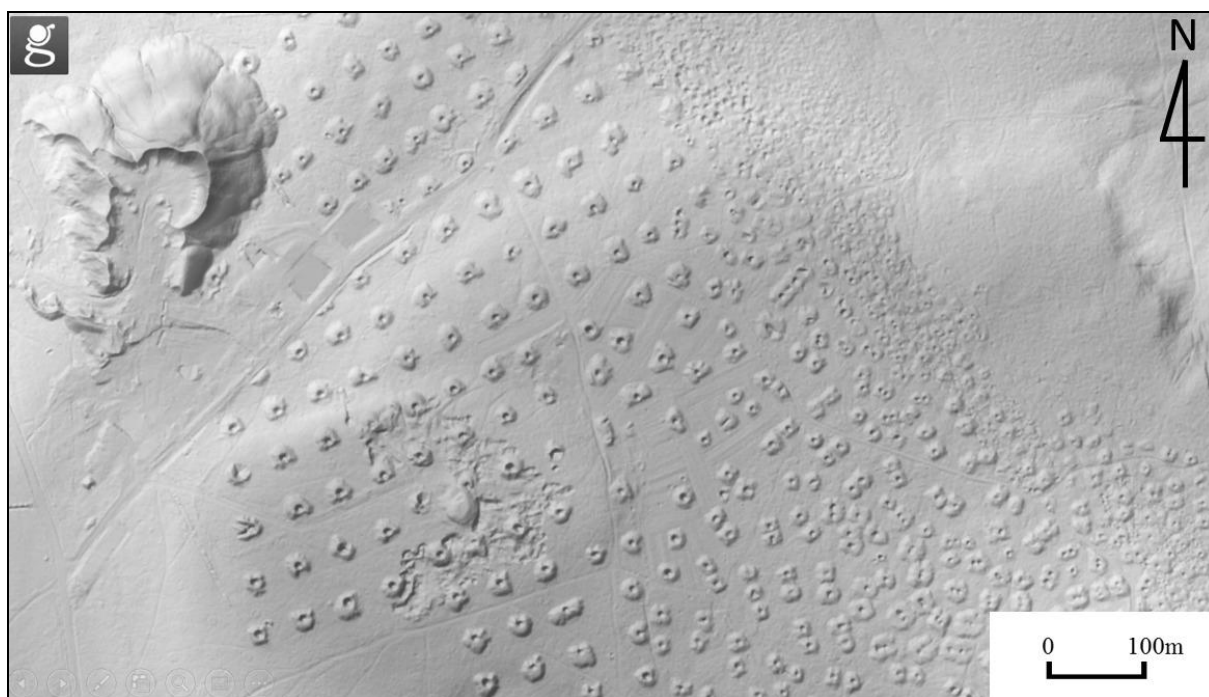
**Grzegorz Pabian**

*Instytut Geografii, Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach, ul. Świętokrzyska 15, 25-406 Kielce;  
e-mail: g.pabian@wp.pl*

**Piotr Kuształ**

*Instytut Geografii, Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach, ul. Świętokrzyska 15, 25-406 Kielce;  
e-mail: roch1990@gmail.com*

Osicowa Góra (województwo świętokrzyskie, powiat konecki, gmina Stąporków) to wzniesienie o wysokości bezwzględnej 334,2 m n.p.m. (Mapa topograficzna ... 1985) zbudowane głównie z piaskowców i mułowców dolnojurajskich (Filonowicz 1981) znajdujące się wg Solona i in. (2018) w obrębie Wyżyny Kieleckiej (342.3), na pograniczu Płaskowyżu Suchedniowskiego (342.31) i Garbu Gielniowskiego (342.32). Ze względu na występujące złoża syderytów, na jego terenie w czasach historycznych eksploatowano rudy żelaza. Najstarsze „doły rudne” (szybiki wydobywcze) na Osicowej Górze (ryc. 1) datowane są na średniowiecze, natomiast ostatnia kopalnia przestała tu funkcjonować w latach 70. XX wieku (Nowak 2017).



Ryc. 1. Rzeźba poeksploatacyjna w rejonie Osicowej Góry na NMT (mapy.geoportal.gov.pl)

W wyniku wielowiekowej ingerencji człowieka w środowisko przyrodnicze (górnictwo podziemne), na Osicowej Górze występuje szereg przekształceń rzeźby terenu, których lokalizacja nawiązuje do występowania kopaliny, czyli w konsekwencji – do budowy geologicznej. Efekty antropogenicznych przemian ukształtowania powierzchni są tak wyraźne (ryc. 1), że winno określać się je mianem rzeźby poeksploatacyjnej. Wyniki obserwacji terenowych wskazują, że poszczególne formy współtworzące tego typu rzeźbę są podatne na oddziaływanie procesów egzogenicznych, co wyraża się dużą dynamiką ich wtórnych przekształceń.

- Filonowicz P. 1981. Mapa geologiczna Polski 1: 200 000. B – mapa bez utworów czwartorzędowych. Arkusz Kielce. Wyd. Geol., Warszawa.
- Mapa topograficzna w skali 1:10 000. 1985. Arkusz Mokra (133.443). Wyd. I. Państw. Przeds. Geodezyjno-Kartograficzne GUGiK. Warszawa.
- NMT – numeryczny model rzeźby terenu z hipsometrią dynamiczną w skali szarości ([mapy.geoportal.gov.pl](http://mapy.geoportal.gov.pl)).
- Nowak S. (red.) 2017. Almanach Świętokrzyski. Stąporków i okolice z historią industrialną w tle. Tom 2. Oficyna Wyd. Edward Mitek, Warszawa-Bydgoszcz-Kielce, 439 ss.
- 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 S., 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.

# Strukturalne i klimatyczne uwarunkowania rozwoju początków koryt

## Geologic and climatic conditions of channel heads development

**Eliza Placzowska**

*Zakład Badań Geośrodowiska, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania, Polska Akademia Nauk, ul. Św. Jana 22, 31-018 Kraków; e-mail: eliza.placzowska@zg.pan.krakow.pl*

Początki koryt są miejscami, poniżej których następuje transport materiału mineralnego w wyniku skoncentrowanego linijnie przepływu wody pomiędzy wyraźnie wykształconymi krawędziami koryta (Montgomery, Dietrich 1989). Zatem są to najwyżej na stoku położone miejsca, gdzie aktywne mogą być procesy fluwialne. Parametry morfometryczne początków koryt odzwierciedlają długotrwale działanie procesów hydro-geomorfologicznych kształtujących te formy terenu (Placzowska i in. 2015). Rodzaj i intensywność procesów wpływających na rozwój początków koryt zależy ściśle od warunków geologicznych i klimatycznych, które z kolei wpływają na krążenie wody w obrębie stoku (Wohl 2017). Celem badań jest rozpoznanie współczesnego rozwoju początków koryt w obszarach o różnej budowie geologicznej (litologii, aktywności tektonicznej) położonych w różnych strefach klimatycznych.

Do badań wybrano następujące obszary:

| Obszar            | Kraj      | Typ klimatu wg klasyfikacji Köppena | Litologia                      |
|-------------------|-----------|-------------------------------------|--------------------------------|
| Malla             | Finlandia | ET                                  | kwarcyty                       |
| Kevo              | Finlandia | Dfc                                 | gnejsy, granodiority           |
| Oulanka           | Finlandia | Dfc                                 | tufy, kwarcyty                 |
| Ślęża             | Polska    | Dfb                                 | gabro                          |
| G. Sowie          | Polska    | Dfb                                 | gnejsy, migmatyty              |
| Beskid Niski      | Polska    | Dfb                                 | piaskowce, łupki               |
| Bieszczady        | Polska    | Dfb                                 | piaskowce, łupki               |
| Appalachy         | Kanada    | Dfb                                 | brekcja tektoniczna, amfibolit |
| Mécsek            | Węgry     | Dfb                                 | piaskowce, łupki               |
| Medvednica        | Chorwacja | Dfb                                 | zieleńce, kwarcyty             |
| Meghalaya         | Indie     | Cwb                                 | piaskowce                      |
| Negev 1           | Izrael    | BSh                                 | less                           |
| Negev 2           | Izrael    | BSh                                 | less, kreda                    |
| Yeruham           | Izrael    | BSh                                 | wapienie, kreda                |
| Hamahtesh Hagadol | Izrael    | BWh                                 | piaskowce                      |

W wymienionych obszarach badawczych przeprowadzono kartowanie naturalnych początków koryt. Wykonano pomiary morfometryczne, przy użyciu odbiornika GPS i laserowego dalmierza: długość i szerokość początku koryta, spadek dna i ściany początku koryta oraz spadek stoku powyżej początku koryta. Łącznie pomierzono 459 początków koryt. Ponadto, na podkładzie dostępnych materiałów kartograficznych i teledetekcyjnych (numeryczne modele terenu, mapy topograficzne) wyznaczono obszary zasilające skartowane początki koryt. Dane posłużyły do wykonania analizy spadku do powierzchni obszarów zasilających początki koryt w poszczególnych obszarach badawczych.

W zależności od sumy opadów i ich rozkładu w ciągu roku różne procesy kształtują początki koryt. W klimatach suchym (BWh), półsuchym (BSh) i monsunowym (Cwb) głównym procesem powodującym powstawanie i rozwój początków koryt jest spływ powierzchniowy. Te początki koryt cechują się niewielkimi obszarami zasilania z reguły nie przekraczającymi 1000 m<sup>2</sup>. Natomiast w klimatach umiarkowanych (Dfb, Dfc) i subarktycznym (ET) główną rolę w kształtowaniu początków koryt pełni erozja źródłkowa. Początki koryt, które jednocześnie są niszami źródłkowymi, posiadają z reguły duże obszary zasilania dochodzące do 0,5 km<sup>2</sup>. Wielkość początku koryta różnicuje się w zależności od odporności podłoża na erozję. W obszarach o tych samych warunkach klimatycznych, ale różnej litologii, początki koryt są większe i głębsze w skałach o mniejszej odporności na erozję. Dla większości obszarów niezależnie od litologii i warunków klimatycznych

spadek obszaru zasilającego początek koryta wykazuje tendencje malejące wraz ze wzrostem powierzchni obszaru zasilającego. Na występowanie tej zależności wskazywali już m.in. Montgomery i Dietrich (1988), Wohl (2017). Jednak nie w każdym badanym obszarze występuje ta prawidłowość. Brak tej zależności może wskazywać na występowanie zaburzeń w środowisku w postaci np. aktywnych osuwisk, jak to ma miejsce w Karpatach fliszowych. W niektórych obszarach zależność między spadkiem a powierzchnią obszaru zasilającego początek koryta jest odwrotna do opisywanej. W tych obszarach spadek obszaru zasilającego początek koryta generalnie wzrasta wraz ze wzrostem jego powierzchni, co jest charakterystyczne dla obszarów aktywnych tektonicznie tj. Góry Mécsek na Węgrzech, Appalachy w Kanadzie lub Hamahtesh Hagadol w Izraelu. Zatem szczegółowa analiza morfometryczna nawet tak niewielkich form terenu, jakimi są początki koryt, pozwala na określenie roli strukturalnych i klimatycznych uwarunkowań w rozwoju sieci korytowej.

Montgomery D.R., Dietrich W.E. 1988. Where do channels begin? *Nature* 336: 232-234.

Montgomery D.R., Dietrich W.E. 1989. Source areas, drainage density, and channel initiation. *Water Resources Res.* 25, 8: 1907-1918.

Płaczkowska E., Górnik M., Mocior E., Peek B., Potoniec P., Rzonca B., Siwek J. 2015. Spatial distribution of channel heads in the Polish Flysh Carpathians. *Catena* 127: 240-249.

Wohl E. 2017. The significance of small streams. *Front. Earth Sci.* 11, 3: 447–456.

# Wpływ budowy geologicznej na aktywność spływów gruzowych w Tatrach Wysokich

## Impact of geological structure on debris flows activity in the High Tatras

**Zofia Rączkowska**

*Zakład Badań Geośrodowiska, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania, Polska Akademia Nauk, ul. Św. Jana 22, 31-018 Kraków; e-mail: raczk@zg.pan.krakow.pl*

**Jarosław Cebulski**

*Zakład Badań Geośrodowiska, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania, Polska Akademia Nauk, ul. Św. Jana 22, 31-018 Kraków; e-mail: cebulski@zg.pan.krakow.pl*

**Wojciech Rączkowski**

*Kraków; e-mail: wraczkowski1@gmail.com*

Spływy gruzowe należą do procesów o największym znaczeniu w modelowaniu rzeźby stoków gruzowych w Tatrach (Rączkowska 2008). Są uruchamiane przez opady o wysokiej sumie i dużym natężeniu. Ich przebieg i skutki morfologiczne są zależne od ukształtowania terenu i dostępności luźnego materiału skalnego (Kotarba i in. 2013).

Badaniami objęto sąsiadujące ze sobą stożki gruzowe: Szeroki Piarg i Zielony Piarg, położone u podnóży ścian skalnych zamykających od południa Dolinę Rybiego Potoku. Stożki te zbudowane są z materiału dostarczanego przez procesy grawitacyjne – odpadanie i obrywy. Znaczącą rolę w ich rozwoju odgrywają spływy gruzowe, o czym świadczy obecność licznych rynien i wałów spływów na ich powierzchni.

Obszar alimentacyjny obu stożków, położony w obrębie ścian i stoków skalnych powyżej, zbudowany jest dość jednolitych skał granitoidowych (granitów i granodiorytów) trzonu krystalicznego Tatr, pociętych szeregiem uskoków, spękań ciosowych i wtórnych nasunięć w obrębie granitoidów (Piotrowska 1997). W strefach uskoków występują mało odporne mylonity i kataklazyty (Piotrowska i in. 2014). Strefy mylonitów są częstsze w obszarze alimentacyjnym stożka Zielonego Piargu. Wielkość obszaru alimentacyjnego obu stożków oraz jego rzeźba, a także ich cechy morfometryczne są podobne.

Zmiany mikrorzeźby powierzchni stożków rejestrowano za pomocą naziemnego skanera laserowego (Riegl VZ-1000 i Riegl VZ-4000) w latach 2013-2017 (Rączkowski i in. 2015; Rączkowska i in. 2018). Modele różnicowe (ang. *DoD – DEM of Difference*) uzyskane w wyniku nakładania zdjęć z kolejnych pomiarów przedstawiały obraz przestrzenny i wielkość zmian powierzchni stożków spowodowanych zejściem spływów gruzowych, wywołanych wysokimi opadami, co udokumentowano na podstawie danych opadowych z posterunku IMGW Morskie Oko (Rączkowska i in. 2018).

Analiza modeli DoD wykazała, że zmiany morfologiczne w obrębie obu stożków w tym samym okresie są bardzo różne. Spływy gruzowe uruchamiane przez te same opady spowodowały utworzenie nowych rynien i wałów oraz przemieszczenia materiału gruzowego do jeziora na stożku Zielonego Piargu. Natomiast na stożku Szerokiego Piargu istniejące rynny spływów gruzowych zostały jedynie nieznacznie punktowo przekształcone.

Przyczyną znacząco większej efektywności morfologicznej spływów gruzowych na stożku Zielonego Piargu była większa dostępność luźnego materiału w strefach mylonitów, dodatkowo dostarczonego do nasady stożka przez obryw, gdyż wielkość opadów uruchamiających spływy była taka sama.

Kotarba A., Rączkowska Z., Długosz M., Boltiżiar M. 2013. Recent debris flows in the Tatra Mountains. W: Loczy D. (red.), *Geomorphological impacts of extreme weather. Case studies from central and eastern Europe*. Springer, Dordrecht, Heidelberg, London, New York, ss. 221-236.

Piotrowska K. 1997. Cios, spękania i uskoki w trzonie granitoidowym polskich Tatr Wysokich. *Przegl. Geol.* 45: 904-907.

Piotrowska K., Michalik M., Rączkowski W., Derkacz M., Danel W. 2014. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Tatry Wysokie (1061), Warszawa, Narod. Arch. Geol., Państw. Inst. Geol.-Państw. Inst. Badawczy, Warszawa.

- Rączkowska Z. 2008. Współczesna ewolucja rzeźby Tatr. W: Starkel L., Kostrzewski A., Kotarba A., Krzemień K. (red.), Współczesna przemiana rzeźby Polski. Inst. Geogr. i Gosp. Przestrzennej Uniw. Jagiellońskiego, Kraków: 35-56.
- Rączkowska Z., Cebulski J., Rączkowski W., Wojciechowski T., Perski Z. 2018. Using TLS for monitoring of talus slope morphodynamics in the Tatra Mts. *Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica* 51/52: 179-198.
- Rączkowski W., Wojciechowski T., Perski Z. 2015. Dynamika zmian rzeźby wysokogórskiej nad Morskim Okiem w świetle obserwacji z lat 2011-2012. W: Chrobak A., Kotarba A. (red.), *Nauka Tatrami. T. 1. Nauki o Ziemi. Tatrzański Park Narod., Zakopane*: 133-141.

# Morfologia wychodni dolnokarbońskich konglomeratów w północnej części niecki śródsudeckiej (Sudety)

## Morphology of the Lower Carboniferous conglomerates of the northern part of the Intra-Sudetic Basin (Sudetes)

**Andrzej Traczyk**

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

**Kacper Jancewicz**

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

**Wioleta Kotwicka**

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

Celem opracowania jest analiza zróżnicowania rzeźby w obrębie wychodni dolnokarbońskich konglomeratów zalegających w północno-zachodniej części niecki śródsudeckiej. Skały te należą do tzw. serii kulmowej, składającej się z różnorodnych zlepieńców, brekcji oraz występujących w postaci wkładek drobnoziarnistych piaskowców, szarogłazów oraz łupków (mułowców, łowców). W obrębie tej serii wyróżnianych jest kilka formacji, spośród których największe rozprzestrzenienie mają: formacja ze Starych Bogaczowic, Lubomina oraz Szczawna. Jak do tej pory, poza dwiema pracami odnoszącymi się do dwóch niewielkich fragmentów tego regionu (Vítek 1999; Traczyk, Kasprzak 2007), nie powstało żadne ogólne opracowanie dotyczące rzeźby strefy wychodni skał kulmowych.

Podstawę analizy zróżnicowania rzeźby stanowił NMW o rozdzielczości 5×5 m opracowany na podstawie danych LiDAR. Wykorzystano następujące parametry geomorfometryczne: (1) energię rzeźby, (2) nachylenie powierzchni, (3) indeks zbieżności stoków, (4) indeks szorstkości. Wyniki analizy powyższych parametrów są następujące:

- (1) Biorąc pod uwagę parametr energii rzeźby (lokalne wysokości względne), w strefie kulmowej zaznacza się wyraźnie obszar niskich wartości w środkowej części obszaru zajmowanego przez formację ze Szczawna. Ponadto wyróżnić można kilka stref o wysokiej energii rzeźby, np. grzbiety strukturalne Zadziernej koło Lubawki oraz Lisiego Kamienia w Wałbrzychu. W strefie zbudowanej ze skał należących do formacji z Lubomina wyróżniają się izolowane masywy Gór Lisich i Krąglaka. W obrębie formacji ze Starych Bogaczowic obszary maksymalnej energii rzeźby występują w strefie brzeżnej między niecką śródsudecką a metamorfikiem Rudaw Janowickich.
- (2) Średnie maksymalne nachylenia na badanym obszarze sięgają powyżej 20° i wynoszą: dla strefy formacji ze Starych Bogaczowic – 27°, Lubomina – 30° i Szczawna – 25°. Podobną zmienność można zauważyć w obrębie odpowiednich stref zbudowanych ze skał drobnoziarnistych, przy czym średnie wartości maksymalne nachyleń zawierają się tu w przedziale od 17 do 27°. Najmniej zróżnicowana pod względem nachyleń jest środkowa partia strefy formacji ze Szczawna ciągnąca się pasem od obniżenia leżącego po zachodniej stronie Zadziernej poprzez obniżenie Kamiennej Góry i doliny Leska.
- (3) Indeks zbieżności stoków posłużył do wyodrębnienia grzbietów i kulminacji. Udział tych form rzeźby wynosi odpowiednio: 14,8% powierzchni dla formacji ze Szczawna oraz po 16,1% dla formacji ze Starych Bogaczowic i Lubomina). Na uwagę zasługuje fakt, że w obrębie formacji z Lubomina występują liczne drobne kulminacje i grzbiety, natomiast w strefie zbudowanej ze skał należących do formacji ze Szczawna zarysowują się długie grzbiety strukturalne (np. Szczepanowski Grzbiet, Zadzierna, pasma położone na wschód od Kamiennej Góry).
- (4) Rozkład przestrzenny parametru szorstkości powierzchni jest podobny do rozkładu energii rzeźby. Wyłączając dna dużych dolin i kotlinowatych obniżen, widać wyraźnie, że minimalną szorstkością charakteryzują się obszary działów międziodolnych w obrębie środkowej części formacji ze Szczawna. Maksymalne wartości parametru przypadają natomiast głównie na strefę zbudowaną ze skał należących do formacji z Lubomina. W strefie obejmującej tę formację występuje ponadto

najwięcej form skałkowych (np. koło Jarkowic, Miskowic, w masywach Gór Lisich, Krąglaka, w otoczeniu Trójgarbu).

Rezultaty analizy wskazują, że wyraźne różnice w rzeźbie zaznaczają się między obszarami objętymi formacjami ze Starych Bogaczowic i Lubomina a strefą, gdzie występują skały należące do formacji ze Szczawna. Najsilniej skonstrastowana rzeźba zlepieńcowa występuje natomiast w otoczeniu masywu wulkanicznego Trójgarbu. Można to wiązać z wpływem procesów towarzyszących intruzji skał wulkanicznych w okrywę osadową. Podobnym urozmaicheniem reliefu cechują się brzeżne partie serii kulmowej przylegające do masywów krystalicznych (sfałdowanie kulmu w strefie fleksury wschodnich Karkonoszy) czy też stref tektonicznych (np. uskoki i nasunięcia oddzielające kulm niecki wałbrzyskiej od gnejsowego masywu Gór Sowich). Wydaje się, że skały należące do formacji ze Szczawna cechują się większą podatnością na niszczenie, niż te budujące formacje ze Starych Bogaczowic oraz Lubomina. Paradoksalnie jednak to w obrębie strefy zbudowanej ze skał należących do formacji ze Szczawna wykształcił się typowy układ grzbietów i obniżen, których rozkład przestrzenny nawiązuje do zróżnicowania litologicznego podłoża.

Traczyk A., Kasprzak M. 2007. Rzeźba strukturalna okolic Witkowa Śląskiego (Góry Wałbrzyskie, Sudety Środkowe) w świetle badań terenowych i analizy GIS. *Przyroda Sudetów* 10: 189–204.

Vítek J. 1999. Tvary zvětrávání a odnosu slepenců spodního karbonu v Lubawské Bbráně. *Opera Corcontica* 36: 15–24.

## **Strukturalne uwarunkowania morfologii Jaskini Biśnik na Wyżynie Częstochowskiej w świetle skaningu laserowego**

### **Structural control of the Biśnik Cave (Częstochowa Upland) morphology in the light of terrestrial laser scanning (TLS)**

**Andrzej Tyc**

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

**Łukasz Kowalski**

*Katedra Geomorfologii, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski w Katowicach, ul. Będzińska 60,  
41-200 Sosnowiec; e-mail: luk525@interia.eu*

Naziemny skaningu laserowy (TLS) jest coraz częściej wykorzystywany w naukach o Ziemi, w tym w geomorfologii (m.in. Telling i in. 2017). W ostatnich latach rośnie zainteresowanie wykorzystaniem tej techniki w badaniach geomorfologicznych i speleologicznych (m.in. Canevese i in. 2009; Fabbri i in. 2017; De Waele i in. 2018). Prezentowane wyniki są efektem skanowania laserowego Jaskini Biśnik w Dolinie Wodącej na Wyżynie Częstochowskiej. Skaningu wykonano przy zastosowaniu skanera Riegl VZ-2000. Pomimo niewielkich rozmiarów jaskini skanowanie przeprowadzono z 12 stanowisk, które objęły Komorę Główną i Boczna, Schronisko Boczne oraz bezpośrednie przedpole jaskini. Opracowanie skanu jaskini zostało wykonane z wykorzystaniem programu RiSCAN PRO.

Głównym celem wykonania skaningu była weryfikacja dotychczasowych opracowań kartograficznych i wykonanie szczegółowej dokumentacji Jaskini Biśnik w ramach badań archeologicznych, prowadzonych od kilkunastu lat na tym ważnym stanowisku paleolitycznym. Uzyskane modele 3D jaskini i jej przedpola pozwoliły również na zweryfikowanie dotychczasowych koncepcji dotyczących speleogenezy tego istotnego obiektu w skali całej Wyżyny (zob. m.in. Tyc 2009, 2012), w tym strukturalnych uwarunkowań jej złożonej morfologii.

Jaskinia Biśnik jest jaskinią poligenetyczną, z dobrze zaznaczonym etapem hypogenicznym (m.in. sferyczne komory – Główna i Boczna oraz fragment kolejnej zachowany pod nawisem skalnym, cienkie ściany oddzielające komory jaskini, połączone jedynie niewielkimi oknami skalnymi). Uzyskany model 3D pozwolił na odtworzenie głównych elementów morfologii nawiązujących do tego etapu, jak również na wyodrębnienie form powstałych na ich bazie, a będących efektem oddziaływania guana nietoperzy zasiedlających w przeszłości jaskinię. W gęstej sieci spękań masywu skalnego wzgórza Biśnik wyróżnia się system równoległych struktur NE-SW (35-45°), wzdłuż których następuje rozpad całego wzgórza, a w jaskini rozwinięte są na nich drugorzędne formy ciasnych korytarzy. Słabiej zaznaczają się formy rozwinięte na systemie spękań NW-SE (125-135°), jednak są one również odpowiedzialne za rozpad wzgórza Biśnik na mniejsze bloki i rozwój bardzo ciasnych korytarzy szczelinowych w jaskini. System szczelin rozwiniętych na tych spękaniach nawiązuje do głównych kierunków przebiegu górnego i dolnego odcinka Doliny Wodącej, w której zlokalizowane jest wzgórze i Jaskinia Biśnik.

Badania zrealizowano w ramach projektu NCN nr NH-4073 „Procesy kształtujące paleolityczne stanowiska jaskiniowe – wieloaspektowa analiza poziomów kulturowych w plejstocénskich osadach jaskiniowych (na przykładzie środkowej części Jury Polskiej)”.

Canevese E.P., Forti P., Naseddu A., Ottelli L., Tedeschi R. 2011. Laser scanning technology for the hypogean survey: the case of Santa Barbara karst system (Sardinia, Italy). *Acta Carsologica* 40, 1: 65-77.

De Waele J., Fabbri S., Santagata T., Chiarini V., Columbu A., Pisani L. 2018. Geomorphological and speleogenetical observations using terrestrial laser scanning and 3D photogrammetry in a gypsum cave (Emilia Romagna, N. Italy). *Geomorphology* 295: 436-451.

Fabbri S., Sauro F., Santagata T., Rossi G., De Waele J. 2017. High-resolution 3-D mapping using terrestrial laser scanning as a tool for geomorphological and speleogenetical studies in caves: an example from the Lessini mountains (North Italy). *Geomorphology* 280: 16-29.

- Telling J., Lyda A., Hartzell P., Glennie C. 2017. Review of Earth science research using terrestrial laser scanning. *Earth-Science Reviews* 169: 35-68.
- Tyc A. 2009. Karst and caves of the Częstochowa Upland – morphology and the outline of speleogenesis. 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: 11-36.
- Tyc A. 2012. The origin and morphology of the Biśnik Cave. W: Intern. Conf. “European Middle Palaeolithic during MIS 8–MIS 3: cultures – environment – chronology”. Wolbrom, Poland, September 25–28, 2012, *Guidebook & Book of Abstracts*. Nicolaus Copernicus Univ. Press, Toruń: 70-71.

## **Łuski tektoniczne w sekwencji wierchowej Tatr w rejonie dolin Rozpadliny i Spismichalova (Słowacja)**

### **Thrust sheets of the High-Tatric Unit in the area of the Rozpadliny and Spismichalova valleys (Slovakia)**

**Ryszard Zabielski**

*Państwowy Instytut Geologiczny-Państwowy Instytut Badawczy, Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa;*

*e-mail: ryszard.zabielski@pgi.gov.pl*

Projekt „Szczegółowa mapa geologiczna Tatr w skali 1:10000” (SmgT) realizowany w Państwowym Instytucie Geologicznym - Państwowym Instytucie Badawczym pozwolił m. in. na prace kartograficzne w obszarze przygranicznym na terytorium Republiki Słowackiej. Przeprowadzono prace terenowe m. in. rejonie dolin Rozpadliny i Spismichalova w sekwencji wierchowej Tatr (arkusz SmgT 1:10000 Dolina Roztoki), w strefie tzw. Depresji Szerokiej Jaworzyńskiej. Na obszarze tym, w profilu sekwencji wierchowej, występują utwory triasu oraz jury górnej i kredy dolnej. W części spągowej są to głównie piaskowce formacja z Lužnej oraz wyżej leżące mułowce z przewarstwieniami dolomitów (tzw. kampil) należące do triasu dolnego. Trias środkowy to głównie wapienie i dolomity masywne i gruboławicowe. Utwory triasu górnego występują szczątkowo – stwierdzono je tylko w jednym miejscu; są to utwory tzw. kajpru karpackiego (karnik-noryk?); utworów retyku brak. Wyżej zalegają wapienie jury górnej i kredy dolnej, reprezentowane przez formację wapieni z Raptawickiej Turni i formację wapieni z Wysokiej Turni, na których spoczywają mułowce i margle albu (formacja margli z Zabijaka).

Podczas prac terenowych zweryfikowano położenie granic geologicznych i wyznaczono szereg łusek tektonicznych. Ich wzajemny układ oraz ranga sprawiają, że ich korelacja z płaszczowiną/fałdem Giewontu i Szerokiej Jaworzyńskiej jest dyskusyjna. Wydzielono siedem łusek, z których dwie najwyższe zawierają w części spągowej skały krystaliczne, a także uskoki zrzutowo-przesuwcze o kierunku SSW-NNE przecinające serie wierchową i regłową Tatr oraz pokrywę paleogeńską. Dokonano próby kartograficznego rozdzielania formacji wapieni z Raptawickiej Turni od formacji wapieni z Wysokiej Turni, które na dotychczasowych mapach stanowiły jedno wydzielenie w obrębie serii wierchowej (tzw. malmo-neokom). Stwierdzono również nieco mniejszy zasięg przestrzenny formacji margli z Zabijaka.

## **Udostępnianie wyników badań w formie elektronicznej na platformie RCIN w ramach projektu pod nazwą „Otwarte Zasoby w Repozytorium Cyfrowym Instytutów Naukowych OZwRCIN” realizowanego w Instytucie Ochrony Przyrody PAN w Krakowie**

### **The implementation of a project entitled “Open Resources in Digital Repository of Scientific Institutes (OZwRCIN)” by the Institute of Nature Conservation PAS in Kraków – sharing of its scientific resources via the RCIN platform**

**Hanna Kuciel**

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

Od sierpnia 2018 r. w Instytucie Ochrony Przyrody PAN w Krakowie jest realizowany projekt pn. „Otwarte Zasoby w Repozytorium Cyfrowym Instytutów Naukowych (OZwRCIN)”. Bierze w nim udział 16 placówek naukowych PAN (Instytut Archeologii i Etnologii PAN, Instytut Badań Literackich PAN, Instytut Badań Systemowych PAN, Instytut Badawczy Leśnictwa, Instytut Biologii Doświadczalnej im. Marcelego Nenckiego PAN, Instytut Botaniki im. Władysława Szafera PAN, Instytut Chemii Bioorganicznej PAN, Instytut Dendrologii PAN, Instytut Filozofii i Socjologii PAN, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Instytut Medycyny Doświadczalnej i Klinicznej im. Mirosława Mossakowskiego PAN, Instytut Podstawowych Problemów Techniki PAN, Instytut Systematyki i Ewolucji Zwierząt PAN, Muzeum i Instytut Zoologii PAN i Instytut Ochrony Przyrody PAN), a liderem jest Instytut Matematyczny PAN w Warszawie. Projekt jest prowadzony w ramach trzeciego konkursu Program Operacyjny Polska Cyfrowa, oś II E-administracja i otwarty rząd, działanie 2.3 Cyfrowa dostępność i użyteczność informacji sektora publicznego, 2.3.1 Cyfrowe udostępnienie informacji sektora publicznego ze źródeł administracyjnych i zasobów nauki. Projekt – jego cele i zadania – dokładnie wpisują się w poddziałanie 2.3.1 Cyfrowe udostępnienie informacji sektora publicznego ze źródeł administracyjnych i zasobów nauki PO PC. Projekt trwa przez 3 lata, od sierpnia 2018 r. do lipca 2021 r.

Celem projektu jest udostępnienie na wolnych licencjach zasobów nauki na już istniejącej platformie RCIN czyli Repozytorium Cyfrowego Instytutów Naukowych [www.rcin.org.pl](http://www.rcin.org.pl). Jej infrastruktura teleinformatyczna jest modernizowana na potrzeby aktualnie realizowanego projektu. Szczególny nacisk kładzie się na dostosowanie realizowanych usług do potrzeb użytkowników, w tym niepełnosprawnych, oraz na umożliwieniu interoperacyjności z krajowymi i zagranicznymi systemami teleinformatycznymi.

W ramach projektu Instytut Ochrony Przyrody PAN w Krakowie realizuje główne jego założenia polegające na: udostępnieniu, archiwizacji i rozpowszechnianiu informacji sektora publicznego pochodzących ze zgromadzonych przez Instytut własnych unikalnych zasobów nauki, które są rezultatem prac badawczych wykonywanych w Instytucie. W szczególności Instytut udostępnia w sieci nowe pozycje, zawierające treści i dane naukowe, opatrzone kompletem metadanych, które dotychczas były publikowane w wersji papierowej.

Publikacje dotyczące problematyki badawczej Instytutu wybrane do procesu digitalizacji w ramach projektu prezentują następujące tematy: zachowanie różnorodności gatunkowej świata roślin i zwierząt, ekologię i podstawy ochrony rzadkich i ginących gatunków, trwałość użytkowania zasobów naturalnych i utrzymanie ciągłości procesów przyrodniczych, biologii wód, geoochrony oraz tzw. biologii konserwatorskiej i społecznego wymiaru ochrony przyrody. Digitalizowane publikacje dotyczą także naukowych podstaw ochrony gatunkowej zwierząt, zwłaszcza gatunków zagrożonych, ale też sprawiających problemy ekologiczne i społeczne. Ponadto przedstawiają koordynację ogólnokrajowych działań na rzecz dokumentacji i monitoringu różnorodności biologicznej oraz zagrożenia dla polskiej flory i fauny. Są to opracowywane i wydawane przez Instytut Czerwone

Księgi i Czerwone Listy, zarówno roślin jak i zwierząt zawierające wykaz gatunków najbardziej zagrożonych oraz opis ich wymagań i miejsc występowania.

Ponadto w ramach projektu są digitalizowane publikacje z zakresu aplikacyjnej działalności Instytutu przedstawiające wyniki projektów związanych z ochroną przyrody, inwentaryzacją, opracowywaniem metodyk monitoringu, propozycjami ochronnymi gatunków roślin, zwierząt i siedlisk przyrodniczych oraz ich wdrażaniem w praktyce.

W skład udostępnianych zasobów wchodzi wybrane roczniki czasopism wydawanych przez Instytut takich jak: Ochrona Przyrody, Chrońmy Przyrodę Ojczystą, Studia Naturae i Supplementa ad Acta Hydrobiologica, jak również pojedyncze wybrane publikacje książkowe, monografie, prace doktorskie, prace habilitacyjne oraz mapy fitosocjologiczne i geologiczne. Publikacje wybrane do zamieszczenia w wersji elektronicznej reprezentują cenny dorobek naukowy pracowników Instytutu Ochrony Przyrody PAN. Zawierają wyniki badań z ostatnich lat uzyskane w ramach projektów badawczych zarówno krajowych jak i zagranicznych (np. norweskich, szwajcarskich). Wpisują się w szeroki zakres problematyki badawczej Instytutu.

Ponowne wykorzystanie części zbiorów Instytutu poprzez udostępnienie jej w wersji elektronicznej pozwoli większej liczbie osób korzystać z publikacji, a zwłaszcza ułatwi dotarcie do nich pracownikom naukowym, studentom i doktorantom. Spowoduje szybszy przepływ informacji o wynikach badań z zakresu ochrony przyrody, środowiska i różnorodności biologicznej zarówno w Polsce, jak i poza nią. Ponadto stanowić będzie źródło wiedzy dla ludzi nie związanych z nauką bezpośrednio, w tym dla hobbystów zainteresowanych problemami ekologii, ochrony przyrody i środowiska, zagrożonymi gatunkami roślin i zwierząt oraz obcymi inwazyjnymi gatunkami.

Na stronie internetowej Instytutu Ochrony Przyrody PAN w Krakowie ([http://www.iop.krakow.pl/otwarte\\_zasoby\\_w\\_repozytorium\\_cyfrowym\\_instytutow\\_naukowych](http://www.iop.krakow.pl/otwarte_zasoby_w_repozytorium_cyfrowym_instytutow_naukowych)) zamieszczono film ukazujący proces digitalizacji publikacji. Proces ten pozwala przetworzyć publikację z wersji papierowej na wersję elektroniczną w pełni dostępną dla użytkowników. Rezultaty pracy i ich postęp są zamieszczane na bieżąco na platformie RCIN: [www.rcin.org.pl](http://www.rcin.org.pl).



## **Przewodnik sesji terenowych**

## **AUTORZY**

### **Jan Urban**

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

### **Małgorzata Ludwikowska-Kędzia**

Instytut Geografii, Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach  
ul. Świętokrzyska 15, 25-406 Kielce;  
e-mail: malgorzata.ludwikowska@ujk.edu.pl

### **Anna Chwalik-Borowiec**

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

### **Grzegorz Walek**

Instytut Geografii, Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach  
ul. Świętokrzyska 15, 25-406 Kielce  
e-mail: grzegorz.walek@gmail.com

### **Anna Fijałkowska-Mader**

Państwowy Instytut Geologiczny-Państwowy Instytut Badawczy  
Oddział Świętokrzyski im. Jana Czarnockiego, 25-953 Kielce, ul. Zgoda 21  
e-mail: anna.mader@pgi.gov.pl

### **Małgorzata Wiatrak**

Katedra Inżynierii Komunikacyjnej, Wydział Budownictwa i Architektury  
Politechnika Świętokrzyska, 25-314 Kielce, al. Tysiąclecia Państwa Polskiego 7  
e-mail: mwiatrak@tu.kielce.pl

### **Bernadetta Pasierb**

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

### **Michał Jankowski**

Katedra Gleboznawstwa i Kształtowania Krajobrazu, Wydział Nauk o Ziemi  
Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu, 87-100 Toruń, ul. Lwowska 1  
e-mail: mijank@umk.pl

### **Andrzej Kasza**

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

### **Zbigniew Zlonkiewicz**

Państwowy Instytut Geologiczny-Państwowy Instytut Badawczy  
Oddział Świętokrzyski im. Jana Czarnockiego, 25-953 Kielce, ul. Zgoda 21  
e-mail: zbigniew.zlonkiewicz@pgi.gov.pl

**Czwartek 26.09.2019**

## **Główne cechy rzeźby strukturalnej Gór Świętokrzyskich**

### **Stanowisko 1.1. Chęciny, zamek: rzeźba strukturalna południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich widziana z wież chęcińskiego zamku.**

*Jan Urban, Anna Fijałkowska-Mader*

#### Geograficzna i geologiczna sytuacja zamku chęcińskiego

Średniowieczny zamek chęciński wieńczy grań Góry Zamkowej (355 m n.p.m.) wznoszącej się około 100 m na miastem Chęciny. Góra ta stanowi wschodni kraniec Pasma Chęcińskiego (Wróblewski 1976), które w sensie geologicznym wyznacza południowo-zachodni skraj trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich. Trzon paleozoiczny stanowi centralną część Gór Świętokrzyskich, zbudowaną z utworów osadowych reprezentujących wszystkie okresy geologiczne paleozoiku od kambru do dolnego karbonu i ukształtowaną tektonicznie głównie podczas orogenezy waryscyjskiej, aczkolwiek utwory starszego paleozoiku noszą ślady kaledońskich modyfikacji tektonicznych, zaś cały maszyn podlegał także transformacjom alpejskim. W obrębie trzonu paleozoicznego wydziela się dwa subregiony graniczące z sobą wzdłuż regionalnej strefy dyslokacyjnej o przebiegu WNW-ESE, zwanej uskokiem świętokrzyskim, i różniące się wykształceniem litologicznym (charakterem facjalnym) utworów. Część trzonu położona na północ od tej dyslokacji zwana jest subregionem łysogórskim (także: łysogórską strefą fałdów), zaś część południowa – subregionem kieleckim (kielecką strefą fałdów). Wschodnia trzonu paleozoicznego otoczona jest od strony północnej, zachodniej i południowej utworami osadowymi osłony (obrzeżenia) permsko-mezozoicznej Gór Świętokrzyskich, podczas gdy w kierunku wschodnim zapada bezpośrednio pod morskie utwory neogenu (Czarnocki 1948; Tomczyk 1974; Mizerski 2004; Konon 2008; Urban, Gągoł 2008).

Pasma Chęcińskie zbudowane jest głównie z wapieni i dolomitów formacji wapieni i dolomitów stromatoporoidowo-koralowcowych z Kowali reprezentujących środkowy i górny dewon (żywet, fran). Utwory te są silnie pochylone na południe i należą do południowego skrzydła antykliny chęcińskiej i jednocześnie północnego skrzydła synkliny skibskiej. Synklina ta jest bardzo silnie zdeformowana, rozbita uskokiemi i w kierunku południowym zapada gwałtownie pod utwory triasu oraz jury osłony permsko-mezozoicznej. Utwory mezozoiczne występują na południowych stokach Pasma Chęcińskiego, lokalnie zaś – nawet na jego grzbiecie i pochylone są zazwyczaj również w kierunku południowym (Hakenberg 1973, 1974; Urban 2010).

Skały węglanowe formacji z Kowali w kieleckim subregionie trzonu paleozoicznego osiągają miąższość do około 800 m (Narkiewicz i in. 1990). Dzięki temu odgrywają one podstawową rolę w budowie geologicznej oraz rzeźbie regionu. Formacja ta zbudowana jest w dolnej części z gruboławicowych dolomitów epigenetycznego pochodzenia, oddzielonych od wyżej leżących wapieni diachroniczną granicą. Osady formacji z Kowali powstawały w obrębie tzw. płytkomorskiej platformy węglanowej, na której bujnie rozwijało się życie organiczne, dzięki czemu zbudowana jest ona głównie z wapiennych szczątków organicznych lub ich fragmentów. Platforma ta stopniowo różnicowała się na środkową, płyszą część (położoną w rejonie obecnych Pasm Dymińskiego i Posłowskiego), zwaną „rafą dymińską” oraz strefy głębszego morza położone na północ (np. na terenie Kielc) oraz na południe od niej (np. w rejonie Chęcin). W rezultacie w sąsiedztwie „rafy dymińskiej” górny dewon (fran) reprezentowany jest przez wapienie gruboławicowe i skaliste (nieuławicowe), stanowiące nagromadzenia szczątków organicznych. Natomiast w obie strony na zewnątrz od tej „rafy” górna część formacji z Kowali wykształcona jest jako uboższe w szczątki organiczne wapienie płytowe i stopniowo przechodzi w odmienne litologicznie (facjalnie) wapienie i margle (Hakenberg 1973, 1974; Filonowicz 1973a, b; Narkiewicz 1991; Racki 1993; Szulczewski 1995; Narkiewicz i in. 2006). Charakterystyczny, opisywany przez geologów (np. Kotański 1959, 1968, Kaźmierczak 1971), profil prawie pionowo nachylonych utworów południowej strefy dewońskiej platformy węglanowej odsłania się w dawnym łomie na zachodnim stoku Góry Zamkowej, bezpośrednio poniżej zamku. Sekwencja ta ma miąższość około 30 m i w jej dolnej (północnej) części występują wapienie (lokalnie dolomity) gruboławicowe z licznymi szczątkami fauny bezkręgowej, głównie ramienionogów, koralowców i stromatoporoidów. Wyższą część

sekwencji tworzą wapienie płytowe, wapienie płytowe z rogowcami, zaś w jego stropie występują znów wapienie grubolawicowe, które jednak zawierają bardzo nieliczne makroszczątki organizmów. Ta sekwencja osadów i struktur ilustruje stopniowe pogłębianie się basenu sedymentacyjnego – od płytkiego morza z licznymi dennymi organizmami żywymi, po środowisko głębsze z uboższym zespołem fauny (Kotański 1959, 1968; Kaźmierczak 1971; Racki 1993).

#### Widok z zamku – przedmiot refleksji naukowej i prezentacji edukacyjnej

Wieża i mury chęcińskiego zamku są przede wszystkim doskonałym miejscem obserwacji typowych rysów rzeźby Gór Świętokrzyskich (w sensie geologicznym i geograficznym – Solon i in. 2018) oraz ich uwarunkowań strukturalnych, które w tej, południowo-zachodniej, części regionu wykształcone są szczególnie wyraziście zarówno na wychodniach trzonu paleozoicznego jak i jego obrzeżenia permsko-mezozoicznego. Z tego właśnie miejsca widoczne są regularne i równoległe do siebie, „rusztowe” pasma wzniesień, które odzwierciedlają wydłużenie i kierunek (osi i skrzydeł) synklin oraz antyklin. Fałdy w obrębie trzonu paleozoicznego są zwykle wąskopromienne lub dodatkowo wewnętrznie zafałdowane (i wtedy mają charakter antyklinoriów lub synklinoriów). Osie tych struktur mają wydłużenie WNW-ESE, charakterystyczne dla waryscyjskich naprężeń tektonicznych działających w okresie późnego karbonu i wczesnego permu. Fałdy w obrębie skał mezozoicznych południowo-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich w bezpośrednim sąsiedztwie trzonu paleozoicznego nawiązują rozciągłością do waryscyjskich struktur tektonicznych i niekiedy cechują się znacznym nachyleniem skrzydeł. W kierunku południowym stają się coraz bardziej szerokopromienne i zmieniają kierunek wydłużenia na NW-SE, charakterystyczny dla naprężeń z okresu fazy laramijskiej alpejskich ruchów tektonicznych z przełomu kredy oraz paleogenu (Czarnocki 1948; Stupnicka 1972; Pożaryski 1974; Tomczyk 1974; Głazek, Kutek, 1976; Mizerski 2004; Konon 2008).

Pasma wzniesień znaczą wychodnie utworów, które w okresie kenozoicznej morfogenezy regionu, głównie w neogenie, w warunkach ciepłego klimatu, wykazywały stosunkowo wysoką odporność na denudację. Takimi skałami były w południowo-zachodniej i centralnej (w sensie geograficznym) części regionu świętokrzyskiego piaskowce kwarcytowe formacji z Wiśniówki kambru górnego, środkowo- i górnodewońskie wapienie i dolomity stromatoroidowo-koralowcowe formacji z Kowali, dolnotriasowe piaskowce formacji z Zagnańska, wapienie górnej jury, lokalnie zaś również piaskowce i piaskowce kwarcytowe innych formacji kambryjskich, piaskowce dolnodewońskie oraz wapienne zlepieńce zygmontowskie górnego permu (Radłowska 1967; Gilewska 1972; Olędzki 1976; Wróblewski 1976; Kondracki 2000; Urban 2014). Dlatego też od strony północno-wschodniej horyzont widoczny z wież zamkowych zamyka Pasma Łysogórskie, zbudowane z „najtwardszych” w regionie górnokambryjskich kwarcytów (przewarstwionych seriami łupków) formacji z Wiśniówki należących do antykliny Łysogórskiej (antykliny Łysicy – Konon 2008), która przylega od północy do regionalnego uskoku Łysogórskiego (Kowalczewski, Kowalski 2000; Kowalski 2000a). Generalnie dość wyrównany grzbiet tego pasma przekracza lokalnie 600 m n.p.m. (a więc spełnia warunki niskich gór – Slymaker 2004), w najwyższej kulminacji, którą stanowi skałka Agatka (lub Agata) w masywie Łysicy osiągając 613,7 m (Hajdukiewicz, Romanyszyn 2017). W kierunku zachodnim, za przełomem rzeki Lubrzanki (Kowalski 1988), niewidocznym oczywiście z wież zamku, grzbiet zbudowany z kambryjskich piaskowców kwarcytowych kontynuuje się jako Pasma Masłowskie niewiele niższe od Pasma Łysogórskiego. Dalej na zachód skały paleozoiczne, w tym kambryjskie, zapadają pod utwory dolnego triasu, reprezentowane na przedłużeniu antykliny Łysogórskiej przez serie piaskowcowe dolnotriasowej formacji z Zagnańska (Filonowicz 1973a, b). Morfologicznie tworzą one mniej regularne i bardziej zróżnicowane wysokościowo, ale osiągające wysokości rzędu 350-450 m n.p.m. Wzgórza Tumlińskie, Wzgórza Kołomańskie oraz Pasma Obłęgorskie. Ten ciąg wzniesień ku zachodowi stopniowo obniża się przechodząc w grupę niższych, osiągających 300-350 m n.p.m., i odosobnionych wzniesień Wzgórz Dobrzeszowskich (Wróblewski 1976).

Na południe od tego ciągu wzniesień rozciąga się rozległe Obniżenie Kielecko-Łagowskie (Dolina Kielecko-Łagowska – Wróblewski 1976), które nie jest jednak doliną rzeczną, lecz obniżeniem strukturalnym lub – zdaniem Kowalskiego (1995, 2000a, b) – strukturalno-tektonicznym. Pod względem geologicznym obniżenie to stanowi osiową część synklinorium kielecko-łagowskiego, zbudowaną z utworów węglanowych oraz ilasto-mułowcowo-węglanowych dewonu i dolnego

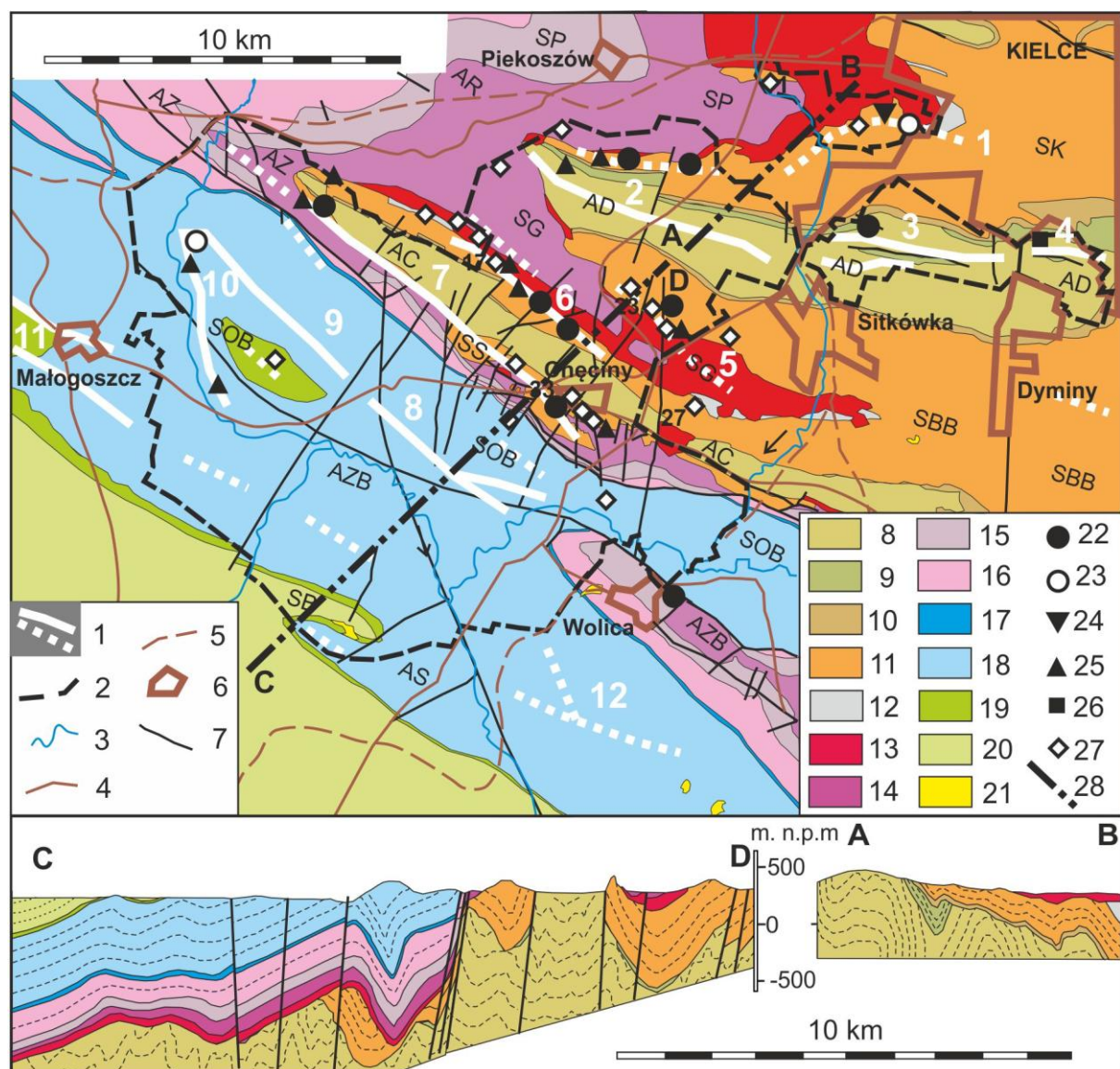
karbonu. Liczne zafałdowania w obrębie synklinorium oraz zróżnicowanie litologiczne utworów, wśród których są wapienie i dolomity formacji z Kowali, powodują, że powierzchnia obniżenia jest nierówna i występują w jej obrębie grupy lub pasma niewysokich, lecz wyraźnych wzniesień oraz pojedyncze wzgórza. Z wież zamku chęcińskiego, w prześwicie przełomu Bobrzy w Słowiku, widoczne są wzniesienia Pasma Kadzielniańskiego zbudowane w wapieni formacji z Kowali (Filonowicz 1973a, b).

Główny i najwyraźniejszy wał wzniesień położony na północ od zamku chęcińskiego tworzy zespół grzbietów (od zachodu) Pasma Zgórskiego, Pasma Posłowskiego oraz Pasma Dymińskiego, osiągających w kulminacjach wysokości 360-385 m n.p.m. i rozdzielonych przełomem rzeki Bobrzy w Słowiku oraz – w części wschodniej – mniej wyraźnym obniżeniem grzbietu. Pasma te zbudowane są głównie z dolno- i środkowokambryjskich serii piaskowcowych oraz piaskowcowo-lupkowych antykliny dymińskiej (ryc. 1.1). Z podobnie wykształconych skał kambryjskich oraz krzemionkowo-ilastych utworów dolnodewońskich zbudowane są mniej regularne grupy wzniesień i grzbiety położone na wschód od trzech wymienionych wyżej pasm: Grupa Otracza, Pasma Brzechowskie, Pasma Daleszyckie, Pasma Cisowskie i Pasma Orłowińskie (Wróblewski 1976). Z zamku widoczne są one „z profilu” i częściowo wzajemnie się zasłaniają. Zdaniem T. Wróblewskiego (1976) mniejsza regularność tych pasm może być spowodowana większym udziałem tektoniki kaledońskiej w dominujących tu antyklinalnych strukturach, ale istotnymi czynnikami rzeźbotwórczymi mogą też być dyslokacje oraz zmienność litologiczno-facjalna utworów paleozoicznych.

Na tle Pasma Zgórskiego i Pasma Posłowskiego widoczny jest niższy Grzbiet Bolechowicki zbudowany z wapieni i dolomitów formacji z Kowali oraz górnopermskich wapiennych zlepieńców zygmontowskich. Utwory te w sensie geologicznym występują w osiowej części synkliny bolechowickiej (synkliny gałęzicko-bolechowickiej – Hakenberg 1974), przylegającej od południa do antykliny Dymińskiej (ryc. 1.1). Południowe skrzydło tej synkliny i jednocześnie północne skrzydło następnej w kierunku południowym struktury tektonicznej – antykliny chęcińskiej – budują znowu dewońskie wapienie i dolomity formacji z Kowali, które są jednak bardzo stromo pochylone (miejscami prawie pionowe) i dlatego tworzą wyraźny, wąski grzbiet Góry Zelejowej, przechodzący w kierunku zachodnim w masyw Góry Wsiowej i Żakowej, które należą do Pasma Zelejowskiego. Zbudowane głównie ze skał węglanowych formacji z Kowali wzgórza występujące na wschód od Grzbietu Bolechowickiego i Pasma Zelejowskiego, w rozszerzonej w tej części i mniej regularnej synklinie bolechowickiej, zostały całkowicie zniwelowane przez eksploatację kopalin skalnych w tzw. Białym Zagłębiu, intensywnie rozwijającej się od drugiej połowy XX wieku. Podobnie, w miejscu wybitnego wzniesienia Ostrówki zamykającego od zachodu Pasma Zelejowskie, powstało wydłużone wyrobisko o głębokości ponad 100 m, w którym nadal prowadzona jest eksploatacja wapieni dewońskich formacji z Kowali.

Pasma Zelejowskie oddzielone jest od Pasma Chęcińskiego, na wschodnim krańcu którego stoi zamek, rozległą i prawie płaską Doliną Chęcińską, która – podobnie jak Obniżenie Kielecko-Łagowskie – nie jest jednak doliną rzeczną, tylko obniżeniem strukturalnym na wychodni słabo odpornych na denudację łupków kambryjskich osiowej części antykliny chęcińskiej (ryc. 1.1). Zdaniem Z. Kotańskiego (1959, 1968) obniżenie to jest przykładem rzeźby inwersyjnej: wypiętrzone tektonicznie „miękkie” łupki kambryjskie osiowej części antykliny zostały zdenudowane silniej niż dewońskie skały węglanowe w jej skrzydłach. Warto zwrócić uwagę, iż różnice litologiczno-facjalne pomiędzy kambrem antykliny dymińskiej oraz antykliny chęcińskiej miały podstawowe znaczenie dla rzeźby wychodni tych struktur tektonicznych (Urban 2014).

Położone w Dolinie Chęcińskiej u stóp Góry Zamkowej miasto Chęciny było od średniowiecza centralnym ośrodkiem rozwijającego się w okolicy górnictwa kruszcowego, w wiekach zaś XVI i XVII – siedzibą żupnika – królewskiego urzędnika górniczego. Przedmiotem eksploatacji były hydrotermalne i hydrotermalno-wietrzeniowe (krasowe), najczęściej żyłowe lub gniazdowe nagromadzenia galeny występującej w paragenezie z kalcytem i barytem w dewońskich skałach węglanowych, a także żyłowe i krasowe złoża rud miedzi na Miedziance (Rubinowski 1971, 1981; Wróblewski 1979; Paulewicz 1992; Migaszewski i in. 1996; Urban 2010; Urban, Kasza 2010). Od XVII wieku a zwłaszcza w wiekach XIX i pierwszej połowie XX wieku Chęciny były też centrum obszaru eksploatacji i produkcji świętokrzyskich marmurów technicznych – wapieni dewońskich, kalcytów i brekcji kalcytowo-wapiennych oraz permskich zlepieńców zygmontowskich (Czarnocki 1958; Fijałkowski 1973; Urban, Gągol 1994; Wójcik 1997; Urban 2010).



Ryc. 1.1. Mapa geologiczna z najważniejszymi elementami rzeźby (A) oraz przekroje geologiczno-morfologiczne okolic Chęcin; mapa oraz przekroje geologiczne (bez czwartorzędu) na podstawie: Filonowicz (1967, 1968, 1973a, b), Hakenberg (1973, 1974), Filonowicz, Lindner (1986, 1987), uproszczone i zmodyfikowane. Objaśnienia oznaczeń: 1 – pasma wzgórz i mniejsze grzbiety, 2 – granica Chęcińsko-Kieleckiego Parku Krajobrazowego; 3 – rzeka; 4 – ważniejsza droga; 5 – linia kolejowa; 6 – większa miejscowość (kontur zwartej zabudowy); 7 – ważniejszy uskok; 8-21 – wydzielienia geologiczne: 8 – kambr, 9 – ordowik i sylur, 10 – dewon dolny, 11 – dewon środkowy i górny, 12 – karbon dolny, 13 – perm górny, 14 – trias dolny, 15 – trias środkowy, 16 – trias górny, 17 – jura środkowa, 18 – jura górna, 19 – kreda dolna, 20 – kreda górna, 21 – paleogen lub neogen; 22-27 – stanowiska geologiczne i ich ochrona: 22 – rezerwat przyrody nieożywionej, 23 – inny rezerwat o istotnych wartościach geologicznych; 24 – zespół przyrodniczo-krajobrazowy o istotnych wartościach geologicznych; 25 – pomnik przyrody nieożywionej; 26 – stanowisko dokumentacyjne; 27 – stanowisko geologiczne o wysokich wartościach naukowych nie objęte ochroną; 28 – lokalizacja przekrojów geologicznych. Objaśnienia numeracji: 1 – Pasma Kadzielniańskie, 2 – Pasma Zgórskie, 3 – Pasma Pośłowickie, 4 – Pasma Dymińskie, 5 – Grzbiet Bolechowski, 6 – Pasma Zelejewskie, 7 – Pasma Chęcińskie, 8 – Grzywy Korzeckowskie, 9 – Grząbby Bolmińskie, 10 – masyw Góry Milechowskiej i Czubatki, 11 – Pasma Przedborsko-małogoskie, 12 – Wzgórza Sobkowsko-Korytnickie. Objaśnienia skrótów literowych: AC – antyklina chęcińska, AD – antyklina dymińska, AR – antyklina Rykoszyna, AS – antyklina Sobkowa, AZ – antyklina Zajęczkowska, AZB – antyklina zbrzańsko-bocheńska, SB – synklina bizorendzka, SBB – synklina bolechowicka, SG – synklina gałęzicka, SK – synklina kielecka, SOB – synklina ostrowsko-bolmińska, SP – synklina piekoszowska, SS – synklina skibska.

Samo Pasma Chęcińskie składa się z szeregu wzniesień oddzielonych od siebie głębokimi przełęczami, które są warunkowane poprzecznymi dyslokacjami rozcinającymi antyklinę chęcińską oraz synklinę skibską i związanymi z nimi zmianami litostratygraficznymi skał tworzących Pasma (Hakenberg 1973, 1974). Najwybitniejszymi wzniesieniami Pasma, osiągającymi wysokość około 350 m n.p.m., są: sąsiadujący z Górą Zamkową masyw Góry Rzepki i Beyliny, na południowym stoku którego zlokalizowane zostało Europejskie Centrum Edukacji Geologicznej Uniwersytetu Warszawskiego – miejsce naszych Warsztatów, a także góra Miedzianka w zachodniej części Pasma. Miedzianka cechuje się skalną granią szczytową i stanowi w sensie geologicznym bardzo silnie tektonicznie zaangażowany masyw wapieni górnodońskich zamykający od zachodu antyklinę chęcińską (Dębowska 2004). Dalej na zachód struktury trzonu paleozoicznego zapadają pod utwory osłony, ale Pasma jeszcze kontynuuje się jako ciąg niższych wzniesień zbudowanych z piaskowców i wapieni triasowych antykliny „powtarzającej” paleozoicznej struktury tektoniczne w obrębie osłony permsko-mezozoicznej (ryc. 1.1).

Na południowych stokach i u podnóży Pasma Chęcińskiego występują utwory triasowe, jednak strefa ich występowania jest wąska ze względu na niewielką miąższość oraz – w wielu miejscach – tektoniczne zredukowanie. Brak utworów dolnej jury i niewielka miąższość jury środkowej powodują, że bezpośrednio na południe od wychodni triasu wzniesienia tworzą wapienie kompleksu górnourajskiego (Złonkiewicz 2009). Dominujące na pierwszym planie krajobrazu na południe od Góry Zamkowej wały Grzyw Korzeckowskich oraz – na zachód od przełomu Hutki – Grzęb Bolmińskich (Wróblewski 1976), osiągają wysokość nieco ponad 300 m n.p.m. i zbudowane są z wapieni górnourajskich północnego skrzydła synkliny ostrowsko-bolmińskiej. W osi tej synkliny w Bolminie pojawiają się piaskowce dolnokredowe, także tworzące wzniesienia (ryc. 1.1). Wyraźny masyw kończący te wały od strony zachodniej to Góra Milechowska, której zakrzywiony w planie poziomym kształt odzwierciedla dokładnie „zamknięcie” (ściślej: zanurzenie się osi) synkliny ostrowsko-bolmińskiej (Złonkiewicz 1994).

Za opisanymi wyżej wałami wzniesień miejscami widoczne jest Pasma Przedborsko-Małoszkie (w podziale Solona i in., 2018; Pasma Małoszkie w podziale Wróblewskiego, 1976) – bardzo charakterystyczny i wyraźny grzbiet, zbudowany z wapieni górnourajskich oraz piaskowców dolnokredowych, ciągnący się na przestrzeni kilkudziesięciu kilometrów od Małoszycz do Przedborza. W części wschodniej budujące ją utwory wchodzi w skład antykliny zbrzańsko-bocheńskiej, dalej na zachód – skały te tworzą w większości (ale nie wyłącznie) strukturę homoklinalnie (monoklinalnie) zapadającą na południowy-zachód (Sala 2011).

Na południowym horyzoncie słabo wyodrębniają się wapienne Wzgórza Sobkowsko-Korytnickie (w podziale Wróblewskiego, 1976) a dalej – inne garby Pogórza Szydłowskiego (zaliczanego do Wyżyny Kieleckiej – Solon i in. 2018) oraz Niecki Nidziańskiej, wśród nich najprawdopodobniej Garb Wodzisławski, zbudowany z margli górnokredowych wydłużony zrąb tektoniczny (Krysiak 2000), wymodelowany także jednak denudacyjnie (Urban 2012).

Krajobraz widziany z wież chęcińskiego zamku w doskonały sposób udowadnia strukturalne uwarunkowania morfologii Gór Świętokrzyskich. Dokumentuje występowanie pasm wzniesień na wydłużonych i często równoległych do siebie – z powodów tektonicznych – wychodniach skał „twardych” oraz występowanie rozległych (szerokich), nie związanych z dolinami rzecznyymi, obniżen na wychodniach skał silnie denudowanych w warunkach ciepłego klimatu neogenu. Ilustruje jednocześnie – na przykładzie kambru antyklin dymińskiej i chęcińskiej – znaczenie przestrzennych różnic facjalno-litologicznych dla kształtowania rzeźby. Wskazuje jednak również, że czynnik litologiczny nie jest jedynym warunkującym morfologię tego regionu, czego dowodem jest niezgodna z „rusztowym” układem grzbietów sieć rzeczna nawiązująca generalnie do układu radialnego lub kratowego, która – zdaniem niektórych badaczy (Lenciewicz 1934, 1957; Kowalski 1988, 2000a) – jest antecendentna w stosunku do struktur trzonu paleozoicznego (powstała zanim one zostały odsłonięte), warunkowana następnie tektoniką nieciągłą: systemem poprzecznych i podłużnych uskoków, a także (wg Kowalskiego 2002) ruchami neotektonicznymi.

Krajobraz o tak wielowątkowej i skomplikowanej budowie geologicznej oraz rzeźbie zasługuje na refleksję naukową, wykorzystanie edukacyjne oraz – w konsekwencji – na ochronę. Dlatego też obszar w otoczeniu Chęcin aż po południową część Kielc włączony został w 1996 r. w obręb Chęcińsko-Kieleckiego Parku Krajobrazowego, ostatnio zaś również w obręb geoparku o nazwie Geoland Świętokrzyski, natomiast widoczne w dali Pasma Łysogórskie w znacznej części objęto

ochroną jako Świętokrzyski Park Narodowy. Na terenie widocznym z zamku chęcińskiego utworzono kilkanaście rezerwatów przyrody nieożywionej (lub mających na swoim obszarze ważne elementy abiotycznej przyrody) oraz ponad 20 pomników przyrody nieożywionej a także stanowiska dokumentacyjne oraz zespoły przyrodniczo-krajobrazowe z ciekawymi elementami abiotycznymi. W ten sposób chronione prawnie są odsłonięcia profilów geologicznych oraz zjawisk tektonicznych, miejsca występowania interesujących minerałów i struktur skalnych, stanowiska paleontologiczne, formy krasu kopalnego, ale także elementy rzeźby: wzniesienia i grzbiety, skałki, jaskinie, leje krasowe i blokowiska skalne (gołoborza) oraz pozostałości górnictwa podziemnego, kruszcowego i powierzchniowego, skalnego, stanowiące świadectwa historycznych związków człowieka z przyrodą nieożywioną (Rubinowski 1976, 1981; Rubinowski, Wójcik 1979; Wróblewski 2000; Urban 1990, 2010; Urban, Gąsior 2008; Urban, Kasza 2010; Wróblewski 2000; Urban, Wróblewski 2004; Pabian, Biernat 2011; Poros 2011; Skompski, Żylińska 2015). Wiele z tych obiektów ma znaczenie ponadregionalne (Alexandrowicz 2006).

### Rys historyczny zamku chęcińskiego

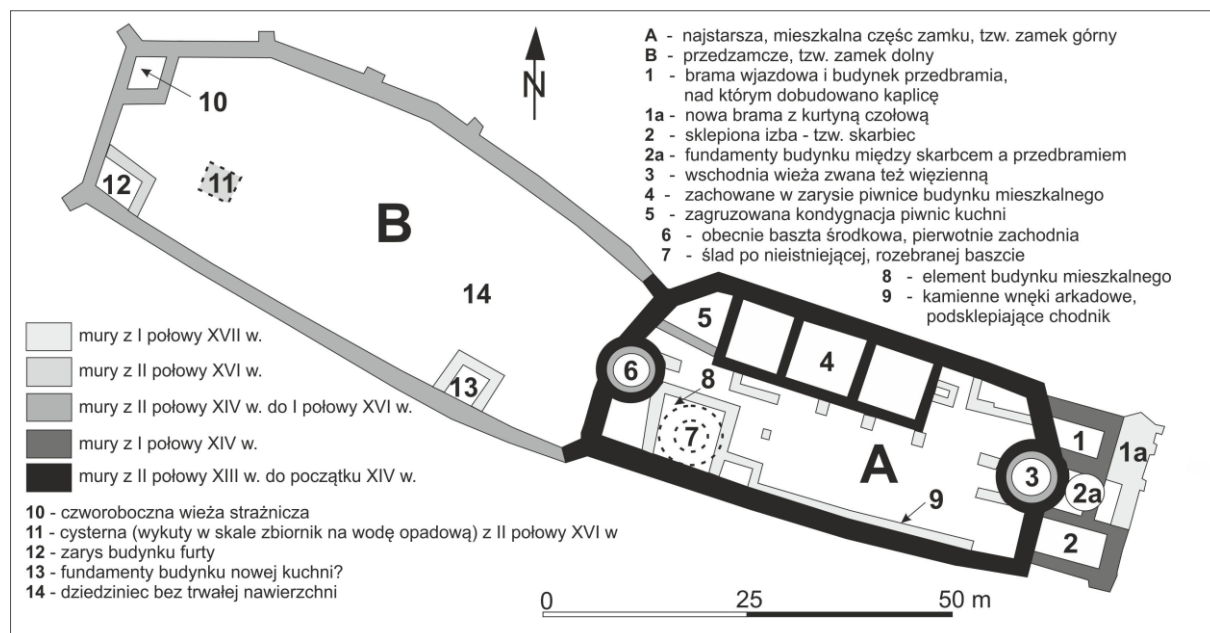
Zamek w Chęcinach jest jedną z największych średniowiecznych budowli obronnych w regionie świętokrzyskim. Do czasów jagiellońskich stanowił twierdzę o dużym znaczeniu zarówno militarnym jak i politycznym. Pierwsza, datowana wzmianka o zamku pochodzi z 1306 r., kiedy to Władysław Łokietek obiecał nadać zamek *Chancin* wraz z przynależnymi do niego wsiami książęcy miastu krakowskiemu (Grzebiński 1908). Wcześniejszym dokumentem, istotnym dla odtworzenia historii zamku, był przywilej Bolesława Wstydlivego, wystawiony w roku 1275 dla wsi Łagiewniki, leżącej w Kasztelanii małopolskiej, niedaleko *Hancin*, z którego wynika, że wówczas nie było jeszcze twierdzy. Okres budowy zamku przypada zatem na ostatnią dekadę XIII wieku do około 1305 r., kiedy to królem Czech i Polski (w latach 1300-1305) był Wacław II z dynastii Przemyślidów (Gliński, Hadamik 2002). Dlatego najbardziej prawdopodobne wydaje się, że inicjatorem budowy zamku był Wacław II lub sprzyjający mu biskup krakowski Jan Muskata. Zdaniem B. Guerquina (1963) budowę pierwszego tzw. Górnego Zamku rozpoczął Jan Muskata a dokończył Władysław Łokietek, kiedy wszedł w jego posiadanie po 1307 r. Zamek pozostawał w rękach królewskich do XVII w. odkąd stał się własnością starostów chęcińskich (Kalina 2000).

Położenie zamku miało znaczenie strategiczne, gdyż znajdował się on na granicy najważniejszych dzielnic – Małopolski i Wielkopolski (teren, na którym powstały Chęciny należał początkowo do archidiecezji gnieźnieńskiej) i dodatkowo w obszarze występowania kruszców ołowiu. Posadowienie na stromej grani skalnej podnosiło jego walory obronne, zapewniając jednocześnie wystarczającą ilość lokalnego materiału budowlanego. W trakcie prac zniwelowano częściowo grani oraz zwiększono stromiznę południowego i wschodniego stoku wzniesienia poprzez łamanie tam kamienia (Fijałkowska, Fijałkowski 1973; Fijałkowska, Fijałkowska 1994).

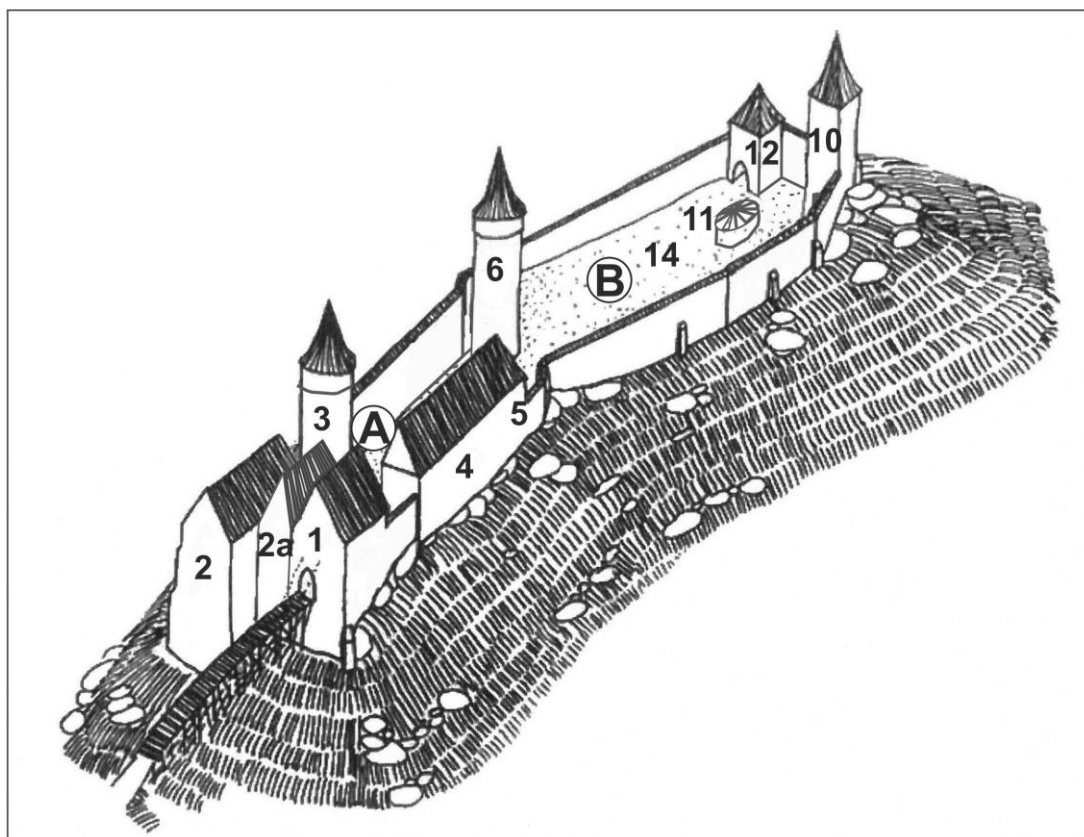
Pierwszy zamek, zlokalizowany we wschodniej, wyższej części wzniesienia był nieduży (długość 65 m, szerokość 20-30 m) i składał się z muru obwodowego w kształcie zbliżonym do prostokąta, dwóch bliźniaczych, okrągłych, wielokondygnacyjnych wież umieszczonych na krańcach jego dłuższej osi (ryc. 1.2, elementy 3, 6; ryc. 1.3) oraz trzyizbowego budynku mieszkalnego w układzie jednotraktowym (ryc. 1.2, element 4) (Hadamik 2011). Brama wjazdowa (ryc. 1.2, element 1) z mostem zwodzonym znajdowała się przy wschodniej wieży (Guerquin 1963, 1964), skąd trakt prowadził na wschód, w kierunku dzisiejszych Starochęcin.

Od 1308 r. (Gliński, Hadamik 2002) lub 1325 r. (Kalina 2009) zamek stał się siedzibą chęcińskiego starostwa grodowego (Gliński, Hadamik 2002), zaś od końca XIV w. – także sądu grodzkiego i ziemskiego. Kilkakrotnie na zamku przebywał Władysław Łokietek, później Kazimierz Wielki i Władysław Jagiełło. Miały tu miejsce zjazdy rycerstwa polskiego, m.in. w 1331 r. przed wyruszeniem na bitwę pod Płowcami. Dzięki swemu położeniu w centrum państwa polskiego i obecności załogi wojskowej, twierdza postrzegana była jako bezpieczne miejsce (od czasu powstania nie była zdobytą aż do 1607 r.). W 1318 r. przechowywano tu skarbiec archidiecezji gnieźnieńskiej, przebywały dzieci królewskie (np. syn Władysława Jagiełły podczas epidemii dżumy w 1425 r.) oraz rezydowały królowe. Pierwszą z nich była Adelajda Heska, druga żona króla Kazimierza Wielkiego, która przybyła na zamek około 1358 r. Przebywały tu także Elżbieta Łokietkówna i Zofia Holszańska. Ostatnia, Bona Sforza, miała bawić na zamku przed opuszczeniem Polski w 1556 r., choć nie potwierdzają tego źródła historyczne. Warownia pełniła także rolę więzienia stanu. Wśród bardziej

znamienitych więźniów wymienić należy: przyrodniego brata Władysława Jagiełły Andrzeja Wingolda, rycerza Warcisława z Gotardowic skazanego za poddanie Krzyżakom zamku w Bobrowniku, rycerza Jana Hinczy z Rogowa uwięzionego za zniesławienie królowej Zofii Holszańskiej, czy wreszcie Michaela Kuchmeister von Sternberg, przyszłego Wielkiego Mistrza Zakonu Krzyżackiego (Kalina 2009).



Ryc. 1.2. Etapy rozbudowy chęcińskiego zamku wg Fijałkowskiej i Fijałkowskiego (1973), zaktualizowane w oparciu o pracę Hadamika (2011).



Ryc. 1.3. Prawdopodobny wygląd zamku z II połowy XVI w. wg Czapczyńskiej i Janczykowskiego (1985) zmieniony na podstawie pracy Hadamika (2011).

W pierwszej połowie XIV w., przypadającej na okres panowania Władysława Łokietka i początek rządów Kazimierza Wielkiego, postawiono budynki przedbramia: tzw. skarbiec (ryc. 1.2, element 2), przedbramie z nadbudowaną kaplicą (ryc. 1.2, element 1) oraz budynek wypełniający przestrzeń między nimi (Hadamik 2011). (W starszych publikacjach, np. Guerquin 1961, Rozpędowski 1967, Gliński, Hadamik 2002, łączono powstanie skarbcza z pierwszą fazą budowy zamku, do 1306 r.). Kolejny etap intensywnej rozbudowy zamku trwał od drugiej połowy XIV wieku. do pierwszej połowy wieku XVI. Powstała wówczas kuchnia na planie trójkąta, przylegająca od zachodu do budynku mieszkalnego (ryc. 1.2, element 5), wybudowano mury obwodowe przedzamcza (zamku dolnego) z czworoboczną wieżą (ryc. 1.2, element 10) (Gliński, Hadamik 2002; Hadamik 2011). Zabudowa zamku dolnego była drewniana i została zniszczona przez późniejsze pożary, kilkakrotnie nawiedzające twierdzę. Za panowania Władysława Jagiełły nadbudowano okrągłe wieże ceglą palcówką, co podniosło zarówno obronne jak i estetyczne walory twierdzy. W 1465 r. miał miejsce pierwszy wielki pożar zamku a w latach 1508 i 1554 kolejne. Sukcesywnie malało zainteresowanie królów stanem zamku, który pogorszył się na tyle, że zdecydowano o przeniesieniu archiwów starostwa do kościoła parafialnego. W drugiej połowie XVI w. wydrążono cysternę na wodę opadową o wymiarach 5 x 6 m i głębokości około 60 m (ryc. 1.2, element 11) i postawiono budynek przy furcie w SW narożniku przygródka (ryc. 1.2, element 12). W 1607 r. zamek zdobyli i spalili rokoszanie Zebrzydowskiego. Zamek górny został odbudowany, w stylu późnorenansowej rezydencji, przez starostę Stanisława Branickiego, który wybudował ponadto nową bramę z kurtyną czołową (ryc. 1.2, element 1a), budynek przy wieży środkowej (ryc. 1.2, element 8) i arkady pod ganki (ryc. 1.2, element 9). Syn Stanisława, Jan Klemens Branicki nie był zainteresowany kontynuacją prac przy zamku i przeniósł siedzibę starostwa do nowo wybudowanego pałacu w Podzamczu Chęcińskim. W latach 1655, 1702-1707 zamek padał łupem wojsk szwedzkich a w 1657 r. także żołnierzy Rakoczego. Od 1707 r. pozostaje w stanie trwałej ruiny.

### Literatura

- Alexandrowicz Z. 2006. Framework of European geosites in Poland. *Nature Conservation* 62 (5): 63-87.
- Czapczyńska D., Janczykowski J. 1985. Gotycki zamek w Chęcinach – próba rekonstrukcji. *Teka Komisji Urbanistyki i Architektury*, Odd. w Krakowie 19: 221-230.
- Czarnocki 1948. Przewodnik XX Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Górach Świętokrzyskich w 1947 r. *Roczn. Pol. Tow. Geol.* 17 (1947): 237-299.
- Czarnocki J. 1958. Marmury świętokrzyskie. *Prace Inst. Geol.*, 21. *Prace Geol.*, t. 5, z. 3, Warszawa: 100-116.
- Dębowska U. 2004. Wybrane problemy tektoniki i mineralizacji skał dewonu w zachodniej części antykliny chęcińskiej: Góra Miedzianka, Góry Świętokrzyskie. *Przegl. Geol.* 52, 9: 920-926.
- Fijałkowscy E. i J. 1973. Historia eksploatacji marmurów w Górach Świętokrzyskich. *Zesz. Przyrodn. Muz. Świętokrz.* 1, ss. 78.
- Fijałkowska A., Fijałkowska E. 1994. Surowce skalne użyte przy budowie średniowiecznych (XII?-XVw) zamków w regionie świętokrzyskim. W: Skoczylas J. (red.), *Użytkowanie surowców skalnych w początkach państwa polskiego*. Wyd. UAM Poznań: 9-35.
- Fijałkowska E., Fijałkowski J. 1973. Surowce skalne użyte przy budowie zamku chęcińskiego. *Zeszyty Przyrodn. Muz. Świętokrz. w Kielcach* 1, ss. 27.
- Filonowicz P. 1967. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Morawica. Wyd. Geol., Warszawa.
- Filonowicz P. 1968. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Morawica. Wyd. Geol., Warszawa.
- Filonowicz P. 1973a. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Kielce. Wyd. Geol. Warszawa.
- Filonowicz P. 1973b. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Kielce. Wyd. Geol. Warszawa, ss. 72.
- Filonowicz P., Lindner L. 1986. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Piekoszów. Wyd. Geol. Warszawa.
- Filonowicz P., Lindner L. 1986. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Piekoszów. Wyd. Geol. Warszawa.
- Gilewska S. 1972. Wyżyny Śląsko-Małopolskie. W: Klimaszewski A. (red.), *Geomorfologia Polski*, t. I Polska Południowa. Góry i Wyżyny. Wyd. PWN: 232-239.
- Gliński W., Hadamik C. 2002. Zamek królewski w Chęcinach – zarys problematyki badawczej i konserwatorskiej. *Próba periodyzacji funkcjonalno-przestrzennej obiektu*. W: Antoniewicz M. (red.), *Zamki i przestrzeń społeczna w Europie Środkowej i wschodniej*. Wyd. DiG, Warszawa: 378-389.
- Grzeleński W., 1908. Monografia Chęcin, Kielce.

- Guerquin B. 1963. Fazy rozwoju zamku w Chęcinach. W: Antoniewicz W., Biegański P. (red.), II Konf. nauk. Warszawie, 28 i 29.04.1961. Zespół Badań nad Polskim Średniowieczem Uniwersytetu Warszawskiego i Politechniki Warszawskiej. Referaty i dyskusje. Warszawa: 71-73.
- Guerquin B., 1964. Zamek w Chęcinach. W: Antoniewicz W., Biegański P. (red.), III Konf. nauk. w Warszawie, 13 i 14.04.1962. Zespół Badań nad Polskim Średniowieczem Uniwersytetu Warszawskiego i Politechniki Warszawskiej. Referaty i dyskusje. Warszawa: 122-123.
- Głazek J., Kutek J. 1976. Postwaryscyjski rozwój tektoniczny obszaru świętokrzyskiego. W: Pożaryski W., Głazek J. (red.), Przew. 48 Zjazdu Pol. Tow. Geol., Starachowice 24-26.09.1976. Wyd. Geol., Warszawa: 14-51.
- Hadamik C. 2011. Najstarszy zamek w Chęcinach. Czasopismo Techniczne. Architektura 108, 23/7-A: 299-313.
- Hajdukiewicz M., Romanyshyn I. 2017. An accuracy assessment of spot heights on digital elevation model (DEM) derived from ALS survey: case study of Łysica massif. Structure and Environment 9, 2: 125-132.
- Hakenberg M. 1973. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Chęciny. Wyd. Geol. Warszawa.
- Hakenberg M. 1974. Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Chęciny. Wyd. Geol. Warszawa, ss. 86.
- Kalina D. 2000. Starościńska rezydencja w Podzamczu Chęcińskim. W: Bracha K., Wiech S. (red.), Między Wisłą a Pilicą. Studia i materiały historyczne, t. 1: 134-135.
- Kalina D. 2009. Dzieje Chęcin. Chęciny.
- Kaźmierczak J. 1971a. Punkt 1 – kamieniołom na Górze Zamkowej. W: Przew. 43 Zjazdu Pol. Tow. Geol., Kraków 12-14.09.1971. Wyd. Geol. Warszawa: 26-29.
- Kondracki J. 2000. Geografia regionalna Polski. Wydanie 2 poprawione, Wyd. PWN, Warszawa, ss. 441.
- Konon A. 2008. Regionalizacja tektoniczna Polski – Góry Świętokrzyskie i regiony przyległe. Przegl. Geol. 56, 10: 921-926.
- Kotański Z. 1959. Przewodnik geologiczny po Górach Świętokrzyskich. T. 1. Wyd. Geol. Warszawa, ss. 204.
- Kotański Z. 1968. Z plecakiem i młotkiem w Góry Świętokrzyskie. Przewodnik dla turystów. Wyd. Geol. Warszawa, ss. 225.
- Kowalczewski Z., Kowalski B. 2000. Zarys budowy geologicznej. W: Cieśliński S., Kowalkowski A. (red.), Monografia Świętokrzyskiego Parku Narodowego. Wyd. SPN, Bodzentyn-Kraków: 51-100.
- Kowalski B. 1988. Warunki powstania i rozwój przełomowego odcinka doliny Lubrzanki przez główne pasmo Gór Świętokrzyskich w trzeciorzędzie. Przegl. Geogr. 60, 3: 329-351.
- Kowalski B. 1995. Wpływ młodych ruchów tektonicznych na odkształcenia paleogeńskiej powierzchni zrównania w Górach Świętokrzyskich. W: Mat. II Zjazdu Geomorfologów Polskich w Sosnowcu. Wyd. Uniw. Śląskiego, Sosnowiec: 39-41.
- Kowalski B. J. 2000a. Rzeźba. W: Cieśliński S., Kowalkowski A. (red.), Monografia Świętokrzyskiego Parku Narodowego. Wyd. SPN Bodzentyn-Kraków: 107-128.
- Kowalski B. J. 2000b. Stanowisko 1. Kraiński Grzbiet. Morfogeneza i warunki rozwoju rzeźby paleozoicznego trzonu Gór Świętokrzyskich w neogenie. W: Jaśkowski B., Sołtysik R. (red.), „Geologia i geomorfologia Gór Świętokrzyskich – kontrowersje i nowe spojrzenie”. Konf. Nauk., Wólka Milanowska 16-19.05.2000. WSP w Kielcach, Kielce: 61-69.
- Kowalski B. 2002. Geneza układu sieci rzecznej w Górach Świętokrzyskich. Prace Inst. Geogr. Akad. Świętokrz., 7: 315-351.
- Krysiak Z. 2000. Tectonic evolution of the Carpathian Foredeep and its influence on Miocene sedimentation. Geol. Quarterly, 44, 2: 137-156.
- Lencewicz S. 1934. Le massif hercynien des Łysogóry (Ste Croix) et ses enveloppes. W: Congr.Intern. de Géogr., Varsovie 1934, Excursion B 31, Warszawa, ss. 50.
- Lencewicz S. 1957. Hercyński masyw Gór Świętokrzyskich i jego pokrywy. W: Pisma wybrane z geografii fizycznej Polski. PWN, Warszawa: 157-188.
- Migaszewski Z., Hałas S., Durakiewicz T. 1996. Wiek i geneza mineralizacji kalcytowej w Górach Świętokrzyskich w świetle badań litologiczno-petrograficznych i izotopowych. Przegl. Geol. 44, 3: 275-281.
- Mizerski W. 2004. Holy Cross Mountains in the Caledonian, Variscan and Alpine cycles – major problems, open questions. Przegl. Geol. 52, 8/2: 775-779.
- Narkiewicz M. 1991. Mesogenic dolomitization in the Givetian to Frasnian of the Holy Cross Mts. Prace Państw. Inst. Geol., 82, ss. 54.
- Narkiewicz M., Racki G., Skompski S., Szulczewski M. 2006. Zapis procesów i zdarzeń w dewonie i karbonie Gór Świętokrzyskich. W: Skompski S., Żylińska A. (red.), Procesy i zdarzenia w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich. 77 Zjazd Nauk. Pol. Tow. Geol., Ameliówka k. Kielc, Warszawa: 51-77.
- Narkiewicz M., Racki G., Wrzolek T. 1990. Litostratygrafia dewońskiej serii stromatoporoidowo-koralowcowej w Górach Świętokrzyskich. Kwart. Geol. 34,3: 433-455.
- Ołędzki J. 1976. Wpływ zróżnicowania budowy geologicznej na rzeźbę w Górach Świętokrzyskich. Prace i Studia Inst. Geogr. Uniw. Warsz. 17., Geografia Fizyczna 6: 1-66.

- Pabian G., Biernat T. 2011. Inwentaryzacja wybranych obiektów geologiczno-górnich gminy Sitkówka-Nowiny w aspekcie ich geoturystycznego udostępnienia. *Probl. Ekologii Krajobr.* 29: 97-106.
- Paulewicz M. 1992. Chęcińskie górnictwo kruszcowe (XIV do poł. XVII wieku). Kiel. Tow. Nauk., Kielce, ss. 155.
- Poros M. 2011. Skały formacji dolomitów i wapieni stromatoporoidowo-koralowcowych z Kowali jako główny element georóżnorodności i narzędzie edukacji geologicznej na obszarze projektowanego Geoparku Chęcińsko-Kieleckiego. W: Trela W., Salwa S., Fijałkowska-Mader A. (red.), VI Świętokrz. Spotkania Geol.-Geomorf., Ameliówka k. Kielc 17-18.05.2011 „Rekonstrukcje środowisk depozycyjnych na podstawie badań sedimentologicznych, geochemicznych i stratygraficznych”. *Mat. konf. Państw. Inst. Geol.-PIB, Oddział Świętokrz.* Kielce: 93-98.
- Požaryski W. 1974. Obszar świętokrzysko-lubelski. W: Budowa geologiczna Polski, t. 4, Tektonika, cz. 1. Niż Polski. Wyd. Geol., Warszawa: 314-362.
- Racki G. 1993. Evolution of the bank to reef complex in the Devonian of the Holy Cross Mts. *Acta Palaeont. Pol.* 37, 2-4: 87-182.
- Radłowska C. 1967. Charakterystyka geomorfologiczna Gór Świętokrzyskich. *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich* 4 (17): 51-77.
- Rubinowski Z. 1971. Rudy metali żelaznych w Górach Świętokrzyskich i ich pozycja metalogeniczna. *Biul. Inst. Geol.* 241, ss. 166.
- Rubinowski Z. 1976. O ochronę środowiska przyrodniczego obszaru chęcińsko-małopolskiego w Górach Świętokrzyskich. *Prace Muz. Ziemi*, 25: 119-131.
- Rubinowski Z. 1981. Rudy metali na obszarze chęcińskim. W: Żakowa H. (red.), *Przew. 53 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, Kielce 6-8.09.1981. Wyd. Geol. Warszawa: 183-188.
- Rubinowski Z., Wójcik Z. 1978. Odslonięcia geologiczne Kielc i okolic oraz problemy ich ochrony i zagospodarowania. *Prace Muz. Ziemi*, 29: 95-121.
- Sala S. 2011. Rzeźba krawędziowa Pasma Przedborskiego. W: Zieliński A. (red.), *Znane fakty – nowe interpretacje w geologii i Geomorfologii*. Univ. J. Kochanowskiego, Kielce: 65-78.
- Skompski S., Żylińska A., red. 2015. The Holy Cross Mountains – 25 journeys through earth history. Univ. of Warsaw, Warszawa.
- Slaymaker O. 2004. Mountain geomorphology. W: Goudie A.S. (red.), *Encyclopedia of Geomorphology*, v. 2. J-Z. Routledge, Taylor&Francis Group, London: 701-703.
- 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 S., Ziaja W. 2018. Physico-geographical mesoregions of Poland: verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data. *Geographica Polonica* 91, 2: 143-170.
- Stupnicka E. 1972. Tektonika południowo-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Biul. Geol. Wydz. Geol. Univ. Warsz.* 14: 21-103.
- Szulczewski M. 1995. Depositional evolution of the Holy Cross Mts. (Poland) in the Devonian and Carboniferous. *Geol. Quarterly* 39, 4: 471-488.
- Tomczyk H. 1974. Góry Świętokrzyskie. W: Budowa geologiczna Polski, t. 4, Tektonika, cz. 1. Niż Polski. Wyd. Geol., Warszawa: 128-197.
- Urban J. 1990. Ochrona obiektów przyrody nieożywionej w Krainie Gór Świętokrzyskich. *Roczn. Święt. Kiel. Tow. Nauk.* 17: 47-79.
- Urban J. 2010. Dziedzictwo geologiczne. W: Świercz A. (red.), *Monografia Chęcińsko-Kieleckiego Parku Krajobrazowego*. Univ. Humanistyczno-Przyrodniczy J. Kochanowskiego w Kielcach. Kielce: 30-72.
- Urban J. 2012. Dziedzictwo geologiczne. W: Świercz A. (red.) *Monografia Nadnidziańskiego Parku Krajobrazowego*. Univ. J. Kochanowskiego w Kielcach, Kielce: 35-81.
- Urban J. 2014. Cechy rzeźby strukturalnej Gór Świętokrzyskich oraz południowo-wschodniej części Niecki Nidziańskiej. *Przegl. Geol.* 62, 1: 44-50.
- Urban J., Gągół J. 1994. Kamienie budowlane regionu świętokrzyskiego i tradycje ich eksploatacji. W: Szajn J., Rubinowski Z., Gągół J. (red.), *Konf.: „Surowce kamienne regionu świętokrzyskiego”*, Kielce 17-19.10.1994. Państw. Inst. Geol., Kielce: 7-26.
- Urban J., Gągół J. 2008. Geological heritage of the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mountains (Central Poland). *Przegl. Geol.* 56, 8/1: 618-628.
- Urban J., Kasza A. 2010. Jaskinie i stanowiska krasowe. W: Świercz A. (red.), *Monografia Chęcińsko-Kieleckiego Parku Krajobrazowego*. Univ. Humanistyczno-Przyrodniczy J. Kochanowskiego w Kielcach. Kielce: 73-92.
- Urban J., Wróblewski T. 2004. Chęciny-Kielce Landscape Park – an example of officially not proclaimed geopark. *Pol. Geol. Inst. Special Papers* 13: 131-136.

- Wójcik Z. 1997. Studia z dziejów rozpoznania bogactw mineralnych regionu świętokrzyskiego. Tow. Przyj. Górn., Hutn. i Przem. Staropolskiego, Kielce, ss. 211.
- Wróblewski T. 1976. Rzeźba Gór Świętokrzyskich. Roczn. Świętokrz. Kiel. Tow. Nauk. 5: 9-22.
- Wróblewski T. 1979. Problematyka pozostałości chęcińskiego górnictwa kruszcowego w świetle konserwatorskiej ochrony przyrody i turystycznego zagospodarowania. Studia Kieleckie 1/21: 67-79.
- Wróblewski T. 2000. Ochrona georóżnorodności w regionie świętokrzyskim. Państw. Inst. Geol., Warszawa, ss. 88.
- Złonkiewicz Z. 1994. Budowa geologiczna i zjawiska krasowe na Górze Milechowskiej koło Małogoszcza w Górach Świętokrzyskich. Przegl. Geol. 7: 553-557.
- Złonkiewicz Z. 2009. Profil keloweju i górnej jury w niecce Nidy. Przegl. Geol. 57, 6: 521-530.



**Piątek 27.09.2019**

**Uwarunkowania strukturalne, tektoniczne oraz litologiczne rozwoju dolin i grzbietów obszaru trzonu paleozoicznego, a także ewolucji skałek piaskowcowych północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich**

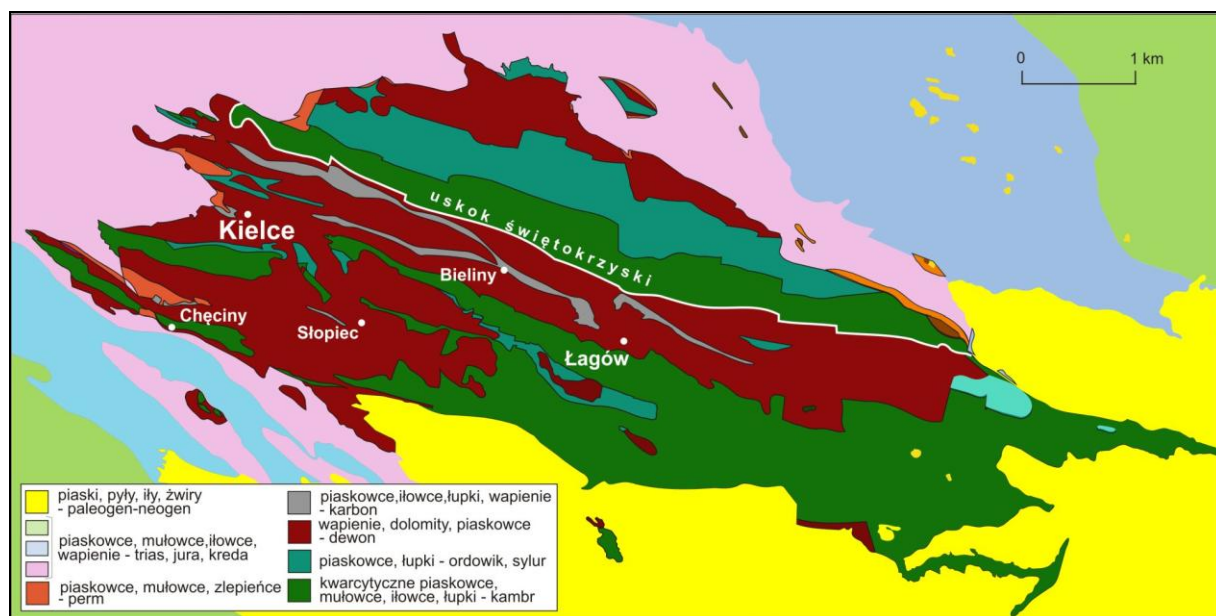
**Trasa: Chęciny – Krajno (Przełęcz Krajeńska) – Podlysica – Ruda – Skalki pod Adamowem – Skalki Piekło pod Nieklaniem – Piekielko Szkuckie – Chęciny**

**Stanowisko 2.1. Krajno, Przełęcz Krajeńska: Uwarunkowania strukturalne rozwoju dolin rzecznych w południowej części trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich**

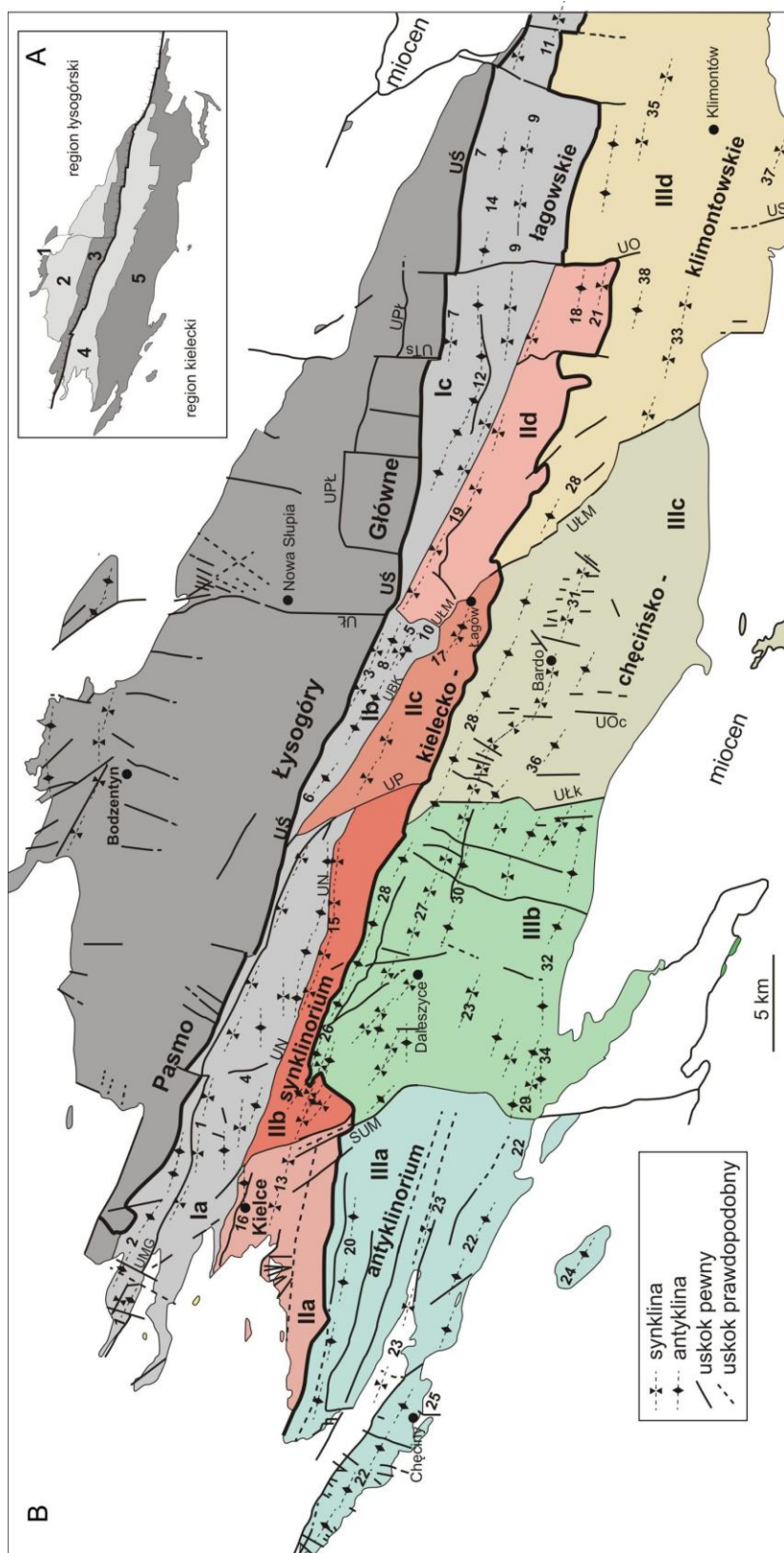
*Małgorzata Ludwikowska-Kędzia*

Za „początkowy” moment inicjujący ewolucję rzeźby (w tym rzeźby fluwialnej) zróżnicowanego litologicznie trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich (ryc. 2.1), o strukturze fałdowo-blokowej (ryc. 2.2), z odziedziczoną częściowo rzeźbą strukturalną (Kowalczewski 1963), można przyjąć jego wypiętrzanie spod pokrywy osadów mezozoicznych, warunkowane aktywnością tektoniczną w okresie orogenezy alpejskiej (Piwocki i in. 2004; Peryt 2015).

Pierwsze poglądy na temat układu sieci hydrograficznej, jak podaje Radłowska (1967, str. 542) sprecyzował Lencewicz (1934), którego zdaniem jest ona „epigenetycznym dziedzictwem po odśrodkowych rzekach konsekwentnych, płynących dawniej po pokrywie osadowej masywu w kształcie wydłużonej kopuły; niektóre młodsze rysy subsekwentne powstały na peryferiach masywu”. Kopułę stanowiły utwory jurajskie i kredowe o znaczącej miąższości (Głazek, Kutek 1976), które łączono z istnieniem (aż po mastrycht) depocentrum w osiowej części bruzdy duńsko-polskiej. Nowsze badania wykazały, że już „od turonu obszar dzisiejszych Gór Świętokrzyskich, pozbawiony utworów kredowych, nie stanowił ani strukturalnie ani paleogeograficznie homogenicznego fragmentu bruzdy duńsko-polskiej. Już w środkowym-późnym turonie NE część obszaru była wyniesiona; w tym samym czasie SW część (dzisiejsza Niecka Nidziańska) podlegała dalszej subsydencji” (Walaśczyk, Remin 2015, str 47).



Ryc. 2.1. Szkic litologiczny trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich wraz z obrzeżeniem permsko-mezozoicznym (na podstawie: Fijałkowska, Fijałkowski 1965; Orłowski 1975; Wróblewski 2000)



Ryc. 2.2. Szkic tektoniczny trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich (wg Konon 2008). Synkliny: 1. miedzianogórska, 3. Bartoszowin, 5. Płucek, 7. żernicko-karwowska, 9. sobiekurowsko-grocholicka, 11. Międzygórze, 13. kielecka, 15. Radlina, 17. łagowska, 19. piotrowska, 21. Ujazdu, 23. gałęzicko-bolechowska, 25. Rzepki, 27. Daleszyc, 29. łabędziowska, 31. bardziańska, 33. wygiełzowska, 35. berańska, 37. Nawodziec. Antykliny: 2. bukowska, 4. niewachłowska, 6. bielińska, 8. małacentowska, 10. Płucek, 12. Baćkowice, 14. Ublinka, 16. kielecka, 18. Kabzy, 20. dymińska, 22. chęcińska, 24. Zbrzy, 26. niestachowska, 28. Orłowin, 30. Daleszyc, 32. komórkowska, 34. łabędziowska, 36. Ociesek, 38. Radwana, 40. Łownicy. Główne uskoki (U): Ś – świętokrzyski, Ł – łysogórski, NŁ – północnołysogórski, Ps – psarski, MG – miedzianogórski, N – niewachłowski, P – Porąbek, BK – Bielin Kapitulnych, Pł – Płucek, Ja – Janczyce, MS – Mójczy, B – Brzechowa, Łk – Łukawek, Ł-M – Łagowa-Michałowa, W – Wszachowa, D – Daleszyc, O – Oziębłowa, Op – Opatowa, S – Samotni

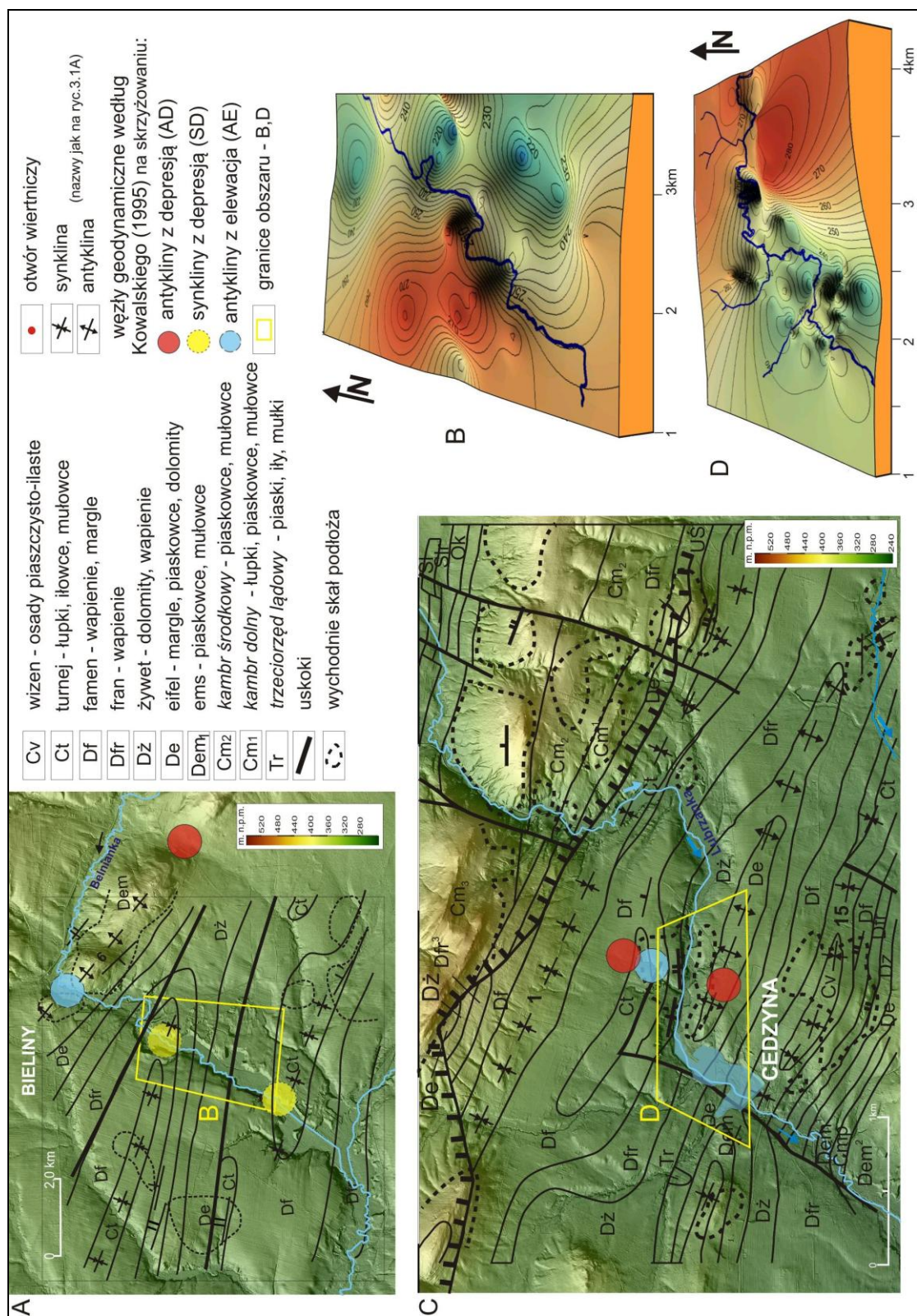
Wyniesienie trzonu paleozoicznego i w efekcie uprzątnięcie osadów mezozoicznych zainicjowało w jego obrębie rozwój procesów erozyjno-denudacyjnych, w tym wymusiło częściowo przystosowanie rzek do jego budowy (Lencewicz 1934). Według Dyjora (1987, str. 544) podstawową bazą erozyjną dla południowego skłonu Gór Świętokrzyskich było morze miocenne i w tym kierunku spływały większe rzeki. Wybrzeże morza miało charakter wybrzeża dalmatyńskiego (Radwański 1969, 1973), gdzie pasma wzniesień gór i obniżen, były zalane albo zalewane okresowo

wodami mórz. Ten system wydłużonych wysp i półwyspów ułożony równolegle do wybrzeża był połączony cieśninami. W sytuacji regresji morza, pasma wzniesień stanowiły naturalne bariery dla przenikania wód słonych w głąb lądu, dla sedimentacji osadów (por. Szymanko, Wójcik 1982). Z kolei obniżenia pomiędzy nimi stwarzały dogodne warunki do przekształcania i/lub tworzenia słodkowodnych, płytkich jezior w strefie bliskiej lądowi, które stawały się odbiorcami materiału znoszonego przez rzeki i/lub były zasilane wodami pochodzącymi z kanałów podziemnego drenażu. Klimaszewski (1958) sugeruje, że ówczesne rzeki południowego stoku Gór Świętokrzyskich miały większe spadki niż północne, stąd erozyjna działalność prowadziła do zmian przebiegu działów wodnych, a tym samym sprzyjała kaptazom. Z kolei w regionie łysogórskim, w północnej części trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich, niektóre z dolin w efekcie intensywnych procesów krasowych traciły w tym czasie poważniejszą rolę hydrograficzną – stały się bezwodne lub całkowicie zostały zagrzebane (Kosmowska-Sufczyńska 1998).

Szczegółne miejsce w literaturze regionalnej zajmuje zagadnienie przełomowych odcinków dolin rzek w Górach Świętokrzyskich, jednak największe zainteresowanie i dyskusję budził od lat przełomowy odcinek rzeki Lubrzanki przez pasmo główne Gór Świętokrzyskich (Gürich 1896; Siemieradzki 1903-1909; Sobolew 1911; Lencewicz 1913, 1914, 1934; Kotański 1959; Łyczewska 1971; Gózdź 1975). Kowalski (1988a,b, 1990) nie tylko podsumował dotychczasowe poglądy istniejące w literaturze regionalnej, a dotyczące głównie genezy przełomu, ale analizując szczegółowo jego założenia strukturalne jak i pokrywę osadów czwartorzędowych, odtworzył przebieg paleogeńsko-neogeńskiego oraz czwartorzędowego etapu rozwoju odcinka przełomowego Lubrzanki. Wykazał jego epigenetyczno-antecedentno-transfluencyjną genezę.

Ludwikowska-Kędzia (2000), w opracowaniu późnoglacialnego i holocenckiego etapu rozwoju doliny Belnianki, zwraca uwagę na istotną rolę przestrzennego układu elementów morfostrukturalnych trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich (tj. przemiennej struktury paleoobniżień i pasm wzniesień) w funkcjonowaniu procesów fluwialnych, w rozmieszczeniu stref akumulacji i erozji w profilu podłużnym rzeki. Lokalnym strefom wypływu skał podłoża w dnie doliny przypisuje rolę lokalnych baz erozyjnych, które kontrolują głębokość erozji w profilu podłużnym rzeki, niezależnie od podstawowej bazy erozyjnej.

Kowalski (1995, 2002, tam literatura) wraz z Jańskim (1999) i Sołtysikiem (2002) wykazali w licznych pracach rolę czynnika neotektonicznego w rzeźbie obszaru, a przede wszystkim w kenozoicznej genezie i transformacji sieci rzecznej i dolinnej paleozoicznego trzonu Gór Świętokrzyskich. W syntezie swoich badań Kowalski (2002, str. 342) stwierdza, że „Obecny układ rzek na podłożu paleozoicznym w Górach Świętokrzyskich ma w przewadze rodowód epigenetyczny, jest najstarszym elementem krajobrazowym tego regionu, przeniesionym w procesie epigenezy z mezozoicznego podłoża strukturalnego i nałożonym niezgodnie – poprzecznie i skośnie – na paleozoiczną treść litostrukturalną. Rzeźba strukturalna, odzwierciedlająca w wysokościach względnych różnice litologiczne podłoża, a w kierunkach orograficznych – paleozoiczne kierunki tektoniczne (WNW-ESE), jest tutaj młodsza od konsekwentnej sieci rzecznej (pierwotnej, a obecnie poprzecznej do struktur paleozoicznych) i nie ma z nią bezpośredniego związku genetycznego. Rzeźba ta powstała wyłącznie w głównych jednostkach strukturalnych – grzędach tektoniczno-morfologicznych, wyniesionych neotektonicznie – bez zaangażowania erozyjnego rzek za sprawą denudacji selektywnej odsłoniętych w paleogeńskiej powierzchni zrównania różnych odpornościowo skał.” Szczególne istotne zdaniem Kowalskiego (1995, 2002) są odkształcenia sieci rzecznej w strefach węzłów geodynamicznych, np. w strefach o wyraźnych tendencjach obniżających (węzeł SD) (ryc. 2.3A,C), tworzyły się depresje strukturalne, do których były ściągane dopływy rzek tworząc lokalne układy dośrodkowe. Natomiast w strefie węzła geodynamicznego typu AE (ryc. 2.3A,C), ruchy pionowe prowadziły do powstawania przeszkód strukturalno-morfologicznych na drodze rzek, które były przez nie omijane, zmieniając przy tym układ z poprzecznego na podłużny lub skośny względem struktur podłoża. Kowalski (2002) w młodej aktywności tektonicznej upatruje nie tylko przyczynę zmian w przebiegu rzek, ale także w regionalnej i czasowej zmienności destrukcji podłoża przez procesy fluwialne i denudacyjne oraz akumulacji osadów.



Ryc. 2.3. Wizualizacja rzeźby podłoża podczwartorzędowego w rejonie Czaplów i Cedzyna w Dolinie Kielecko-Łagowskiej (Ludwikowska-Kędzia 2018); lokalizacja obszarów Czaplów (A) i Cedzyna (C) na tle NMT i szkicu geologicznego (na podstawie Filonowicz 1962, 1969, 1980) oraz rzeźba podłoża podczwartorzędowego w rejonie Czaplów (na podstawie: Wągrowski 1976 (B) i w rejonie Cedzyna (na podstawie: Kyzioł, Grad 1967) (D)

Przedstawiony powyżej zarys historii kształtowania poglądów w zakresie strukturalnych uwarunkowań przebiegu ewolucji dolin rzecznych trzonu paleozoicznego południowej części Gór Świętokrzyskich skłania do zwrócenia uwagi na kilka aspektów dotychczasowych interpretacji istotności tych uwarunkowań w morfogenezie dolin rzecznych obszaru, wartych uwzględnienia w prowadzeniu przyszłych badań:

1. W rozważaniach dotyczących reakcji regionalnego systemu fluwialnego rzek południowych skłonów Gór Świętokrzyskich na zmiany poziomu morza miocenijskiego (etap paleogeńsko-neogeński morfogenezy obszaru), należy uwzględnić fakt, że wraz z odległością od morza maleje wpływ zmian jego poziomu na spadek doliny i pracę rzeki (w postaci reakcji: akumulacja-erozja), ogranicza się do najniższych części jego profilu. Natomiast ku górze systemu rzecznoego, wzrasta rola tektoniki i klimatu (np. Shanley, McCabe 1994, Hoolbrook i in. 2006, Strong, Paola 2008). Podejście to wymaga modyfikacji w przypadku rzek świętokrzyskich, m.in. ze względu na funkcjonowanie lokalnych baz erozyjnych, jakimi są (i były) wychodnie skał podłoża w dnach dolin, często elementy kopalnej rzeźby krasowej zamaskowanej osadami (Ludwikowska-Kędzia 2000, 2016) oraz istnienie i układ przestrzenny domen litologiczno-morfostrukturalnych w południowej części trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich (Ludwikowska-Kędzia 2018).
2. Kopalna rzeźba krasowa (np. polja, leje, uwały) w podłożu podczwartorzędowym w dnie Doliny Kielecko-Łagowskiej i kotliny Słopca (ryc. 2.3B,D) (Ludwikowska-Kędzia 2000, 2016, 2018) utrudnia rozpoznanie układu i rozmieszczenia kopalnych dolin rzecznych, a tym samym określenia ich stosunku względem dolin rzek czytelnych we współczesnej rzeźbie. Kopalna dolina rzeczna to „znacznej długości odcinki doliny rzecznej, pogrzebanej, z zachowaną nie zmienioną lub mało zmienioną postacią (ale jeśli zmienioną, to nigdy nie na tyle, aby nie była zachowana hipsometria i spadek pierwotnej formy rynną całkowicie lub co najmniej częściowo erozyjnej), zawsze wyraźnie spełniające funkcje odpływu wód z dorzecza. Jeśli warunki takie nie mogą być spełnione, to nie powinno się mówić o dolinach kopalnych. Można tylko mówić o pogrzebanych, z reguły przemieszczonych ze swego pierwotnego położenia, aluwiach kopalnych” (Falkowski, Kowalski 1987, str. 103). Należy więc z dużą ostrożnością podchodzić do interpretacji paleośrodowiskowej kopalnych osadów rozpoznanych punktowo, w odsłonięciach lub otworach wierceń, szczególnie w przypadku poligenicznej i polichronicznej pokrywy osadów czwartorzędowych w Górach Świętokrzyskich. Sugerując się jedynie współcześnie czytelnym zasięgiem elementów rzeźby fluwialnej, można przypisać rzeczny genetyczny osadom, których faktyczne pochodzenie jest związane z funkcjonowaniem innych genetycznych procesów, w odmiennym niż fluwialne środowisku sedymentacyjnym (np. glacialnym, denudacyjnym, eolicznym, krasowym).
3. Obecność w dnach obniżzeń strukturalnych południowej części Gór Świętokrzyskich stref predysponowanych budową geologiczną do rozwoju rzeźby krasowej (kras kontaktowy, *stripe karst*, fluwiokras) (ryc. 2.3B,D) wydaje się mieć dodatkowe konsekwencje w rozważaniach dotyczących uwarunkowań rozwoju dolin rzecznych. Przedstawiona przez Kowalskiego (1995, 2002) koncepcja odkształceń sieci rzecznej w węzłach geodynamicznych w Dolinie Kielecko-Łagowskiej nie musi być wiązana wyłącznie z uwarunkowaniami tektonicznymi (mobilnością tektoniczną). Nie kwestionując istotności mobilności tektonicznej w zmianach układu rzek, wydaje się słuszne uznanie ważności pozostałych uwarunkowań wynikających z budowy geologicznej – zróżnicowania litologicznego i strukturalnego. Na przykład koncentrację dopływów rzek tworzących układy dośrodkowe można wiązać z refrokrasem, do rozwoju którego są predysponowane, litologicznie jak i strukturalnie, liczne fragmenty dolin rzecznych w Dolinie Kielecko-Łagowskiej. Należy jednak podkreślić, że zróżnicowana budowa geologiczna obszaru, choć jest podstawowym tłem rozważań dla rozwoju dolin rzecznych w południowej części trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich, na każdym etapie jego morfogenezy, to jednak jest tylko jednym z uwarunkowań funkcjonowania procesów fluwialnych, współdziałającym w zespole z poligeniczną i polichroniczną rzeźbą, zmiennymi warunkami klimatycznymi i środowiskowymi oraz czasem.

## **Stanowisko 2.2. Podlysica: uwarunkowania rozwoju i cechy rzeźby Doliny (Padolu) Kielecko-Łagowskiej – neotektoniczne aspekty rozwoju rzeźby, kras pasowy w dolinie górnej Belnianki**

*Małgorzata Ludwikowska-Kędzia, Grzegorz Walek*

### Wprowadzenie

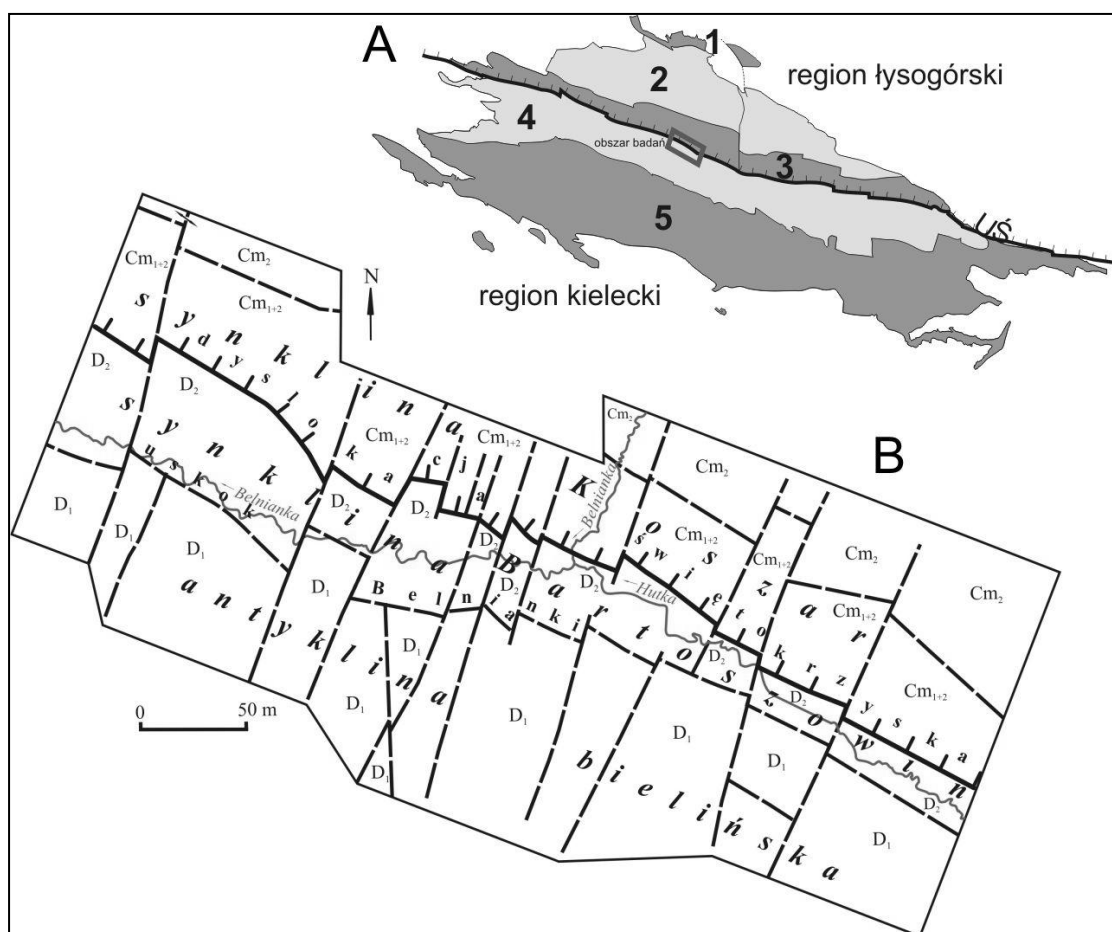
W literaturze regionalnej z końca XX i początku XXI wieku jednym z głównych kierunków prowadzonych badań w ośrodku kieleckim było ustalenie roli i przejawów aktywności neotektonicznej w formowaniu rzeźby na najmłodszym etapie morfogenezy Gór Świętokrzyskich (np. Kowalski 1993, 1995, 2002 tam literatura; Jaśkowski 1999; Sołtysik 2002; Gruszczyński i in. 2004). Nie kwestionuje się jej istnienia w Górach Świętokrzyskich, ale podkreśla słabość udokumentowania jej przejawów (Zuchiewicz i in. 2007; Urban 2014). Dlatego też podjęto próbę udokumentowania aktywności neotektonicznej w Górach Świętokrzyskich na podstawie badań, których metodologia opiera się współcześnie na analizach numerycznych modeli terenu (NMT) z wykorzystaniem metod i narzędzi dostępnych w środowisku systemów informacji geograficznej (GIS). Mają one także na celu weryfikację skuteczności zastosowanej metodyki badań (Chabudziński, Brzezińska-Wójcik 2013) na obszarze o tak złożonej i skomplikowanej budowie geologicznej jaką reprezentują Góry Świętokrzyskie. Do pilotażowych badań wybrano obszar doliny górnej Belnianki. Jej lokalizacja na granicy głównych regionów i jednostek tektonicznych trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich, predysponuje ten obszar do badań przejawów mobilności tektonicznej.

### Budowa geologiczna i rzeźba obniżenia górnej Belnianki-Hutki

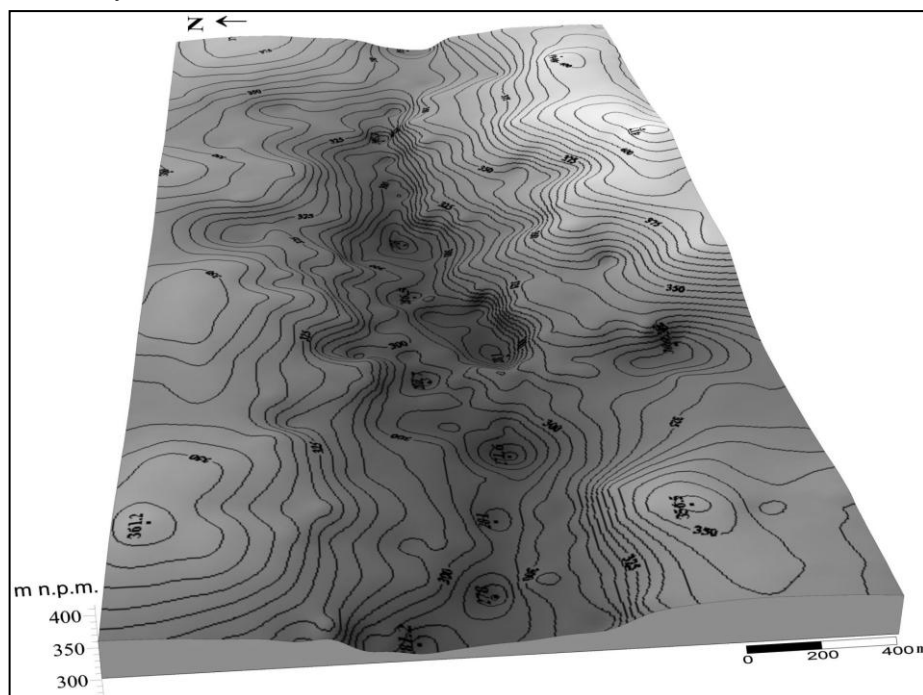
Dolina górnej Belnianki jest położona w marginalnej strefie Doliny Kielecko-Łagowskiej, pomiędzy Pasmem Łysogórskim a Bielińskim w strefie kontaktu jednostek dwóch regionów tektonicznych trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich: łysogórskiego i kieleckiego (odpowiednio łysogórskiej i kieleckiej strefy fałdów wg Konona, 2008), tj. antykliny łysogórskiej z synklinorium kielecko-łagowskim (Znosko 1952), wzdłuż uskoku świętokrzyskiego (ryc. 2.4A). Podłoże podczwartorzędowe budują (a) skały klastyczne kambru, oddziału 3. (łupki, iły, piaskowce, szarogłazy i iłowce) i dewonu dolnego, emsu (piaskowce, przeważnie kwarcytowe, z wkładkami iłowców, mułowców, łupków i zlepieńców) oraz (b) skały węglanowe dewonu środkowego, eiflu lub żywetu (dolomity krystaliczne oraz wapienie) (ryc. 2.4B) (Ruśkiewicz 1960; Filonowicz 1962, 1963, 1974, 1980; Walczowski 1964; Tracz 1985; Sołtysik 1988; Romanek, Złonkiewicz 1992).

Skały kompleksu klastycznego kambru biorą udział w budowie antykliny łysogórskiej i synkliny Koszar, dewonu dolnego – w budowie antykliny bielińskiej, natomiast kompleks węglanowy dewonu środkowego tworzy jądro synkliny Bartoszowin (ryc. 2.4). Kontakt synkliny Bartoszowin z sąsiednimi fałdami jest tektoniczny – wzdłuż uskoku świętokrzyskiego i uskoku Belnianki, a ich zrzutowy charakter nadaje obszarowi cechy rowu tektonicznego (Tracz 1985, 1989). Osady czwartorzędowe wypełniające ten rów są reprezentowane przez poligeniczny i polichroniczny kompleks osadów: pyłów (lessów), piasków i żwirów, gruboklastycznych zwietrzelin skał podłoża oraz diamiktonów formowanych w środowisku peryglacjalnym (np. Klatka 1962, Filonowicz 1962, 1974, 1980; Ludwikowska-Kędzia 2007; Ludwikowska-Kędzia, Olszak 2009; Pawelec, Ludwikowska-Kędzia 2016).

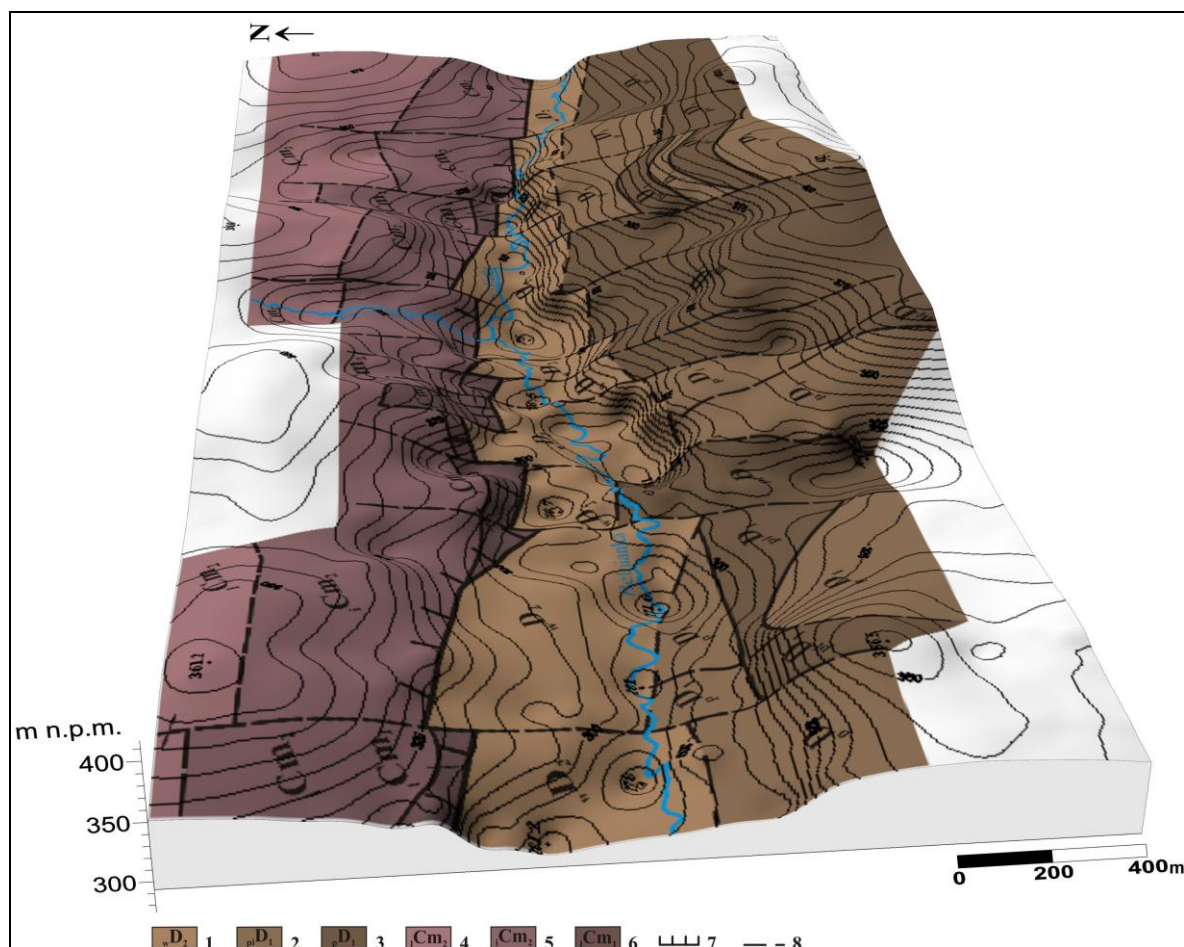
Dolina górnej Belnianki jest usytuowana w osi wymienionego rowu tektonicznego, w strefie najbardziej zróżnicowanej rzeźby podłoża, warunkowanej występowaniem skał węglanowych (ryc. 2.5 oraz 2.6) (Wiatrak 2011). Powstanie tej rzeźby należy wiązać z warunkami sprzyjającymi rozwojowi fluwiokrasu, krasu kontaktowego, pasowego (*stripe karst*) (por. Gams 2001, Lauritzen 2001, Ford, Williams 2007), ale prawdopodobnie także warunkami tektonicznymi, na co wskazuje obecność zniszczonego progu tektonicznego ograniczającego dolinę od północy (ryc. 2.7).



Ryc. 2.4.. Jednostki tektoniczne trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich (A) oraz szkic tektoniczny rejonu Bieliny Poduchowne – Huta Stara Koszary wg Tracza (1985, 1989) i Kowalczewskiego (1986) (za Wiatrak 2011) (B). Objaśnienia oznaczeń literowych – A: 1. Antyklina bronkowicko-wydrzyszowska, 2. synklina bodzentyńska, 3. antyklina łysogórska, 4. synklinorium kielecko-łagowskie, 5. antyklinalorium chęcińsko-klimontowskie; B: D<sub>2</sub> – dewon środkowy, D<sub>1</sub> – dewon dolny, Cm<sub>2</sub> – kambr środkowy, Cm<sub>1+2</sub> – kambr dolny i środkowy



Ryc. 2.5. Model 3D ukształtowania powierzchni stropu paleozoiku w rejonie Bieliny Poduchowne – Huta Stara Koszary. Współrzędna z (wysokość powierzchni stropu paleozoiku w metrach nad poziomem morza) obliczona na podstawie badań geofizycznych wykonanych przez Tracza (1985, 1989) (wg Wiatrak 2011)



Ryc. 2.6. Mapa kompleksów litologiczno-stratygraficznych podłoża paleozoicznego (wg Tracza 1985, 1989) połączona z modelem 3D ukształtowania powierzchni stropu paleozoiku w rejonie Bieliny Poduchowne–Huta Stara Koszary. Współrzędna z (wysokość powierzchni stropu paleozoiku w metrach nad poziomem morza) obliczona na podstawie badań geofizycznych wykonanych przez Tracza (1985, 1989) (wg Wiatrak 2011). Objasnienia oznaczeń: 1 – wapień, dolomity, możliwe przewarstwienia margli (dewon środkowy), 2 – piaskowce z nielicznymi przewarstwieniami iłowców, mułowców, łupków (dewon dolny), 3 – piaskowce, iłowce, mułowce naprzemianległe (dewon dolny), 4 – łupki, iły, piaskowce, szarogłazy (kambr środkowy), 5 – iły, łupki, iłowce mulaste przeławiczone mułowcami kwarcowo-muskowitowymi i mułowcami ilastymi (kambr środkowy), 6 – łupki, szarogłazy, iłowce mulaste z wkładkami piaskowców kwarcowych i kwarcytowych (kambr dolny), 7 – dyslokacja świętokrzyska, 8 – uskok.

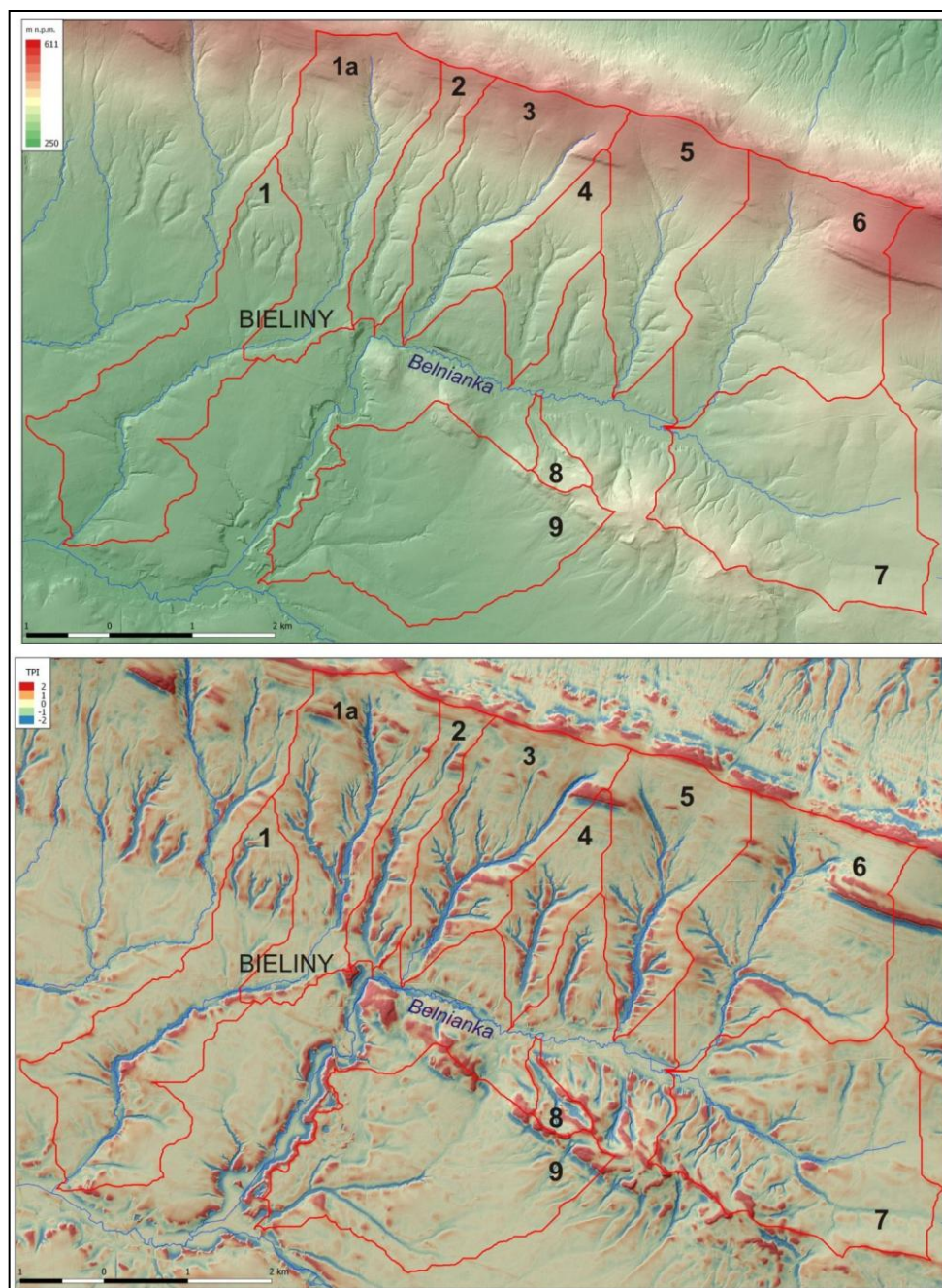
### Metody badań

Do pilotażowych badań wybrano 10 zlewni powierzchniowych odwadniających głównie południowe stoki pasma Łysogór, a także stoki Pasma Bielińskiego, w obszarze doliny górnej Łagowicy (ryc. 2.6). Były to zlewnie od 4 do 6 rzędu o powierzchni od 0,39 km<sup>2</sup> do 9,91 km<sup>2</sup>. Większość wybranych do analizy zlewni jest odwadnianych w sposób ciągły, tylko w niektórych zlewniach 6 rzędu występują ciekły okresowe.

Analizy morfometryczne wybranych zlewni przeprowadzono z użyciem oprogramowania SAGA GIS, QGIS i ArcGIS z rozszerzeniem ArcNEO (Chabudziński, Brzezińska-Wójcik 2013) wykorzystując następujące zbiory cyfrowych danych przestrzennych:

- Numeryczny model terenu (NMT) z lotniczego skanowania laserowego wykonany w ramach projektu ISOK o rozdzielczości terenowej 1 m (Wężyk 2014). Model ten na cele niniejszego opracowania został zgeneralizowany do rozdzielczości wynoszącej 5 m.
- Bazę Danych Obiektów Topograficznych w skali 1:10 000 (BDOT 10k) (Rozporządzenie MSWiA 2011).
- Mapę Podziału Hydrograficznego Polski w skali 1:10 000 (Barszczyńska i in. 2013).

Ryc. 2.7. Lokalizacja wybranych zlewni okolic Bielin do badań aktywności tektonicznej na mapach hipsometrycznej i wartości TPI (Topographic Position Index)



Mimo iż obszar badań jest współcześnie głównie użytkowany rolniczo, występuje tu szereg antropogenicznych form rzeźby terenu takich jak wcięcia i nasypy drogowe, rowy przydrożne oraz śródpolne miedze. Formy te zmieniają przebieg naturalnych kierunków spływu wody po powierzchni terenu, a tym samym utrudniają wyznaczenie przebiegu topograficznych działów wodnych zlewni, jakie występowały tu w warunkach sprzed ingerencji człowieka. W związku z tym, aby poprawnie wygenerować przebieg topograficznych działów wodnych wybranych zlewni, w zasięgu których analizowano przejawy aktywności neotektonicznej, przeprowadzono preprocessing NMT. Polegał on na modyfikacji wysokości modelu w miejscach, gdzie występowały przeszkody zmieniające kierunki spływu wody – tak, aby zachować naturalny kierunek spływu, oraz na zapewnieniu modelowania spływu wody w miejscach istniejących naturalnych koryt rzecznych. W tym celu wykorzystano narzędzia dostępne w programie SAGA GIS (modyfikacja wartości komórek, wypalanie sieci rzecznej, wypełnianie zagłębień bezodpływowych). Na podstawie tak przygotowanego modelu, wykorzystując deterministyczną metodę modelowania kierunków spływu powierzchniowego (D8) w programie SAGA GIS, wyznaczono zasięgi wybranych zlewni.

Na następnym etapie analizy przygotowany NMT oraz wyznaczone zasięgi zlewni posłużyły jako dane wejściowe do obliczeń szeregu wybranych miar i wskaźników morfometrycznych zlewni (tab. 2.1). Wnikliwy opis wskaźników morfometrycznych wykorzystywanych w geomorfologii tektonicznej można znaleźć w pracy Różyckiej (2015). Współcześnie wiele programów GIS umożliwia obliczenie tych, a także innych parametrów morfometrycznych, które wykorzystywane są w badaniach morfotektonicznych, jednak zazwyczaj procedura obliczeniowa jest czasochłonna. Dzięki uprzejmości Ł. Chabudzińskiego z UMCS wykorzystano narzędzie ArcNEO jego autorstwa (Chabudziński, Brzezińska-Wójcik 2013), które pozwoliło na automatyzację obliczeń.

Obliczone wartości powyższych miar i wskaźników były podstawą do interpretacji i oceny przejawów aktywności neotektonicznej na badanym terenie (tab. 2.1, 2.2). Dokonano tego poprzez klasyfikację otrzymanych wartości bezwzględnych do trzystopniowej skali aktywności tektonicznej, w nawiązaniu do wyników badań innych autorów prezentowanych w literaturze przedmiotu (Chabudziński, Brzezińska-Wójcik 2013, tam literatura).

Tab. 2.1. Analizowane miary i wskaźniki morfometryczne zlewni (na podstawie: Chabudziński, Brzezińska-Wójcik 2013)

| L.p. | Parametr/wskaźnik                              | Symbol                               | Wzór                                                            | Źródło                |
|------|------------------------------------------------|--------------------------------------|-----------------------------------------------------------------|-----------------------|
| 1.   | Powierzchnia zlewni                            | $A [m^2]$                            |                                                                 | Horton (1945)         |
| 2.   | Powierzchnia prawej części zlewni              | $A_r [m^2]$                          |                                                                 |                       |
| 3.   | Powierzchnia lewej części zlewni               | $A_l [m^2]$                          |                                                                 |                       |
| 4.   | Obwód zlewni                                   | $P [m]$                              |                                                                 | Smith (1950)          |
| 5.   | Maksymalna długość zlewni                      | $L [m]$                              |                                                                 | Horton (1945)         |
| 6.   | Maksymalna szerokość zlewni                    | $W_{max} [m]$                        |                                                                 | Cannon (1976)         |
| 7.   | Wysokość maksymalna                            | $H_{max} [m \text{ n.p.m.}]$         |                                                                 |                       |
| 8.   | Wysokość minimalna                             | $H_{min} [m \text{ n.p.m.}]$         |                                                                 |                       |
| 9.   | Różnica wysokości ekstremalnych                | $\Delta H [m]$                       | $H_{max} - H_{min}$                                             | Strahler (1954)       |
| 10.  | Średnia arytmetyczna wysokość                  | $H_{\text{śred}} [m \text{ n.p.m.}]$ | $\Sigma[H_1+H_2+...+H_n]/n$                                     |                       |
| 11.  | <b>Wskaźnik rzeźby (urzeźbienia)</b>           | <b><math>Rh</math></b>               | <b><math>\Delta H/L</math></b>                                  | Strahler (1954)       |
| 12.  | <b>Wskaźnik wysokości względnych</b>           | <b><math>Rhp</math></b>              | <b><math>\Delta H/P</math></b>                                  | Melton (1958)         |
| 13.  | <b>Wskaźnik kolistości zlewni</b>              | <b><math>Rk</math></b>               | <b><math>4\pi A/P^2</math></b>                                  | Miller (1953)         |
| 14.  | <b>Wskaźnik zwartości zlewni</b>               | <b><math>Bc</math></b>               | <b><math>P/A</math></b>                                         | Engstrom (1989)       |
| 15.  | <b>Wskaźnik wydłużenia zlewni</b>              | <b><math>Re</math></b>               | <b><math>2(A/\pi)^{0.5}/L</math></b>                            | Schumm (1954)         |
| 16.  | <b>Planimetryczny wskaźnik kształtu zlewni</b> | <b><math>Bs_1</math></b>             | <b><math>L/W_{max}</math></b>                                   | Cannon (1976)         |
| 17.  | <b>Wskaźnik kształtu zlewni</b>                | <b><math>Rf</math></b>               | <b><math>A/L^2</math></b>                                       | Horton (1945)         |
| 18.  | <b>Wskaźnik lemniskaty</b>                     | <b><math>K</math></b>                | <b><math>\pi L^2/4A</math></b>                                  | Chorley (1971)        |
| 19.  | <b>Wskaźnik kształtu zlewni</b>                | <b><math>Bs</math></b>               | <b><math>L^2/A</math></b>                                       | Singh (1988)          |
| 20.  | <b>Wskaźnik asymetrii zlewni</b>               | <b><math>AF</math></b>               | <b><math>100(A_r/A)</math></b>                                  | Hare i Gardner (1985) |
| 21.  | <b>Całka hipsometryczna</b>                    | <b><math>Hi</math></b>               | <b><math>(H_{\text{śred}}-H_{min})/(H_{max}-H_{min})</math></b> | Strahler (1952)       |

Obliczone wskaźniki morfometryczne poddano klasyfikacji (tab. 2.2). Klasa 1 oznacza dużą aktywność tektoniczną pod kątem badanego kryterium, klasa 2 – średnią, a klasa 3 – małą. Następnie na podstawie klas przyznanych dla wartości każdego ze wskaźników obliczono wskaźnik względnej aktywności tektonicznej  $I_{at}$ , zaproponowany przez El Hamdouni i in. (2008), który jest syntetyczną miarą aktywności tektonicznej. Liczony jest on na podstawie średniej wartości punktów uzyskanych z podzielenia sumy punktów rankingowych, przypisanych przedziałom wartości każdego z policzonych wskaźników, przez liczbę tych wskaźników. W ten sposób otrzymane średnie wielkości punktów rankingowych zostały przypisane czterem klasom aktywności tektonicznej: 1 – bardzo wysokiej, 2 – wysokiej, 3 – średniej, 4 – niskiej. Obliczenia te przeprowadzono w dwóch wariantach – bez uwzględnienia wskaźnika  $Hi$  ( $I_{at}$  bez  $Hi$ ) oraz z uwzględnieniem wszystkich badanych parametrów ( $I_{at}$ ) (tab. 2.3).

Tab.2.2. Klasy aktywności tektonicznej przypisane poszczególnym wskaźnikom morfometrycznym

| L.p. | Wskaźnik              | Numer zlewni |    |   |   |   |   |   |   |   |   |
|------|-----------------------|--------------|----|---|---|---|---|---|---|---|---|
|      |                       | 1            | 1a | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
| 1.   | <i>Rh</i>             | 2            | 3  | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 | 2 | 3 | 2 |
| 2.   | <i>Rhp</i>            | 2            | 3  | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 | 2 | i | 2 |
| 3.   | <i>Rk</i>             | 1            | 1  | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| 4.   | <i>Bc</i>             | 2            | 2  | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 3 | 2 |
| 5.   | <i>Re</i>             | 1            | 2  | 1 | 2 | 1 | 2 | 2 | 3 | 2 | 2 |
| 6.   | <i>BS<sub>1</sub></i> | 1            | 2  | 1 | 2 | 1 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 |
| 7.   | <i>Rf</i>             | 1            | 2  | 1 | 2 | 1 | 2 | 2 | 2 | 1 | 2 |
| 8.   | <i>K</i>              | 1            | 2  | 1 | 2 | 1 | 2 | 2 | 2 | 1 | 2 |
| 9.   | <i>Bs</i>             | 1            | 1  | 1 | 1 | 1 | 2 | 2 | 2 | 1 | 2 |
| 10.  | <i>AF</i>             | 2            | 3  | 3 | 2 | 3 | 3 | 2 | 3 | 2 | 1 |
| 11.  | <i>Hi</i>             | 3            | 3  | 3 | 2 | 3 | 2 | 3 | 3 | 2 | 3 |

Tab. 2.3. Wskaźnik względnej aktywności tektonicznej badanych zlewni

|                   | Numer zlewni |    |   |   |   |   |   |   |   |   |
|-------------------|--------------|----|---|---|---|---|---|---|---|---|
|                   | 1            | 1a | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
| <i>Iat bez Hi</i> | 2            | 3  | 2 | 3 | 2 | 3 | 3 | 3 | 2 | 2 |
| <i>Iat</i>        | 1            | 2  | 2 | 2 | 2 | 3 | 2 | 2 | 2 | 2 |

#### Wyniki i interpretacja

Przeprowadzone badania pozwalają na sformułowanie kilku uwag:

- Wybrane do analizy zlewnie charakteryzują się dość dużą zmiennością badanych wskaźników.
- Nieuwzględnienie w obliczeniach wskaźnika względnej aktywności tektonicznej (*Iat*) całki hipsometrycznej (*Hi*) pozwoliło na uzyskanie większej zmienności tego parametru pomiędzy analizowanymi zlewniami.
- Analizując wskaźniki *Iat* zarówno z uwzględnieniem, jak i bez uwzględnienia całki hipsometrycznej, można powiedzieć, że bardzo wysoką aktywnością tektoniczną charakteryzuje się zlewnia 1, aktywnością wysoką – zlewnie 2, 4, 8 i 9, a średnią – zlewnie 1a, 3, 5, 6 i 7.
- Należy zauważyć, że połowa z analizowanych zlewni charakteryzuje się co najmniej wysoką aktywnością tektoniczną, druga połowa natomiast średnią aktywnością tektoniczną. Żadnej z analizowanych zlewni nie przypisano wskaźnika niskiej aktywności tektonicznej.
- Uzyskane wyniki są przesłanką do stwierdzenia, że czynnik tektoniczny ma istotne znaczenie w modelowaniu rzeźby na badanym obszarze.

Wysokie wartości wskaźnika aktywności tektonicznej obszaru doliny górnej Belnianki w badanych zlewniach sugerują przydatność metody do badań aktywności tektonicznej w Górach Świętokrzyskich. Pełniejsza interpretacja uzyskanych wyników wymaga poszerzenia nie tylko obszaru badań, ale także wykonania szczegółowej analizy cech rzeźby obszaru (np. zmian spadków, rozwinięcia koryt rzek w profilu podłużnym, analizy miąższości osadów czwartorzędowych, cech rzeźby dolin w tym analizy systemu teras rzecznych) oraz porównania uzyskanych wyników badań z innymi obszarami, na których metoda ta była stosowana.

Autorzy bardzo dziękują dr M. Wiatrak za wyrażenie zgody na publikację autorskich rycin oraz dr Ł. Chabudzińskiemu za pomoc w obliczeniach.

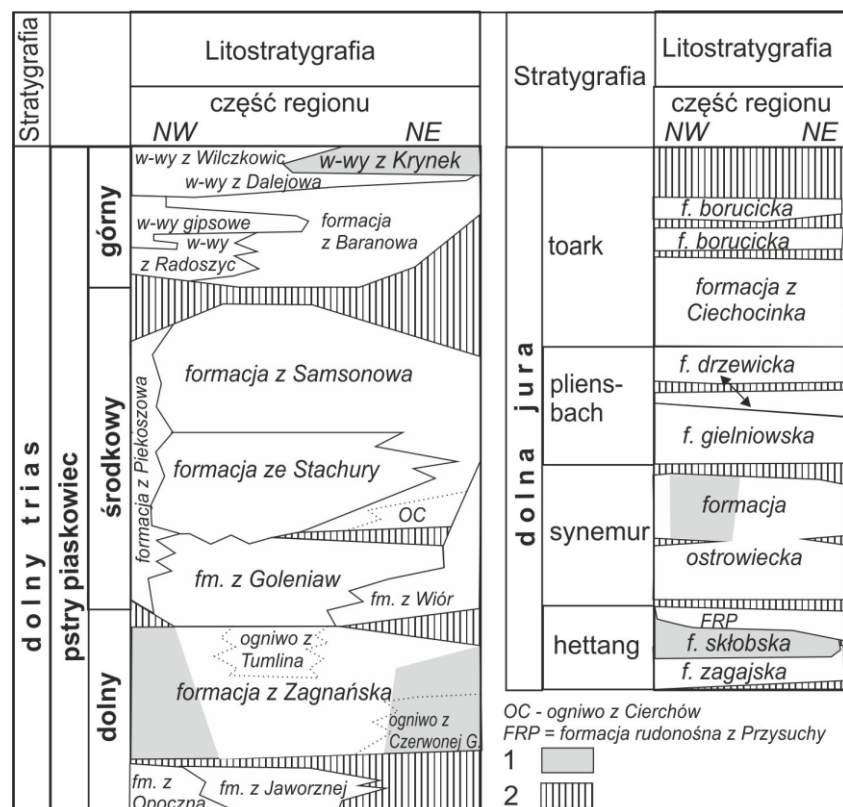
## Stanowiska 2.3-2.6. Litostratygrafia dolnego triasu oraz dolnej jury.

Anna Fijałkowska-Mader, Zbigniew Złonkiewicz

Przemieszczając się z centralnej (geograficznie) części tronu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich w kierunku północnym docieramy do północnego odcinka jego permsko-mezozoicznego obrzeżenia, które w szerszym planie geologicznym stanowi południowo-wschodni, tzw. szydłowiecki segment jednostki alpejskiej zwanej antyklinorium środkowopolskim (Karnkowski 2008). Triasowe i jurajskie utwory odsłaniają się tu na obszarze o kształcie trójkąta, którego wierzchołkami są: Przedbórz na zachodzie, Opatów na wschodzie i Studzianna na północy (ryc. na tylnej okładce tomu). Na wychodniach utworów dolnego triasu oraz dolnej jury występują w wielu miejscach piaskowcowe formy skałkowe. Formy te zbudowane są najczęściej – choć nie wyłącznie – z piaskowców należących do określonych jednostek (formacji) litostratygraficznych, które wobec tego można uznać za jednostki skałkotwórcze. Poniżej przedstawiony więc został schemat litostratygraficzny utworów dolnotriasowych i dolnojurajskich, na którego tle wskazano jednostki o charakterze skałkotwórczym. Dla przedstawienia tego schematu istotne jest rozróżnienie utworów bliższego i dalszego obrzeżenia w stosunku do wychodni trzonu paleozoicznego. Umowna granica między bliskim i dalszym obrzeżeniem przebiega w przybliżeniu na linii Radoszyce-Końskie-Iłża (ryc. na tylnej okładce tomu). Osady triasu bliższego obrzeżenia charakteryzują się generalnie mniejszymi miąższościami i większym udziałem materiału terygenicznego w stosunku do dalszego obrzeżenia.

### Litostratygrafia dolnego triasu w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich

Autorem obecnego schematu litostratygraficznego dolnego triasu (ind- wczesny olenek) – w lokalnej nomenklaturze litostratygraficznej zwanego pstrym piaskowcem jest M. Kuleta (Kuleta, Nawrocki 2002; Kuleta, Zbroja 2006). Element dominujący w profilu dolnego pstręgo piaskowca bliskiego obrzeżenia, stanowi formacja z Zagnańska (ryc. 2.8) o miąższości przekraczającej lokalnie 300 m, utworzona głównie z piaskowców rzecznych, lokalnie też zlepieńców (ogniwo z Czerwonej Góry) i piaskowców o genezie eolicznej (ogniwo z Tumlina). Piaskowce, piaskowce zlepieńcowate i zlepieńce tej formacji są skałkotwórcze w części zachodniej oraz wschodniej bliskiego obrzeżenia (poza wychodniami ogniwa z Tumlina).



Ryc. 2.8. Litostratygrafia dolnego triasu oraz dolnej jury (wg Pieńkowski 2004) północnego i północno-zachodniego odcinka permsko-mezozoicznego obrzeżenia trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich wg Pieńkowski (2004 – jura dolna) oraz Kuleta, Zbroja (2006 – trias dolny). Objaśnienia oznaczeń: 1 – piaskowce skałkotwórcze, 2 – brak osadów, luka sedymentacyjna.

Formację z Zagnańska podścielają osady formacji z Jaworznej (ryc. 2.8), zbudowanej z piaskowców przewarstwionych heterolitami iłowcowo-mułowcowo-piaskowcowymi oraz wkładkami zlepieńców. Osady te reprezentują środowisko rzek roztokowych. Lokalnie, tam, gdzie formacja z Jaworznej leży bezpośrednio na skałach dewońskich trzonu paleozoicznego, występuje ogniwo z Zachełmia, utworzone z brekcji i zlepieńców, zawierających okruchy skał z podłoża. W zachodniej części obrzeżenia formacja z Jaworznej przechodzi obocznie w formację ze Szczukowic, która przylega bezpośrednio do trzonu paleozoicznego i zbudowana jest z brekcji oraz zlepieńców stanowiących osady stożków napływowych i usypiskowych, przykrytych rzecznyymi heterolitami piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowymi. Miąższość formacji podścielających piaskowce formacji z Zagnańska nie przekracza 40 m i zwykle jest mniejsza (Kuleta, Zbroja 2006). Poniżej formacji z Jaworznej została wyróżniona formacja z Siopeł utworzona z mułowców, które w świetle nowszych badań (Szulc i in. 2015; Trela 2016; Trela i Fijałkowska-Mader 2017) stanowią poziomy gleb kopalnych. Genetycznie formacja ta związana jest z sedymentacją utworów cechsztynu i należy do permu (por. Kowalczewski, Rup 1989, Trela, Fijałkowska-Mader 2018). W dalszym obrzeżeniu profil dolnego pstręgo piaskowca rozpoczyna formacja z Opoczna zbudowana z heterolitów piaskowcowo-mułowcowych, zawierających lokalnie węglanowe ooidy, powstała w strefie brzeżnej płytkowodnego zbiornika epikontynentalnego.

Profil środkowego pstręgo piaskowca (olenek) rozpoczyna, zróżnicowana litologicznie, formacja z Goleniaw (ryc. 2.8), której miąższość miejscami przekracza 180 m w strefie dalszego obrzeżenia. W jej dolnej części dominują piaskowce drobnoziarniste, przechodzące ku górze profilu w wapienie ooidowo-bioklastyczne przewarstwione heterolitami mułowcowo-piaskowcowymi. Utwory te reprezentują osady laguny, przybrzeża i otwartego zbiornika morskiego. We wschodniej części bliskiego obrzeżenia formacji z Goleniaw odpowiada dolna część formacji z Wiór, zbudowana z piaskowców i zlepieńców z podrzędnymi wkładkami mułowców, reprezentująca osad rzek roztokowych. Wyżej leżą formacja ze Stachury, miąższości od kilkudziesięciu do 180 m, zbudowana jest z heterolitów piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowych i piaskowcowo-mułowcowo-węglanowych zawierających wkładki wapieni ooidowo-bioklastycznych, powstałych w środowisku przybrzeża brakicznej laguny. Formacja ze Stachury przechodzi zarówno ku górze jak i lateralnie w formację z Samsonowa, dlatego w wielu profilach formacja ze Stachury nie graniczy z niżej leżącą formacją z Goleniaw, lecz znajduje się w obrębie formacji z Samsonowa. Łądowa formacja z Samsonowa, osiągająca ponad stumetrowe miąższości w bliskim i ponad czterystumetrowe – w dalszym obrzeżeniu, kończy sedymentację środkowego pstręgo piaskowca. Budują ją mułowce i iłowce zawierające węglanowe i siarczanowe konkrecje. Część z nich ma charakter pedogeniczny, co potwierdza obecność ryzoidów. Osady tej formacji powstały na równi zalewowej. W zachodniej części obrzeżenia, w spągu formacji z Samsonowa występuje piaskowcowe ogniwo z Ciechów. W zachodniej części obrzeżenia, przylegającej bezpośrednio do trzonu paleozoicznego, utwory środkowego pstręgo piaskowca należą do formacji z Piekoszowa, która wykształcona jest jako mułowce i iłowce z gruzłami kalcytowymi (poziomy pedogeniczne) oraz podrzędnymi wkładkami piaskowców i zlepieńców, powstałe na fluwialnej równi brzegowej (Kuleta, Zbroja 2006).

Schemat litostratygrafii górnego pstręgo piaskowca (wczesny anizyk), zwanego retem, stanowi kompilację starszego schematu opracowanego przez H. Senkowiczową (1961, 1966, 1970) i późniejszego M. Kulety (Kuleta, Nawrocki 2000, 2002; Kuleta, Zbroja 2006). W bliskim obrzeżeniu M. Kuleta w recie dolnym i niższej części retu górnego wyróżniła formację z Baranowa (ryc. 2.8) o miąższości od kilkudziesięciu metrów do 100 m, zbudowaną z rzecznych piaskowców (tzw. piaskowców wąchockich) z podrzędnymi wkładkami iłów. W spągowej części formacji w piaskowcach występują liczne otoczaki hematytu. W dalekim obrzeżeniu wiekowym odpowiednikiem formacji z Baranowa są warstwy z Radoszyc oraz warstwy gipsowe (por. Fijałkowska-Mader 2018). Warstwy z Radoszyc, miąższości do 200 m (Kowalczewski 2006), wykształcone są jako piaskowce z przewarstwieniami mułowców, powstałe na równi zalewowej i w środowisku rzek meandrujących (Senkowiczowa 1970). Warstwy gipsowe o miąższości rzędu 100 m, zbudowane są z margli, wapieni zazwyczaj marglistych oraz iłowców zawierających przewarstwienia gipsów (anhydrytów) i dolomitów. Utwory te powstały w zmieniającym się środowisku laguny, później otwartego morza i w końcowym etapie znowu w środowisku lagunowym (Senkowiczowa 1970).

Wyższa część górnego retu w bliższym obrzeżeniu obejmuje warstwy z Dalejowa i warstwy z Krynek (ryc. 2.8), w dalszym zaś obrzeżeniu – warstwy z Wilczkowic. Warstwy z Dalejowa, miąższości od 20 do 100 m, w części zachodniej obrzeżenia zbudowane są głównie z margli i wapieni z przewarstwieniami iłowców i mułowców oraz podrzędnie piaskowców. W kierunku wschodnim wzrasta udział mułowców a następnie piaskowców w tych warstwach. W iłowcach występują cienkie pokłady i poziomy z soczewkami sydereytowych lub limonitowych rud żelaza, dlatego warstwy z Dalejowa zwane są też serią rudną (Kleczkowski 1970). Warstwy te powstały w środowisku otwartego, płytkiego morza (Senkowiczowa 1970). We wschodniej części obrzeżenia profil retu kończą warstwy z Krynek o miąższości 10-35 m. Wykształcone są jako średnio- i gruboziarniste, miejscami zlepieńcowate piaskowce, z podrzędnymi przewarstwieniami ilów i mułowców. Piaskowce te tworzą liczne mniejsze i większe grupy skałek pomiędzy Bliżynem (Dalejowem) a Krynkami i są najbardziej skałotwórczą dolnotriasową jednostką litostratygraficzną (Urban 2016a). Warstwy z Krynek reprezentują szerokie spektrum środowisk: przybrzeżno-morskie, plażowe, deltowe i rzeczne równi nadbrzeżnej (Senkowiczowa 1970, Trela 1998, Trela, Wojtyna 2009). W Jarugach koło Opatowa na powierzchniach piaskowców widoczne są ślady falowania i szczeliny z wysychania (Senkowiczowa 1970), zaś w rejonie Starachowic stwierdzono występowanie tropów kręgowców na tych powierzchniach (Niedźwiedzki i in. 2007), co wskazuje na okresowe wynurzenia świeżo zdeponowanych osadów. Warstwy z Wilczkowic, miąższości do 90 m, zbudowane są z wapieni z wkładkami margli, mułowców i iłowców (Senkowiczowa 1970).

#### Litostratygrafia dolnej jury w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich

Najnowsza propozycja litostratygrafii dolnej jury w północnym obrzeżeniu jest autorstwa G. Pieńkowskiego (2004), który wyróżnił grupę Kamiennej a w niej szereg formacji. Dolną część grupy Kamiennej, odpowiadającą przedziałowi czasowemu hetang-synemur, tworzą: formacja zagajska, formacja skłobska, przysuska formacja rudonośna i formacja ostrowiecka (ryc. 2.8).

Na granicy triasu i jury w większości profilów północnego obrzeżenia występują luki stratygraficzne. Jedynie w rejonie Łopuszna (Złonkiewicz 1998a,b; Fijałkowska-Mader, Złonkiewicz 2018) i między Skłobami i Parszowem obserwujemy ciągłość sedymentacji, gdzie na pstrych warstwach parszowskich retyku (Kopik 1970), korelowanych z warstwami wielichowskimi na Niżu Polski, spoczywają szare warstwy parszowskie dolnego hetangu, należące do formacji zagajskiej (Karaszewski, Kopik 1970; Marcinkiewicz 1971; Marcinkiewicz i in. 2014), choć przez niektórych autorów zaliczane do retyku (Pieńkowski 2008a; Pieńkowski i in. 2014; Brański, Mikulski 2016).

Szare warstwy parszowskie, miąższości od kilku metrów do 40 m, powstały w środowisku rzek meandrujących i wykształcone są jako iłowce i mułowce z podrzędnymi wkładkami piaskowców. Nad nimi w części zachodniej obrzeżenia leży seria zlepieńcowa (żwirowa) o miąższości do 70 m zwana warstwami (żwirami) snochowickimi (Dadlez 1962) i reprezentująca osady rzek roztokowych oraz stożków aluwialnych (Jurkiewiczowa 1967, Pieńkowski 1983, 2006, Kozłowska 2012). Zlepieńce warstw snochowickich tworzą w części zachodniej obrzeżenia kilka grup skałkowych. Ku górze profilu przechodzą one w piaskowce i mułowce powstałe w środowisku rzek meandrujących. Najwyższą część formacji zagajskiej tworzą ciemnoszare iłowce i mułowce z cienkimi przewarstwieniami węgla i poziomami gleb kopalnych, będące osadem jeziornym lub/i bagiennym (Pieńkowski 2004, 2009, Pieńkowski i in. 2014). Miąższość formacji zagajskiej jest bardzo zróżnicowana i wynosi od kilkunastu do 140 m (Karaszewski i Kopik 1970).

Formacja skłobska (ryc. 2.8) ma miąższość od około 50 do ponad 100 m i utworzona jest głównie z piaskowców, gruboziarnistych w spągu, z podrzędnymi wkładkami mułowców i iłowców powstałych w morskich środowiskach przybrzeżnych, barier i laguny (Karaszewski i Kopik 1970, Pieńkowski 2004). Ze względu na swą genezę formacja ta cechuje się dużym zróżnicowaniem wykształcenia. Piaskowce tej serii o specyficznym wykształceniu na odcinku od Starachowic do Brodów Iłżeckich tworzą kilka grup i ciągów form skałkowych (Urban 2016a)

Przysuska formacja rudonośna (ryc. 2.8), miąższości 40-100 m, utworzona jest z piaskowców, mułowców i łowców, w obrębie których występują trzy poziomy sydereytów ilastych. Osady te powstały w środowisku lagunowo-barierowym, deltowym i rzeczonym (Karaszewski i Kopik 1970; Pieńkowski 2004).

Formacja ostrowiecka (ryc. 2.8) o miąższości do 160 m, w dolnej części zbudowana jest z drobno- i średnioziarnistych piaskowców, lokalnie z toczącami ilastymi, mułowców z wkładkami

syderytów oraz podrzędnymi przewarstwieniami iłowców. Często występują w niej przeławicenia piaskowców gruboziarnistych, miejscami zlepieńców. Wyższą część profilu stanowi heterolit mułowcowo-piaskowcowy ze skamieniałościami śladowymi i rizoidami, wkładkami syderytów i mułowców syderytycznych. Jej utwory stanowią osady przybrzeża morskiego oraz osady brzegowe i dlatego wykazują duże zróżnicowanie wykształcenia facjalnego (Karaszewski, Kopik 1970; Pieńkowski 2004, 2009). W konsekwencji piaskowce tej serii tworzą jedną z największych i najciekawszych grup skałkowych regionu świętokrzyskiego – Skałki Piekło pod Nieklaniem, w wielu jednak miejscach nie wykazują cech skałkotwórczych (Urban 2016a).

Formacje wyższej części grupy Kamiennej (ryc. 2.8) mają cechy litologiczne generalnie podobne do formacji niższej części grupy, a więc wykształcone jako przewarstwienia skał klastycznych krzemionkowych oraz ilastych (Karaszewski, Kopik 1970; Pieńkowski 2004). Piaskowce tych formacji nie tworzą jednak praktycznie form skałkowych (Urban 2016a).

### **Stanowisko 2.3. Ruda. Skalki zbudowane z piaskowców warstw z Krynek najwyższego piaskowca: litologia i cechy strukturalne piaskowców jako czynniki skałotwórcze i warunkujące rzeźbę**

*Jan Urban*

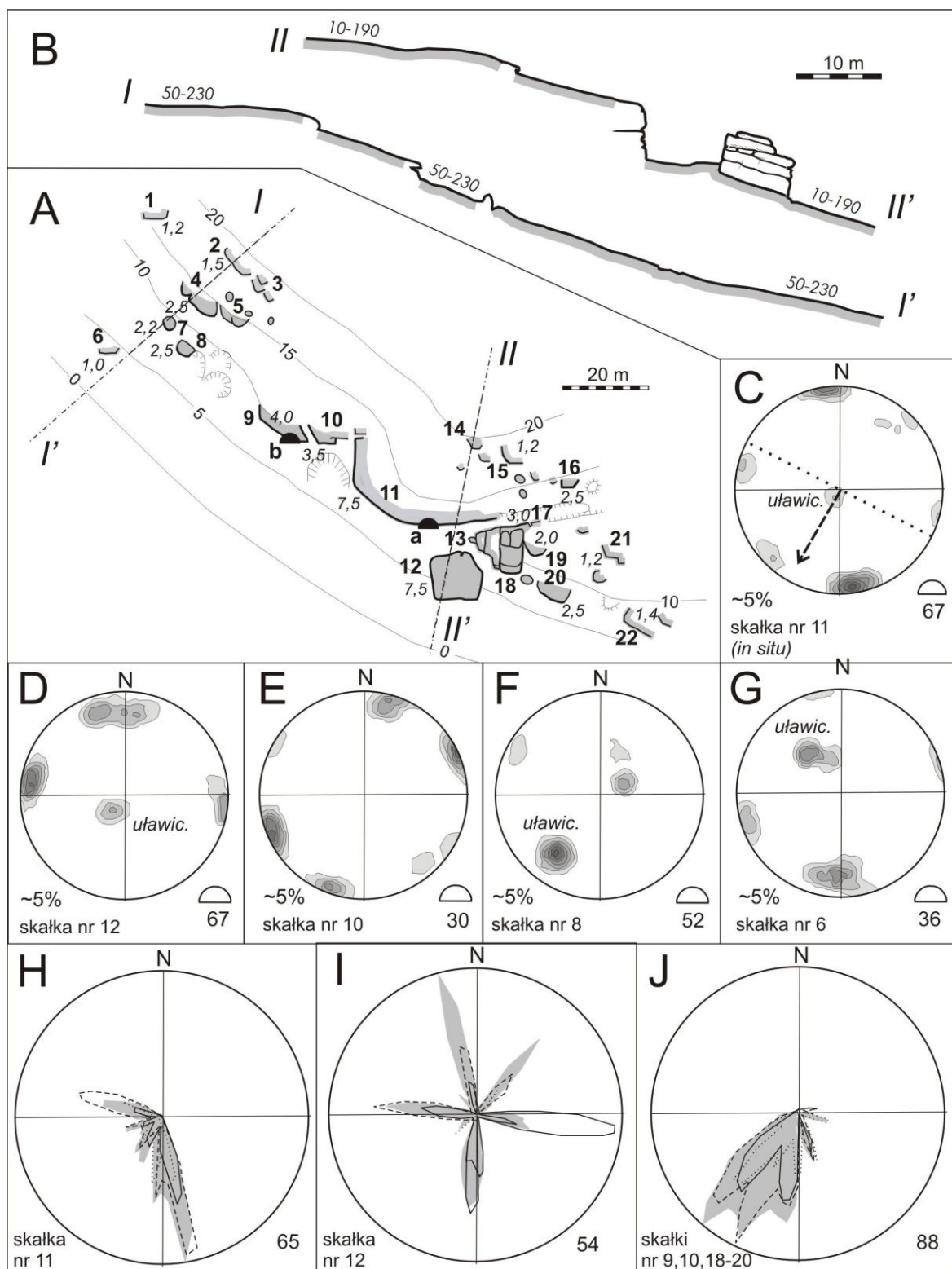
Na północnym stoku doliny rzeki Kamiennej (obecnie nad sztucznym zbiornikiem wodnym – Zalewem Brodzkim) w miejscowości Ruda koło Brodów Iłżeckich występują obok siebie trzy niezbyt duże grupy skałek zbudowanych z reckich piaskowców warstw z Krynek (ryc. na tylnej okładce tomu) (Studencki 1992). Grupy te noszą cechy typowe dla skałek utworzonych z tych skałotwórczych piaskowców a jednocześnie mają specyficzne, swoiste dla siebie elementy: w skałkach grupy zachodniej odsłania się pionowa strefa sylikfikacji, wzdłuż której rozwinęła się jaskinia o genezie grawitacyjnej, w centralnej grupie występuje najwyższa w regionie ściana skalna oraz największy blok-stół skalny, natomiast grupa wschodnia składa się wyłącznie z bloków skalnych. Duże i niegdyś widoczne z daleka – bo położone na stoku – skałki były wzmiankowane w publikacjach geologicznych już od pierwszej połowy XX wieku (Samsonowicz 1929; Massalski 1951, 1967; Jurkiewiczowa, Karaszewski 1953), jednak dotąd nie opublikowano wyników ich badań naukowych. Od 1987 r. wszystkie trzy grupy skałkowe chronione są jako pomniki przyrody nieożywionej (Urban 1990; Wróblewski 2000), po przeciwnej zaś stronie doliny Kamiennej, w rezerwacie „Skały w Krynkach” chroniona jest największa grupa skałkowa zbudowana z piaskowców warstw z Krynek (Urban i in. 2015; Urban 2016b). Skałki grup centralnej i wschodniej w Rudzie, które oglądamy, dobrze ilustrują cechy i procesy decydujące o powstaniu oraz ewolucji tych form.

#### Centralna grupa skałkowa

Głównymi elementami centralnej grupy skałkowej są ściana-próg skalny, tzw. Wielki Próg (ryc. 2.9A, skałka nr 11) o długości około 30 m i wysokości 7-9 m – najwyższa naturalna piaskowcowa ściana skalna w regionie, oraz blok o kształcie pochylonego stołu skalnego, tzw. Wielki Stół (skałka nr 12) o średnicy około 15 m oraz wysokości 5-7,5 m – także największa tego typu forma w regionie. W ścianach progu i stołu oraz innych skałek grupy można obserwować makrostruktury sedimentacyjne (tekstury) oraz ciosy typowe dla piaskowców skałotwórczych regionu. Skały zalegają prawie poziomo, nieznacznie zapadając w kierunku południowo-zachodnim (ryc. 2.9C). Piaskowce są nierównoziarniste, głównie średnioziarniste, złożone z zestawów o miąższości do 0,5 m i przekątnym, rynnowym warstwowaniu w małej lub średniej skali. W sekwencji występują też ławice piaskowca zlepieńcowatego (z niewielkimi otoczkami kwarcu) wyraźnie słabiej zwięzłego (stąd nie odsłaniającego się w ścianach skałkowych) o miąższości rzędu 1 m. Miejscami w piaskowcach występują liczne, drobne konkracje żelaziste. Grupy (pakiety) zestawów o miąższości od kilkudziesięciu centymetrów do 2,5 m oddzielone są od siebie powierzchniami oddzielności niekiedy nieciągłymi.

Skały rozcięte są pionowymi spękaniami ciosowymi o kierunkach najczęściej: E-W (WSW-ENE), rzadziej: NNE-SSW oraz NW-SE (ryc. 2.9C). Odległości powierzchni spękań są zróżnicowane, dla ciosu równoleżnikowego wahają się od 2,5 m do 12 m, wynosząc średnio 8,4 m ( $\sigma$  – 4,3 m), natomiast dla ciosu NW-SE, przy zróżnicowaniu 3,8-11,5 m, średnio wynoszą 6,2 m ( $\sigma$  – 2,5 m). Uławicenie jest wyraźne ale nierówne (powierzchnie lekko pochylone w różnych kierunkach) i nieregularne. Grubości ławic są zróżnicowane od 0,3 m do 3,0 m, średnia grubość ławic wynosi 1,3 m ( $\sigma$  – 0,7 m). Takie odległości ciosowe są odpowiednie dla grawitacyjnego rozpadu masywu piaskowcowe, którego świadectwa w tej grupie skałkowej możemy obserwować od najwcześniejszego jego etapu.

Najwcześniejszy etap rozpadu masywów, które następnie tworzą formy skałkowe, polega na rozszerzaniu się szczelin tektonicznych i ciosowych w czasie, gdy masyw jest jeszcze położony poniżej powierzchni terenu, w strefie krążenia wód infiltracyjnych (Cilek i in. 2007). Efektem tego rozpadu są formacje mineralne wypełniające poszerzone szczeliny. W przypadku masywów świętokrzyskich rozpadających się w ten sposób w warunkach ciepłego klimatu neogenu są to naskorupienia tlenkowych minerałów żelaza typu limonitowego (Lindner 1972). W skałkach w Rudzie dobitnym świadectwem tego procesu jest fragment grubej polewy limonitowej widoczny na północnej ścianie Wielkiego Stołu.



Ryc. 2.9. Centralna grupa skałek w Rudzie koło Brodów Iłżeckich. A. Plan skałek (większe oznaczone liczbami 1-22) na tle orientacyjnej topografii; objaśnienia oznaczeń literowych: a) Piaskowa Jama, b) Jaskinia nad Zalewem. B – profile stoku przechodzące przez skałki. C – diagram konturowy ciosu i upadu warstw w skałce nr 11 (*in situ*). D-G – diagramy konturowe ciosu w skałkach 12, 10, 8, 6 (*ex situ*); wszystkie diagramy konturowe prezentują odzwierciedlenie na płaszczyznę przecięć linii normalnych do mierzonych powierzchni z półkulą dolną. H-J – różne ekspozycje powierzchni bocznych (szara powierzchnia) oraz ekspozycji wybranych form rzeźby powierzchni ścian skałkowych: H – Wielkiego Progu (nr 11), I – Wielkiego Stołu (nr 12), J – skałek nr 9, 10, 18-20; typy rzeźby: tafoni i rzeźba komórkowa – linia ciągła, rzeźba rowkowa – linia przerywana, rzeźba listwowo-bruzdowa – linia kropkowana.

W plejstocenie skałki w Rudzie znajdowały się w strefie pokrytej przez dwa lądolody kompleksu południowopolskiego oraz w strefie bliskiej maksymalnego zasięgu lądolodu zlodowacenia Odry, później zaś – w strefie, w której wzdłuż doliny rzeki Kamiennej formował się odpływ wód proglacialnych (Łyczewska 1970; Lindner 2004; Marks i in. 2016). Nacisk lądolodu przy jednoczesnym lub nieco późniejszym formowaniu się zbocza doliny mogły być istotnymi czynnikami sprzyjającymi ruchom grawitacyjnym (por. Urban i in. 2015), jednak nie da się obecnie ocenić skali i efektów tych środkowoplejstocenijskich ruchów. Współczesny stan rozpadu grawitacyjnego grupy skałkowej odzwierciedla jednak generalnie efekty ruchów plejstocenijskich, przede wszystkim tych najpóźniejszych, działających – jak sugerują obserwacje regionalne (Urban 2015, 2016a, b; Urban i in. 2015) – w końcu plejstocenu, w warunkach rozpadu wieloletniej zmarzliny. Najbardziej wyrazistym efektem tych procesów w centralnej grupie skałkowej w Rudzie jest odsunięcie od Wielkiego Progu w dół stoku Wielkiego Stołu (na odległość 9 m) oraz jego przechyl (ryc. 2.9A, B, D), a także odsunięcie się od tego progu także całej wschodniej grupy mniejszych skałek (na odległość 2-3 m) (ryc. 2.9A). Wyrazny ruch wykazują też trzy skałki dolnej części zachodniej części grupy skałek. Dwie z nich są bardzo silnie pochylone (przewrócone) w kierunku spadku stoku (*toppling*, ryc. 2.9F), trzecia zaś, najniższy blok – zrotowany wstecznie i pochylony ku zachodowi, co sugeruje, ruch typu poślizgu dennego hamowanego przez wierzchnią warstwę pokrywy stoku.

Warto zwrócić uwagę, że taki rozpad grupy powodujący powstanie Wielkiego Stołu i w konsekwencji też wysokiej ściany Wielkiego Progu oraz oddzielonych od niego, piętrzących się skałek wschodniej części grupy przyczynia się znacznie do nadania temu miejscu „cech skałkowych” o wysokich walorach krajobrazowych. W przypadku tych skałek rozpad ten był warunkowany stosunkowo znaczną wysokością i nachyleniem stoku, który – nietypowo dla skałek świętokrzyskich – jest jednocześnie zboczem doliny rzecznej. Zapewne w niezbyt głębokim podłożu serii piaskowcowej tworzącej skałki występują pakiety ilaste lub heterolitowe warstw z Dalejowa (por. Urban i in. 2015), co było drogim czynnikiem warunkującym rozpad grawitacyjny.

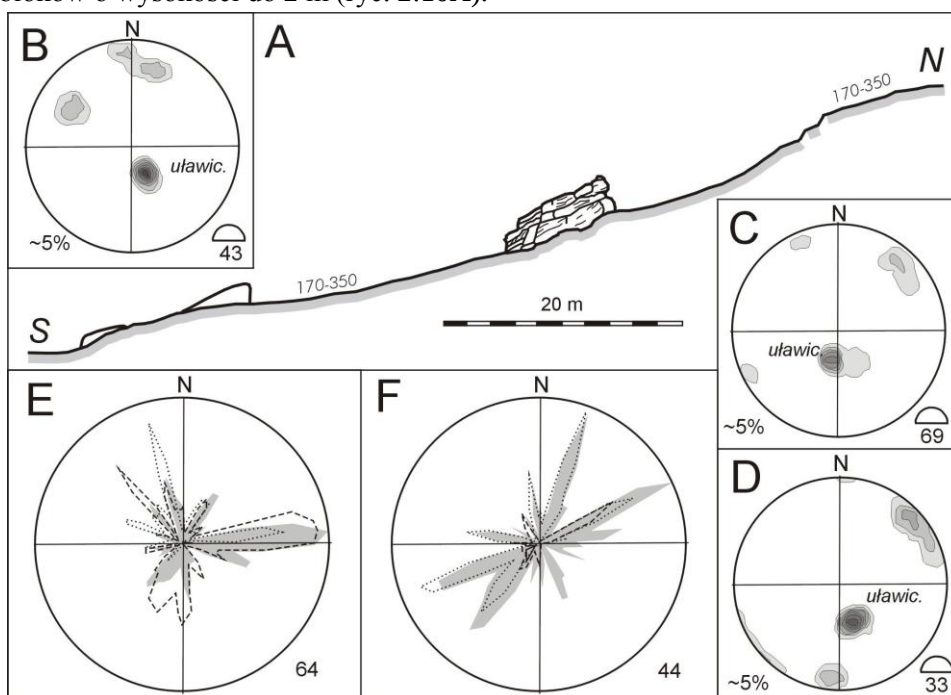
Świadectwami innych procesów nadających kształt skałkom w Rudzie są dwie niewielkie jaskinie pseudokrasowe, reprezentujące typ *bedding caves* wyróżniony przez Vitka (1983). Większa z nich, Jaskinia nad Zalewem o długości (zmierzonej w 1994 r.) 8 m, stanowi bardzo niską, soczewkowatą w przekroju, szczelinę rozwiniętą wzdłuż powierzchni oddzielności ławicowej, która głębiej przechodzi w niewielkie rozszerzenie wzdłuż pochylego spękania o upadzie w kierunku otworu i rozwinięciu zgodnym z podrzędnym kierunkiem ciosu NW-SE (Gubała i in. 1996a). Szczelina ta wypełnia się okresowo (np. w latach 2008-2009) materiałem piaszczystym. Kształt jaskini i procesy w niej zachodzące wskazują, że powstała ona i funkcjonuje nadal jako okresowy odpływ wód penetrujących masyw piaskowcowy Wielkiego Progu.

Mniejsze schronisko skalne, Piaskowa Jama o długości 3 m, powstało w najniższej części jednej ze skałek na przecięciu powierzchni uławicenia oraz pionowego spękania, ale główna jego część rozwija się poza tym spękanie. Forma ta powstała w rezultacie wietrzenia piaskowców w dolnej części skałki i wzdłuż spękania oraz nierównomiernego usuwania (spełzywania) osadów pokrywy stokowej. Być może w poszerzeniu pustki miały udział zwierzęta, co sugerowane jest przez nierównomierne rozmieszczenie gruzu skalnego.

Wreszcie ważne dla morfologii i estetyki skałek są procesy kształtujące powierzchnie ścian skalnych, przede wszystkim różne procesy wietrzenia oraz erozja deszczowa. Skałki w Rudzie cechują się zróżnicowaną rzeźbą ścian. Największy udział mają powierzchnie gładkie (w badanych skałkach 25-35%) oraz rzeźba rowkowa odzwierciedlająca przekątną laminację w obrębie zestawów piaskowcowych (23-33%). Oprócz rzeźby nawiązującej do struktur sedymentacyjnych, powszechne są na powierzchniach skałek zespoły form typu plastra miodu (plastrowe, komórkowe – Alexandrowicz 1978), w świetle najnowszych definicji (Groom i in. 2016) zwanych *tafoni*, oraz form komórkowych (jamek podobnych do *tafoni*, lecz rzadziej rozmieszczonych). Charakterystyczne jest występowanie *tafoni* wyłącznie na powierzchniach wklęsłych, chronionych przed bezpośrednim kapaniem wody, np. na skałkach nr 4, 10 i 20 (ryc. 2.9) (por. Urban, Górnik 2017). Obserwować można także lokalne uwarunkowanie takiej rzeźby obecnością żelazistych stref cementacyjnych (np. skałka nr 22), gdzie indziej zaś brak związku z takimi strefami (np. skałka 20). Ponadto na ścianach Wielkiego Progu oraz Wielkiego Stołu występują powierzchnie ulegające eksfoliacji (7-8%), zaś na małych skałkach zachodzi dezintegracja ziarnowa.

### Wschodnia grupa skałkowa

Wschodnia grupa skałkowa w Rudzie położona jest na stoku doliny rzeki Kamiennej w odległości około 100 m od grupy centralnej, zbudowana jest więc z tego samego pakietu piaskowców warstw z Krynek, z których zbudowane są tamte skałki. Badane w obrębie stanowiska odległości spękań mają wielkość od 1,3 m do 15,8 m, średnio 5,8 m ( $\sigma = 3,0$  m), grubości ławic są zróżnicowane od 0,3 m do 1,8 m, średnio 0,8 m ( $\sigma = 0,6$  m), generalnie podobne do tych samych parametrów w centralnej grupie. Ta grupa skałek różni się jednak zasadniczo od tamtej praktycznym brakiem form *in situ* (reprezentowanych być może przez kilka małych występów w najwyższym odcinku stoku) i składa się z bloków skalnych występujących w dwu pasach wysokościowych: w środkowym, wklęsłym odcinku stoku, w strefie o szerokości 10 m i długości 25 m zlokalizowane są trzy duże bloki – nieregularne, pochylone stoły o wysokości do 3 m, natomiast w pasie o szerokości 10 m i długości 40 m w dolnym odcinku stoku i w jego sąsiedztwie – większa ilość „poduszkowatych” najczęściej bloków o wysokości do 2 m (ryc. 2.10A).



Ryc. 2.10. Wschodnia grupa skałkowa w Rudzie. A – profil morfologiczny stoku przechodzący przez największe formy skałkowe górnego i dolnego pasa. B – diagram konturowy powierzchni ciosu i uławicenia warstw w największej skałce dolnego pasa (na profilu). C – diagram konturowy ciosu i uławicenia w największej, zachodniej skałce górnego pasa (na profilu). D – diagram konturowy ciosu i upadu w środkowej skałce górnego pasa; wszystkie diagramy konturowe prezentują odzwierciedlenie na płaszczyźnie przecięć linii normalnych do mierzonych powierzchni z półkulą dolną. E – róża ekspozycji powierzchni bocznych (szara powierzchnia) oraz ekspozycji wybranych form mikrorzeźby w największej skałce górnego pasa. F – róża ekspozycji powierzchni bocznych (szara powierzchnia) oraz ekspozycji wybranych form mikrorzeźby w centralnej skałce górnego pasa; prezentowane formy mikrorzeźby: struktury typu plastra miodu i komórkowa (linia ciągła), rowkowa (linia przerywana), listwowo-bruzdowa (linia kropkowana).

Kształt tej grupy skałkowej ilustruje rolę procesów grawitacyjnych w formowaniu się zespołów skałek na stosunkowo stromym (jak na warunki świętokrzyskie) stoku. Obserwacje i pomiary odpowiednich powierzchni skałkowych (ryc. 2.10B-D) wykazały, iż większość bloków „zjechała” w dół stoku, przechylając się w spadku i niekiedy obracając nieco wokół osi pionowej. Powstanie tej grupy skałkowej nie wymagało obecności „górných” ścian skalnych. Obecność dwu pasów skałek może sugerować co najmniej dwa etapy rozrywania się masywu skalnego i ruchu bloków.

Wszystkie bloki dolnego pasa mają powierzchnie praktycznie gładkie (najwyżej zaokrąglone), natomiast dwie skałki górnej strefy cechują się „bogatą” rzeźbą przede wszystkim odzwierciedlającą struktury sedimentacyjne: przede wszystkim listwowo-bruzdową (43% i 16%) oraz rowkową (20% i 49%). Skałki pasa dolnego noszą liczne ślady prób eksploatacji w postaci świeżych odspojeń, ostrych krawędzi oraz jamek po wbijaniu klinów.

## **Stanowisko 2.4. Skalki pod Adamowem. Skalki zbudowane z piaskowców formacji skłobskiej dolnej jury: litologia i pozycja serii piaskowcowej w profilu oraz procesy grawitacyjne jako czynniki skalkotwórcze**

*Jan Urban, Andrzej Kasza*

Skalki pod Adamowem tworzą ciąg form skalkowych miejscami o charakterze kuesty w najwyższej części lewego, północno-wschodniego zbocza dolinki niewielkiego dopływu rzeki Kamiennej, potoku Ruśnia (ryc. 2.11A). Ciąg ma długość około 900 m, ale mniejsze grupy skalkowe oraz izolowane skalki występują w lewym zboczu dolinki na prawie całej jej długości, na odcinku nieco ponad 2 km. Geograficznie teren ten zaliczany jest do Przedgórza Świętokrzyskiego (Wróblewski 1976) lub Przedgórza Ilżeckiego (Kondracki 2000; Solon i in. 2018). Najbardziej atrakcyjna krajobrazowo, centralna część ciągu skalkowego o długości około 400 m chroniona jest jako rezerwat przyrody nieożywionej „Skalky pod Adamowem” utworzony w 1997 r. (Urban 1990; Wróblewski 2000; Bębenek, Miśkiewicz 2012a). Skalki mają najczęściej kształty progów i stołów (pochylonych stołów – bloki *ex situ*) o wysokości rzędu 2-5 m, rzadziej spotyka się ambony, baszty i mury skalne, występują też pojedyncze grzyby skalne, których kształty są warunkowane zmienną w profilu litologią piaskowców.

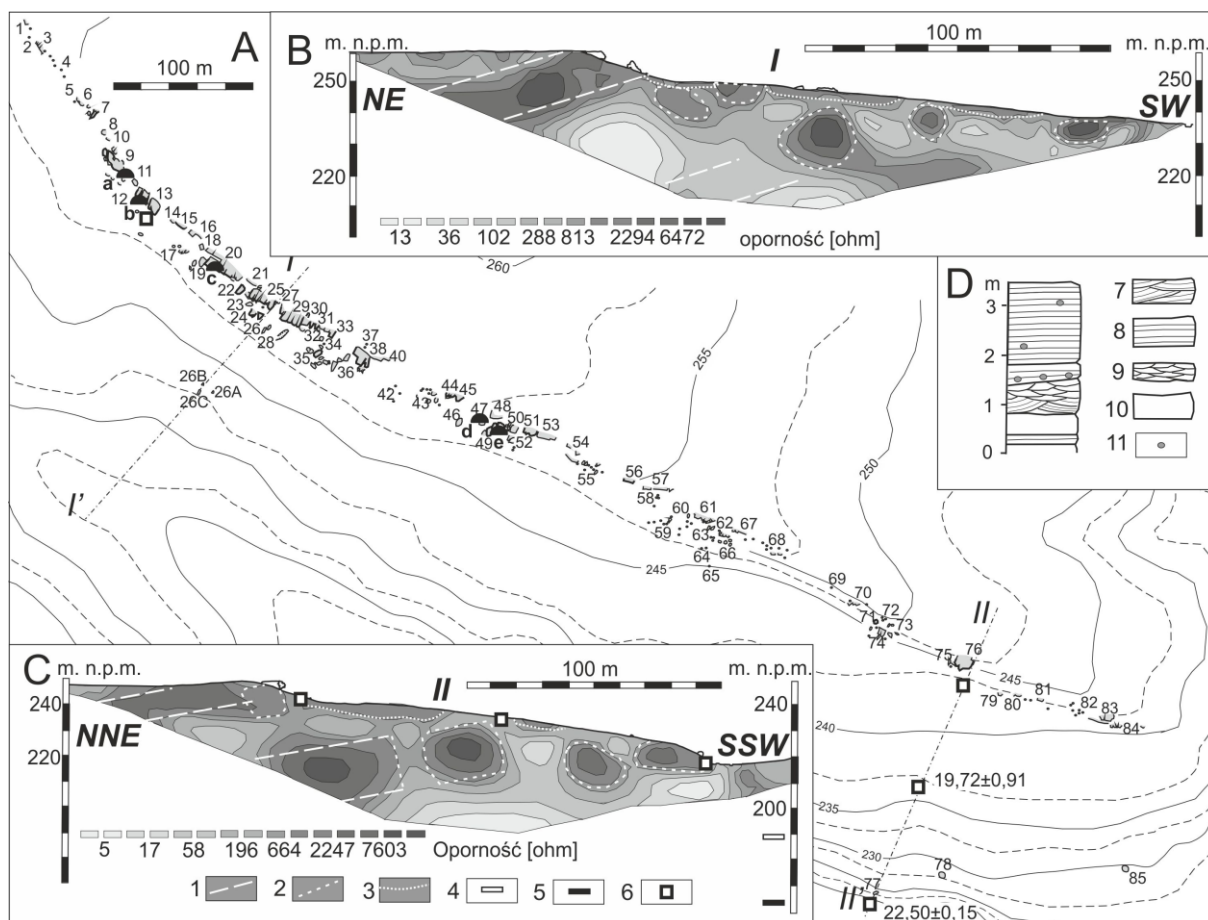
### Budowa geologiczna warunkująca wykształcenie i rzeźbę skałek

Piaskowce budujące skalki reprezentują dolnojurajską formację ze Skłobów (Pieńkowski 2004), zwaną dawniej serią gromadzicką lub serią skłobską (Karaszewski, Kopik 1970), która pod względem stratygraficznym zaliczana jest do (piętra) hettangu (Studencki 1992, 1993). Formacja ta w okolicach Starachowic wykształcona jest głównie jako piaskowce o miąższości 40-65 m, ale cechuje się znaczną zmiennością poziomego wykształcenia (Samsonowicz 1929; Karaszewski, Kopik 1970).

Na całej długości pasa skałek odsłania się ta sama seria piaskowcowa o miąższości kilkunastu metrów i niewielkim nachyleniu w kierunku północno-wschodnim. Seria ta podścielona jest serią ilastą lub heterolitową (ilasto-mułowcowo-piaskowcową) o miąższości około 20 m, pod którą występuje znów pakiet z większym udziałem piaskowców (ryc. 2.11B, C), co dokumentują profile geofizyczne wykonane metodą elektrooporową ERT – *electrical resistivity tomography* (Urban i in. 2015). W ciągu skałek odsłania się najwyższa część serii o miąższości 6-7 m. W jej dolnym odcinku występują piaskowce drobnoziarniste przechodzące ku górze w piaskowce średnioziarniste, nierównoziarniste. Piaskowce są jasnoszare, występują w mniej lub bardziej wyraźnych ławicach o średniej lub dużej miąższości i równoległym lub przekątnym warstwowaniu, bądź bez struktur wewnętrznych. Warstwowanie przekątne jest zwykle wielkoskalowe, zaś laminy nachylone pod niewielkim kątem (ryc. 2.11D). W południowo-wschodnim odcinku pasa skałek w profilu odsłoniętej części serii pojawia się warstwa o miąższości 1-2 m, cechująca się cienkopłytkową, nieregularną oddzielnością i warstwowaniem przekątnym w średniej skali. Struktury sedymentacyjne doskonale ujawniają się w rzeźbie ścian skalkowych. W badanych powierzchniach skalnych rzeźba warunkowana tymi strukturami: rowkowa, listwowo-bruzdowa i cienkolistewkowa zajmuje 48% powierzchni. Powszechna jest jednak również rzeźba typu plastra miodu (drobne *tafoni* – 21% powierzchni), zaś w dolnych częściach skałek obserwuje się miejscami eksfoliację polewy cementacyjnej i dezintegrację ziarnową (2%), co może być związane z kapilarnym podsiąkaniem wód (por. Cílek 1998).

W obrębie piaskowców występują ślady kopalnych pni drzew przejawiające się obecnością podłużnych kawern, stref o obniżonej zwięzłości lub stref przesyconych tlenkami żelaza o kilkumetrowej długości, przekroju zazwyczaj soczewkowatym i średnicy od kilku do kilkunastu centymetrów. Zdecydowana większość śladów pni ma wydłużenie południkowe, co wskazuje na kierunki ruchu wody (fal) w środowisku sedymentacji piaskowców.

Utwory formacji ze Skłobów powstały w środowisku płytkomorskim: przybrzeżnym oraz lagunowym (Pieńkowski 1983, 2004). Dolna część pakietu piaskowcowego reprezentuje osady środowiska bardzo płytkowodnego, plażowego, natomiast górna powstała w warunkach głębszego przybrzeża, prawdopodobnie w obrębie kanałów rozcinających pas barier lagunowych.



Ryc. 2.11. Skałki pod Adamowem. A – mapka skałek na tle topografii, skałki oznaczone numerami 1-81, jaskinie: a) Dziura pod Drutami, b) Schronisko na Przestrzał, c) Tunelik w Skałkach Adamowskich, d) Schronisko Osobne, e) Stalagmitowy Schron. B, C – profile morfologiczne i geofizyczne (elektrooporowe) stoku (wg Urban i in. 2015). D – profil geologiczny skałki 38. Objasnienia oznaczeń: 1 – granice serii w obrębie utworów podczwartorzędowych, 2 – granice izolowanych maszywów piaskowcowych typu *corestones*, 3 – granice pokryw zwietrzelinowych piaszczysto-gruzowych; 4 – współczesny poziom wody w rzece Kamiennej przy ujściu potoku Ruśnia, 1-2 km na południe od stanowiska, 5 – podczwartorzędowe dno doliny Kamiennej; 6 – rów badawczy z datowaniem OSL w tys. lat, 7 – zestawy warstwowania przekątnego w średniej skali (miąższości 0,2-0,5 m), 8 – warstwowanie równoległe, 9 – zestawy warstwowania przekątnego w małej skali (0,1-0,2 m), 10 – piaskowce o nieczytelnych strukturach sedymentacyjnych, 11 – ślad pnia drzewa.

Piaskowce są lekko pochylone w kierunku północno-wschodnim. Grubość ich ławic sięga od 0,1 do 2,8 m, średnio 0,9 m ( $\sigma$  – 0,7 m). Skały rozcięte są rzadkimi, pionowymi spękaniami ciosowymi o kierunkach: NNE-SSW oraz ESE-WNW. Dla ciosu NNE-SSW skrajne odległości spękań wynoszą 0,4-6,2 m, średnio: 2,9 m ( $\sigma$  – 1,5 m), dla ciosu WNW-ESE skrajne odległości wahają się w granicach 1,6-14,5 m, średnio 6,2 m ( $\sigma$  – 3,1 m). Jak widać są to generalnie wartości zbliżone do wielkości tych samych parametrów piaskowców warstw z Krynek, które budują oglądane na poprzednim stanowisku skałki w Rudzie. Jeden z kierunków ciosu wyznacza kierunek zbocza, kuesty i ciągu skałkowego.

#### Grawitacyjne transformacje serii skałotwórczej i skałek

Profile geofizyczne wykonane w poprzek ciągu skałkowego rejestrują pierwszy etap morfogenezy prowadzący do powstania skałek, mianowicie grawitacyjny rozpad serii piaskowcowych na duże bloki o charakterze *corestones* (Ollier i in. 2007), które tkwią obecnie w regolicie (zwietrzelinie). Proces rozpadu przypowierzchniowej części serii mógł rozpocząć się w neogenie, niewątpliwie jednak postępował w okresie plejstocenu, zwłaszcza w okresach degradacji wieloletniej zmarzliny, gdy rozpad i ruch sztywnych piaskowcowych bloków był ułatwiony dzięki gwałtownemu

uplastycznieniu rozmarzających utworów ilastych (proces zwanym *cambering* – Hutchinson 1991; Parks 1991). Dodatkowym czynnikiem sprzyjającym temu rozpadowi w mezoplejstocenie mógł być nacisk lądolodu w jego strefie brzegowej, której podłoże było dodatkowo rozcinane przez wody proglacialne spływając – podobnie jak Ruśnia – z północy do doliny Kamiennej (Urban i in. 2015). Podobny rozpad stoku wykazały badania geofizyczne obszaru występowania skałek w Krynkach, po przeciwnej stronie doliny rzeki Kamiennej (Urban 2016b).

Najprawdopodobniej podobne procesy uplastycznienia podłoża oraz ruchu pokrywy zwietrzelinowej związane z degradacją wieloletniej zmarzliny w końcu plejstocenu (patrz opis stanowiska 2.3) spowodowały rozpad grawitacyjny bezpośrednio przypowierzchniowej części pakietu piaszkowego. W rezultacie tego rozpadu wiele elementów ciągu skałkowego (około 20%) uległo ruchom o charakterze przechyłu, poślizgu czy obrotu wokół osi pionowej. Z kilku jednak przyczyn, przede wszystkim z powodu wielkości bloków oraz składu ziarnowego osadów otaczających nie można tych bloków porównywać genetycznie z tzw. blokami żłobiącymi (*ploughing boulders*, *Wanderblöcke*), w sensie w jakim je definiuje i charakteryzuje Ballantyne (2001). Znacznie rzadsze są bloki zrotowane w kierunku przeciwnym do spadku stoku, nachylone poprzecznie do stoku lub przewrócone na bok (ryc. 2.12D-J). Fakt, iż przeważają bloki wykazujące ruch prawoskrętny wokół osi pionowej na stoku o nachyleniu południowo-zachodnim może sugerować rolę nasłonecznienia działającego przede wszystkim od strony południowej, co powodowało, iż po stronie zacienionej, północnej dłużej utrzymywała się „kotwica” zmarzniętego gruntu (zwietrzeliny), hamująca ruch bloku w dół i – w konsekwencji – powodująca jego obrót w prawo (Urban 2015).

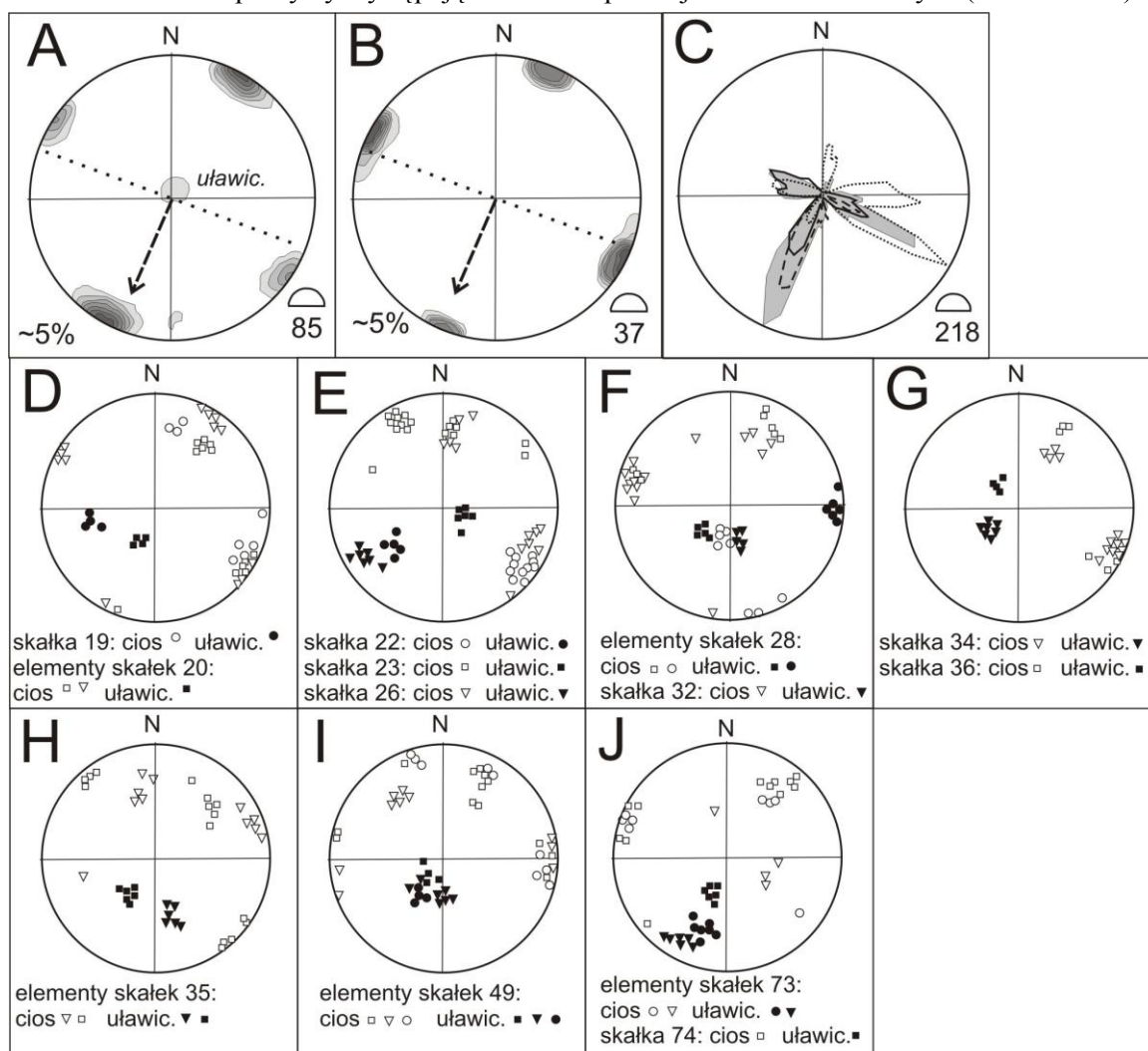
Większość bloków znajduje się w strefie stoku bezpośrednio poniżej kuesty o stosunkowo znacznym nachyleniu, rzędu 15-20°, jednak ruch związany niewątpliwie z innymi warunkami plastyczności (w późnym plejstocenie) był przyczyną odsunięcia się niektórych bloków na odległość kilkudziesięciu metrów od kuesty, na obszar o niewielkim nachyleniu rzędu 5° (ryc. 2.12A, D) (Urban 2015). Bloki skalne występujące w południowo-zachodniej części grupy, w odległości prawie 200 m od ciągu, bezpośrednio nad korytem potoku mogą być efektem głębokiego a następnie płytkiego transportu mas piaszkowych (ryc. 2.12C).

Oprócz „aktywnego”, powodowanego własnym ciężarem przemieszczania się bloków skalnych następowało również „pasywne”, powodowane jedynie nabrzmiewaniem plastycznych mas podłoża, ich wypychanie, co dokumentowane jest przez wyniesienie niektórych skałek powyżej poziomu wierzchowiny nad kuestą (np. skałka nr 39, ryc. 2.12A).

### Ewolucja pokryw stokowych jako warunek powstania skałek

Skałki pod Adamowem to stanowisko geologiczne dobrze ilustrujące również najważniejszy konieczny warunek powstania a później istnienia form skałkowych. Takim warunkiem jest usuwanie materiału zwietrzelinowego z miejsc powstania (istnienia) skałek szybsze niż denudacja powierzchni skalnych tworzących skałki (Jahn 1954). Część tego warunku, dotycząca odporności na denudację piaszkowców została omówiona podczas sesji referatowej, w terenie natomiast można omówić drugą część tego warunku dotyczącą charakteru i transportu osadów pokrywających stok. Kilka wykopów wykonanych w tych osadach wykazało, że pokrywę stokową tworzą mikstyty powstałe z rumoszowo-gruzowego materiału zwietrzelinowego, w którym przestrzenie między fragmentami skalnymi są wypełnione drobnym i średnim piaskiem kwarcowym złożonym w części z ziarn pochodzących z transportu eolicznego (obtoczonych i półobtoczonych), w części zaś piaskiem pochodzącym z wietrzenia miejscowych piaszkowców, w tym z ziarn stanowiących drobne fragmenty bardzo drobnoziarnistych piaszkowców (Urban 2015). W skałkach adamowskich piasek eoliczny jest akurat rozmieszczony bezładnie w osadzie i dominuje w próbce pochodzącej z niszy piaszkowej pod skałką nr 13 (ryc. 2.12). Datowania OSL dwu próbek ze środkowej i dolnej części stoku (z głębokości 0,7-0,8 m) wskazują na kształtowanie się pokryw i transport materiału piaszczystego w okresie pesimum klimatycznego plenivistulianu (ryc. 2.12). Chaotyczne rozmieszczenie i wielkość gruzowych fragmentów skalnych w pokrywach wskazuje, iż powstały one jako spływy wysokogęstościowe (por. np. Pawelec 2006), czyli że ruch miał charakter spelzływania, aczkolwiek ich skład ziarnowy nie jest typowy dla pokryw soliflukcyjnych (w piaskach średnio- i gruboziarnistych pozbawionych większej domieszki ilasto-pylastej nie zachodzi typowy dla soliflukcji proces *frost heaving* – Beskow 1991; Matsuoka 2001). Tym niemniej obserwacje dowodzą, że w warunkach peryglacialnych pokrywy

typowo piaszczyste także ulegają silnym deformacjom (np. Ballantyne 1993; Goździk, French 2004). Podobne teksturalnie pokrywy występują na stokach poniżej skałek Gór Stołowych (Kabała 2007).



Ryc. 2.12. Zaleganie warstw, spękanie ciosowe, sytuacja geomorfologiczna, ekspozycja i rzeźba (wybranych) skałek grupy Skałek pod Adamowem. A, B – diagramy konturowe położenia powierzchni ciosu i zalegania warstw skalnych w zachodniej (A – skałki 15-20) i centralnej (B – łomik 30) części ciągu skałek (na górną półkulę). C – róże ekspozycji powierzchni bocznych skałek o bogatym urzeźbieniu (skałki 20, 22, 25, 29, 49) – szara powierzchnia oraz ekspozycji wybranych form mikrorzeźby: plastrowej (linia ciągła), rowkowej (linia kropkowana) oraz listowowo-bruzdowej z rowkami (linia przerywana); poniżej podano ilość pomiarów. D-J – punktowe diagramy położenia powierzchni ciosu i uławicenia wybranych skałek *ex situ*, odwzorowanie na płaszczyznę punktów przecięć linii normalnych do mierzonych powierzchni z dolną półkulą.

Datowania, strukturalne i teksturalne wykształcenie pokryw oraz charakter ziarn wskazują, że główny etap pełnienia pokryw stokowych (złożonych głównie z materiału zwietrzelinowego z domieszką eolicznego) w dół stoku oraz ich częściowe przewiewanie można wiązać z okresem górnego plenivistulianu i późnego glacjału (szczegółowa dyskusja – patrz Urban 2015), choć zdaniem B. Manikowskiej (2000) opisującej struktury pokryw stokowych na niezbyt odległej górze Chełmo, w okresie pesimum klimatycznego vistulianu powinny raczej powstawać osady niskogęstościowych spływów wodnych. W badanych stanowiskach na stokach skałkowych nigdzie jednak nie napotkałem osadów o strukturach powstających w rezultacie takich spływów (Urban 2015). Procesy przemieszczania się materiału w dół stoków nie zamarły jednak całkowicie wraz z końcem plejstocenu i w różny sposób odbywają się nadal, czego świadectwem jest np. zasypywanie holocenów rzeźby skałek czy jaskinia Dziura na Przestrzał.

#### Jaskinie jako świadectwa procesów morfogenetycznych

Wspomniana wyżej jaskinia oraz pozostałe jaskinie skałek adamowskich, a właściwie schroniska skalne o długościach 2,5-7,5 m, stanowią jeszcze jeden element wart omówienia w kontekście rozważań o genezie i ewolucji tych skałek. Każda bowiem z tych jaskiń wskazuje na jakieś cechy genetyczne lub procesy kształtujące skałki. Pierwsze od strony północno-zachodniej Schronisko pod Drutami (długości 4,5 m – Gubała i in. 1996b) jest szczeliną rozpoczynającą się szerszym okapem rozwiniętą wzdłuż spękania i powierzchni ławicowej w rezultacie niewielkiego ruchu bloków w dół stoku, wietrzenia powierzchni skalnej oraz działalności zwierząt. Dziura na Przestrzał (długości 7,5 m – Gubała i in. 1996c) to niska i rozległa pustka pod dużą płytą skalną. Jej istnienie dowodzi procesu grawitacyjnego pełznięcia materiału pokrywy stokowej, które najpewniej trwa również współcześnie, bo w innym wypadku zostałyby zasypana. Tunelik w Skałkach adamowskich (długości 4,0 m – Gubała i in. 1996d) powstał w rezultacie rozsuwania się bocznego (dylatacyjnego) fragmentów progu skalnego i grawitacyjnego ruchu wyższego bloku. Powstanie Schroniska Osobnego (długości 2,5 m – Gubała i in. 1996e) także wymagało przesunięcia płytowego bloku (na dwa inne bloki), którego jednak mechanizm jest trudny obecnie do określenia. Wreszcie Stalagmitowy Schron (długości 4,0 m) jest „prostą” niszą podskalną, w której występuje jednak jedyny w Polsce (zapewne poza Górami Stołowymi) stalagmit korzeniowy (*root stalagmite*, *wurzenstalagmite*)– splot korzeni rozwijających się w miejscu kapania wody (por. Pavuza, Cech 2013).

## **Stanowisko 2.5. Skałki Piekło pod Niekłaniem. Skałki zbudowane z piaskowców formacji ostrowieckiej dolnej jury: litologia oraz procesy erozji podpowierzchniowej i grawitacyjne jako czynniki skałotwórcze**

*Jan Urban, Michał Jankowski, Andrzej Kasza*

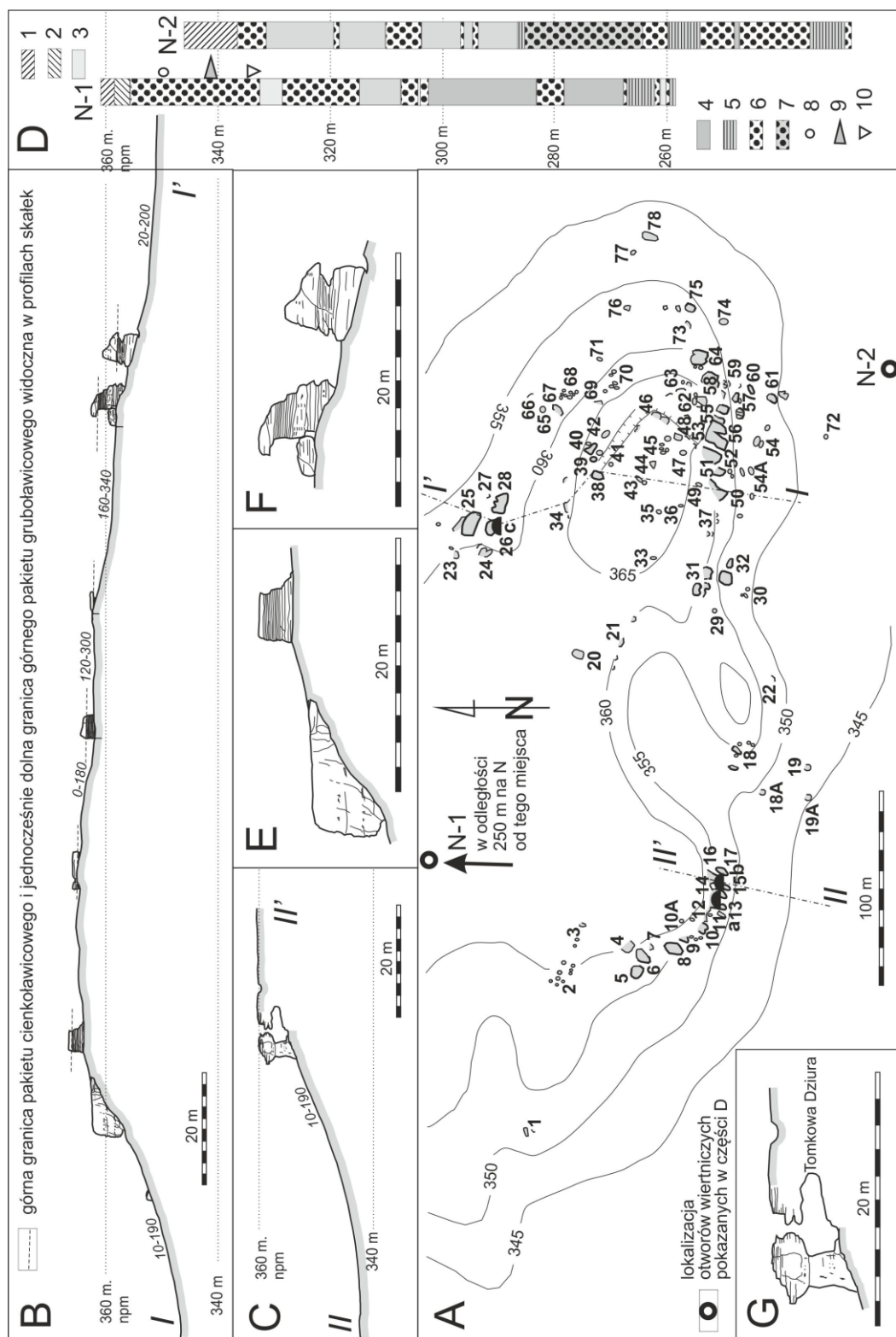
Skałki Piekło pod Niekłaniem to najbardziej znana i najbardziej atrakcyjna pod względem estetycznym (krajobrazowym) piaskowcowa grupa skałkowa w regionie świętokrzyskim. Pierwsze wzmianki oraz opisy skałek niekłańskich pochodzą z lat 20. XX wieku (Kuźniar 1923; Massalski, Kaznowski 1928), później wielokrotnie skałki te były przedmiotem opisów głównie krajoznawczych (m.in. Massalski 1967, Jakubowski 1971; Mizerski 1985; Paszkowski 2000; Bębenek, Miśkiewicz 2012b) ale też naukowych. Podziwiano nie tylko piękno i unikatowość form skałkowych, ale studiowano specyficzną florę naskalną (m.in. Massalski, Kaznowski 1928; Massalski 1962; Cieśliński, Czyżewska 2006), struktury (sedymetologię) budujących je piaskowców (Pieńkowski 2004, 2009) a także morfologię form skałkowych (o czym szczegółowo dalej). Ze względu na walory estetyczne, przyrodnicze i naukowe w 1959 r. utworzono rezerwat przyrody „Skałki Piekło pod Niekłaniem” obejmujący całą grupę skałkową (Alexandrowicz i in. 1975; Alexandrowicz 1990; Urban 1990; Wróblewski 2000). W samej rzeczy skałki niekłańskie są stanowiskiem dziedzictwa geologicznego o znaczeniu ponadregionalnym, proponowanym do wpisania na europejską lub światową listę takich stanowisk (Urban, Wróblewski 1999; Alexandrowicz 2006; Pieńkowski 2008b; Urban, Gągor 2008).

### Morfologia i budowa geologiczna

Skałki Piekło pod Niekłaniem to grupa 80 form skałkowych o różnych bardzo kształtach i wielkościach pokrywająca nieregularnie stoki i częściowo wierzchowinę niewielkiego płaskowzgórza należącego w podziale Wróblewskiego (1976) – do Wzgórz Niekłańsko-Bliżyńskich, zaś w. najnowszym podziale Solona i in. (2016) – do Wzgórz Niekłańskich. Płaskowzgórze leży na wododziale pomiędzy dorzecziami Czarnej Koneckiej i Kamiennej, na wysokości 345-360 m n.p.m., około 20 m nad pobliskimi obniżeniami źródłiskowymi (ryc. na tylnej okładce tomu). W grupie skałkowej wyodrębnia się wyraźnie zachodni zespół kilkunastu skałek ryc. 2.13., skałki nr 1-17), położony w górnej części południowo-zachodniego stoku płaskowzgórza oddzielonej od wschodniej jego części suchą dolinką. Na stokach i wierzchowinie wschodniej części płaskowzgórza można wyróżnić niewielki środkowy zespół skałkowy (skałki 18-22) – na stoku południowym, po drugiej stronie dolinki, niezbyt liczny, ale wybitny wielkością form północny zespół skałkowy (skałki 23-28) – na stoku północnym) oraz największy, wschodni zespół (skałki 28-78) pokrywający południowo-wschodnie, wschodnie i częściowo północno-wschodnie części płaskowzgórza.

Najbardziej atrakcyjny pod względem estetyczno-krajobrazowym – zarówno w grupie skałkowej, jak i w całym regionie – jest zachodni zespół skałek utworzony przez ambony, progi a przede wszystkim grzyby skalne o wysokości 5-7 m i bardzo bogatej, specyficznej – nie spotykanej w innych zespołach i grupach skałkowych regionu – rzeźbie. Charakterystycznym elementem tej rzeźby są duże formy klepsydrowe i duże kawerny typu *tafone* (z elementami kolumnowymi i piramidalnymi w ich obrębie), a także rozległe strefy pozbawione polewy cementacyjnej, na powierzchniach których następuje dezintegracja ziarnowa piaskowców. W naukowo-przyrodniczych waloryzacjach skałkowych ten zespół otrzymuje oczywiście najwyższe punktacje w regionie (Urban, Kasza – manuskrypt, Reg. Dyr. Ochr. Środowiska w Kielcach). Ten zespół jest też najczęściej odwiedzany przez turystów trafiających szlakami i ścieżkami edukacyjnymi do rezerwatu, mimo, że w tym momencie nie leży bezpośrednio przy tych trasach.

Na uwagę zasługuje również północny zespół, którego głównym elementem są trzy wielkie stoły-baszy osiagające wysokość 6 m. We wschodnim zespole występują niezbyt wysokie stoły, płyty skalne i kopulaste („poduszkowate”) skałki pokrywające wierzchowinę, pas skałkowy o długości około 80 m ciągnący się wzdłuż górnej krawędzi południowego stoku, utworzony z wyższych (wysokości do 5-7 m) progów i ambon, jak również bloki (*ex situ*), najczęściej o kształtach stołów lub grzęd skalnych, występujące w różnych częściach i u podnóża stoku (ryc. 2.13A, C, E-G). W kierunku zachodnim od Piekła niekłańskiego występują pojedyncze formy skałkowe, które w odległości około 1 km od rezerwatu tworzą jeszcze jedną, znacznie jednak mniejszą grupę skałkową.



Ryc. 2.13. Skalki Piekło pod Nieklaniem (wg Urban i in. 2015, uzupełnione). A – rozmieszczenie skałek i jaskiń na tle orientacyjnej topografii; skałki oznaczone numerami 1-78 (także 10A, 18A, 19A); jaskinie: a) Jama Agi, b) Tomkowa Dziura, c) Schronisko Sympozjalne. B i C – profile morfologiczne stoku przechodzące przez grupy skałkowe. D – profile otworów wiertniczych rdzeniowanych – wyższego, wykonanego na wysoczyźnie na północ od skałek oraz niższego, wykonanego bezpośrednio u południowego podnóża (Centr. Arch. Geol., Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa); objaśnienia symboli: 1-2 – czwartorzęd (1 – piasek, 2 – glina), 3-7 – jura dolna (3 – ił, 4 – łupek, 5 – łupek z rudą żelaza, 6 – piaskowiec, 7 – pakiet piaskowcowo-ilasty, heterolit), 8 – spiaszczenie piaskowców, 9 – ucieczka płuczki, 10 – zwierciadło wód podziemnych. E-G – profile morfologiczne wybranych skałek.

Skałki zbudowane są z piaskowców dolnego pakietu dolnojurajskiej formacji ostrowieckiej (synemur), która stanowi sekwencję zróżnicowanych frakcjonalnie osadów: piaskowców, mułowców oraz iłowców, tworzących często pakiety o charakterze heterolitów (Cieśla i in. 1999a, b; Pieńkowski 2004, 2008b, 2009). Pakiet ten występuje bezpośrednio na utworach górnej części formacji rudonośnej z Przysuchy, które są w przewadze ilasto-mułowcowe, co dobrze ilustrują profile otworów wiertniczych (ryc. 2.13D). Liczne otwory wiertnicze w okolicach skałek były wykonywane w związku z poszukiwaniem i eksploatacją pokładowych rud żelaza występujących w górnej części formacji rudonośnej, które były przedmiotem eksploatacji w licznych wyrobiskach (szybach i chodnikach) kopalni Piekło działającej na rozległym wypłaszczeniu u podnóża skałek do pierwszej połowy XX wieku (Kuźniar 1923).

Skałki są zbudowane z piaskowców głównie drobnoziarnistych, przechodzących ku górze w średnio- i gruboziarniste, które występują w trzech różnych litologicznie warstwach:

- a) dolnej, o miąższości co najmniej 5 m złożonej z grubych zestawów o poziomym, kopułowym lub przekątnym warstwowaniu w dużej skali,
- b) środkowej, o miąższości 0,8-2,5 m (największej w zachodnim zespole skałkowym), cienko- i bardzo cienko ławicowej,
- c) górnej, o miąższości co najmniej 2,5 m, złożonej z grubych zestawów o przekątnym, rynnowym warstwowaniu w dużej skali.

Piaskowce te – zdaniem G. Pieńkowskiego (2004, 2008b, 2009) – stanowią morskie osady brzegowo-przybrzeżne w których można prześledzić sukcesję struktur świadczących o spływaniu środowiska sedymentacji. Niższa część sekwencji osadowej tworzyła się w strefie przyboju przybrzeża, gdzie dominują prądy powrotne i płynące wzdłuż brzegu, podłużne kawerny oraz walcowate struktury o obniżonej zwięzłości lub przesycone tlenkami żelaza, interpretowane jako ślady pni i konarów, a być może też systemów korzeniowych drzew.

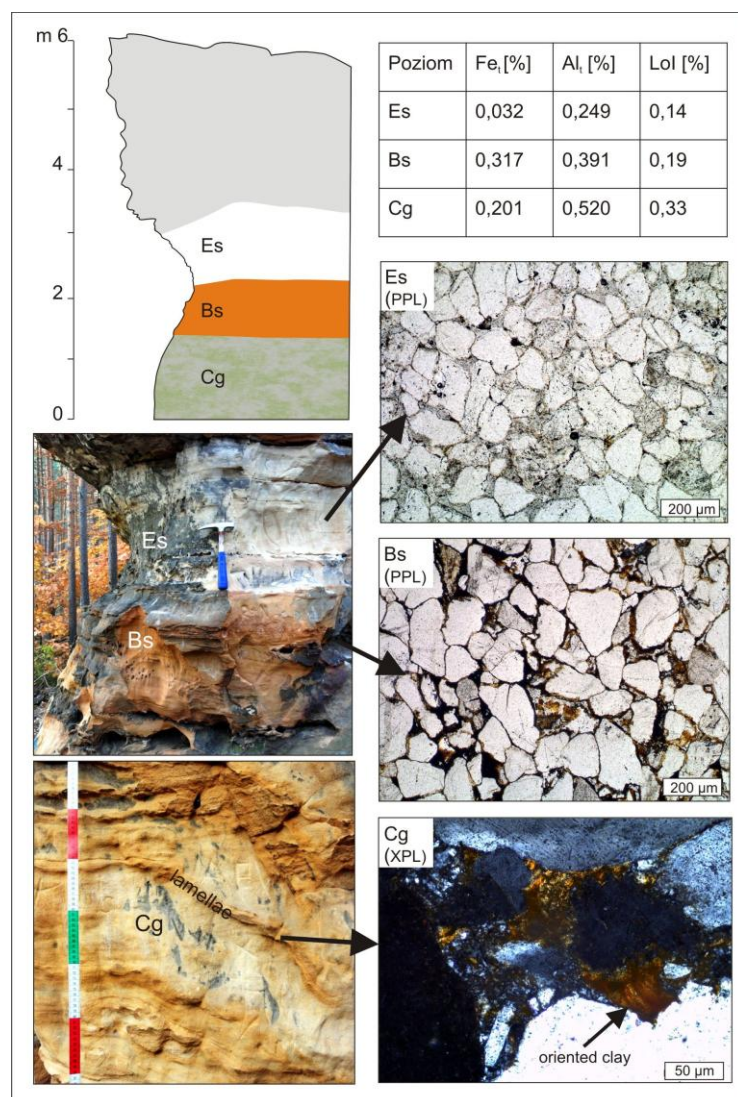
W piaskowcach budujących niekłańskie skałki zachowany jest kopalny profil glebowy ukształtowany w dolnej jurze, o bardzo dobrym stopniu wykształcenia i wyraźnych cechach morfologiczno-typologicznych. W regularnym, wertykalnym zróżnicowaniu barw piaskowców, rozmieszczeniu struktur sedymentacyjnych i postsedymentacyjnych oraz śladów roślin jest odzwierciedlona pełna sekwencja trzech mineralnych poziomów genetycznych typowa dla gleby określanej jako *glejobelica* (w klasyfikacji międzynarodowej *Gleyic Podzol*) (ryc. 2.14) (Jankowski i in. 2018).

Stropową część jurajskiej gleby stanowi poziom wymywania tlenków żelaza i glinu E (*albic*). Poziom ten cechuje się wybieleniem związanym z odmyciem przez przesiąkające roztwory glebowe ziaren kwarcu oraz zatarciem struktur sedymentacyjnych. Zalegające poniżej strefy barwy rdzawej reprezentują poziom wzbogacania Bs (*spodic*), powstały w wyniku wmycia z poziomu nadległego tlenków glinu i żelaza, a pierwotnie prawdopodobnie także materii organicznej (próchnicy). Obecnie ślady obecności próchnicy nie są morfologicznie czytelne, co wiąże się z jej rozkładem w toku milionów lat diagenety. Najniższą strefą pedogeniczną jest skała macierzysta z wyraźnymi cechami oglejenia Cg (ryc. 2.14). W skale macierzystej zachowały się, co prawda, pierwotne struktury sedymentacyjne, jednak charakterystyczne „marmurkowato” plamiste zróżnicowanie barw, jasnordzawych oraz szaro-zielonkawych, jest efektem mikrobiologicznego utleniania i redukcji związków żelaza w warunkach niedoboru tlenu, związanych z nadmiernym uwilgotnieniem, wywołanym płytkim zaleganiem wód gruntowych. W skale macierzystej widoczne są również powstałe w wyniku pedogenezy postsedymentacyjne, iluwialne lamelle (*pseudofibry*), wykształcone w postaci obsekwentnych w stosunku do warstwowania litologicznego wstęg.

Charakterystyczny układ powiązanych geochemicznie poziomów genetycznych glejobelicy najlepiej jest widoczny w ciągłej formie w całym zachodnim zgrupowaniu form skałkowych, w ich środkowych i dolnych partiach. Fragmentarycznie można go jednak zaobserwować także w pozostałych częściach zespołu niekłańskich skałek.

Fakt obecności gleby kopalnej w profilu niekłańskich piaskowców jest świadectwem lądowego epizodu w historii ich tworzenia oraz przerwy w sedymentacji piaszczystych osadów i rozwoju zwartej pokrywy roślinnej w dolnej jurze. Obecność glejobelicy dowodzi panowania klimatu wilgotnego, prawdopodobnie subtropikalnego klimatu oraz acidofilnej roślinności. Występującym na współczesnej powierzchni Ziemi analogiem jurajskiej paleogleby z okolic Niekłań są gleby nazywane gigantycznymi bielcami (*giant Podzols*), spotykane w strefie tropikalnej i subtropikalnej,

często na piaszczystych wybrzeżach morskich (np. w Brazylii, Australii, Nowej Zelandii) (Jankowski i in. 2018).

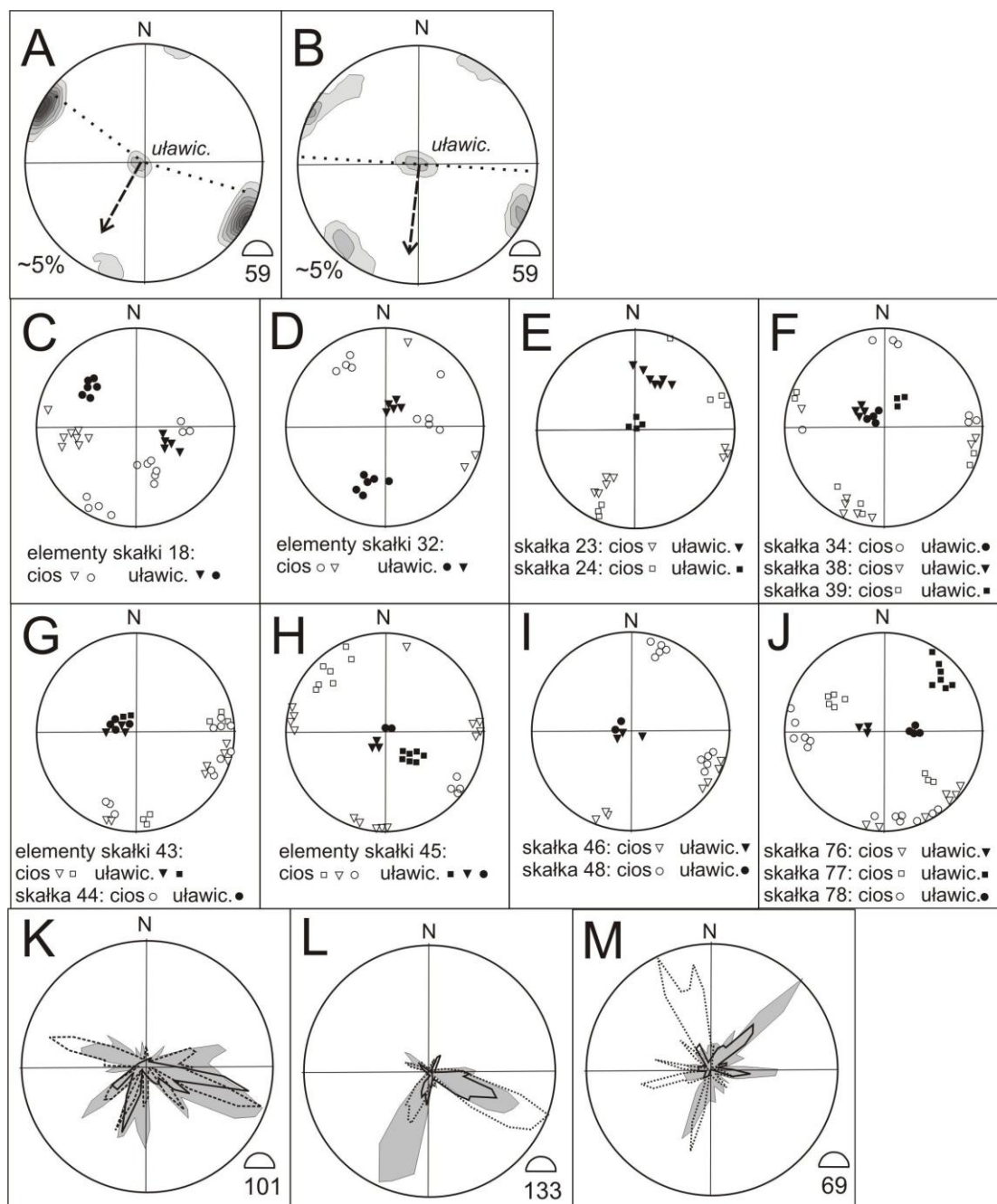


Piaskowce tworzące skałki Piekła niekłańskiego zalegają praktycznie poziomo (ryc. 2.15A, B).

Ryc. 2.14. Ślady jurajskich procesów glebotwórczych w skałkach niekłańskich: profil glebowy (Es - poziom wymywania *albic*, Bs - poziom wzbogacania *spodic*, Cg - poziom glejowy), wskaźniki geochemiczne, zdjęcia makroskopowe elementów profilu (fot. M. Jankowski) oraz obrazy mikromorfologiczne w mikroskopie petrograficznym: PPL - nikole równoległe, XPL - nikole skrzyżowane).

### Świadczenia morfogenezy masywu skalnego i skałek

Pierwsza opinia o genezie skałek została wyrażona już w najstarszej opublikowanej notatce o skałkach, w której Cz. Kuźniar, pisząc o poszukiwaniach rud żelaza, jednym zdaniem wspomina skałki jako efekt erozji eolicznej. Myśl o eolicznym pochodzeniu skałek Piekła niekłańskiego rozwinął pół wieku później L. Lindner (1972, 1977), w którego opinii bogactwo rzeźby form skałkowych Piekła pod Nieklaniem wskazuje na eoliczne obnażenie i ukształtowanie rzeźby form skałkowych w czasie ostatniego zlodowacenia plejstoceńskiego, w rezultacie działania wiatrów zachodnich wiejących w okresie sedimentacji lessów młodszych w górnym plenivistulianie (Chlebowski, Lindner 1989, 1991). Zdaniem tego autora podstawowymi przesłankami świadczącymi o eolicznej genezie skałek są: przeważająca zachodnia ekspozycja skałek o najbogatszej rzeźbie i mikrorzeźbie a także brak materiału pylastego i drobnopiaszczystego w pokrywach piaszczystych od strony zachodniej wzgórza Piekło, przy obecności drobnych ziarn w pokrywach wschodnich zboczy wzniesienia. Przeciwnik tej opinii, J. Jersak (1976), w polemice z L. Lindnerem sugerował starszy wiek skałek niekłańskich oraz brak związku rzeźby skałek z kierunkami geograficznymi. W świetle nowszych teorii (np. Cilek i in. 2007) istotnym czynnikiem decydującym o tworzeniu się grup skałkowych było grawitacyjne rozsiewanie się masywów skalnych a następnie ich erozja wzdłuż szczelin i wietrzenie. Specyficzne ukształtowanie skałek zachodniego zespołu jest warunkowane innymi niż wiatr czynnikami (o czym niżej), zaś unikatowa rzeźba ścian tych skałek jest niewątpliwie młodsza niż plejstoceńska (Urban 1996c, 2005; Urban i in. 2015).



Ryc. 2.15. Skalki Piekło pod Nieklaniem. A, B – diagramy konturowe orientacji powierzchni ciosu i uławicenia piaskowców w skalkach *in situ* w zachodnim (A) oraz wschodnim (B) zespole skalek. C-J – punktowe diagramy orientacji powierzchni ciosu i uławicenia wybranych skalek; wszystkie diagramy konturowe i punktowe prezentują odzwierciedlenie na płaszczyznę przecięć linii normalnych do mierzonych powierzchni z półkulą dolną. K-L – różne ekspozycje powierzchni bocznych skalek zachodniej grupy skałkowej (K – skałki 10-17), wschodniej grupy skałkowej (L – skałki 50-55) oraz północnej grupy skałkowej (M – skałki 25-26) – szara powierzchnia oraz ekspozycji wybranych form mikrorzeźby: typu plastra miodu z niewielkim udziałem komórkowej (linia ciągła) oraz rowkowej (linia kropkowana); poniżej podano ilość pomiarów.

Należy podkreślić, że L. Lindner (1972, 1977) zwrócił już uwagę na świadectwa dezintegracji masywu znacznie starsze niż formowanie i obnażanie skałek. Opisał mianowicie powłoki mineralne utworzone wzdłuż spękań ciosowych na powierzchniach skałek: czarne, starsze i żółto-brązowe, młodsze, które – jego zdaniem – mogą być albo formami typu pól pustynnych, albo znacznie starszymi wypełnieniami szczelin z okresu przed odsłonięciem masywu na powierzchni. Porównanie z innymi tego typu formami w skałkach świętokrzyskich (patrz stanowisko 2.3) przemawia za słusznością tej drugiej hipotezy.

Stwierdzona w wierceniu na głębokości około 20 m (ryc. 2.13D), a więc na wysokości podnóża płaskowzgórza, szczelina tnąca piaskowce jest świadectwem głębokiego rozpadu masywu wzniesienia. Innymi dowodami wskazującymi na rozpad grawitacyjny masywu płaskowzgórza jest wzajemne położenie poszczególnych skałek oraz morfologia płaskowzgórza. Pionowe przesunięcie skałek względem siebie jest udokumentowane różnicami wysokości w skałkach konkretnego elementu litostratygraficznego, w tym wypadku granicy pomiędzy środkową, cienkoławicową i górną, gruboławicową warstwą piaskowców obserwowaną w skałkach wschodniego zespołu. Granica ta od skałki nr 49 stopniowo obniża się, by gwałtownie obniżyć się pomiędzy wielkimi stołami zespołu północnego, z których jeden jest wyraźnie „zrzucony” w dół stoku (ryc. 2.13B). Obserwacje położenia skałek na wierzchowinie sugeruje poziome „rozjeżdżanie się” – *spreading* – poszczególnych płyt i stołów, które jednak może mieć swe częściowe co najmniej źródło w rozciąganiu całego masywu. Na taki *spreading* połączony z obniżaniem się brzeżnych części płaskowzgórza wskazują też płytkie rowy w górnej części północnego i wschodniego stoku płaskowzgórza (na linii skałek nr 41, 46, i 48, ryc. 2.13A) (Urban i in. 2015). Szczegółowe pomiary (ryc. 2.15C-J) wskazują, że poszczególne skałki ulegały również przechyłom oraz ruchom wokół osi pionowej, niekiedy te przechyły były znaczne (np. skałki nr 23, 32, ryc. 2.15D, E) z nawet prowadziły do całkowitego ich przewrócenia (np. skałka nr 77, ryc. 2.15J).

Ruchy te następowały najpewniej w końcu plejstocenu, zapewne w okresie degradacji wieloletniej zmarzliny i – w konsekwencji – uplastycznienia ilów formacji rudonośnej w podłożu płaskowzgórza. Wskazują na to stosunkowo dobrze zachowane formy rowów, które, gdyby powstały wcześniej, byłyby wypełnione materiałem soliflukcyjnym (Urban i in. 2015).

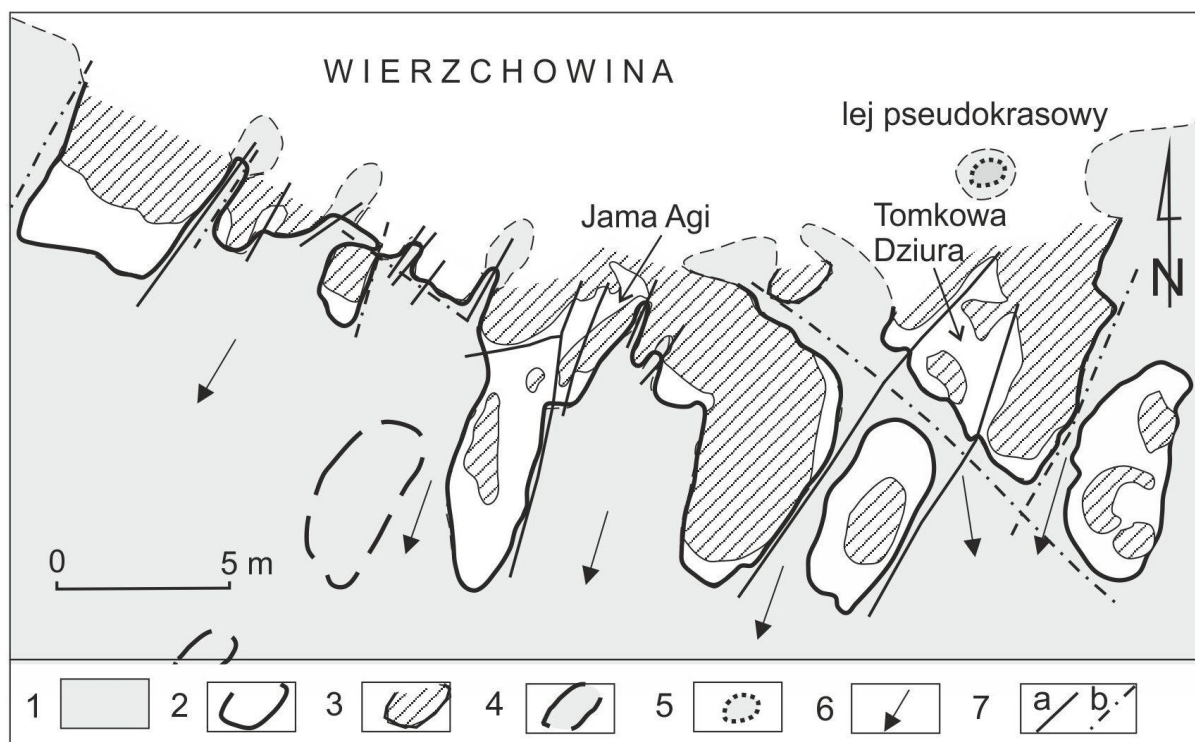
Zmienność litostratygraficzna pakietu skałkotwórczego pozwala również na stwierdzenie, iż wierzchowina płaskowzgórza nie jest warunkowana strukturalnie, przecina bowiem pakiet w różnych litostratygraficznie miejscach, co sugeruje, iż jest ona powierzchnią „mikro-zrównania”. W konsekwencji obecność silnie zdegradowanych (zaokrąglonych i porozsuwanych) form skałkowych na wierzchowinie oraz zwartych, znacznie „lepiej zachowanych” skałek poniżej niej, w górnej części stoku płaskowzgórza wskazuje na dwa etapy morfogenezy płaskowzgórza: starszy, podczas którego nastąpiło zniszczenie masywu prawie do wysokości wierzchowiny oraz młodszy – kształtowania (cofania się) stoków i rozpadu grawitacyjnego płaskowzgórza.

W zachodnim zespole skałek procesy grawitacyjnego rozpadu – z wyjątkiem bloku nr 13 (ryc. 2.13A) – są bardzo słabo widoczne, mimo istnienia tu stosunkowo wysokiego stoku o znacznym nachyleniu. Istniejące tu jednak dwie jaskinie: Jama Agi oraz Tomkowa Dziura, obie o głębokości po 8 m (Urban 1996a, b), są jednak świadectwem innego procesu formującego ten zespół skalny i zapewne odpowiedzialnego za niezwykle kształty jego skałek (ryc. 2.16). Procesem tym jest podziemna erozja wodna rozwijająca się wzdłuż spękań ciosowych, współdziałająca zapewne z wietrzeniem skał wzdłuż tych samych powierzchni. Wymienione wyżej jaskinie rozwinęły się właśnie w rezultacie takich procesów, co dokumentowane jest ich kształtem (nachyleniem spągu, rozwinięciem wzdłuż szczelin), obecnością struktur powierzchniowych świadczących o obecności wody, okresową obecnością wody (w postaci lodu zimą) w tych jaskiniach oraz w węższych szczelinach przecinających piaskowce. Dowodem na wymywanie materiału ze szczelin w głębi masywu jest także lej pseudokrasowy na wierzchowinie ponad szczelinami rozwiniętymi na przedłużeniu Tomkowej Dziury (ryc. 2.16) (Urban 1996c, d; Urban 2005; Urban, Kasza 2009).

Kształt i układ przestrzenny skałek zachodniego zespołu skałkowego (na planie tego zespołu – ryc. 2.16) wskazuje, że podziemna erozja wodna działająca wzdłuż powierzchni tektonicznych i ciosowych jest głównym czynnikiem morfogenetycznym kształtującym specyficzne, unikatowe formy skalne tego zespołu i była tym czynnikiem zapewne już od późnego plejstocenu. Inne czynniki, takie jak wietrzenie powierzchniowe czy erozja eoliczna, współdziałały oczywiście w procesie cofania się ścian skalnych, ale nie determinowały kierunków rozwoju tego procesu, działały „wtórnie” w stosunku do erozji wodnej (Urban 1996c, d; Urban 2005; Urban, Kasza 2009). Wymywanie materiału ze szczelin jest uznane za istotny czynnik kształtujący morfologię masywów piaskowcowych (Bruthans i in. 2012; Duszyński 2019, ss. 28-32). Podobny proces opisywany był w wielu innych masywach piaskowcowych, w tym w Górach Stołowych (Dumanowski 1961; Duszyński i in. 2016; Duszyński, Migoń 2017).

Trzeci obiekt jaskiniowy Piekła niekłańskiego stanowi Schronisko Sympozjalne – schronisko skalne o długości 4 m w jednym ze stołów-baszt północnego zespołu skałkowego (ryc. 2.13A), które

powstało w rezultacie wietrzenia i erozji strefy osłabionej obecnością śladów pni drzewnych oraz oberwania się dużego fragmentu skałki (Gubała i in. 1996f).



Ryc. 2.16. Jaskinie zachodniego zespołu skałek Piekła niekłańskiego (wg Urban 1996c, 2005). Objaśnienia oznaczeń: 1 – powierzchnia obniżona w stosunku do wierzchowiny, 2 – maksymalny kontur formy skałkowej w jej części górnej, 3 – minimalny kontur formy skałkowej (w jej części środkowej lub dolnej), 4 – blok skalny *ex situ*. 5 – lej pseudokrasowy, 6 – kierunek nachyleń stoku, spękanie ciosowe pewne (a), prawdopodobne (b).

Bardzo interesującym zagadnieniem w kontekście skałek niekłańskich, które wymaga omówienia, jest rzeźba ścian skałkowych. Rzeźba ta jest zupełnie unikatowa, wyjątkowa w przypadku skałek zespołu zachodniego, natomiast ciekawa i dość charakterystyczna w przypadku pozostałych skałek tej grupy. Dzisiejsze wykształcenie form skałkowych jest w dużej mierze efektem transformacji pierwotnego materiału skalnego przez procesy glebotwórcze zachodzące jeszcze w dolnej jurze. Procesy te, poprzez różnicowanie właściwości fizycznych (m. in. stopnia scementowania) morskich (eolizowanych?) piasków wpłynęły na zróżnicowanie odporności na wietrzenie powstałych z nich w procesie petryfikacji piaskowców. Najsilniej zniszczone przez współczesne procesy denudacyjne strefy podcięć i nisz w skałkach niekłańskich w dużej mierze uformowały się w miejscach zalegania poziomów wymywania *albic* (E), które w toku pedogenezy są pozbawiane jakiegokolwiek spoiwa. Zalegające poniżej wybielonych poziomów E strefy barwy rdzawej lub czerwonej reprezentujące poziomy wzbogacania *spodic* (Bs), w wyniku scementowania tlenkami glinu i żelaza tworzą wielu miejscach progi o większej odporności na czynniki niszczące.

Czynnikiem istotnym dla rozwoju rzeźby ścian w zachodnim zespole skałek wydaje się także „słabe” wykształcenie polewy cementacyjnej na powierzchni ścian oraz mała zwięzłość piaskowców bezpośrednio pod nią, które powodują złuszczenie się polewy i dezintegrację ziarnową. To zaś determinowane może być małą wytrzymałością mechaniczną i wysoką porowatością piaskowców i małą ilością spoiwa. Takie jednak cechy są charakterystyczne dla skałkotwórczych piaskowców dolnojurańskich i standardowe badania nasiąkliwości wykazują, że piaskowce skałek niekłańskich nie odbiegają pod tym względem od innych piaskowców dolnojurańskich. Ich nasiąkliwość wagowa (porowatość otwarta) mieści się w granicach 4,5-6,3%, wytrzymałość na ściskanie na sucho 55 MPa, zaś ścieralność na tarczy Boehmego 4,9 cm (Urban, Górnik 2015; Urban 2016a). Te wyniki mogą jednak metodycznie nie do końca dawać prawidłową informację o cechach skały, której rzeźbę analizujemy i podziwiamy, bo próbki pobierane były z „litej skały”, natomiast istotne są cechy dokładnie powłoki cementacyjnej oraz jej bezpośredniego podłoża. Tak więc bardziej adekwatne dla

wyjaśnienia mechanizmów rozwoju unikatowej rzeźby skałek zespołu zachodniego byłyby badania porowatości, zwięzłości oraz przede wszystkim krążenia wód w strefie powierzchniowej skałek prowadzone bezpośrednio na ich powierzchniach metodami geoelektrycznymi, takimi jakimi posługiwano się w badaniach Złotej Bramy w Południowej Afryce oraz Pravčickéj Bramy w Czeskiej Szwajcarii (Mol, Viles 2010, 2012; Vařilová i in. 2011, 2015).

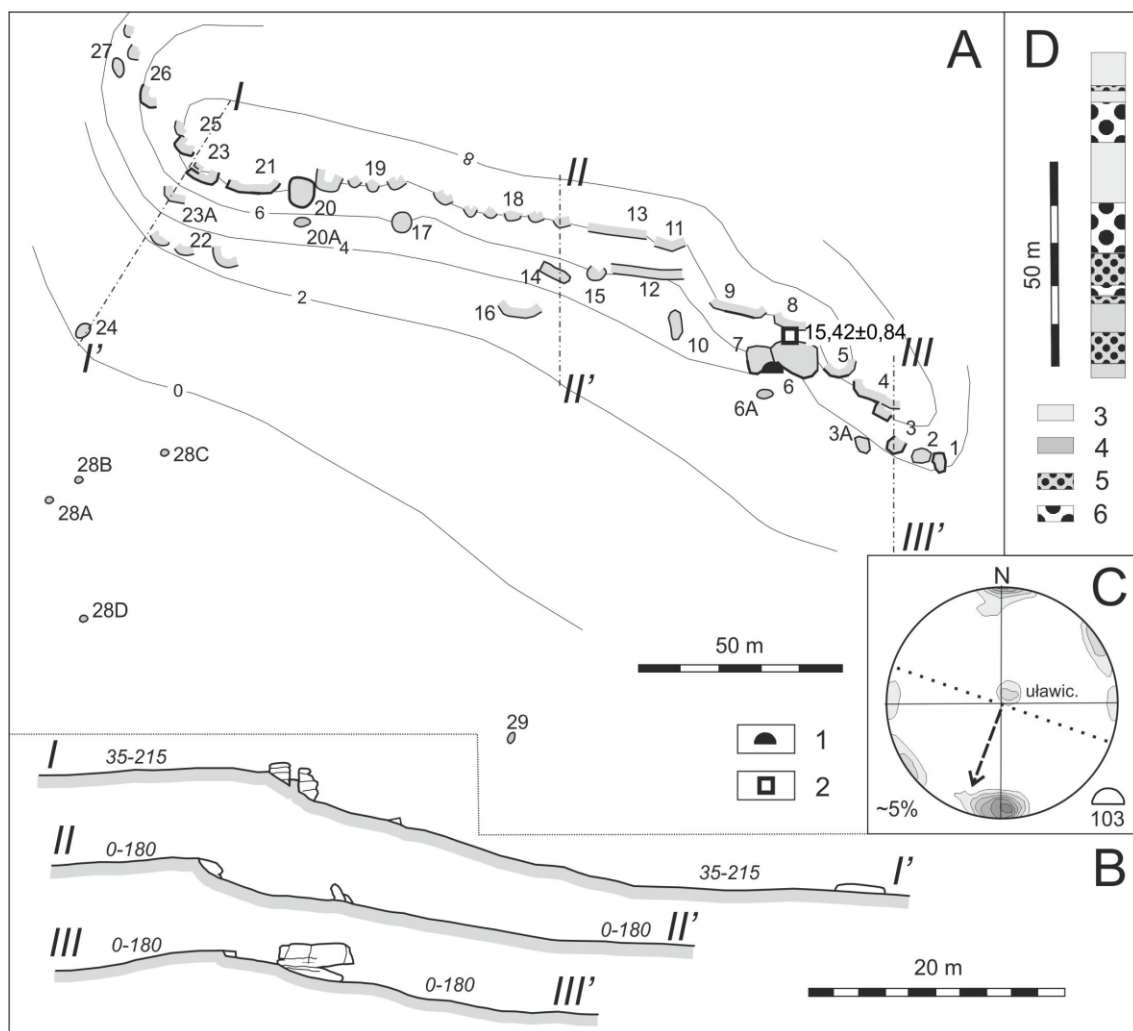
Pomiary udziału poszczególnych typów rzeźby na ścianach skałek (nie obejmujące jednak skałek o najbardziej unikatowej rzeźbie odmiennej od pozostałych) wykazały, że – podobnie jak w innych grupach skałkowych – w zespołach północnym i wschodnim dominuje rzeźba uwarunkowana strukturami sedymentacyjnymi (odpowiednio 54% i 59%), w tym przede wszystkim formy listwowo-bruzdowe (23% i 31%), związane z uwarstwieniem skał oraz żłobki wzdłuż laminacji (23% i 9%) (ryc. 2.15K, L, M). Ciekawostką jest, iż pewną rolę w rzeźbie odgrywają takie nietypowe struktury jak ślady kopalnych drzew (1% i 3%). Spośród innych form rzeźby wypada zwrócić uwagę na atrakcyjne estetycznie struktury typu plastra miodu i komórkowe (drobne *tafoni*) występujące na ściankach skałek wszystkich zespołów, szczególnie często spotykane jednak na powierzchniach progów i ambon zespołu wschodniego (13%). Na ścianach tych ambon i progów obserwować też można duże kawerny typu *tafoni* (2%) stosunkowo rzadko spotykane w innych skałkach świętokrzyskich.

W zespole zachodnim (poza skałkami o najbardziej unikatowej rzeźbie) rzeźba odzwierciedlająca struktury sedymentacyjne także dominuje, ale nie w sposób absolutny (40%), bowiem tu znaczny udział mają powierzchnie, na których następuje eksfoliacja powłok cementacyjnych oraz dezintegracja ziarnowa (29%). Obok dużych struktur klepsydrowych i kawern, unikatową formą rzeźby w tym zespole skałkowym jest rzeźba biogeniczna – gniazda pszczoł drążone przez te owady na powierzchniach piaskowcowych.

## Stanowisko 2.6. Piekielko Szkuckie. Skalki zbudowane ze zlepieńców snochowickich (formacja zagajska) najniższej jury: rola tektoniki i grawitacji w procesach tworzenia się form skałkowych, wiek form

Jan Urban, Andrzej Kasza

W rezerwacie „Piekielko Szkuckie” utworzonym w 1995 r. chroniona jest jedna z mniejszych grup skałkowych regionu świętokrzyskiego (rezerwat ma tylko 2,71 ha), położona na jego krańcach (Urban 1990; Wróblewski 2000; Bębenek, Miśkiewicz 2012c), w obrębie Wzgórz Łopuszniańskich (ryc. na tylnej okładce tomu) (Solon i in. 2018). Skałki te jednak zasługują na uwagę, bowiem reprezentują cechy typowe dla tych form w regionie świętokrzyskim, a jednocześnie ilustrują zjawiska ważne dla rekonstrukcji genezy i ewolucji skałek. Piekielko Szkuckie to ciąg około 25 progów, ambon a także murów grzęd i kopuł tworzących ciąg o rozciągłości równoleżnikowej i długości około 220 m, w obrębie niskiej kilkumetrowej (5-10 m) kuesty, poniżej której obszar prawie całkowicie wypłaszcza się (ryc. 2.17A). Skałki także są nieduże, największe, grupujące się we wschodnim odcinku ciągu, mają wysokość 2-3,5 m. I właśnie bardzo mały gradient wysokościowy: mała wysokość kuesty, niewielkie jej nachylenie oraz wypłaszczenie terenu powyżej i poniżej niej są bardzo charakterystyczne dla świętokrzyskich skałek.



Ryc. 2.17. Skałki Piekielko Szkuckie (wg Urban 2015, uzupełnione). A – rozmieszczenie skałek na tle orientacyjnej topografii (lokalna hipsometria, warstwy co 2 m). B – profile stoku przechodzące przez grupę skałkową z opisem kierunku. C – diagram konturowy ciosu mierzony w skałkach wschodniej części grupy, D – profil otworu wiertniczego, uderowego, wykonanego około 0,5 km na NE od grupy skałkowej, ilustrujący styl budowy litologicznej podłoża pakietu skałkowego. Objasnienia oznaczeń: 1 – jaskinia, 2 – rów badawczy z datowaniem OSL, 3 – il, 4 – lupek, 5 – piaskowiec z wkładkami ilastymi, 6 – zlepienieć.

### Budowa geologiczna

Skałki zbudowane są z najniższych utworów dolnej jury należących do formacji zagajskiej (hettang) (Jurkiewiczowa 1965, 1968), które w tej części regionu reprezentowane są przez szare lub szarobeżowe zlepieńce, piaskowce zlepieńcowate i piaskowce nazywane warstwami snochowickimi (Pieńkowski 2004, 2006; Kozłowska 2011, 2012). Zlepieńce są zazwyczaj słabo uławiczone, zbudowane z otoczków kwarcu, kwarcytów i piaskowców kwarcytowych o kilkucentymetrowej (zróżnicowanej) wielkości, tkwiących w piaszczystym lub piaszczysto-ilastym spoiwie. W obrębie rezerwatu w kierunku wschodnim i ku górze skałek zlepieńce przechodzą w piaskowce zlepieńcowate oraz piaskowce (górną część skałki nr 1 oraz obszar na wschód i północ od rezerwatu – ryc. 2.17), które wykazują wielkoskalowe warstwowanie przekątne, tabularne. Skały te reprezentują osady dystalnej (zewnętrznej) części wielkiego stożka aluwialnego sypanego przez rzeki roztokowe transportujące materiał grubookruchowy z kierunku południowo-zachodniego w kierunku północnym (Pieńkowski 2004, 2006; Kozłowska 2011, 2012).

Skały zalegają praktycznie poziomo. Rozcięte są prawie pionowymi spękaniami o kierunku równoleżnikowym (W-E) oraz o kierunku przekątnym NW-SE (ryc. 2.17C). Cios południkowy jest słabo odsłonięty i nie jest wyraźny (występuje na zwietrzałych powierzchniach). Średnie odległości ciosu równoleżnikowego wynoszą 4,3 m ( $\sigma$  – 2,5 m), ciosu przekątnego i południkowego: 6,6 m ( $\sigma$  – 3,0 m). Powierzchnie oddzielności poziomej są nieregularne i niekiedy niewyraźne. Odległości poziomych powierzchni oddzielności są zróżnicowane od 0,1 m do 2 m, średnia odległość oszacowana została na 0,8 m ( $\sigma$  – 0,5 m).

We wschodniej części ciągu skałek widoczne są ślady uskoku przesuwczo-zrzutowego o przebiegu W-E ( $85\text{--}100^\circ\text{--}265\text{--}280^\circ$ ) i kącie zrzutu  $10^\circ$  na zachód. Ślady te mają formę rys ślizgowych na pokrywach żelazistych zachowanych lokalnie na ścianach skalnych.

Zlepieńce warstw snochowickich w Piekielku Szkuckim leżą na utworach górnego triasu, które mają wychodnie bezpośrednio na południe od rezerwatu. Osady górnotriasowe na południowym przedpolu rezerwatu mają zróżnicowaną litologię; reprezentowane są przez iły, mułowce, piaskowce oraz żwiry zwykle o zabarwieniu czerwono-brązowym (Jurkiewiczowa 1965, 1968).

### Czynniki warunkujące powstanie i ewolucję skałek

Dwa elementy strukturalne: uskok przesuwczo-zrzutowy rozwinięty wzdłuż kuesty i ciągu skałkowego oraz zróżnicowanie litostratygraficzne (w profilu) stanowią najważniejsze czynniki decydujące o powstaniu skałek. Uskok spowodował bowiem podniesienie południowej części serii, która w konsekwencji została szybciej zdenudowana a następnie uległ szybszej denudacji pakiet ilasto-mułowcowo-piaskowcowych utworów triasowych w jej podłożu, co spowodowało wyeksponowanie w morfologii zlepieńców w zrzuconym skrzydle uskoku. Skałki szkucińskie są więc klasycznym przykładem strukturalnej rzeźby inwersyjnej (Urban 2015, 2017).

Rozważając szczegółowo czynniki denudacyjne prowadzące do obnażenia skałek (usunięcia zwietrzelin z ich otoczenia i nadkładu) należy wykluczyć istotną rolę erozji eolicznej oraz wodnej ze względu na obecność materiału grubodetrytycznego. Odprowadzenie tego materiału musiało nastąpić w rezultacie spływu po bardzo połej powierzchni (o nachyleniu rzędu  $2\text{--}5^\circ$ ), co sugeruje, że ważnym czynnikiem w tym procesie było uplastycznienie ilastych elementów podłoża warstw snochowickich związane najpewniej degradacją wieloletniej zmarzliny (i procesem zwanym *cambering* – patrz opis stanowiska 2.4). Dowodem na taki transport jest nie tylko odprowadzenie materiału zwietrzelinowego, ale obecność bloków skalnych na dalekim, prawie poziomym przedpolu ciągu skałkowego (skałki nr 24, 28A, B, C, D, 29). Proces grawitacyjnych transformacji typu przechyłu, przewrotu, a także transportu w dół stoku i po prawie płaskim jego przedpolu, zachodziły najpewniej w końcu pleniglacjału oraz w późnym plejstocenie, podczas kilkukrotnej – związanej na przykład ze zmianami klimatycznymi interfazy mazurskiej oraz starszego i młodszego dryasu – degradacji i odtwarzania wieloletniej zmarzliny. Ten okres ruchów grawitacyjnych jest udokumentowany datowaniem OSL piasku eolicznego (próbka z głębokości około 1 m), który wypełnia „korytarz skalny” pomiędzy skałkami nr 6 i nr 8 (ryc. 2.17A). Wypełnienie „korytarza” musiało nastąpić w niedługim czasie po odsunięciu się ambony nr 6 od masywu skalnego *in situ* (nr 8), więc ruch miał miejsce zapewne w związku z ociepleniem w końcu pleniglacjału (interfaza mazurska).

## Literatura

- Alexandrowicz Z. 1978. Skalki piaskowcowe zachodnich Karpat fliszowych). *Prace Geol. PAN* 113, ss. 87.
- Alexandrowicz Z. 2006. Framework of European geosites in Poland. *Nature Conservation*, 62: 63-87.
- Alexandrowicz Z. 1990. The optimum system of tors protection in Poland. *Ochrona Przyrody* 47: 277-308.
- Alexandrowicz Z., Drzał M., Kozłowski S. 1975. Katalog rezerwatów i pomników przyrody nieożywionej w Polsce. *Studia Naturae* 26, ss. 298.
- Ballantyne C.K. 1993. *An Tellach*. W: Gordon J.E., Sutherland D.G. (red.), *Quaternary of Scotland*. Chapman & Hall, London: 110-115.
- Ballantyne C.K. 2001. Measurement and theory of ploughing boulder movement. – *Permafrost and Periglacial Processes* 12: 267-288.
- Barszczyńska M., Borzuchowski J., Kubacka D., Piórkowski P., Rataj C., Walczykiewicz T., Woźniak Ł. 2013. Mapa Podziału Hydrograficznego Polski w skali 1:10 000 – nowe hydrograficzne dane referencyjne. *Roczn. Geomatyki* t. XI, 3/60: 15-26.
- Beskow G. 1991. Soil freezing and frost heaving with special applications to roads and railroads. W: Block P.B., Hardenberg M.J. (red.), *Historical perspectives in frost heave research. The early works of S. Taber and G. Beskow*. US Army Corps of Engineers. Cold Regions Research. Engineering Lab. Spec. Rep. 91-93: 37-157.
- Bębenek S., Miśkiewicz K. 2012a. Skały pod Adamowem. W: Słomka T. (red.), *Katalog obiektów geoturystycznych w obrębie pomników i rezerwatów przyrody nieożywionej*. AGH Akad. Górniczo-Hutnicza, Kraków: 617-619.
- Bębenek S., Miśkiewicz K. 2012. Skały Piekło pod Niekłaniem. W: Słomka T. (red.), *Katalog obiektów geoturystycznych w obrębie pomników i rezerwatów przyrody nieożywionej*. AGH Akad. Górniczo-Hutnicza, Kraków: 613-616.
- Bębenek S., Miśkiewicz K. 2012a – Piekiełko Szkuckie. W: Słomka T. (red.), *Katalog obiektów geoturystycznych w obrębie pomników i rezerwatów przyrody nieożywionej*. AGH Akad. Górniczo-Hutnicza, Kraków: 606-609.
- Brański P., Mikulski S. 2016. Rare earth elements distribution in fine-grained deposits from the uppermost Triassic and Lower Jurassic of the Polish Basin: provenance and weathering in the Skurce area. *Geol. Quarterly* 60: 441-450.
- Bruthans J., Svetlik D., Soukup J., Schweigstillova J., Valek J., Sedlackova M., Mayo A.L. 2012. Fast evolving conduits in clay-bonded sandstone: characterization, erosion processes and significance for the origin of sandstone landforms. *Geomorphology* 177: 178–193.
- Chabudziński Ł., Brzezińska-Wójcik T., 2013, Zastosowanie ArcNEO do oceny przejawów neotektoniki na przykładzie zlewni górnego Wieprza (Roztocze, środkowo-wschodnia Polska). *Landform Analysis* 24: 11-22.
- Chlebowski R., Lindner L., 1989. Weathering processes and the Pleistocene periglacial environment and origin of less. In: Balasubramaniam K.S. (red.), *Weathering: its products and deposits*, vol. I. Processes, Theophrastus Publ., Athens: 439-456.
- Chlebowski R., Lindner L. 1991. Źródła materiału i warunki akumulacji lessów młodszych Wyżyny Małopolskiej. *Biul. Geol. Wydz. Geol. Uniw. Warsz.* 32: 15-50.
- Cieśla E., Lindner L., Semik J. 1999a. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Niekłan. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Cieśla E., Lindner L., Semik J. 1999b. Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Niekłan. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Cieśliński S., Czyżewska K. 2006. Changes in the lichen biota of the “Skalki Piekło pod Niekłaniem” Nature Reserve and its surroundings (Central Poland) during the past 100 years. W: Lackovičová A., Guttová A., Lisická E., Lizoň P. (red.), *Central European lichens – diversity and threads*. Mycoraxon Ltd., Ithaca: 259-270.
- Cílek V. 1998. The physical and chemical processes of sandstone pseudokarst formations. W: *Das Sandsteinphanomen: Klima, Leben und Georelief*. Libr. Czech Spel. Soc. 32: 134-153.
- Cílek V., Williams R., Osborne A., Migoń P., Mikulaš R. 2007. The origin and development of sandstone landscapes. W: Härtel H., Cílek V., Herben T., Jackson A., Williams R. (eds), *Sandstone landscapes*. Academia, Praha: 34-43.
- Dadlez R. 1962. Odpowiedniki warstw połomskich liasu częstochowskiego w zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.* 6: 447-458.
- Dumanowski B. 1961. Zagadnienia rozwoju stoku na przykładzie Gór Stołowych. *Czasop. Geogr.* 32: 311-324.
- Duszyński F., Migoń P., Kasprzak M. 2016. Underground erosion and sand removal from a sandstone tableland, Stołowe Mountains, SW Poland. *Catena* 147: 1–15.
- Duszyński F., Migoń P. 2017. Zespół skalny dziedzica na płaskowyżu Skalniaka w Górach Stołowych. *Przyroda Sudetów* 20: 199-218.

- Dyjur, S., 1987. Młodotrzeciorzędowy i eoplejstocenijski rozwój sieci kopalnych dolin w Polsce na tle ewolucji paleogeograficznej obszaru bruzdy środkowoeuropejskiej. W: Jahn A., Dyjur S. (red.), Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce. Ossolineum, Wrocław: 85–101.
- El Hamdouni, R., Irigaray C., Fernandez T., Chacon J., Keller E.A., 2008, Assessment of relative active tectonics, southwest border of Sierra Nevada (southern Spain). *Geomorphology* 96,1-2: 150-173.
- Falkowski E., Kowalski C. 1987. Kopalne doliny rzeczne i kopalne aluwia w badaniach inżyniersko-geologicznych. *Kwart. Geol.* 31, 4: 725-738.
- Fijałkowska E., Fijałkowski J. 1965. Charakterystyka trzeciorzędu lądowego w zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Roczn. Muz. Świętokrz.* 3: 385-410.
- Fijałkowska-Mader A. 2018. Wstęp. W: Fijałkowska-Mader A. (red.), Nieświń PIG 1. Profile głębokich otworów wiertniczych Państw. Inst. Geol. 151: 7-9.
- Fijałkowska-Mader A. Złonkiewicz Z. 2018. Rozwój sedymentacji permsko-mezozoicznej w Górach Świętokrzyskich na tle obszarów przyległych. W: Ludwikowska-Kędzia M., Wiatrak M. (red.), XXV Konferencja naukowa „Stratygrafia plejstocenu Polski. Plejstocen Gór Świętokrzyskich”, Huta Szklana, 3-7.09.2018 r. Politechn. Świętokrz., Uniw. J. Kochanowskiego, Kielce: 11-33.
- Filonowicz P. 1962. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Bodzentyn. Wyd. Geol., Warszawa.
- Filonowicz J. 1963. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Słupia Nowa. Wyd. Geol., Warszawa.
- Filonowicz P. 1969. Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Bodzentyn. Wyd. Geol., Warszawa: 1-86.
- Filonowicz J. 1974. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Daleszyce. Wyd. Geol., Warszawa.
- Filonowicz P. 1980. Mapa Geologiczna Polski w skali 1:200 000, ark. Kielce, z mapami podstawowymi w skali 1:50 000. Mapa bez utworów czwartorzędowych. Wyd. Geol., Warszawa.
- Ford D.C., Willams P.W. 2007. Karst Hydrogeology and Geomorphology. Academic Division of Unwin Hyman Ltd, Wiley, ss. 562.
- Gams I. 2001. Notion and forms of contact karst. *Acta Carsologica* 30, 2: 33-46.
- Głazek J., Kutek J. 1976. Powaryscyjski rozwój geotektoniczny obszaru świętokrzyskiego. W: Pożaryski W., Głazek J. (red.), Przewodnik XLVII Zjazdu Pol. Tow. Geol., Starachowice 24-26.09.1976. Wyd. Geol., Warszawa: 14-51.
- Goździk L. 2007. The Vistulian aeolian succession in central Poland. – *Sedimentary Geol.* 193, 1-4: 211-220.
- Goździk L., French H.M. 2004. Apparent upfreezing of stones in Late Pleistocene coversand, Bełchatów vicinity, Central Poland. *Permafrost and Periglacial Processes* 15: 359-366.
- Gózdź O. 1975. Geneza i wiek przełomu Lubrzanki, *Folia Geogr., Ser. Geogr.-Physica* 9: 63-75.
- Groom K.M., Allen C.D., Mol L., Paradise T.R., Hall K. 2015. Defining tafoni: re-examining terminological ambiguity for cavernous rock decay phenomena. *Progress in Physical Geogr.* 39, 6: 775-793.
- Gruszczyński M., Kowalski B.J., Sołtysik R., Hercman H. 2004. Tectonic origin of the unique Holocene travertine from the Holy Cross Mts.: microbially and abiologically mediated calcium carbonate, and manganese oxide precipitation. *Acta Geol. Pol.* 54, 1: 61-76.
- Gubała J., Kasza A., Urban J. 1996a. G-7.14. Jaskinia nad Zalewem. W: Urban J. (red.), Jaskinie regionu świętokrzyskiego. Pol. Tow. Przyjaciół Nauk o Ziemi, Warszawa: 236-238.
- Gubała J., Kasza A., Urban J. 1996b. G-7.10. Schronisko pod Drutami. W: Urban J. (red.), Jaskinie regionu świętokrzyskiego. Pol. Tow. Przyjaciół Nauk o Ziemi, Warszawa: 231-232.
- Gubała J., Kasza A., Urban J. 1996c. G-7.11. Dziura na Przestrzał. W: Urban J. (red.), Jaskinie regionu świętokrzyskiego. Pol. Tow. Przyjaciół Nauk o Ziemi, Warszawa: 232-234.
- Gubała J., Kasza A., Urban J. 1996d. G-7.12. Tunelik w Skalkach Adamowskich. W: Urban J. (red.), Jaskinie regionu świętokrzyskiego. Pol. Tow. Przyjaciół Nauk o Ziemi, Warszawa: 234-235.
- Gubała J., Kasza A., Urban J. 1996e. G-7.13. Schronisko Osobne. W: Urban J. (red.), Jaskinie regionu świętokrzyskiego. Pol. Tow. Przyjaciół Nauk o Ziemi, Warszawa: 235-236.
- Gubała J., Kasza A., Urban J. 1996f. G-7.30. Schronisko Sympozjalne. W: Urban J. (red.), Jaskinie regionu świętokrzyskiego. Pol. Tow. Przyjaciół Nauk o Ziemi, Warszawa: 259-260.
- Gürich G. 1896. Palaeozoicum im polnischen Mittelgebirge. *Zap. Sib. Miner.* 32, 4: 1-539
- Holbrook J., Scott R.W., Oboh-Ikuenobe F.E. 2006. Base-level buffers and buttresses: a model for upstream versus downstream control on fluvial geometry and architecture within sequences: *Journal of Sedimentary Res.* 76:162–174.
- Hutchinson J.N. 1991. Periglacial slope processes. W: Forster A., Culshaw M.G., Cripps J.C., Little J.A., Moon C.F. (red.), *Engineering Geology Spec. Publ.* 7, Geol. Soc., London: 283-331.
- Jahn A. 1954. Denudacyjny bilans stoku. *Czasop. Geogr.* 25, 1-2: 38-64.
- Jakubowski K. 1971. Skalne zabytki. Wyd. Geol. Warszawa, ss. 194.

- Jankowski M., Dąbrowski M., Michalski A. 2018. Uwarunkowania urzeźbienia form skalnych w rezerwacie Skałki Piekło pod Niekłaniem z punktu widzenia paleopedologii. W: Ludwikowska-Kędzia M., Wiatrak M. (red.), XXV Konf. Stratygrafia Plejstocenu Polski. Plejstocen Gór Świętokrzyskich, Huta Szklana, 3-7.09.2018. Politechnika Święt., Uniw. J. Kochanowskiego, Kielce: 128.
- Jaśkowski B. 1999. Związek późnovistuliańskich procesów wydmywających w regionie świętokrzyskim z neotektoniczną aktywnością podłoża. *Przegl. Geol.* 47, 11: 1032-1036.
- Jersak J. 1976. Geneza lessu wyżyn południowej Polski. *Biul. Inst. Geol.* 297: 103-120.
- Jurkiewiczowa I. 1965. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Czermino. Wyd. Geol. Warszawa.
- Jurkiewiczowa I. 1967. Lias zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i jego paralelizacja z liasem wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. *Biul. Inst. Geol.* 200: 5-132.
- Jurkiewiczowa I. 1968. Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Czermino. Wyd. Geol. Warszawa.
- Jurkiewiczowa I., Karaszewski W. 1953. Trasa Skarżysko-Ostrowiec. W: Pożaryski W. (red.), Przewodnik wycieczkowy narady Państw. Służby Geol. Wyd. Geol., Warszawa: 28-34.
- Kabała C. 2007. The sequence of polygenetic soils developed from sandstone in the Góry Stołowe Mts. (Poland). W: Härtel H., Cilek V., Herben T., Jackson A., Williams R. (red.), Sandstone landscapes. Academia, Praha: 128-133.
- Karaszewski W., Kopik J. 1970. Jura dolna. W: Rühle W. (red.), Stratygrafia mezozoiku obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Prace Inst. Geol.* 56: 65-98.
- Karnkowski P.H. 2008. regionalizacja tektoniczna Polski: Niż Polski. *Przegląd Geologiczny*, 56: 895-903.
- Klatka T. 1962. Geneza i wiek gołoborzy łysogórskich. *Acta Geogr. Lodziensia* 12, ss. 124.
- Kleczkowski A. 1970. Rudy żelaza w utworach pstręgo piaskowca północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Prace Muz. Ziemi* 15: 193-221.
- Klimaszewski M. 1958. Rozwój geomorfologiczny terytorium Polski w okresie przedczwartorzędowym. *Przegl. Geogr.* 30,1: 3-43.
- Kondracki J. 2000. Geografia regionalna Polski. PWN, Warszawa.
- Konon A. 2008. Regionalizacja tektoniczna Polski – Góry Świętokrzyskie i regiony przyległe. *Przegl. Geol.* 56, 10: 921-926.
- Kopik J. 1970. Retyk. W: Rühle W. (red.), Stratygrafia mezozoiku obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Prace Inst. Geol.* 56: 49-64.
- Kosmowska-Suffczyńska D. 1998. Wpływ spękań ciosowych na kierunkowość rzeźby. *Prace i Studia Uniw. Warszawskiego*, ss. 165.
- Kotański Z. 1959. Przewodnik geologiczny po Górach Świętokrzyskich. t.1. Wyd. Geol., Warszawa: ss. 204.
- Kowalczewski Z. 1963. Transwersalne założenia w budowie cokołu paleozoicznego antyklinorium świętokrzyskiego. *Kwart. Geol.* 7, 4: 571-586.
- Kowalczewski Z. 1986. Charakterystyka terenu badań (rejon Nowa Huta). Budowa geologiczna. W: Sołtysik J., Rybka A. (red.), Projekt badań hydrogeologicznych, etap II, dla ujęcia wód podziemnych z utworów dewonu środkowego w miejscowości Huta Nowa w celu zaopatrzenia w wodę wsi Huta Szklana, Huta Stara, Huta Podlysica, Huta Nowa, Huta Stara Koszary: 20-28 (manuskrypt). Arch. Przeds. Geol. w Kielcach, s. z o.o., Kielce.
- Kowalczewski Z. red. 2006. Ostalów PIG 2. Profile głębokich otworów wiertniczych Państw. Inst. Geol. 112.
- Kowalczewski Z., Rup M. 1989. Cechsztyń w Górach Świętokrzyskich. *Biul. Inst. Geol.* 362: 5-39.
- Kowalski B.J. 1988a. Warunki powstania i rozwój przełomowego odcinka doliny rzeki Lubrzanki przez główne pasmo Gór Świętokrzyskich w trzeciorzędzie. *Przegl. Geogr.* 60,3: 329-351.
- Kowalski B.J. 1988b. Rozwój przełomowego odcinka doliny Lubrzanki przez główne pasmo Gór Świętokrzyskich w czwartorzędzie. *Przegl. Geogr.* 60, 4: 635-655.
- Kowalski B.J. 1990. Rozwój rzeźby przełomowego odcinka doliny Lubrzanki przez główne pasmo Gór Świętokrzyskich w holocenie. *Przegl. Geogr.* 62, 3-4: 407-431.
- Kowalski B.J. 1993. Wybrane problemy geomorfologiczne Gór Świętokrzyskich. W: Barcicki M., Mityk J. (red.), Przewodnik terenowy. 42. Zjazd Pol. Tow. Geogr., Kielce 27-30.06.1993. WSP w Kielcach: 45-53, 63-72.
- Kowalski B.J. 1995. Przejawy młodej aktywności tektonicznej w Dolinie Kielecko-Łagowskiej w Górach Świętokrzyskich i jej wpływ na układ sieci wodnej. *Przegl. Geol.* 43, 4: 307-316.
- Kowalski B.J. 2002. Geneza układu sieci rzecznej w Górach Świętokrzyskich. *Prace Inst. Geogr. Akademii Świętokrz.* w Kielcach 7: 315-351.
- Kozłowska M. 2011. Petrografia warstw snochowickich (dolna jura, zachodnie obrzeżenie mezozoiczne Gór Świętokrzyskich). *Przegl. Geol.* 59, 7: 523-534.
- Kozłowska M. 2012. Sedimentary environment and tectonic controls of the Snochowiec Beds (Lower Jurassic, western margin of the Holy Cross Mountains, Poland). *Geol. Quarterly* 56: 299-314.

- Kuleta M., Nawrocki J. 2002. Litostratygrafia i magnetostratygrafia piaskowca w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.* 58: 109-111.
- Kuleta M., Zbroja S. 2006. Wczesny etap rozwoju pokrywy permsko-mezozoicznej w Górach Świętokrzyskich. W: Skompski S., Żylińska A. (red.), „Procesy i zdarzenia w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich”, *Mater. 77 Zjazdu Nauk. Pol. Tow. Geol., Ameliówka k. Kielc*, 28-30.06.2006 r. Warszawa: 104-125.
- Kuźniar C. 1923. Rudy żelazne okolicy Niekłania. *Spraw. z Posiedzeń Nauk. Państw. Inst. Geol.* 5: 6-7.
- Kyzioł S., Grad L. 1967. Dokumentacja geologiczno- inżynierska dla projektu wstępnego pod budowę zbiornika wodnego na rzece Lubrzance w Cedzynie (manuskrypt). *Arch. Przeds. Geol. w Kielcach*, s z o.o., Kielce.
- Lauritzen S.E. 2001. Marble stripe karst of the Scandinavian Caledonides: an end-member in the contact karst spectrum. *Acta Carsologica*, 30/2: 47-79.
- Lencewicz S. 1913. Dzieje górnej Lubrzanki (Czarnej Nidy) w czwartorzędzie. *Pam. Fizjogr.* 21: 3-9.
- Lencewicz S. 1914. Wyżyna Kielecko-Sandomierska. *Ziemia* 5: 37-38, 69-71, 87-90.
- Lencewicz S. 1934. Le massif hercynien des Łysogory (S-te Croix) et ses enveloppes, *Congr. Intern. Geogr. Excursion B 3*. Warszawa:1-50.
- Lindner L. 1972. Geneza i wiek skałek piaskowcowych góry Piekło koło Niekłania. *Acta Geol. Pol.* 22, 1: 168-180.
- Lindner L. 1977. Piekło – geneza i wiek skałek piaskowcowych góry Piekło i ich stosunek do pokrywy lessowej regionu świętokrzyskiego. W: *Przew. Symp. Terenowego „Czwartorzęd zachodniej części regionu świętokrzyskiego”* Wyd. Geol., Warszawa: 60-65.
- Linder L. 2004. Zarys stratygrafii plejstocenu regionu świętokrzyskiego w świetle nowych danych. W: Sołtysik R. (red.), *Czwartorzęd obszaru Polski na tle struktur starszego podłoża*. *Prace Inst. Geogr. Akad. Świętokrz.*, Kielce 13: 7-31
- Ludwikowska-Kędzia M. 2000. Ewolucja środkowego odcinka doliny rzeki Belnianki w późnym glacie i holocenie. *Wyd. Akademickie Dialog*, Warszawa, ss. 180.
- Ludwikowska-Kędzia M. 2007. Wybrane cechy strukturalne i teksturalne deluwiów Pasma Bielińskiego w rejonie Huty Starej Koszary i ich wymowa paleogeograficzna. *Prace Inst. Geogr. Akademii Świętokrz.* W Kielcach 8: 95-113.
- Ludwikowska-Kędzia M. 2016. Rola procesów i form krasowych w rozwoju rzeźby fluwialnej w centralnej części Gór Świętokrzyskich. W: Urban J. (red.), *Mater. 50. Jubileuszowego Symp. Speleologicznego*, Kielce-Chęciny 20-23.10.2016. *Sekcja Speleologiczna Pol. Tow. Przyrodn. im. Kopernika*, Kraków: 128-129.
- Ludwikowska-Kędzia M. 2018. Litologia, geneza i stratygrafia czwartorzędowych osadów południowej części Gór Świętokrzyskich. *Inst. Geogr., Uniw. Jana Kochanowskiego w Kielcach*, ss. 203.
- Ludwikowska-Kędzia M., Olszak I. 2009. Wybrane cechy strukturalne i teksturalne deluwiów Pasma Bielińskiego w rejonie Huty Starej Koszary i ich wymowa paleogeograficzna. *Prace Inst. Geogr. Akademii Świętokrz.* w Kielcach 8: 95-113.
- Łyczewska J. 1971. Czwartorzęd regionu świętokrzyskiego. W: Czaplicka J. (red.) *Stratygrafia kenozoiku Gór Świętokrzyskich i ich otoczenia*. *Inst. Geol.*, *Prace* 64: 4-104.
- Marcinkiewicz T. 1971. Stratygrafia retyku i liasu w Polsce na podstawie badań megasporowych. *Prace Inst. Geol.* 65: 1-57.
- Marcinkiewicz T., Fijałkowska-Mader A., Pieńkowski G. 2014. Poziomy megasporowe epikontynentalnych utworów triasu i jury w Polsce – podsumowanie. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 457: 15-42.
- Marks L., Dzierżek J., Janiszewski R., Kaczorowski J., Lindner L., Majecka A., Makos M., Szymanek M., Tołoczko-Pasek A., Woronko B. 2016. Quaternary stratigraphy and palaeogeography of Poland. *Acta Geol. Pol.* 66, 3: 403-427.
- Massalski E. 1951. Najcenniejsze pod względem dydaktycznym zabytki skalne Gór Świętokrzyskich. *Zab. Przyr. Nieożyw.* 1/4: 41-43.
- Massalski E. 1962. Obrazy roślinności Krainy Gór Świętokrzyskich. *Pamiętnik poszukiwań florystycznych Kazimierza Kaznowskiego*. *Wyd. Art.-Graf.*, Kraków, ss. 119.
- Massalski E. 1967. Góry Świętokrzyskie. *Seria: Przyroda Polska*. *Wiedza Powsz.* Warszawa, ss. 162.
- Massalski E., Kaznowski K. 1928. Piaskowcowe skałki góry Piekło koło Niekłania. *Ochrona Przyr.* 8: 29-33.
- Matsuoka N. 2001. Solifluction rates, processes and landforms: a global review. *Earth Science Rev.* 55: 107-134.
- Mizerski W. 1985. Rezerваты geologiczne i zabytki przyrody nieożywionej w Górach Świętokrzyskich. *Ziemia*, r. 1982. *Wyd. „Kraj”*, Warszawa: 44-53.
- Mol L., Viles H.A. 2010. Geoelectric investigations into sandstone moisture regimes: implications for rock weathering and the deterioration of San Rock Art in the Golden Gate Reserve, South Africa. *Geomorphology* 118, 280-287.
- Mol L., Viles, H.A. 2012. The role of rock surface hardness and internal moisture in tafoni development in sandstone. *Earth Surf. Proc. and Landf.* 37, 301-314.
- Niedźwiedzki G., Kin A., Remin Z., Małkiewicz M. 2007. Środkowotriasowa ichnofauna kręgowców z „warstw z Krynek” w Górach Świętokrzyskich – wstępny przegląd. *Przegl. Geol.* 55, 10: 870-879.

- Ollier C., Calcaterra D., Parise M. 2007. Studies in weathering and slope movements – an introduction. *Geomorphology* 87: 101-103.
- Orłowski S. 1975. Jednostki litostratygraficzne kambru i górnego prekambriu Gór Świętokrzyskich. *Acta Geol. Pol.* 25: 431-446.
- Parks C.D. 1991. A review of the mechanism of cambering and valley bulging. W: Forster A., Culshaw M.G., Cripps J.C., Little J.A., Moon C.F. (red.), *Engineering Geology Spec. Publ.* 7, Geol. Soc., London: 373-380.
- Paszkowski M. 2000. Skalne zabytki. Przewodnik po rezerwatach i pomnikach przyrody nieożywionej województwa świętokrzyskiego. *Glob-Tour.*, Kielce, ss. 54.
- Pavůza R., Cech P. 2013. Wurzelstalagmiten in Österreich – ein Statusbericht. *Die Höhle* 64, 1-4: 25-31.
- Pawelec H. 2006. Origin and palaeoclimatic significance of the Pleistocene slope covers in the Cracow Upland, Southern Poland. *Geomorphology* 74: 50-69.
- Pawelec H., Ludwikowska-Kędzia M., 2016. Macro- and micromorphological interpretation of relict periglacial slope deposits – case study from the Holy Cross Mountains, Poland. *Permafrost and Periglacial Processes* 27, 2: 229-247.
- Peryt T. 2015. Miocen świętokrzyskiego brzegu Paratetydy. W: Mizerski W. (red.), *Ekstensja i inwersja powaryscyjskich basenów sedymentacyjnych*. 74 Zjazd Nauk. Pol. Tow. Geol., Chęciny 9-11.09.2015 r. Państw. Inst. Geol.-Państw. Inst. Badawczy, Warszawa: 68-70
- Pieńkowski G. 1983. Środowiska sedymentacyjne dolnego liasu północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Przegl. Geol.* 31, 4: 223-231.
- Pieńkowski G. 2004. The epicontinental Lower Jurassic of Poland. *Special Papers, Pol. Geol. Inst.* 12, ss. 154.
- Pieńkowski G. 2006. Stop B4.1 – Lipa-Szkucin exposures, earliest Hettangian, base of the Ist sequence, lowermost part of the Zagaje Formation; southwestern margin of the Early Jurassic HCM Basin. W: Wierzbowski A., Aubrecht R., Golonka J., Gutowski J., Krobicki M., Matyja B.A., Pieńkowski G., Uchman A. (red.): *Field trip guidebook of 7th International Congress on the Jurassic System, Poland, Kraków, September 6-18, 2006*: 218-219.
- Pieńkowski G. 2008a. Trias. W: Wagner R. (red.), *Tabela stratygraficzna Polski, Polska pozakarpaska*. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Pieńkowski G. 2008b. The Kamienna Valley Geopark – more than dinosaurs. *Przegl. Geol.* 56, 8/1: 629-638.
- Pieńkowski G. 2009. Sołtyków i Niekłań – Zapis sedymentacyjny i paleoekologiczny wczesnojurajskich utworów kontynentalnych oraz marginalno-morskich. W: Trela W., Złonkiewicz Z. (red.), *Perspektywy rozwoju geoparków w regionie świętokrzyskim*. Kiel. Tow. Nauk., Kielce: 31-46
- Pieńkowski G., Niedźwiedzki G., Brański P. 2014. Climatic reversals related to the Central Atlantic Magmatic province caused the end-Triassic biotic crisis – evidence from Continental strata in Poland. *Geol. Soc. of America Special Papers* 505: 263-286.
- Piwocki M., Badura J., Przybylski B. 2004. Neogen. W: Peryt T.M., Piwocki M. (red.), *Budowa geologiczna Polski. Stratygrafia. Kenozoik. Paleogen. Neogen*. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 71-133.
- Radłowska C. 1967. Elementy rzeźby przedczwartorzędowej w Górach Świętokrzyskich. *Przegl. Geogr.* 39, 3: 537-553.
- Radwański A. 1969. Transgresja dolnego tortonu na południowych stokach Gór Świętokrzyskich (strefa zatok i ich przedpola). *Acta Geol. Pol.* 19/1: 1-164.
- Radwański A. 1973. Transgresja dolnego tortonu na południowo- wschodnich i wschodnich stokach Gór Świętokrzyskich. *Acta Geol. Pol.* 23, 2: 375-434
- Romanek A., Złonkiewicz Z. 1992. Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000, ark. Sandomierz. Mapa bez utworów powierzchniowych. Mapa podstawowa w skali 1:50 000, ark. Łagów. Pol. Agencja Ekol. S.A., Warszawa.
- Rozporządzenie Ministra Spraw Wewnętrznych i Administracji z dnia 17 listopada 2011 r. w sprawie bazy danych obiektów topograficznych oraz bazy danych obiektów ogólnogeograficznych, a także standardowych opracowań kartograficznych.
- Różycka M. 2015. Wskaźniki morfometryczne w geomorfologii tektonicznej. *Landform Analysis* 20: 3-20.
- Ruśkiewicz M. 1960. Budowa geologiczna i ocena złóż ogniotrwałych piaskowców kwarcytowych zachodniej części Pasma Bielińskiego. *Przegl. Geol.* 8, 7: 366-371.
- Samsonowicz J. 1929. Cechsztyń, trias i lias na północnym zboczu Łysogór. *Sprawozd. Państw. Inst. Geol.* 5, 1, ss. 249.
- Senkowiczowa H. 1961. Ret i wapień muszlowy na zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Biul. Inst. Geol.* 167: 41-99.
- Senkowiczowa H. 1966. Podział i rozwój facjalny retu w Górach Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.* 10: 769-785.
- Senkowiczowa H. 1970. Trias. W: Rühle W. (red.), *Stratygrafia mezozoiku obrzeżenia Gór Świętokrzyskich*. *Prace Inst. Geol.* 56: 7-48.
- Shanley, K.W., McCabe P.J. 1994. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata: *AAPG Bull.* 78: 544-568.

- Siemiradzki J. 1903-1909. Geologia ziem polskich, t. 1 i 2. Nakł. Muz. im. Dzieduszyckich, Lwów.
- Sobolew D. 1911. Ob obszczem charakterie tectoniki Kielecko-Sandomierskiego kriaża, Izw. Warsz. Politechn. Inst. 2: 1-18.
- 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 S., Ziaja W. 2018. Physico-geographical mesoregions of Poland: verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data. *Geographica Polonica* 91, 2: 143-170.
- Sołtysik J., 1988. Ujęcie wody podziemnej z utworów dewonu środkowego w miejscowości Huta Nowa (manuskrypt). Arch. Przeds. Geol. w Kielcach, s. z o.o., Kielce
- Sołtysik R. 2002. Wpływ czynnika tektonicznego na formowanie zabagnień w strefach przedprzełomowych dolin rzecznych Gór Świętokrzyskich i ich obrzeżenia. *Prace Inst. Geogr. WSP w Kielcach* 4: 109-112.
- Strong N., Paola Ch. 2008. Valleys that never were: time surfaces versus stratigraphic surfaces. *Journal of Sediment. Res.* 78: 579-593.
- Studencki M. 1992. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Starachowice. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Studencki M. 1993. Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Starachowice. Państw. Inst. Geol., Warszawa, ss. 87.
- Szulc J., Becker A., Mader A. 2015. Perm i trias – nowe otwarcie Gór Świętokrzyskich. W: Skompski S. (red.), „Ekstensja i inwersja powaryscyjskich basenów sedymentacyjnych”, Mat. konf. 84 Zjazdu Nauk. Pol. Tow. Geol., Chęciny, 9-11.09.2015 r. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa: 11-27.
- Szymanko J., Wójcik K. 1982. Geology of the Middle Miocene Korytnica basin (southern slopes of the Holy Cross Mts, Central Poland) in the light of geophysical data and, photogeological analysis. *Acta Geol. Pol.* 32. 1-2: 93-108.
- Tracz A. 1985. Dokumentacja badań geofizycznych dla określenia możliwości zaopatrzenia w wodę wsi łysogórskich w gminie Bieliny (manuskrypt). Arch. Przeds. Geol. w Kielcach, s. z o.o., Kielce.
- Tracz A. 1989. Sprawozdanie z uzupełniających prac geofizycznych wykonanych w rejonie gminy Bieliny (manuskrypt). Arch. Przeds. Geol. w Kielcach, s. z o.o., Kielce.
- Trela W. 1998. Środowisko sedymentacji piaskowców „warstw z Krynek” w rejonie Nietuliska (NE obrzeżenie Gór Świętokrzyskich). *Przegl. Geol.* 46, 1: 67-70.
- Trela W. 2016. Stop 1B. Profil otworu Tumlin Podgrodzie IG 1 (NW obrzeżenie mezozoiczne Gór Świętokrzyskich). Zapis kopalny procesów glebotwórczych w najwyższym cechszynie. W: Olszewska-Nejbert D., Filipek A., Bąbel M., Wysocka A. (red.), „Granice sedymentologii”. Mat. konf. 6 Polskiej Konf. Sedyment. POKOS 6, 28.06.2016.-01.07.2016. Chęciny-Rzepka. Wyd. Uniw. Warsz., Warszawa: 21-24.
- Trela W., Fijałkowska-Mader A. 2017. Paleogleby w zapisie sedymentacyjnym formacji z Siodeł w Górach Świętokrzyskich (perm górny-trias dolny). *Przegl. Geol.* 65, 4: 227-233.
- Trela W., Wojtyna H. 2009. Walory geoedukacyjne stanowisk przyrody nieożywionej w Dolinie Świśliny (NE obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, Geopark „Dolina Kamiennej”). W: Trela W., Złonkiewicz Z. (red.), *Perspektywy rozwoju geoparków w regionie świętokrzyskim*. Kiel. Tow. Nauk., Kielce: 55-67.
- Urban J. 1990. Ochrona obiektów przyrody nieożywionej w Krainie Gór Świętokrzyskich. *Rocznik Święt. Kiel. Tow. Nauk.* 17: 47-79.
- Urban J. 1996a. G-7.19. Jama Agi. W: Urban J. (red.), *Jaskinie regionu świętokrzyskiego*. Pol. Tow. Przyjaciół Nauk o Ziemi, Warszawa: 243-245.
- Urban J. 1996b. G-7.20. Tomkowa Dziura. W: Urban J. (red.), *Jaskinie regionu świętokrzyskiego*. Pol. Tow. Przyjaciół Nauk o Ziemi, Warszawa: 245-247.
- Urban J. 1996c. Jaskinie pseudokrasowe w piaskowcach liasowych „Piekła pod Niekłaniem”. *Kras i Speleologia* 8 (17): 113-123.
- Urban J. 1996d. Punkt 5. Jaskinie pseudokrasowe skałek Piekło pod Niekłaniem. W: 30 Symp. Sekcji Speleologicznej Pol. Tow. Przyr. im. Kopernika, mater. symp. Kielce-Bocheniec: 8.
- Urban J. 2005. Pseudokarst caves as an evidence of sandstone forms' evolution. *Ferrantia* 44: 173-177.
- Urban J. 2014. Cechy rzeźby strukturalnej Gór Świętokrzyskich oraz południowo-wschodniej części Niecki Nidziańskiej. *Przegl. Geol.* 62, 1: 44-50.
- Urban J. 2015. The role of gravitational processes in shaping sandstone rock landforms in low mountains: Świętokrzyskie (Holy Cross) Mountains, central Poland. *Zeitschrift für Geomorphologie* 59, Suppl. 1: 35-79.
- Urban J. 2016a. The geological constraints of the development of sandstone landforms in Central Europe, a case study of the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mountains, Poland. *Geomorphology* 274: 31-49.
- Urban J. 2016b. Sesja terenowa B. Stanowisko B1. Rezerwat przyrody „Skały w Krynkach” – jaskinie w skałkach piaskowcowych. W: Urban J. (red.), *Mater. 50. Jubileuszowego Symp. Speleologicznego*, Kielce-Chęciny 20-23.10.2016. Sekcja Speleologiczna Pol. Tow. Przyrodn. im. Kopernika, Kraków: 24-26.

- Urban J., Gagol J. 2008. Geological heritage of the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mountains (Central Poland). *Przegl. Geol.* 56, 8/1: 618-628.
- Urban J., Górnik M. 2017. Some aspects of lithological and exogenic control of sandstone morphology, the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mts. case study, Poland. *Geomorphology* 295: 773-789.
- Urban J., Kasza A. 2009. Genetical types of the caves in sandstones of the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mountains, Central Poland. W: *Proceedings of the 10th Intern. Symp. on Pseudokarst*, 29.04-2.05.2008, Gorizia :43-52
- Urban J., Pánek T., Hradecký J., Tábořík P. 2015. Deep structures of slopes connected with sandstone crags in the upland area of the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mountains, Central Poland. *Geomorphology* 246: 519-530.
- 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.
- Vařilová Z., Přikryl R., Čílek V. 2011. Pravčice Rock Arch (Bohemian Switzerland National Park, Czech Rep.): deterioration due to natural and anthropogenic weathering. *Environmental Earth Sci.* 63, 1861-1878.
- Vařilová Z., Přikryl R., Zvelebil J. 2015. Factors and processes in deterioration of a sandstone rock form (Pravčická brána Arch, Bohemian Switzerland NP, Czech Republic). *Zeitschrift für Geomorph.* 59, Suppl. 1, 81-101.
- Viták J. 1983. Classification of pseudokarst forms in Czechoslovakia. *Intern. Journ. of Speleology* 13: 1-18.
- Walaszczyk I., Remin Z. 2015. Kreda obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. W: *Mizerski W. (red.), Ekstensja i inwersja powaryscyjskich basenów sedimentacyjnych*. 74 Zjazd Nauk. Pol. Tow. Geol., Chęciny 9-11.09.2015 r. Państw. Inst. Geol.-Państw. Inst. Badawczy, Warszawa: 68-70.
- Wągrowski 1976. Dokumentacja geologiczno-inżynierska dla projektu pod budowę zbiornika wodnego w Bielinach (manuskrypt). Arch. Przedsiębiorstwo Geologiczne w Kielcach.
- Wężyk P. 2014. Podręcznik dla uczestników szkoleń z wykorzystania produktów LiDAR. Główny Urząd Geodezji i Kartografii, Warszawa
- Wiatrak M. 2011. Ukształtowanie powierzchni stropu paleozoiku w rejonie Bieliny Poduchowne – Huta Koszary. W: *Ludwikowska-Kędzia M., Wiatrak M. (red.), Znane fakty – nowe interpretacje w geologii i geomorfologii Gór Świętokrzyskich*. Inst. Geogr. Uniw. Humanistyczno-Przyrodniczego Jana Kochanowskiego w Kielcach, Kielce: 53-70.
- Wróblewski T. 1976. Rzeźba Gór Świętokrzyskich. *Roczn. Świętokrz. Kiel. Tow. Nauk.* 5: 9-22.
- Wróblewski T. 2000. Ochrona georóżnorodności w regionie świętokrzyskim. *Państw. Inst. Geol.*, Warszawa, ss. 88.
- Złonkiewicz Z. 1998a. Szczegółowa Mapa Geologiczna Regionu Świętokrzyskiego w skali 1:25 000 - arkusz Piekoszów A (manuskrypt). *Nar. Arch. Geol.*, Kielce.
- Złonkiewicz Z. 1998b. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Regionu Świętokrzyskiego w skali 1:25 000 - arkusz Piekoszów A (manuskrypt). *Nar. Arch. Geol.*, Kielce.
- Znosko J. 1962. W sprawie nowego nazewnictwa jednostek tektonicznych Gór Świętokrzyskich. *Przegl. Geol.* 10, 9: 455-456.
- Zuchiewicz W., Badura J., Jarosiński M. 2007. Uwagi o neotektonice Polski: wybrane przykłady. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 425: 105-128.



**Sobota 28.09.2019**

**Sesja terenowa. Uwarunkowania strukturalne krasowej rzeźby południowej części trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich oraz Ponidzia**

**Trasa: Chęciny – Słopiec – Jaskinia Zbójecka w Łagowie – Płucki – Chotel Czerwony – Skorocice – Wola Zagojska – Gacki – Wał Pińczowski-Wójczański – Chęciny**

**Stanowisko 3.1. Słopiec: kras kopalny trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich w świetle obserwacji terenowych oraz analizy pionowej zmienności wskaźnika skrasowienia; uwarunkowania i cechy kopalnej rzeźby krasowej w rejonie Słopca Szlacheckiego (zjawisko wyspowości krasu)**

*Małgorzata Ludwikowska-Kędzia, Jan Urban*

W obrębie trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich kras występuje w skałach węglanowych środkowego i górnego dewonu, reprezentujących najczęściej formację wapieni i dolomitów stromatoporowo-koralowcowych z Kowali. Utworzył się on w dwu okresach lądowych historii geologicznej tego regionu: po waryscyjskich ruchach górotwórczych w okresie późnokarbońsko-permsko-wczesnotriasowym oraz po alpejskich ruchach tektonicznych fazy laramijskiej, w kenozoiku, czyli paleogenie, neogenie i czwartorzędzie. Kopalne formy krasowe reprezentujące te dwa okresy często nakładają się na siebie i w przeszłości nie zawsze były prawidłowo rozróżniane. Kryteria litologiczne, stosunek do innych struktur skalnych (zjawisk tektonicznych, przejawów mineralizacji), jak również analizy paleomagnetyczne pozwalają obecnie na dość jednoznaczne ich rozróżnienie (Rubinowski 1967; Urban 1999, 2002, 2013; Urban i in. 2011). Postwaryscyjski kras kopalny reprezentowany jest przez formy całkowicie kopalne, wypełnione zlitifikowanymi osadami, wśród których można wyróżnić szereg typów różniących się kształtem i charakterem form krasowych, litologią wypełnień oraz wiekiem (Urban 2007, 2013).

Kras kenozoiczny trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich reprezentowany jest przez:

- a) formy kopalne (*palaeokarst* lub *fossil karst* w terminologii Bosáka i in. 1989), wypełnione osadami, wśród których są zarówno kanały i szczeliny krasowe stanowiące elementy systemów podziemnych, jak i leje oraz studnie krasowe;
- b) reliktowe kanały krasowe (*relict karst* w terminologii Bosáka i in. 1989), czyli nie wypełnione osadami fragmenty podziemnych systemów krasowych, które nie są współcześnie kanałami przepływu wody, w tym jaskinie;
- c) krasowe powierzchnie skał węglanowych przykryte osadami czwartorzędowymi lub odsłaniające się bezpośrednio na powierzchni, w tym leje, ponory, grzbiety skalne oraz inne elementy rzeźby widoczne w morfologii terenu.

Kompleksowe badania kopalnych form krasowych odsłaniających się ścianach wyrobisk oraz jaskiń regionu świętokrzyskiego a także dostępnych dla człowieka reliktowych form krasu podziemnego (czyli właśnie jaskiń) przeprowadzono w ostatnim dziesięcioleciu XX wieku, głównie w latach 1998-2000. W ramach tych badań przeanalizowano około 220 obiektów (form) krasu kopalnego w 26 stanowiskach, dokumentując kształty form oraz badając litologię (skład mineralogiczny i struktury) oraz wiek (metodą paleomagnetyczną oraz uranowo-torową) ich wypełnień. Oprócz obserwacji terenowych i badań laboratoryjnych przeanalizowano profile ponad 950 rdzeni wiertniczych z kilkudziesięciu złóż oraz obszarów badań węglanowych skał dewońskich (Urban 2002).

Wśród form kenozoicznego krasu kopalnego zinwentaryzowanych w badanych stanowiskach mniej więcej połowę stanowią pionowe lub stromo nachylone krasomono rozszerzone szczeliny, 20% to poziome lub słabo nachylone kanały krasowe, zaś pozostałe reprezentują głównie leje i studnie krasowe. Z danych wiertniczych wynika, że niektóre leje krasowe osiągają znaczne rozmiary (np. Uberta 1962). Formy krasu kopalnego wypełnione są przede wszystkim osadami gliniastymi: łąkami, łąkami piaszczystymi, niekiedy z domieszką gruzu lub otoczków. Rzadziej spotyka się wypełnienia piaszczyste lub nieregularne soczewki piasków w wypełnieniach gliniastych a także

pakiety mułkowe (Urban 2002, 2013). Szczegółowe badania piasków (m.in. analiza uziarnienia osadów, obtoczenia i składu mineralogicznego ziarn) umożliwiły rozróżnienie wypełnień pochodzących z okresu zlodowaceń (oraz interglacjalów) plejstocenijskich od wypełnień wcześniejszych, a także stwierdzenie, iż materiał wypełnień przedglacjalnych pochodzi głównie ze zwietrzelin skał dolnotriasowych, niekiedy górnopermskich bezpośrednio przykrywających niegdyś dewońskie skały trzonu paleozoicznego. W wypełnieniach przedplejstocenijskich praktycznie nie napotkano materiału paleontologicznego, natomiast wśród form z wypełnieniami wieku plejstocenijskiego jest kilka stanowisk paleontologicznych o dużym znaczeniu naukowym, przede wszystkim stanowisko Kozi Grzbiet, Kazdoelnia i jaskinia Raj (Urban i in. 2019).

Jaskinie świętokrzyskie mają generalnie rozwinięcie poziome, aczkolwiek występują w nich odcinki pochyłe, studnie i kominy. Stanowią one niewypełnione osadami fragmenty podziemnych systemów krasowych nie funkcjonujących już jako przepływy wód (położonych w strefie wadycznej) i zwykle nie nawiązujących do współczesnej sieci przepływów (dolin rzecznych). Stąd też zdecydowana większość jaskiń ma sztuczne otwory udostępnione dzięki eksploatacji kopalin skalnych lub kruszców. Dlatego 80% zinwentaryzowanych jaskiń skoncentrowanych jest w czterech stanowiskach, z których trzy to wzgórza rozcięte kamieniołomami: Kadzielnia (25 jaskiń), Wietrznia (7 jaskiń) oraz Jaworznia (12 jaskiń), czwarte zaś – to wzgórze Miedzianka (10 jaskiń) z wyrobiskami podziemnymi, z których część stanowią fragmenty naturalnych kanałów krasowych (Urban 1996). Datowania nacieków w jaskiniach oraz niektórych formach kopalnych wykazały wiek wielu z nich starszy niż 350 tys. lat a nawet 1,2 mln lat, aczkolwiek nacieki tworzyły się także w okresach zlodowaceń środkowopolskich oraz w vistulianie i holocenie (Urban i in. 2011, 2019). Najdłuższym systemem jaskiniowym jest Chelosiowa Jama-Jaskinia Jaworznicka o długości 3670 m i głębokości 61 m (w tym do zwierciadła wód podziemnych 54 m) znajdująca się w rozciętym kamieniołomami masywie Kopaczowej Góry w Jaworzni. Druga pod względem długości Jaskinia Pajęcza o długości 1183 m, położona jest w tym samym masywie i otwór jej także został odsłonięty w trakcie eksploatacji wapieni. Spośród pięciu innych jaskiń regionu o długości ponad 100 m, tylko jedna, Jaskinia Zbójcka w Łagowie, ma naturalny otwór położony w górnej części zbocza doliny (Urban 1996, 2013; Urban i in. 1997, 2019).

Obecne położenie przestrzenne świętokrzyskich form krasu kopalnego i relikтового, brak związku ze współczesną rzeźbą i siecią hydrologiczną oraz charakter i wiek wypełnień wskazują, iż stanowią one fragmenty systemów powstałych w innych warunkach hydrologicznych i morfologicznych, w neogenie a może nawet w paleogenie. Przed okresem plejstocenijskich zlodowaceń, gdy wcięcie dolin było znacznie większe niż współcześnie, dostępne obecnie (w odsłonięciach lub jako jaskinie) systemy krasowe były położone znacznie powyżej zwierciadła wód. Większość z tych systemów była wypełniona osadami pochodzącymi ze zwietrzelin krzemionkowo-ilastych skał bezpośredniego nadkładu węglanowych skał dewońskich. W okresie jednak zlodowaceń plejstocenijskich część tych systemów była oczyszczana z osadów (te oczyszczone, gdy są dostępne dla człowieka stanowią jaskinie), czasem również powtórnie wypełniana nimi. Przemyślanie to mogło mieć związek z nasuwaniem się lądolodów i przepływem wód proglacjalnych (Urban i in. 1997, 2011; Urban 2002, 2013).

Bardzo ciekawych informacji o krasie świętokrzyskim dostarcza również analiza danych z otworów wiertniczych. W otworach tych rejestrowano położenie wysokościowe, pionowe rozmiary oraz litologię wypełnień form krasowych. Na podstawie danych wysokościowych określono pionową zmienność relatywnego wskaźnika skrasowienia dla danego obszaru, najczęściej złoża, na którym wykonano wiercenia. Wskaźnik ten mierzony jest jako procentowy udział skrasowiałych odcinków rdzeni w sumarycznej długości rdzeni wiertniczych wszystkich otworów w kolejnych interwałach wysokościowych o jednakowej długości. Przy spełnieniu kilku warunków metodycznych, takich jak np. odpowiednia ilość i długość otworów wiertniczych oraz wystarczająca ilość form krasowych, maksima pionowych wykresów zmienności tego wskaźnika wyrażają horyzontalne strefy koncentracji form krasowych (Urban, Rzonca 2009). W przypadku dominujących w kompleksie środkowo- i górnodewońskim utworów formacji wapieni i dolomitów stromatoporoidowo-koralowcowych z Kowali – o wysokiej zawartości węglanów i pozbawionych wkładek skał niekrasowiejących lub nieprzepuszczalnych (Narkiewicz i in. 1990) – strefy te można identyfikować z poziomami krasowymi (*cave level* sensu Palmer 1987, 1991) genetycznie związanymi ze stabilizacją bazy erozyjnej. Dokumentacyjne znaczenie takich poziomów krasowych rośnie, gdy ich związek z rozwojem

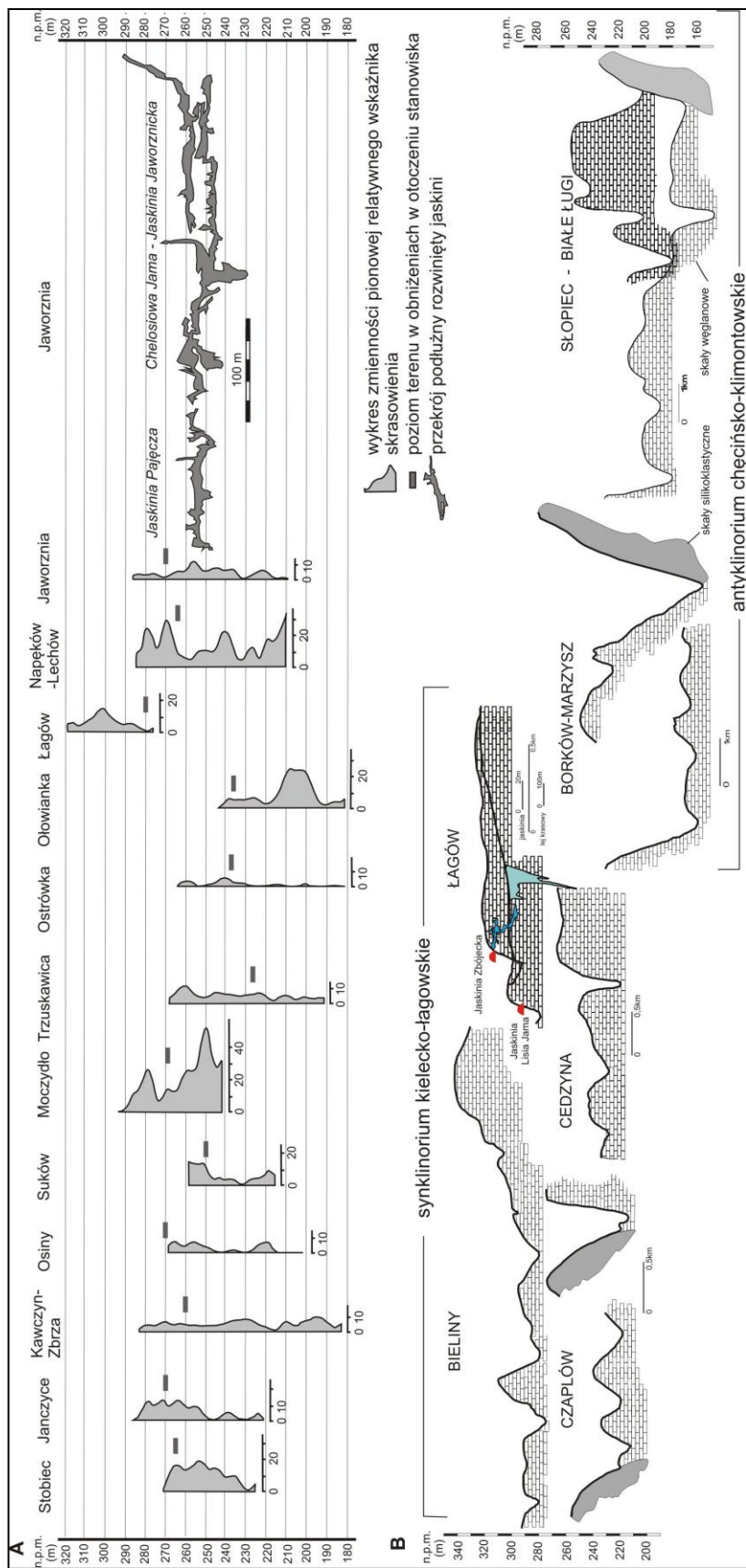
systemów krasowych można potwierdzić bezpośrednimi obserwacjami, jak to ilustruje przykład stanowiska Jaworznia (ryc. 3.1A). W przypadku Jaworzni zbliżony do horyzontalnego rozwój obu dużych jaskiń należących do tego samego systemu krasowego: Chelosiowej Jamy-Jaskini Jaworznickiej oraz Jaskini Pajęcznej, jest wysokościowo prawie identyczny z maksimum wykresu wskaźnika krasowienia, co uprawnia do wniosku, iż wskaźnik ten w przypadku dewońskich utworów formacji z Kowali dobrze oddaje rzeczywiste własności wysokościowe systemów krasowych oraz że w przypadku Jaworzni ważny etap stabilizacji zwierciadła wód warunkujący rozwój krasu epigenicznego położony jest na wysokości około 270 m n.p.m.

W rekonstrukcjach paleogeograficznych znajomość wysokości poziomów stabilizacji zwierciadła wód ma podstawowe znaczenie dla określenia lub dokumentacji etapów morfogenezy danego obszaru (jego wznoszenia się). W tym wypadku nawiązuje do dawnych koncepcji, zgodnie z którymi te etapy były rozumiane jako „powierzchnie zrównań” i odczytywane jako spłaszczenia terenu usytuowane na różnych wysokościach. Gdy większość tych koncepcji straciła aktualność, ze względów metodycznych oraz z powodu zmiany systemu pojmowania morfogenezy obszarów górskich i wyżynnych, określenie wysokości poziomów rozwoju epigenicznych systemów krasowych i – tym samym – stabilizacji bazy erozyjnej pozostaje bardzo aktualnym i wiarygodnym narzędziem rekonstrukcji ewolucji rzeźby.

Analiza położenia wysokościowego baz erozyjnych na podstawie danych krasowych (zmienności wskaźnika krasowienia – ryc. 3.1A) pozwala także na porównanie etapów i charakteru ewolucji morfologicznej w poszczególnych częściach regionu, interpretowanych także w oparciu o analizę uwarunkowań i cech kopalnej, powierzchniowej rzeźby krasowej paleozoicznego podłoża, prowadzonych w granicach domen litologiczno-morfostrukturalnych w południowej części trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich (Ludwikowska-Kędzia 2018; w tym tomie str. 13-17) (ryc. 3.1B).

Badania cech rzeźby strukturalnej fragmentów dna obniżen morfostrukturalnych: Doliny (Padolu) Kielecko-Łagowskiej (domena Z3; strefa synklinorium kielecko-łagowskiego) i kotliny Słopca (domena Z2; strefa antyklinorium chęcińsko-klimontowskiego) dokumentują istnienie w ich podłożu licznych form warunkowanych rozwojem krasu kontaktowego, pasowego (*stripe karst*) i fluwiokrasu, m.in. polja krasowego z zespołem lejów krasowych, uwałów, pagórów ostańcowych (Ludwikowska-Kędzia 2016, 2018). Przestrzenne ułożenie i wzajemna relacja hipsometryczna obszarów z kopalną rzeźbą krasową zlokalizowaną w obrębie obu obniżen, sugeruje ich piętrowy i kaskadowy układ (ryc. 3.1B). Najwyżej są położone obszary krasowe w północnej i południowo-wschodniej części Doliny Kielecko-Łagowskiej, w rejonie Bielin i Łagowa (przedział wysokości 290-330 m n.p.m.). Stopniowo, coraz niżej występują takie obszary w rejonie Czapłowa, i Cedzyny (210-240 m n.p.m., ale miejscami do 260 m n.p.m.). Najniżej są położone w kotlinie Słopca (160-260 m n.p.m.) (ryc. 3.1B). Można zaproponować wyróżnienie kilku lokalnych krasowych powierzchni planacji, czytelnych na wysokości 170-180 m n.p.m., 200-220 m n.p.m., 240-260 m n.p.m. oraz 280-300 m n.p.m. Ich powstanie można wiązać w czasie ze „stabilnością” poziomu lokalnej bazy denudacyjnej, erozyjnej (np. związanej z obecnością wychodni skał niekrasowięjących) i/lub regionalnej bazy denudacyjnej (np. poziomu morza miocénskiego) (Ludwikowska-Kędzia 2018).

Cechy morfologiczne, morfometryczne i przestrzenne rozmieszczenia paleoform kopalnej rzeźby analizowanych obszarów, rozpatrywane na tle warunków litologicznych, strukturalno-tektonicznych (Kowalski 2001; Jurkiewicz 2001), hydrogeologicznych (por. Prażak 2012, Ginalska-Prokop 2017), morfologiczno-hipsometrycznych, zmiennych w czasie warunków paleoklimatycznych kenozoiku oraz bliskości wybrzeża morza miocénskiego (Radwański 1969, 1973, Peryt, Piwocki 2004, Peryt 2015), pozwalają na interpretację tej kopalnej rzeźby jako fragmentów krajobrazu krasowego (por. Andrejczuk 2014) południowej części Gór Świętokrzyskich. Sugerują możliwość istnienia etapu izolacji oraz indywidualnego rozwoju obszarów predysponowanych do powstania rzeźby krasowej zlokalizowanych w obrębie różnych domen litologiczno-morfostrukturalnych i głównie podziemnej „łączności” pomiędzy nimi, prawdopodobnie systemem kanałów przepływu podziemnego predysponowanego siecią uskoków, przecinających również obszary zbudowane ze skał klastycznych (np. w strefach przełomów). Obszar najwyżej z nich położony byłby w takiej sytuacji drenowany, a krajobraz krasowy w nim konserwowany. Z czasem należy liczyć się z indywidualizacją formowania rzeźby krasowej, podziałem na poszczególne obszary (baseny) krasowe (por. Walczowski 1964), w których rozwijał się krajobraz krasowy o wyraźnej odrębności środowiskowej – powstaniem



Ryc. 3.1. Zestawienie wykresów pionowej zmienności względnego wskaźnika krasowienia skonstruowany na podstawie danych z otworów wiertniczych z różnych obszarów krasowych trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich z przekrojami pionowymi głównych jaskiń Jaworzni: Jaskini Pajęczej oraz systemu Chelosiowej Jamy-Jaskini Jaworznickiej (wg Urban, Rzonca 2009, Urban 2013, przekroje wg Gubała, Kasza 1996; Gubała i in. 1998a oraz Kasza i Saganowski 2006) (A); oraz korelacja hipsometryczna form powierzchniowych rzeźby krasowej podłoża podczwartorzędowego w dnach obniżów morfotektonicznych Doliny Kielecko-Łagowskiej i kotliny Słopca w południowej części trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich na podstawie badań geofizycznych i hydrogeologicznych (wg Ludwikowska-Kędzia 2018) (B)

zjawiska wyspowości (por. Andrejczuk 2016). Takie podejście prowadzi do konieczności uwzględniania w ewolucji morfologicznej obszarów nie wyłącznie przepływu liniowego (jak to jest w obszarach niekrasowych), ale radialno-koncentrycznego przepływu energii i materii, podobnie jak w autonomicznych, izolowanych w mniejszej skali formach krasowych typu lejów krasowych, uwałów (Andrejczuk 2014).

Rozpoznana kopalna rzeźba krasowa podłoża paleozoicznego obu obniżen jest zamaskowana pokrywą osadów czwartorzędowych i tylko lokalnie czytelna w rzeźbie powierzchniowej, głównie w postaci wypłyceń skał podłoża (np. w rejonie Słopca Szlacheckiego), pagórów ostańcowych (np. w rejonie Górna), skalnych koryt rzecznych (np. koryto Belnianki w przełomie przez Pasma Bielińskie), czy lejów krasowych (okolice Łagowa, Płucek). Fakt ten z pewnością utrudnia badania jej pochodzenia i warunków rozwoju, ale niewątpliwie coraz bardziej czytelna i istotna staje się jej rola w czwartorzędowym etapie lito- i morfogenezy południowej części trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich.

### **Stanowisko 3.2. Jaskinia Zbójecka w Łagowie. Etapy tektonicznego wznoszenia regionu w świetle analizy pionowej zmienności wskaźnika krasowienia**

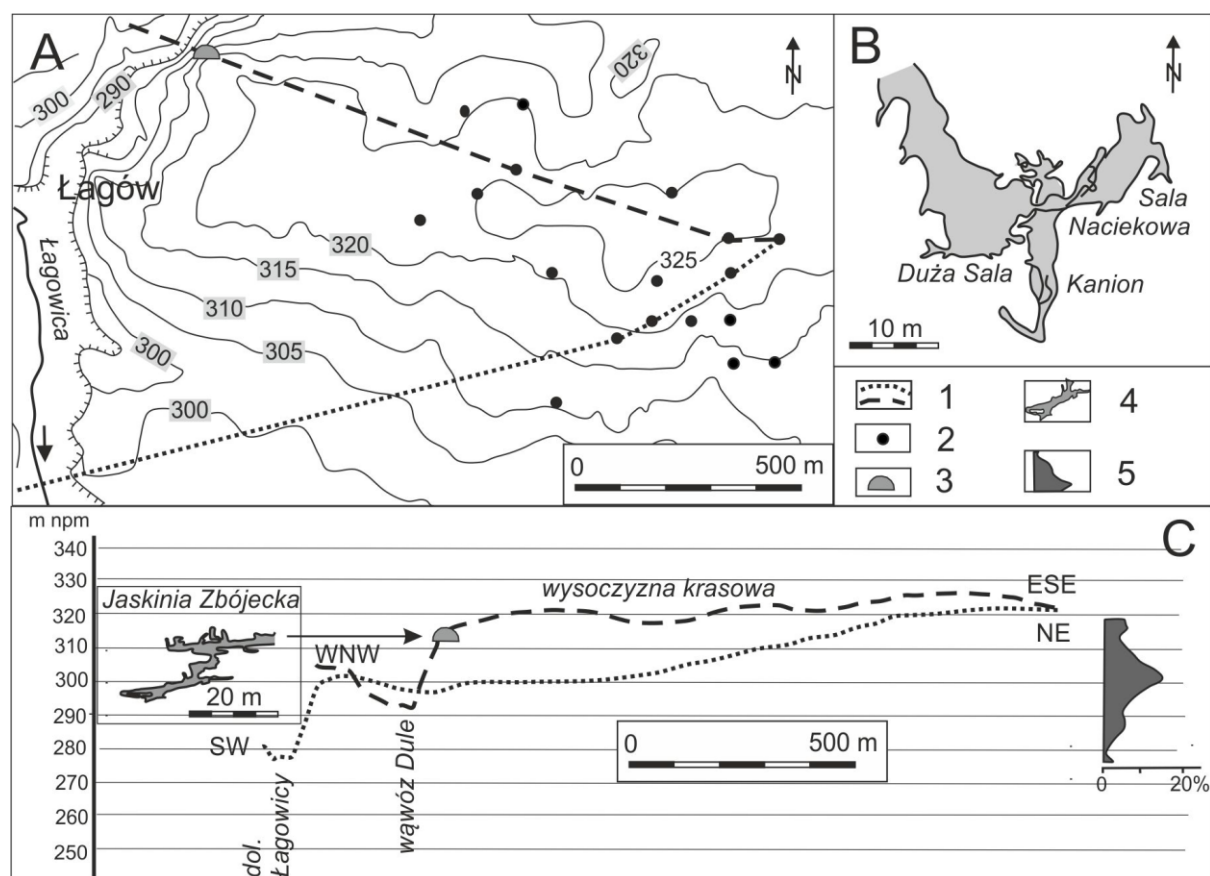
*Jan Urban, Andrzej Kasza*

Jaskinia Zbójecka w Łagowie – mimo, iż nie należy do największych w regionie – jest z wielu powodów bardzo interesującym obiektem krasowym. Jest ona bowiem największą jaskinią regionu o naturalnym otworze, położonym wysoko na zboczu doliny i łatwo dostępnym. Z tego względu jaskinia znana jest od dawna, w jej wnętrzu odkryto ceramikę z przełomu XIII i XIV wieku oraz kości zwierząt domowych (Wołoszyn, Wójcik 1965; Hadamik 2008). Opisywana była już od drugiej połowy XIX wieku, ma więc znaczenie historyczne. Stała praktyczne dostępność jaskini spowodowała, iż występuje w niej wyjątkowe dla regionu zbiorowisko fauny bezkręgowej, w tym gatunki trogllobiontycznych (występujących wyłącznie w podziemiach) i troglofilnych (występujących głównie w podziemiach) pajaków i chrząszczy (Gubała i in. 1996). Istotne znaczenie ma ta jaskinia również dla analiz morfogenetycznych.

Jaskinia położona jest na terenie Obniżenia (Padolu) Kielecko-Łagowskiego (ryc. na tylnej okładce tomu) i występuje w obrębie górnio dewońskich wapieni formacji z Kowali. Jej długość wynosi 174 m a deniwelacja 22 m (Gubała i in. 1996). Otwór jaskini, położony na wysokości około 312 m n.p.m., ma trójkątny kształt i wysokość 2,7 m. Wprowadza do obszernego, prostego i prawie poziomego korytarza o długości 23 m (ryc. 3.2B). W jego stropie występują szczeliny i kominki krasowe, zaś dno pokrywa namulisko gliniaste, gruz i bloki skalne. Korytarz kończy się Dużą Salą, zaś do dalszych partii jaskini prowadzi wąski kanał krasowy, który łączy ją z Salą Naciekową. W Sali Naciekowej występuje miejscami nieco zniszczona szata naciekowa: polewy, draperie, kolumny, stalaktyty i stalagmity kalcytowe a także niewielkie formy grzybkowe. Datowania uranowo-torowe dwu próbek nacieków wykazały ich wiek starszy niż 350 tys. lat, młodszy jednak niż 1,2 mln lat. W tej samej sali, pod cienką polewą pokrywającą dno odkryto holocenijskie kości nietoperzy oraz wspomniane już szczątki zwierząt domowych i średniowiecznej ceramiki (Gubała i in. 1996; Ochman 2003, Hadamik 2008; Urban i in. 2019). W studni na końcu kanału odchodzącego z Dużej Sali znajduje się szczelina doprowadzająca do Dolnej Komory, od której odchodzą ciasne i krótkie korytarzyki wypełnione na końcach namuliskiem. W kierunku południowym Dolna Komora przedłuża się w korytarz krasowy o długości 17 m, tzw. Kanion. Kanion, początkowo obszerny, w końcowej części przechodzi w wąski tabularny kanał, który zagłębia się w gliniastym namulisku (ryc. 3.2B, C) (Gubała i in. 1996).

Jaskinia Zbójecka w Łagowie stanowi formę krasową rozwiniętą wzdłuż spękań ciosowych, częściowo zmodyfikowaną przez późniejsze deformacje grawitacyjne. System krasowy, którego ta jaskinia jest częścią, rozwinął się na dwu poziomach odległych od siebie w pionie 10-12 m. Wyższy poziom reprezentowany jest przez korytarz przyotworowy i sąsiadujące z nim części jaskini położone na wysokości około 310 m n.p.m., niższy zaś – przez Kanion i fragmenty jaskini w jego sąsiedztwie, położone na wysokości 295-302 m n.p.m. (ryc. 3.2C). Bardzo istotną cechą, nadającą tej jaskini znaczenie dla rekonstrukcji paleogeograficznych jest fakt, iż dolny poziom dolny mieści się w strefie wysokościowej intensywnego rozwoju krasu, wyznaczoną przez relatywny wskaźnik skrasowienia, obliczony na podstawie profili otworów wiertniczych odwierconych na wysoczyźnie w okolicach Łagowa w związku z dokumentacją złożeń wapieni „Łagów”. Strefa ta, związana najprawdopodobniej z etapem stabilizacji zwierciadła wód podziemnych, położona jest na poziomie 295-305 m n.p.m., czyli znacznie powyżej współczesnego dna doliny Łagowicy i na wysokości rozległego wypłaszczenia nad współczesną doliną nieco na południe od Łagowa (ryc. 3.2C). Wskazuje to, że system krasowy Jaskini Zbójeckiej powstał w zupełnie innych warunkach morfologicznych, gdy powierzchnia terenu położona była znacznie wyżej i reliktom doliny pra-Łagowicy jest wypłaszczenia na wysokości około 300 m n.p.m. Horyzont krasowy na wysokości około 300 m n.p.m. jest najwyższym takim poziomem stwierdzonym na terenie regionu badaniami wskaźnika krasowienia w otworach wiertniczych. Można wysunąć hipotezę, iż jest on związany z którymś etapem stabilizacji poziomu morza w pobliskim basenie zapadliska przedkarpackiego w okresie badeńskiej lub sarmackiej transgresji. Morskie osady badenu występują 8 km na południe od Łagowa na wysokości 260 m n.p.m. (Walczowski 1968), natomiast ślady wybrzeża morskiego – dalej na południowy-wschód (Budy-Jurkowice) na wysokości 285 m n.p.m. (Radwański 1973; Peryt, Piwocki 2004). Z kolei zgodnie z koncepcją B. J. Kowalskiego

(2000), zakładającą względne obniżenie Doliny Kielecko-Łagowskiej w neogenie, poziom ten mógłby być fragmentem paleogeńskiej powierzchni zrównania.



Ryc. 3.2. Sytuacja przestrzenna Jaskini Zbójeckiej w Łagowie i systemu krasowego, którego jest elementem. A – położenie jaskini na mapie topograficznej (wg Urban, Rzonca 2009). B – uproszczony plan jaskini (wg Gubała i in. 1996). C – jaskinia oraz wykres zmienności wskaźnika skrasowienia na tle profilów morfologicznych okolic Łagowa (wg Urban 2013). Objaśnienia oznaczeń: 1 – profile powierzchni terenu pomiędzy centralną częścią złoża wapieni „Łagów” a jaskinią oraz odcinkiem doliny Łagowicy poniżej Łagowa, 2 – otwór wiertniczy którego profil uwzględniono w obliczeniach wskaźnika krasowienia, 3 – otwór jaskini na mapce A i przekroju C, 4 – przekrój podłużny rozwinęty jaskini oraz plan jaskini, 5 – wykres pionowej zmienności wskaźnika skrasowienia w otworach wiertniczych w rejonie Łagowa.

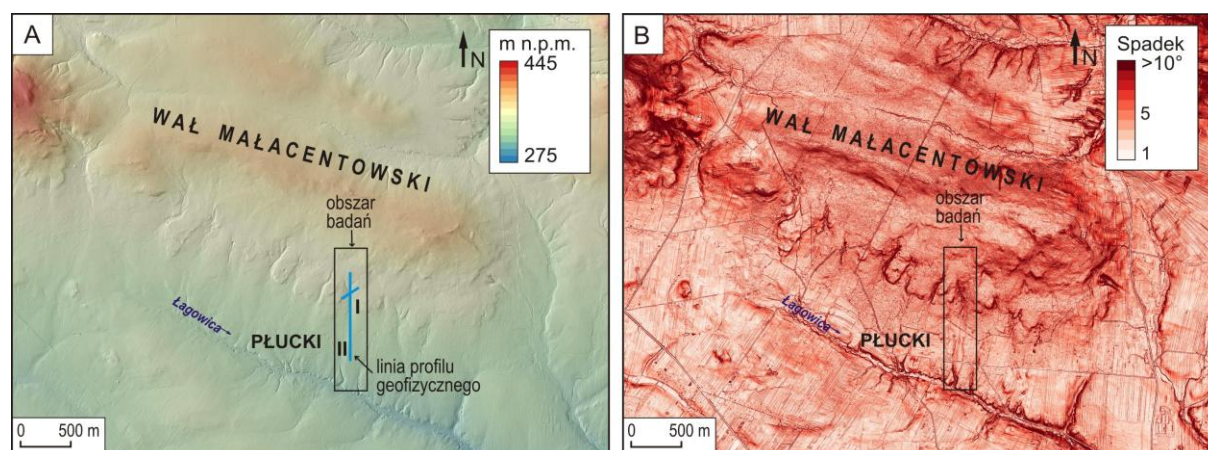
### Stanowisko 3.3. Płucki. Płucki: uwarunkowania rozwoju i cechy rzeźby Doliny (Padolu) Kielecko-Łagowskiej - refrokras i kras kontaktowy Wału Małacentowskiego

Małgorzata Ludwikowska-Kędzia, Bernadetta Pasierb, Andrzej Kasza, Małgorzata Wiatrak, Grzegorz Walek

#### Wprowadzenie

Obiektem badań prowadzonych na południowych stokach Wału Małacentowskiego, (Dolina Kielecko-Łagowska) były skupienia różnej wielkości i głębokości zagłębień, zaobserwowane przez Andrzeja Kaszę w 2018 r. (ryc. 3.3). Są to formy usytuowane w rozszerzeniach den płytkich dolinek erozyjno-denudacyjnych, które rozwinęły się na podłożu niekrasowiejących luźnych skał pokrywy czwartorzędowej (ryc. 3.4). Założono hipotetycznie, że formy te:

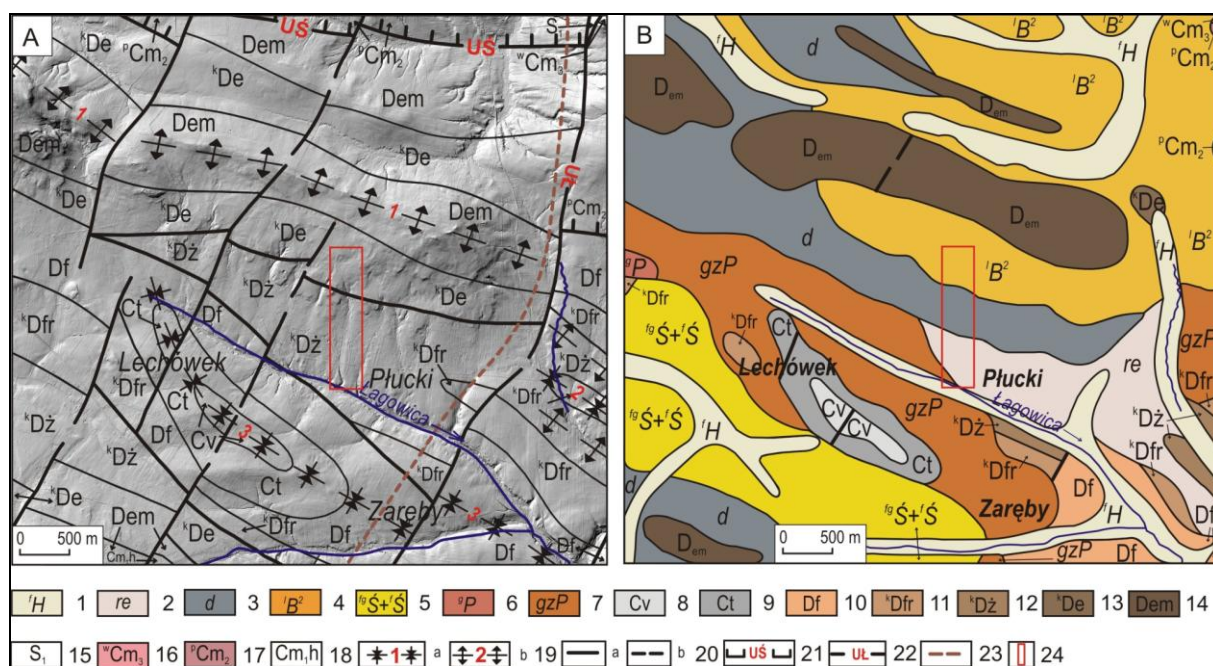
- (1) genetycznie, można wiązać z procesami krasowymi działającymi w podłożu zbudowanym ze skał węglanowych, pod pokrywą skał luźnych (ryc. 3.4) i są prawdopodobnie przykładem form krasu reprodukowanego (refrokrasu) (np. Różycki 1946; Nowak 1993; Dobrowolski 1995; Mycielska-Dowgiałło i in. 1999; Gams 2001; Kobjek 2004; Ford, Williams 2007; Kobjek, Nalej 2008).
- (2) mogą dowodzić i pośrednio dokumentować warunki sprzyjające rozwojowi krasu kontaktowego, do czego predysponuje współwystępowanie odmiennych litologicznie kompleksów skał węglanowych i silikoklastycznych oraz obecność sieci uskoków w obrębie południowych stoków Wału Małacentowskiego (ryc.3.4A).
- (3) pomimo małej skali, ich rozpoznanie, określenie uwarunkowań oraz mechanizmu ich formowania, może być kluczem do interpretacji nie tylko cech rzeźby Wału Małacentowskiego, ale także rzeźby większej skali elementów morfostrukturalnych w południowej części trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich o podobnych uwarunkowaniach litologicznych i strukturalno-tektonicznych.



Ryc. 3.3. Lokalizacja obszaru badań na mapie hipsometrycznej (A) i spadków (B)

Formowanie typowych dolinek krasowych z licznymi obniżeniami znane jest głównie na Poniidziu (Flis 1954, Urban i in. 2019 - w tym tomie, tam literatura), sygnalizowane było także dla okolic Łagowa przez Walczowskiego (1962, 1964, 1968) czy Ubernę (1962). Wydaje się jednak, że w kontekście krasu kontaktowego (por. Ford, Williams 2007, 2013, Gams 2001), powstawanie tego typu obniżen nie było dotychczas dokumentowane w obrębie trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich.

Do szczegółowych badań uwarunkowań i cech rzeźby południowych stoków Wału Małacentowskiego wybrano dolinki erozyjno-denudacyjne i skupienia zagłębień w rejonie Płuck (ryc. 3.3). W badaniach mających na celu rozpoznanie budowy geologicznej obszaru badań zastosowano metodę geofizyczną – tomografię elektrooporową ERT (*Electrical Resistivity Tomography*). Jej skuteczność i przydatność w badaniach rzeźby obszarów krasowych jest powszechnie uznana (np. Bermejo i in. 2017, Gołębiowski i in. 2018).



Ryc. 3.4. Lokalizacja obszaru badań na mapie geologicznej odkrytej (na podstawie: Romanek, Złonkiewicz 1992, Czarnocki 1919, Kowalczewski 1963) połączonej z NMT (A) i zakrytej (Janiec i in. 1992) (B). Objaśnienia oznaczeń: 1 – holocen: mułki, piaski i żwiry rzeczne; 2 – czwartorzęd nierozdzielony: residua glin zwałowych i innych utworów czwartorzędowych, 3 – czwartorzęd nierozdzielony: mułki, piaski i gliny deluwialne i peryglacialne; 4 – plejstocen: lessy (kompleks północnopolski); 5 – plejstocen: piaski i żwiry wodnolodowcowe i rzeczne (kompleks środkowopolski); 6 – plejstocen: piaski, żwiry i głązy lodowcowe; 7 – plejstocen: gliny zwałowe (kompleks południowopolski); 8 – karbon: iłowce, mułowce (wizen), 9 – karbon: iłowce, tufity (turnej); 10 – dewon: margle, wapienie, iłowce (famen), 11 – dewon: wapienie (fran), 12 – dewon: dolomity, wapienie (żywet), 13 – dewon: dolomity, iłowce (eifel), 14 – dewon: mułowce, piaskowce, iłowce (ems); 15 – sylur dolny: iłowce, tufity, bentonity; 16 – kambr górny: piaskowce, mułowce, iłowce; 17 – kambr środkowy: iłowce, zlepienie; 18 – kambr dolny: mułowce, iłowce, piaskowce; 19 – osie: a – synklin, b – antyklin; 20 – uskoki: a – pewne, b – przypuszczalne; 21 – uskoki świętokrzyski, 22 – uskoki łysogórski; 23 – walna elewacja transwersalna wg Kowalczewskiego (1963); 24 – obszar badań

### Zarys budowy geologicznej i cech rzeźby

Obszar badań jest położony na południowym skrzydle antykliny małacentowskiej (Czarnocki 1919, 1929, Walczowski 1968), w sąsiedztwie synkliny Łagowa (ryc. 3.3A) (Czarnocki 1929, Jurkiewicz 1971, Szczepanik 2019). Obie formy fałdowe znajdują się w synklinorium kielecko-łagowskim (Samsonowicz 1926, Znosko 1962), które wchodzi w skład regionu południowego (kieleckiego) masywu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich, nazywanego także strefą kielecką (Stupnicka 1989) lub kielecką strefą fałdów (Konon 2008).

Południowe skrzydło antykliny małacentowskiej na obszarze badań budują skały dewonu środkowego (eifel, żywet), w podłożu których występują mułowce, piaskowce i iłowce dewonu dolnego (ems), odsłaniające się w osi antykliny (ryc. 3.4A). Pełny opis wykształcenia litologicznego eiflu i żywetu jest utrudniony ze względu na brak wierceń w analizowanym fragmencie antykliny. Z danych kartograficznych (Romanek, Złonkiewicz 1992) wynika, że eifel jest wykształcony w postaci dolomitów i iłowców, natomiast żywet – dolomitów i wapieni. Spośród wymienionych skał większą odpornością na procesy niszczące charakteryzują się piaskowce Emsu, mniejszą – dolomity i wapienie dewonu środkowego (Walczowski 1964). Skały eiflu i żywetu są przykryte poligenicznymi i polichronicznymi osadami czwartorzędowymi (Janiec i in. 1992) (ryc. 3.4B).

Obszar badań przecina sieć podłużnych i poprzecznych uskoki, a w bliskim jego otoczeniu znajdują się dwa uskoki odgrywające ważną rolę w budowie geologicznej Gór Świętokrzyskich – uskoki świętokrzyski i uskoki łysogórski (Romanek, Złonkiewicz 1992) (ryc. 3.4A).

Synklinorium kielecko-łagowskie jest wyrażone w rzeźbie rozległym obniżeniem Doliny (Padołu) Kielecko-Łagowskiej (ryc. 3.3). Antyklinalne wzniesienie Wału Małacentowskiego jest

usytuowane w jej północnej, marginalnej strefie, zaś od południa ograniczone izoklinalną doliną górnej Łagowicy.

#### Cechy morfologiczne zagłębień i dolinek erozyjno-denudacyjnych oraz uwarunkowania ich lokalizacji

Analizowane zagłębienia i dolinki erozyjno-denudacyjne rozwinęły się na słabo nachylonych, południowych stokach Wału Małacentowskiego, w strefie wyraźnej zmiany ich spadku, podkreślonej formowaniem „skarp” (ryc. 3.3B). Zespół zagłębień tworzy najczęściej kilka, rzadziej kilkanaście form, występujących w bliskim sąsiedztwie, ale też miejscami odizolowanych, funkcjonujących indywidualnie, okrągłych, owalnych, sporadycznie wydłużonych i o kształcie lejów. Są one najczęściej suche, tylko lokalnie wypełnione wodą (ryc. 3.5). W większości są to małe formy, o średnicy rzędu kilku metrów i głębokości do 2 m. Średnica największego badanego zagłębienia, zlokalizowanego w rejonie Małacentowa wynosi około 45 m, a głębokość nie przekracza 3 m. W rzeźbie niewielkich dolinek, powyżej i poniżej strefy rozszerzenia ich dna, są czytelne miejscami ślady skoncentrowanego przepływu wód, w formie suchego koryta (od prostego po silnie kręte), o zróżnicowanej głębokości (miejscami nawet do 1 m), zanikającego w strefie wysokości około 320-325 m n.p.m.

Lokalizacja zespołów zagłębień i stref rozszerzeń dna dolinek erozyjno-denudacyjnych nawiązuje do (a) sieci podłużnych i poprzecznych uskoków oraz stref ich krzyżowania, (b) granic litologicznych kompleksów skał dewonu środkowego, eiflu (De) (wapień i iłowce) i żywetu (Dż) (wapień i dolomity) (ryc. 3.4A), (c) przebiegu „skarp”, widocznych w strefie załamania spadku południowych stoków Wału Małacentowskiego (ryc. 3.3B).

Ryc. 3.5. Przykładowe formy krasu reprodukowanego występującego na południowym stoku Wału Małacentowskiego, wypełnione wodą i suche (fot. M. Ludwikowska-Kędzia, M. Wiatrak; lipiec 2019 r.)



#### Metodyka pomiarów ERT

W metodzie tomografii elektrooporowej ERT (*Electrical Resistivity Tomography*) wykorzystuje się prawo Ohma do wyznaczenia oporności badanego ośrodka. Metoda ERT stanowi połączenie profilowań elektrooporowych (ze względu na pomiary prowadzone wzdłuż profilu) i sondowań (z powodu wzrastającego zasięgu głębokościowego w trakcie badań). Realizacja pomiaru metodą ERT polega na rozstawieniu w równych odległościach zazwyczaj kilkudziesięciu elektrod i przeprowadzeniu profilowania elektrooporowego (Burger i in. 2006) dowolnie wybranym układem pomiarowym – najczęściej jest to układ Wennera-Schlumbergera i dipol-dipol. Wybór odpowiedniego układu pomiarowego, jego rozmiaru i podstawowej odległości między elektrodami pozwala

na rozpoznanie ośrodka geoelektrycznego/geologicznego z odpowiednią rozdzielczością (pionową i poziomą) oraz z pożądanym zasięgiem głębokościowym. Wyniki badań metodą ERT zależą od lokalnej budowy geologicznej uwzględniającej zarówno litologię, jak i elementy strukturalno-tektoniczne, od sposobu wykonania badań (metodyki pomiarowej) i od rzeźby terenu badań. Dodatkowo na wartości oporności wpływ mają warunki w jakich dana skała występuje, tj. zawodnienie, temperatura, głębokość i wiek (Pasierb 2012). Prezentowane badania przeprowadzono przy użyciu aparatury pomiarowej Ares firmy GF Instruments ([www.gfinstruments.cz](http://www.gfinstruments.cz)).

W celach porównawczych pomiary na profilu Płucki I wykonano układami dipol-dipol i Wenner-Schlumberger (tab. 3.1). Na ich podstawie w dalszych badaniach zdecydowano o wykonaniu pomiarów wyłącznie układem dipol-dipol, ze względu na duży zasięg głębokościowy i dużą rozdzielczość poziomą tego układu (związaną z oddaleniem elektrod pomiarowych od prądowych), oraz jego czułość na występowanie pionowych granic (Loke 2010). Przetwarzanie danych (interpretacja ilościowa) uzyskanych z pomiarów w metodzie tomografii elektrooporowej realizowane jest w procesie inwersji. Inwersja polega na doborze dyskretnego teoretycznego modelu 2D rozkładu oporności w ośrodku geologicznym, który najbardziej zbliżony jest do modelu połowego utworzonego na podstawie wyników pomiarów terenowych. Przyjęty model teoretyczny w kolejnych iteracjach jest sukcesywnie modyfikowany (Loke 2003; Pasierb 2015). Miarą poprawności założonego modelu jest błąd dopasowania obu modeli. W przeprowadzonych badaniach dla pomiarów wykonywanych układem dipolowym, który ma relatywnie wyższą czułość na końcach profili w porównaniu z innymi układami pomiarowymi, w procesie inwersji założono rozszerzony, prostokątny model oraz udoskonalony model z dodatkowym podziałem komórek, których szerokość równa była połowie rozstawu wynoszącego w przeprowadzonych pomiarach 5 m (ryc. 3.6).

Tab. 3.1. Zakres wykonanych prac oraz wartości błędu absolutnego (*absolute error*) uzyskane dla kolejnych profili

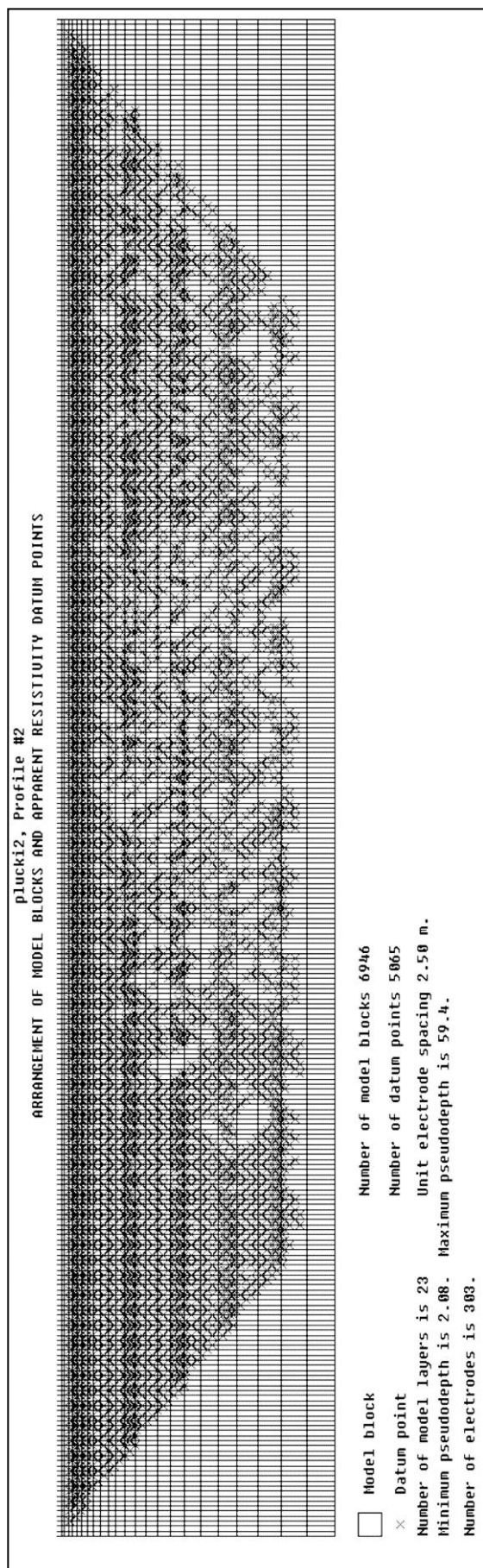
| PROFIL    | DŁUGOŚĆ [m] | ROZSTAW [m] | IŁOŚĆ ELEKTROD | UKŁAD POMIAROWY                    | ABS. Error [ ] dla układu dipol-dipol |
|-----------|-------------|-------------|----------------|------------------------------------|---------------------------------------|
| PŁUCKI I  | 275         | 5           | 56             | dipol-dipol<br>Wenner-Schlumberger | 25.8                                  |
| PŁUCKI II | 755         | 5           | 152            | dipol-dipol                        | 27.4                                  |

Podczas procesu inwersji zastosowano opcję robust ( $L_1$ -norm), która ma tendencję do tworzenia modeli z ostrą i wyraźną granicą między fragmentami struktur o różnych wartościach oporności (Loke 2003; Pasierb 2015). Przeprowadzono 10-krotną iterację uzyskując błędy dopasowania ABS (tab. 3.1). Końcowym etapem analizy ilościowej jest uzyskanie przekroju oporności właściwych w funkcji głębokości i odległości na profilu.

#### Wyniki pomiarów

Na podstawie analizy przestrzennego zapisu zmian wartości oporności (Reynolds 2011) w profilach Płucki I–II (ryc. 3.6) oraz znajomości cech budowy geologicznej i rzeźby obszaru badań (ryc.3.3 i 3.4) (Ludwikowska-Kędzia 2018), zaproponowano wydzielenie czterech głównych warstw, którym przyporządkowano cechy litologiczne i określono warunki wilgotnościowe:

- I – skały podłoża; dolomity i wapienie silnie spękane, skrasowiałe oraz ilowce o wartościach oporności odpowiednio 250-2500  $\Omega$ m, powyżej 3820  $\Omega$ m oraz 25-85  $\Omega$ m);
- II – zwietrzliny skał podłoża; węglanowe, ilaste: 126-393  $\Omega$ m, 800  $\Omega$ m;
- III – luźne osady, nieprzepuszczalne lub słabo przepuszczalne iły i gliny oraz pyły piaszczyste, lokalnie zawodnione: 1,34-260  $\Omega$ m;
- IV – gliny i piaski, silnie przesuszone, odpowiednio: 83-393  $\Omega$ m i 1225-3820  $\Omega$ m.

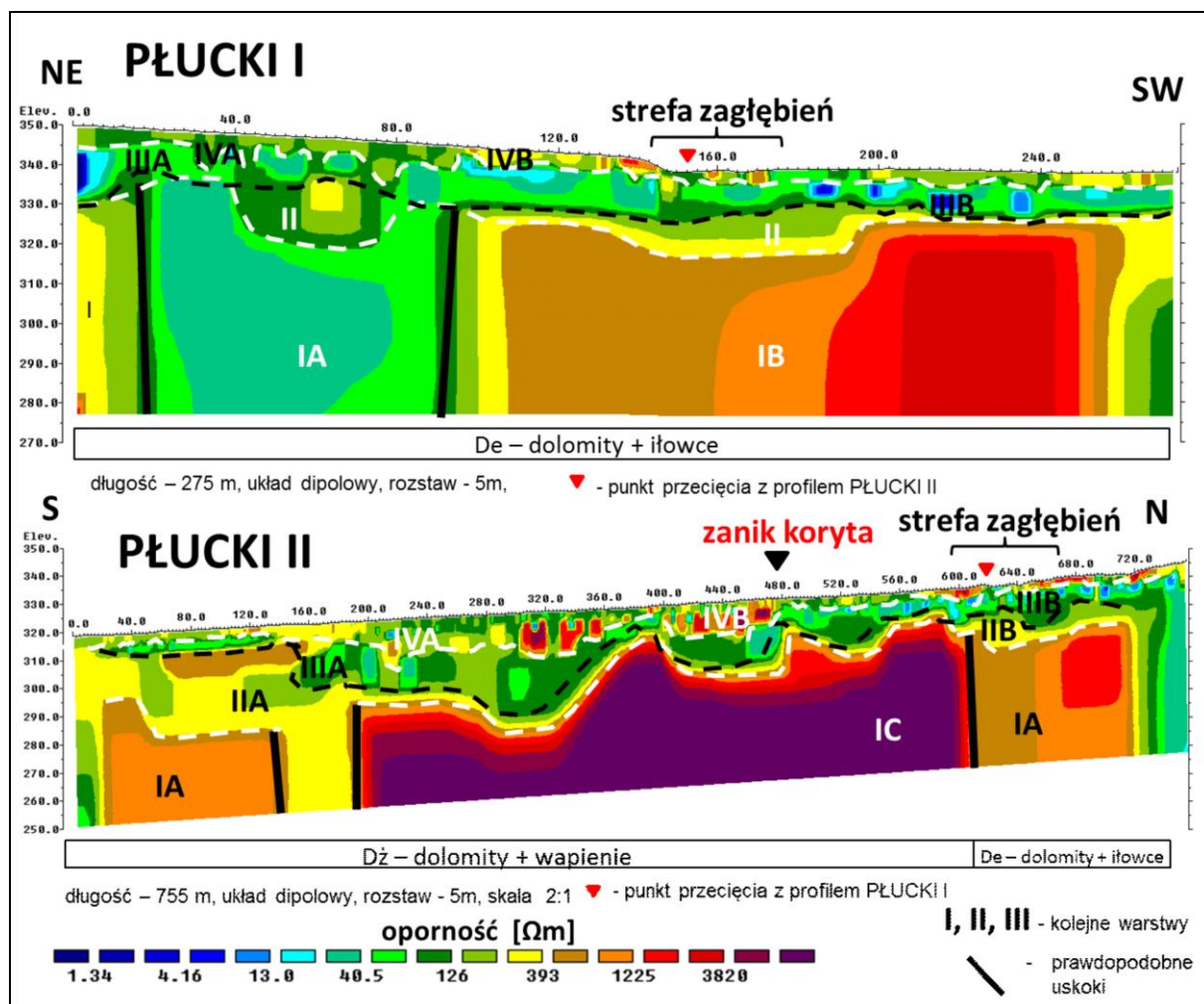


Metodą ERT udokumentowano ponadto kilka stref tektonicznych, wydzielanych na mapach geologicznych (Janiec i in. 1992; Romanek, Złonkiewicz 1992) i towarzyszących granicom litologicznym. Zobrazowano również urozmaiconą rzeźbę podłoża skalnego (warstwa I), której cechy, tj. różnej wielkości formy krasu powierzchniowego, głównie kopalne leje krasowe (por. Fijałkowski, Fijałkowska 1971), są kluczowe w interpretacji rzeźby południowych stoków Wału Małacentowskiego.

Ryc. 3.6. Przykład założonego modelu ośrodka

### Interpretacja i wnioski

Skrasowiałe podłoże skał kompleksu węglanowego i jego zwietrzelin w rejonie Płuck (warstwa I-II, ryc. 3.7), pocięte siecią uskoków, zostało zasypane i zamaskowane poligeniczną i polichroniczną pokrywą osadów luźnych (nadkład) o różnej miąższości (warstwa III-IV, ryc.3.7). Miąższość nadkładu na przekroju Płucki II, wyraźnie zwiększa się w kierunku dna doliny Łagowicy, z północy na południe, zgodnie z nachyleniem powierzchni podłoża skalnego. W tym samym kierunku wzrasta ilość i wielkość kopalnych obniżeń krasowych (ryc. 3.7), widocznych powierzchniowo w strefie dna doliny Łagowicy w formie lejów krasowych ze śladami eksploatacji galeny (Fijałkowski, Fijałkowska 1971). Zróżnicowanie wielkości oraz rodzaju form kopalnego krasu, udokumentowane na przekrojach geofizycznych, należy wiązać nie tylko ze zmianami w cechach budowy litologicznej (coraz większą podatnością skał podłoża na procesy krasowienia), ale prawdopodobnie także z większą ilością wody dostępnej i krążącej w obrębie doliny Łagowicy. Widoczny z kolei wzrost wielkości, a przede wszystkim głębokości obniżeń krasowych oraz nieprzepuszczalność osadów je wypełniających, określa kierunek krążenia i przepływu wód w wydzielonych warstwach III-IV. Można zaobserwować pewną prawidłowość, a mianowicie wraz ze wzrostem rozległości i głębokości obniżeń w podłożu, wzrasta zasięg horyzontalny i wertykalny strefy osadów przesuszonych, zlokalizowanej nad obniżeniami. Z kolei lokalizacja strefy nagłego zaniku śladów przepływu (suchego koryta, ryc. 3.7) wyraźnie nawiązuje do obniżenia krasowego tylko częściowo wypełnionego słabo przepuszczalnymi osadami (warstwa III), w którym prawdopodobnie ma miejsce ucieczka wody w niżej położoną warstwę zwietrzelin i skrasowiałego podłoża (I-II).



Ryc. 3.7. Przekrój elektrooporowy dla profilu Płucki I i II (wydzielone warstwy: I-IV – opis w tekście)

Rozwój dolinek erozyjno-denudacyjnych na południowych stokach Wału Małacentowskiego oraz lokalne zgrupowania zagłębień w ich dnie faktycznie nawiązują do granic tektonicznych oraz litologicznych (współwystępowania kompleksów skał krasowiejących, węglanowych i niekrasowiejących, silikoklastycznych). Strefy uskoków, sieć spękań czy gruboklastycznych zwietrzelin skał węglanowego podłoża, łącznie z czytelnymi na przekrojach geofizycznych formami kopalnej rzeźby krasowej i cechami osadów je wypełniających, ukierunkowują krążenie wód. Natomiast miąższość pokrywy osadów luźnych zalegających na skalnym podłożu węglanowym pośrednio określiła głębokość erozji funkcjonujących okresowo allogenicznymi strumieniami, spływającymi ze stoków antyklinalnego Wału Małacentowskiego (zbudowanego w najwyższej części ze słabo przepuszczalnych piaskowców).

Warto również podkreślić różnice w sposobie użytkowaniu obszaru, tj. górną część stoku Wału Małacentowskiego, zbudowaną z piaskowców, oraz środkową część, zbudowaną z dolomitów oraz iłowców, porasta las, natomiast w dolnej jego części o podłożu wapienno-dolomitowym widoczne są obszary użytkowane rolniczo. Fakt ten miał z pewnością wpływ na cechy i własności strefy glebowej, faktycznie kontrolującej infiltrację wód, która z kolei jest głównym źródłem CO<sub>2</sub> warunkującym rozpuszczanie skał węglanowych.

Dolinki erozyjno-denudacyjne wraz z zespołem zagłębień interpretowanych jako leje krasowe (różnego typu) reprodukowane w pokrywie osadów luźnych pokrywających południowe stoki Wału Małacentowskiego są efektem współdziałania powierzchniowych procesów erozyjno-denudacyjnych oraz procesów krasowych, aktywizujących się współcześnie w obrębie kopalnej rzeźby krasowej, na granicach tektonicznych i litologicznych. Rozwój tych form należy rozważać w kontekście uwarunkowań rozwoju krasu kontaktowego, przy założeniu znaczącej roli mobilności tektonicznej

obszaru. Kontynuacja badań (m.in. geomorfologicznych, sedymentologicznych, hydrogeologicznych) pozwoli w przyszłości na pełne opracowanie modelu rozwoju rzeźby Wału Małacentowskiego.

Autorzy opracowania pragną podziękować za pomoc w przeprowadzeniu terenowych badań geofizycznych Pracownikom Państwowego Instytutu Geologicznego-PIB, Oddziału Świętokrzyskiego w Kielcach oraz studentom kierunku geologia inżynierska Politechniki Świętokrzyskiej w Kielcach.

### **Stanowiska 3.4-3.8. Wykształcenie neogeńskich utworów morskich w Niecce Soleckiej i na Garbie Pińczowskim oraz ogólne tektoniczne i litologiczne uwarunkowania rozwoju rzeźby**

Jan Urban

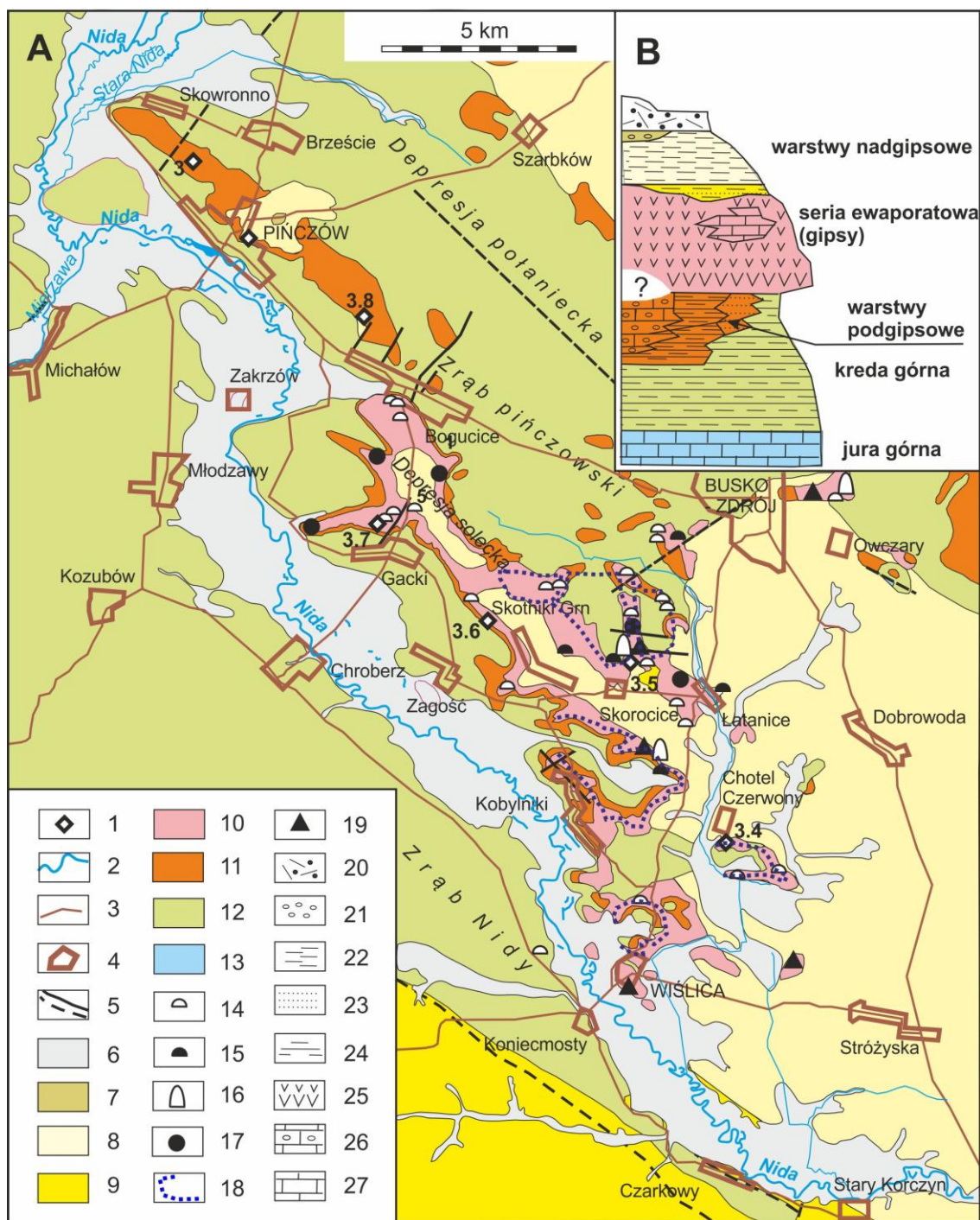
#### Pozycja geologiczna i litostratygrafia utworów neogeńskich

Niecka Solecka i Garb Pińczowski są mezoregionami w obrębie Niecki Nidziańskiej, w jej południowo-wschodniej części zwanej Ponidziem (Łajczak i in. 2012; Solon i in. 2018). W sensie geologicznym na terenie Ponidzia wyróżnia się trzy piętra strukturalne: kaledońsko-warycyjski masyw małopolski, permsko-mezozoiczne synklinorium miechowskie, stanowiące południowo-wschodnią część synklinorium śródpolskiego oraz neogeńskie utwory zapadliska przedkarpackiego (Krysiak 2000; Buła i in. 2008; Karnkowski 2008). Na powierzchni odsłaniają się utwory górnokredowe (lokalnie też górnourajskie) synklinorium miechowskiego oraz osady mioceńskie, powstałe w zbiorniku morskim utworzonym na przedpolu Karpat, zwanym zapadliskiem przedkarpackim (ryc. 3.8). Reprezentują one dwa piętra stratygraficzne miocenu (i jednocześnie neogenu) wyróżniane w karpackiej strefie orogenicznej: baden oraz sarmat, które odpowiadają piętrům: lang i serrawal w powszechnie przyjętym podziale chronostratygraficznym. W profilu osadów mioceńskich Ponidzia najbardziej charakterystycznym horyzontem litostratygraficznym jest seria gipsowa, ewaporatowa, dlatego też najbardziej klarowny jest podział tego profilu na trzy zasadnicze odcinki (od dołu): warstwy podgipsowe, osady ewaporatowe oraz warstwy nadgipsowe (Alexandrowicz S. i in. 1982; Rutkowski 1986; Czapowski 2004; Jarosiński i in. 2009; Urban 2012). Pierwotna miąższość tych osadów jest bardzo zmienna, od kilkudziesięciu metrów w północnej strefie brzegowej zbiornika morskiego, do kilkuset metrów a nawet ponad 1 km w części południowej, w której dno basenu podlegało znacznej subsydencji. Zmienne jest również wykształcenie facjalne osadów tego zbiornika (Ney i in. 1974, Krysiak 2000; Bąbel, Górka 2016; Radwański 2016).

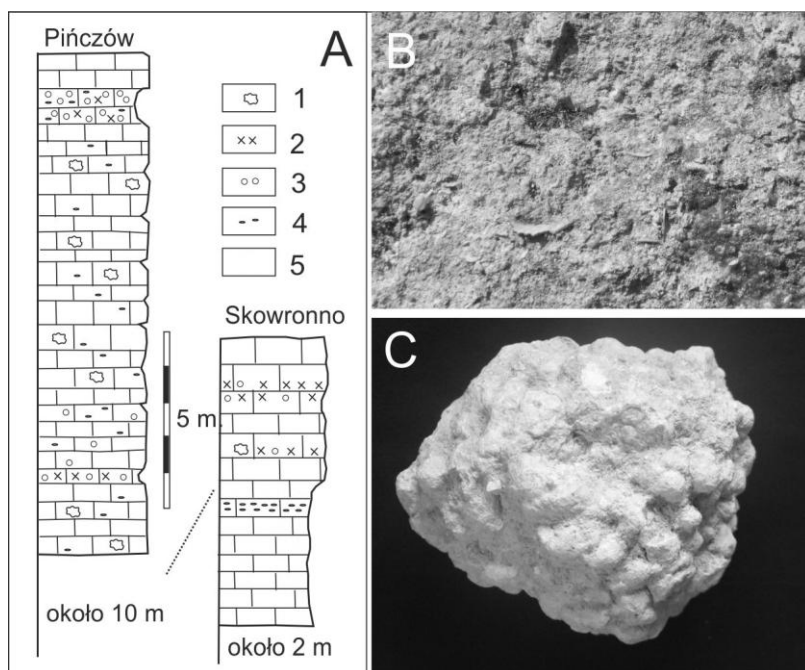
Niecka Solecka i Garb Pińczowski położone są w północnej części mioceńskiego zbiornika, która w momencie transgresji morskiej stanowiła obszar o nierównej powierzchni, podlegający blokowym, pionowym ruchom tektonicznym fazy styryjskiej o charakterze tensyjnym (Krysiak 2000). Dlatego też warstwy podgipsowe, określane jako formacja z Pińczowa (Alexandrowicz S. i in. 1982, Czapowski 2004), są zróżnicowane litologicznie i nie wszędzie tworzą ciągłą pokrywę i w tych miejscach gipsy leżą bezpośrednio na utworach kredowych. Reprezentowane są one w tej części Ponidzia przez trzy odmiany facjalne: wapienie litotamniowe, margle oraz piaski i piaskowce (ryc. 3.9). Wapienie litotamniowe, zwane też wapieniami pińczowskimi (patrz stanowisko 3.8), tworzą ciągłą pokrywę w zachodniej części Garbu Pińczowskiego o długości około 10 km, od Skowronna do okolic Bogucic (ryc. 3.9). Wapienie te zbudowane są głównie z pokruszonych fragmentów zwapniałych plech litotamni (*Lithothamnion*) oraz innych glonów z gromady krasnorostów. Znaczną domieszkę stanowią w osadach szczątki mszywiolów, skorupki dużych otwornic a także szczątki małży, ślimaków, pierścienic, ramienionogów, skorupiaków, jeżowców, zęby i kości ryb oraz ssaków morskich. Miąższość wapieni sięga 20 m (Radwański 1969, Studencka, Studencki 1988, Studencki 1988 a, b, 1999, Czyżewska, Radwański 1991, Drewniak 1994; Radwański 2015; Bąbel, Górka 2016).

Budowle glonowe i glonowo-mszywiolowe powstawały na dnie morza, w strefie o głębokości 30-80 m, w obrębie pływicyzmy odległej od brzegu co najmniej kilka kilometrów, utworzonej przez tektoniczne wyniesienie utworów górnokredowych obecnego Garbu Pińczowskiego. Wapienie organodetrytyczne, dominujące w zachodniej, części tego Garbu powstawały w wyniku niszczenia tych budowli przez fale i transportu pokruszonego materiału na leżące nieco niżej, mniej narażone na działalność fal obszary pomiędzy tymi budowlami (Studencki 1988 a, 1999, Drewniak 1994).

Wapienie litotamniowe zalegają na utworach kredy górnej, zaś w zachodniej części Garbu Pińczowskiego – na kilkumetrowej warstwie margli lub wapieni z domieszką piasku kwarcowego. Margle warstw podgipsowych przede wszystkim są jednak facjalnym odpowiednikiem wapieni litotamniowych, osadzonych w strefie głębszego morza, na południe od wapieni, gdzie ich miąższość sięga do kilkudziesięciu metrów. Trzeci typ osadów formacji z Pińczowa, piaski z wkładkami piaskowców, występują we wschodniej części Ponidzia i zwane są warstwami baranowskimi (Łyczewska 1972 a, b, 1975; Rutkowski 1986, Kubica 2004; Radwański 2015; Bąbel, Górka 2016).

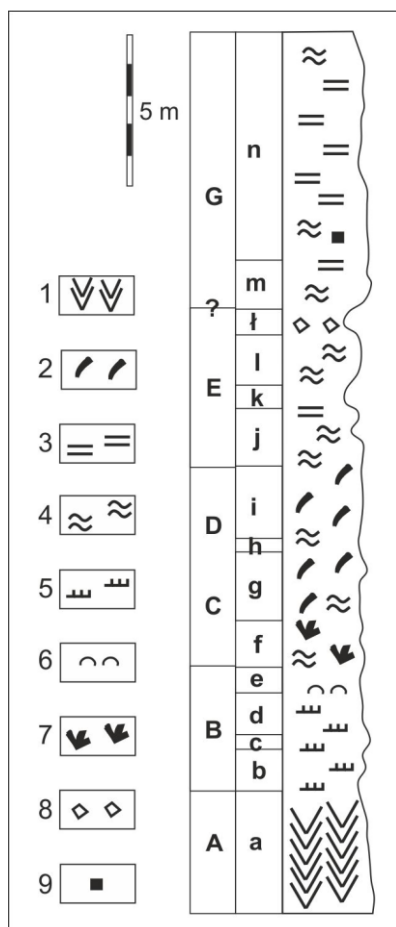


Ryc. 3.8. Budowa geologiczna i kras Niecki Soleckiej oraz zachodniej części Garbu Pińczowskiego. A – mapa geologiczna odkryta z czwartorzędowymi osadami dolin rzecznych (wg Łyczewska, 1972 a, b, Walczowski 1975, 1979, Jurkiewicz, Woźński 1979, zmodyfikowana) oraz formami krasowymi. Profil geologiczny (wg Urban 2012) B – schematyczny profil litostatygraficzny. Objaśnienia oznaczeń na mapie A: 1 – stanowisko odwiedzane w ramach sesji naukowej; 2 – rzeka; 3 – droga; 4 – większa miejscowość (kontur obszaru zwartej zabudowy); 5 – uskoki stwierdzone oraz przypuszczalne; 6-13 – wydzielienia geologiczne: 6 – czwartorzędowe utwory rzeczne (mulki, piaski, torfy), 7 – sarmat (iły, piaski, żwiry); 8 – baden lub sarmat (iły – warstwy krakowieckie), 9 – baden (iły, piaski – warstwy grabowieckie), 10 – baden (gipsy, lokalnie wapnienie pogipsowe), 11 – baden (wapnienie litotamniowe lub margle, lokalnie piaski, piaskowce), 12 – kreda górna (margle, wapnienie, opoki), 13 – jura górna (wapnienie); 14-18 – formy krasowe i kopuły gipsowe: 14 – jaskinia, 15 – grupa jaskiń, 16 – dolina krasowa, 17 – zespół lejów krasowych; 18 – kopuła gipsowa. Objaśnienia oznaczeń na profilu geologicznym B: 19 – piaski, żwiry, gliny i mulki (utwory czwartorzędowe nierozdzielone), 20 – zlepieńce i żwiry, 21 – iłowce oraz iły, 22 – piaskowce i piaski, 23 – margle, lokalnie opoki, 24 – gipsy, 25 – wapnienie litotamniowe, 26 – wapnienie; znaczenie barw takie samo jak na mapie.



Ryc. 3.9. Profile i wykształcenie wapieni litotamniowych zachodniej części Garbu Pińczowskiego. A – profile utworów miocenu w Skowronnie oraz w Pińczowie (wg Studencki 1988), objaśnienia oznaczeń: 1 – rodoidy (owalne zwapniałe plechy glonów), 2 – gałązkowe zwapniałe plechy glonów, 3 – szczątki kolonii mszywiolów, 4 – skorupki otwornic, 5 – ziarna piasku kwarcowego. B – drobnoziarnista organodetrytyczna struktura wapieni litotamniowych w zachodnim kamieniołomie na Koperskiej Górze (fragment muszli ma wielkość około 3 mm). C – rodoid, czyli zwapniała plecha mioceńskiego krasnorostu z Poniżdzia (dłuższa średnica ma długość 8 cm).

Występujące powyżej formacji z Pińczowa gipsy formacji z Krzyżanowic (Alexandrowicz S. i in. 1982; Czapowski 2004) stanowią charakterystyczną serię o szerokim zasięgu w basenie przedkarpackim. Gipsy są utworem powstałym jako efekt wytrącania tego minerału w rezultacie przesylenia roztworu wodnego. Uwzględniając istotne zmiany warunków środowiska sedimentacji gipsów, wyróżniono w profilu gipsów siedem jednostek (litosomów) oznaczonych literami od „A” do „G” (ryc. 3.10) (Bąbel 1999 a).



Ryc. 3.10. Profil osadów ewaporatowych na terenie Niecki Soleckiej (wg Kasprzyk 1993, uproszczony, z danymi wg Bąbel 1999a, b); objaśnienia oznaczeń: 1 – gipsy szklicowe 2 – gipsy szablaste, 3 – gipsy drobnokrystaliczne, laminowane poziomo, 4 – gipsy drobnokrystaliczne laminowane faliście, w tym „maty glonowe”, 5 – murawy selenitowe, 6 – gipsowe stromatolity kopułowe, 7 – gipsy szablaste odmiany szkieletowej, 8 – brekcja gipsowa, 9 – gipsowe pseudomorfozy po halicie.

W spągu serii ewaporatowej (jednostka A – ryc. 3.10) występuje warstwa zbudowana z palisadowo i zwykle pionowo ustawionych wielkich kryształów gipsowych lub ich zrostów o wysokości rzędu 3 m. Kryształy te, zwane gipsami szklicowymi lub jaskółczymi ogonami, rosły na dnie zbiornika morskiego o głębokości kilku metrów w rezultacie krystalizacji gipsu na podłożu zazwyczaj marglistym a później bezpośredniego rozrostu form krystalicznych (Bąbel 1986; 1999 a, b, Kasprzyk 1993, 1998, 1999).

Następny pakiet (litosom B – ryc. 3.10), o miąższości 2-5 m, wykształcony jest jako warstewki grubości kilku, kilkunastu centymetrów zbudowane z wzrastających ku górze dobrze wykształconych kryształów gipsowych, przerośniętych wkładkami gipsów mikrokryształicznych. Tak wykształcone gipsy, zwane gipsami trawiastymi lub murawami selenitowymi powstawały w warunkach skrajnie płytkiego zbiornika wodnego, a nawet podmokłej równiny zalewanej zmineralizowanymi wodami (Kasprzyk 1993, 1998, 1999, Bąbel 1999 a, b, 2005, 2016; Urban 2012).

Powyżej muraw selenitowych występuje kilkunastometrowy pakiet warstwowanych gipsów grubokrystalicznych, zwanych gipsami szablastymi (wydzielenia C i D – ryc. 3.10). Warstwy o grubości zazwyczaj kilkudziesięciu centymetrów zbudowane są z kryształów o wielkości od kilku do kilkunastu centymetrów, wśród których wyróżniają się dłuższe kryształy szablasto wygięte. Pakiet ten powstał w zbiorniku morskim, w którym zmieniające się warunki uniemożliwiały wzrost wielkich kryształów takich jak gipsy szklicowe. Wygięcie szablastych kryształów wskazuje na przepływ prądów morskich, kryształy te rosły bowiem w kierunku przeciwnym do ruchu wód (Bąbel 1986, 1999 a, b, 2006, Kasprzyk 1993, 1998, 1999; Urban 2012).

Interesującymi strukturami występującymi w tym pakiecie gipsowym są kopuły gipsowe – koncentrycznie wygięte ku górze zespoły warstw o średnicy od kilku do kilkunastu metrów. Większość z tych kopuł stanowi struktury pierwotne, powstające podczas sedymentacji gipsów nadnie zbiornika morskiego. Współcześnie kopuły te w wielu miejscach stanowią elementy rzeźby strukturalnej (ryc. 3.10, 3.11). Oprócz kopuł sedymentacyjnych, syngenetycznych z osadem, w gipsach tworzą się także kopuły wtórne, tzw. tumulusy, powstające w rezultacie zmian wietrzeniowych. Z tumulusami związane są zwykle niewielkie formy jaskiniowe (Bąbel 1986, 1999 b, 2007, Kasprzyk 1993, 1996; Urban 2008, 2012).



Ryc. 3.11. Kopuły gipsowe. A – największa i najbardziej znana synsedymenacyjna kopuła znajdująca się na obrzeżu grodziska w Wiślicy. B – tumulus, czyli kopuła powstała w rezultacie procesów wietrzeniowych położony na północ od Skorocic, z niewielkim obiektem jaskiniowym – Schroniskiem Piecowym (fot. J. Urban).

Wyżej w profilu serii ewaporatowej występują głównie gipsy drobnoziarniste (wydzielenia E i G – ryc. 3.10). Zdaniem M. Bąbla (1999 a, b) gipsy te powstawały w wyniku precypitacji tego minerału w wyższych partiach słupa wody i opadania drobnych kryształków na dno. Bezpośrednio nad dnem, z bardziej zasolonego roztworu wytrącał się natomiast halit, który później, w warunkach krążenia w osadach wód mniej zmineralizowanych uległ rozpuszczeniu. Rozpuszczanie halitu (pozostawiające pustki), a także falowanie wód, jak też procesy tektoniczne powodowały niszczenie słabo skonsolidowanych gipsów, dlatego też w górnej części serii ewaporatowej występują często klastyczne osady gipsowe o typie brekcji, piaskowców i mułowców gipsowych (Kasprzyk 1993, 1998, 1999, Bąbel 1999 a, Krysiak 2000; Urban 2012; Bąbel, Górka 2016).

W wielu miejscach w gipsach występują soczewy wapieni zwanych wapieniami poselenitowymi lub wapieniami siarkonośnymi i zawierających zwykle siarkę rodzimą (Pawłowski i in. 1985, Kubica 1994; Urban 2012).

Po zakończeniu sedymentacji gipsów, w rezultacie ruchów tektonicznych fazy mołdawskiej powodujących wyniesienie i wynurzenie terenu miejscami nastąpiła erozja i krasowienie ich stropu jeszcze przed sedymentacją osadów nadgipsowych (Kasprzyk 1993, 1999, Krysiak 2000).

Warstwy nadgipsowe formacji z Machowa (Alexandrowicz S. i in. 1982, Czapowski 2004) reprezentowane są przede wszystkim przez utwory ilaste z wkładkami piaszczystymi i mułkowymi. W tradycyjnych podziałach litostratygraficznych w dolnej, górnobadeńskiej części tej formacji wyróżniano w części brzeżnej zewnętrznego basenu przedkarpackiego warstwy pektenowe (Rutkowski 1986) lub margle syndesmyowe (Łyczewska 1972 a, 1975) o miąższości do

kilkudziesięciu metrów, zaś w części centralnej basenu – warstwy grabowieckie o większej miąższości (Czapowski 2004). Wyższą część formacji zaliczaną do najwyższego badenu oraz do sarmatu reprezentują tzw. warstwy krakowieckie – osady ilaste z nielicznymi wkładkami piasków. Miąższość warstw krakowieckich rośnie gwałtownie w kierunku centralnej części basenu, co spowodowane jest faktem, iż w okresie ich sedimentacji następowało obniżanie się dna basenu morskiego w kierunku południowym związane z następną fazą naprężeń tensyjnych (Krysiak 2000, Czapowski 2004, Jarosiński i in. 2009). W części najbardziej północnej, przybrzeżnej najmłodszego, sarmackiego zbiornika morskiego wyróżnia się osady formacji z Chmielnika reprezentowane przez zlepieńce, żwiry oraz wapienie detrytyczne, a właściwie zlepieńce i piaskowce wapienne (Rutkowski 1986, Alexandrowicz S. i in. 1982, Czapowski 2004).

#### Ewolucja tektoniczna i jej konsekwencje morfologiczne

Pod koniec sarmatu w wyniku ruchów tektonicznych fazy attyckiej nastąpiła regresja morska i Ponidzie stało się lądem, na którym dominować zaczęły procesy niszczące. W pliocenie i zapewne w czwartorzędzie obszar Poniidzia nadal podlegał ruchom tektonicznym związanym głównie z naprężeniami rozciągającymi w skorupie ziemskiej (Łyczewska 1975; Kowalski 1996; Krysiak 2000, Sołtysik 2000, 2002; Jarosiński i in. 2009).

W efekcie kenozoicznych ruchów tektonicznych na terenie Poniidzia powstały dwa zręby tektoniczne o wydłużeniu NW-SE: zrąb pińczowski i zrąb Nidy, które przedzielone są rowem zwanym depresją solecką (ryc. na tylnej okładce tomu), Zręby te tworzą jednocześnie wały morfologiczne: Garb Pińczowski oraz Garb Wodzisławski pomiędzy którymi położone jest obniżenie Doliny Nidy oraz Niecki Soleckiej (Solon i in. 2018). Na północny wschód od Garbu Pińczowskiego położona jest Niecka Połaniecka, która także ma założenia tektoniczne, bowiem w sensie geologicznym jest depresja połaniecka. W ten sposób główne elementy rzeźby Poniidzia są warunkowane kenozoicznymi ruchami tektonicznymi bezpośrednio – jako zręby i rowy, jak również pośrednio, gdyż litologia utworów neogeńskich ulegających procesom rzeźbotwórczym kształtowana była przez zróżnicowanie facjalne, które z kolei zależało od tektogenezy (Łyczewska 1975; Urban 2012, 2014).

Garb Pińczowski to pasmo wzniesień o długości około 50 km i szerokości 4-6 km, którego zachodni odcinek tworzy wyraźny wał morfologiczny o wysokości względnej 60-100 m, zbudowany z utworów kredowych przykrytych w części zachodniej prawie ciąglą pokrywą wapieni litotamniowych. Garb Wodzisławski stanowi zespół wzniesień zbudowany z utworów górnokredowych przykrytych głównie pokrywą lessów późnoplejstoczeńskich. Niecka Solecka jest popalowanym obniżeniem zbudowanym z utworów neogeńskich, wśród których podstawową rolę rzeźbotwórczą odgrywa seria ewaporatowa. W obrębie utworów neogeńskich depresji soleckiej rozwinięta jest synklina Skorocic – skomplikowana struktura fałdowa z ondulacjami części osiowej i drugorzędnymi poprzecznymi zafałdowaniami w skrzydłach, które odzwierciedlone są w strukturalnej rzeźbie obszaru (ryc. 3.8). Nachylenie warstw w obrębie utworów mioceńskich sięga np. w rejonie Skotnik Górnych 20° (Flis 1954; Łyczewska 1972a, b, 1975; Cabaj, Nowak 1986; Krysiak 2000; Urban i in. 2009).

Obraz głównych elementów tektonicznych tego terenu dopełnia poprzeczna, południkowo wydłużona strefa tektoniczna – wiślicko-busko-chmielnicka strefa dyslokacyjna (na linii Buska Zdroju i Wiślicy), aktywna co najmniej od mezozoiku (elewacja w utworach mezozoicznych), która również decyduje o zróżnicowaniu facjalnym osadów oraz zróżnicowaniu rzeźby okolic tych miejscowości. Mobilność tej strefy spowodowała m.in. brak warstw podgipsowych oraz nieco odmienne wykształcenie gipsów w okolicach Wiślicy w stosunku do obszarów otaczających, a także różnice w miąższości oraz wykształceniu warstw nadgipsowych po wschodniej i zachodniej stronie tej elewacji (Radwański 1969, Łyczewska 1972 a, 1975, Bąbel 1999 b). Ponadto na linii tej strefy w obrębie utworów neogeńskich występują drugorzędne deformacje tektoniczne typu fałdów i brachyfałdów, które odzwierciedlają się w rzeźbie tego terenu w formie charakterystycznych pasm twardzielowych wzniesień (ryc. 3.8) (Flis 1954, Cabaj, Nowak 1986). Obecność tych drugo- lub nawet trzeciorzędnych struktur tektonicznych miało i ma więc podstawowe znaczenie dla przebiegu morfogenezy, w tym rozwoju krasu, oraz współczesnej rzeźby Niecki soleckiej (Urban 2008, 2012, Urban i in. 2012, 2015).

Podstawą współczesnych badań morfogenetycznych obszaru Niecki Soleckiej są prace S. Gilewskiej (1972) oraz W. Cabaja i W. Nowaka (1986), a także J. Łyczewskiej (1968, 1971).

W zakresie analizy rzeźby skał przedczwartorzędowych badania te koncentrowały się wokół problematyki krasowej, której podwaliny tworzyli obok J. Flisa (1954), J. Liszkowski (1979) i W. Nowak (1986). Współczesne prace opierają się przede wszystkim na postępach eksploracji jaskiń na Pomorzu. Inwentarze jaskiń tego regionu opublikowano w ostatnich latach XX wieku (Wołoszyn 1990, Gubała i in. 1998b), jednak od tego czasu znacznie wzrosła liczba i całkowita długość znanych jaskiń zwłaszcza na terenie Niecki Suleckiej. Podstawowe dane dotyczące jaskiń Niecki Suleckiej opublikowane zostały w monografii Nadnidziańskiego Parku Krajobrazowego obejmującego znaczną część tego mezoregionu (Urban i in. 2012) oraz w artykule poświęconym genezie i ewolucji krasu (Urban i in. 2015). Badania jaskiń umożliwiły wydzielenie wśród krasowych form podziemnych w gipsach Pomorza dwu grup genetycznych: nielicznych form powstałych podczas wczesnego etapu morfogenezy krasowej, zapewne w późnym neogenie oraz licznych młodszych form związanych z krasem odkrytym, których rozwój trwa również współcześnie (Głazek 1993, Głazek i in. 1994, Urban i in. 2003, 2008, 2009, 2015). Innym kierunkiem badań zjawisk krasowych była analiza denudacji krasowej i mechanicznej dużych elementów morfologicznych (Chwalik-Borowiec 2007, 2013, Urban i in. 2015).

### Stanowiska 3.4-3.8. Ochrona przyrody w parkach krajobrazowych Ponidzia

Anna Chwalik-Borowiec

W 1986 r. na terenie Ponidzia utworzono Zespół Parków Krajobrazowych Ponidzia. W jego skład weszły trzy parki: Nadnidziański, Szaniecki i Kozubowski. W 1991 r. Zespół Parków Krajobrazowych Ponidzia został połączony z Zespołem Parków Krajobrazowych Gór Świętokrzyskich obejmującym parki: Sieradowicki, Jeleniowski, Cisowsko-Orłowiński, Suchedniowsko-Oblęgarski. W 1996 r. utworzono Chęcińsko-Kielecki Park Krajobrazowy. Połączone Zespoły i Chęcińsko-Kielecki Park Krajobrazowy w 2004 r. przyjęły jedną nazwę: Zespół Świętokrzyskich i Nadnidziańskich Parków Krajobrazowych.

Parki krajobrazowe na Ponidziu powstały w celu ochrony najcenniejszych zasobów przyrodniczych, historycznych, kulturowych i krajobrazowych Niecki Nidziańskiej. Szczególnymi celami ochrony parków krajobrazowych na Ponidziu są m.in. (Uchwała nr XLIX/874/14 Sejmiku Województwa Świętokrzyskiego z dnia 13 listopada 2014 r. w sprawie utworzenia Nadnidziańskiego Parku Krajobrazowego; Uchwała nr XLIX/875/14 Sejmiku Województwa Świętokrzyskiego z dnia 13 listopada 2014 r. w sprawie utworzenia Szanieckiego Parku Krajobrazowego; Uchwała nr XLIX/876/14 Sejmiku Województwa Świętokrzyskiego z dnia 13 listopada 2014 r. w sprawie utworzenia Kozubowskiego Parku Krajobrazowego):

- zachowanie cennych biocenoz z chronionymi i rzadkimi gatunkami flory, fauny i grzybów;
- zachowanie różnorodności geologicznej, w tym obszarów występowania krasu i rzeźby lessowej;
- zachowanie naturalnych fragmentów ekosystemów wodnych i wodno-błotnych;
- zachowanie populacji roślin, zwierząt i grzybów objętych ochroną gatunkową;
- zachowanie siedlisk zagrożonych wyginięciem, rzadkich i chronionych gatunków roślin, zwierząt i grzybów, w tym w szczególności muraw kserotermicznych, torfowisk i solnisk śródlądowych;
- zachowanie układów i obiektów zabytkowych, a także miejsc pamięci narodowej;
- zachowanie wartości historycznych, kulturowych i etnograficznych;
- zachowanie istniejących punktów i ciągów widokowych.

Na terenie Ponidzia występują należące do europejskiego systemu ochrony obszary Natura 2000: Obszar Specjalnej Ochrony Ptaków – Dolina Nidy PLB260001 zatwierdzony Rozporządzeniem Ministra Środowiska oraz Obszary Specjalnej Ochrony Siedlisk: Ostoja Nidziańska PLH260003, Ostoja Szaniecko-Solecka PLH 260034, Ostoja Kozubowska PLH260029, Dolina Mierzawy PLH260020, Ostoja Stawiany PLH260033 zatwierdzone przez Komisję Europejską jako obszary mające znaczenie dla Wspólnoty.

W obrębie parków krajobrazowych i ich otulin występuje: 12 rezerwatów przyrody („Skorocice”, „Krzyżanowice”, „Skotniki Górne”, „Skowronno”, „Góry Wschodnie”, „Przęślin”, „Grabowiec”, „Winiary Zagojskie”, „Pieczyska”, „Wroni Dół”, „Polana Polichno”, „Owczary”), 4 stanowiska dokumentacyjne, 50 pomników przyrody żywej i nieożywionej oraz 11 użytków ekologicznych.

Znajdują się tu liczne stanowiska roślin i zwierząt chronionych oraz zagrożonych wyginięciem. Wśród flory na uwagę zasługują gatunki, które mają jedyne lub jedno z niewielu stanowisk w Polsce, takie jak: groszek pannoński (*Lathyrus pannonicus*), szyplin jedwabisty (*Dorycnium germanicum*), sierpik różnolistny (*Serratula lycopifolia*), jaskier illiryjski (*Ranunculus illyricus*) (Chwalik-Borowiec 2007b; Chwalik-Borowiec 2013; Świercz A. 2012a).

### **Stanowisko 3.4. Chotel Czerwony. Rola krasu w ewolucji morfologicznej Poniidzia – obniżenia krasowo-denudacyjne**

*Anna Chwalik-Borowiec, Jan Urban, Andrzej Kasza*

Okolice miejscowości Chotel Czerwony charakteryzują się wysokimi walorami krajobrazowymi i przyrodniczymi, dlatego na stosunkowo niewielkiej powierzchni pięć stanowisk objętych zostało ochroną prawną: dwa rezerваты przyrody: „Przęślin” 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. Wielkie kryształki tych gipsów mają tu długość dochodzącą do 2,7 m. Wzrastały palisadowo ku górze (Bąbel 2002; 2018a). Sposób ich narastania na marglistym dnie morskim można obserwować w stropie komory podziemnej nazwanej „Grotą Kryształów Gipsowych”, znajdującej się bezpośrednio na południowy zachód od odsłonięcia (Urban 2008).

#### Morfogeniczna rola serii ewaporatowej

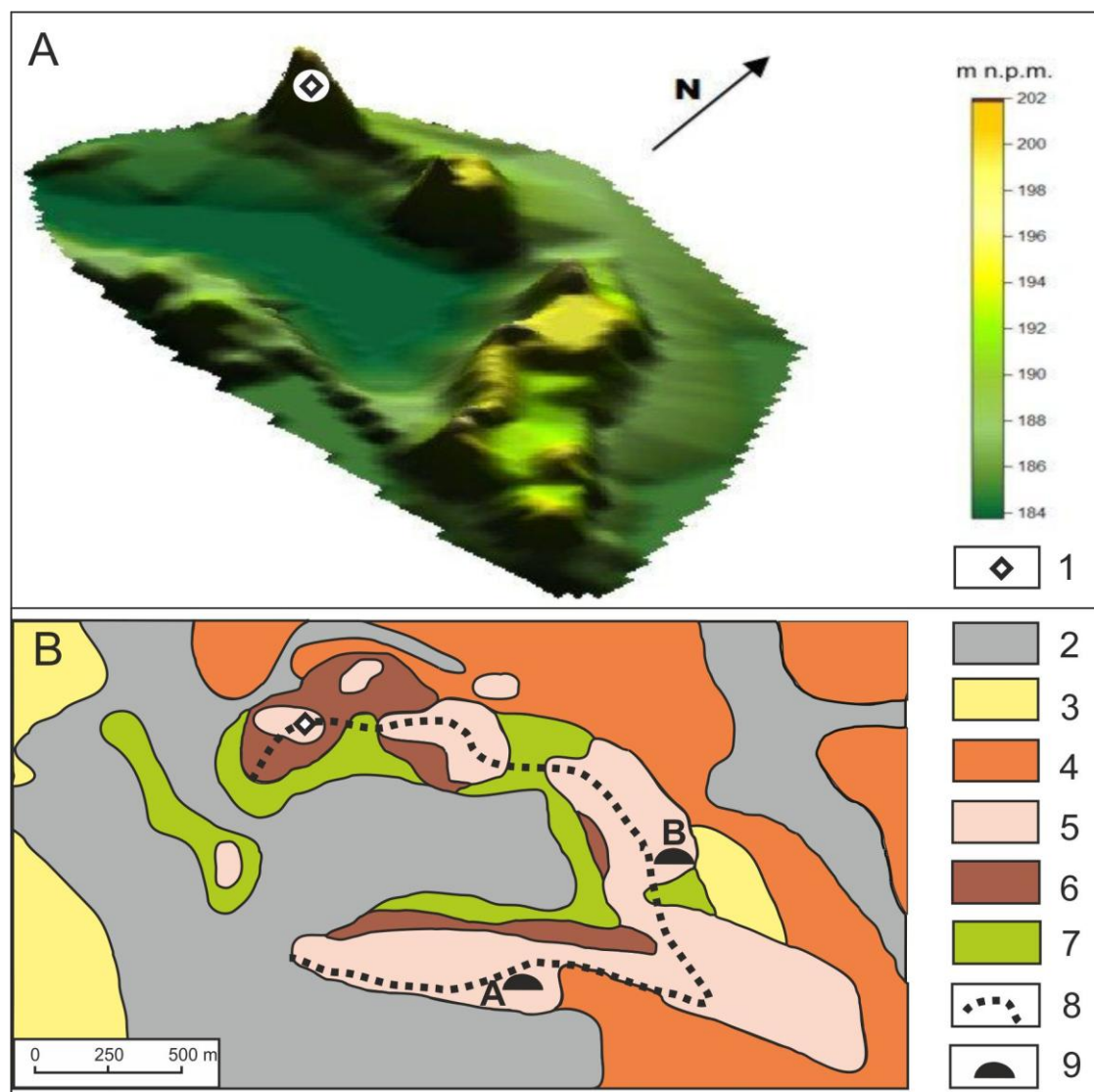
Warstwa wielkokrystalicznych gipsów szklicowych występująca w spągu serii ewaporatowej stanowi bardzo wyraźny twardzielcowy element rzeźbotwórczy na terenie Niecki Soleckiej. Tworzy tu bowiem powszechnie wypukłe formy rzeźby: pojedyncze wzniesienia, ciągi wzniesień oraz grzbiety o wysokości od kilku metrów do ponad 20 m. Twardzielcowy charakter gipsów szklicowych warunkowany jest ich wielko krystaliczna budową i brakiem praktycznie spękań w obrębie warstwy. Woda krąży w nich wyłącznie wzdłuż powierzchni zrostów krystalicznych i w konsekwencji gipsy szklicowe wolno ulegają krasowieniu. W rezultacie krasowienia powstają zaś w nich kanały o owalnym lub soczewkowatym przekroju poprzecznym (często w spągu gipsów, na ich granicy z marglami), które praktycznie nie ulegają przekształceniom grawitacyjnym (Turczinow 1997; Urban i in. 2003, 2008, 2015). Praktycznie więc jedynym efektywnym czynnikiem denudacyjnym jest krasowienie powierzchni tych tej warstwy, czyli epikras. Nieco łatwiej ulegają procesom denudacji podpowierzchniowej krasowieniu gipsy szablaste, w obrębie których woda krąży wzdłuż powierzchni uławiczenia (patrz stanowisko 3.5). Powstające w nich podpowierzchniowe kanały mają często czworokątne przekroje i stropy wycięte wzdłuż dolnych powierzchni ławic, które ulegają grawitacyjnemu zawalaniu. Gipsy drobnoziarniste 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 elementem twardzielcowym budującym sąsiednie wzniesienie o charakterystycznym stołowym kształcie: wzgórze Przęślin – florystyczny rezerwat przyrody „Przęślin” chroniony od 1960 r., o powierzchni 0,90 ha. Warstwa ta tworzy bowiem podstawę jego prawie płaskiej wierzchołkowej, chroniąc przed szybką denudacją miękkie i kruche neogęńskie i kredowe margle występujące poniżej niej. Gipsy tej warstwy odsłaniają się w najwyższych częściach stoków Przęśliny (Chwalik i in. 2002; Bąbel i in. 2012; Urban i in. 2012; Urban, Chwalik-Borowiec 2018a).

#### Zagłębienia krasowo-denudacyjne jako elementy morfogenezy Niecki Soleckiej

Wzgórze kościelne oraz wzgórze Przęślin stanowią północną flankę wzniesień otaczających obniżenie krasowo-denudacyjne o owalnym kształcie, średnicy 0,7-1,6 km i głębokości (różnicy wysokości) 21 m (Urban i in. 2012, 2015; Chwalik 2013; Urban, Chwalik-Borowiec 2018a). Zewnętrzną część (otoczenie) obniżenia tworzą wzniesienia i grzbiety o różnej wysokości zbudowane w gipsów serii ewaporatowej, natomiast wewnątrz wyerodowanej jest już w marglach kredowych przykrytych płatami osadów czwartorzędowych (ryc. 3.12). Wschodnią granicę depresji stanowi ciąg wzgórz charakteryzujący się zróżnicowaną rzeźbą. W południowo-wschodniej części tego ciągu można wydzielić dwie lekko zarysowujące się w morfologii części – wschodnią i zachodnią, pomiędzy którymi występuje bezodpływowe zagłębienie krasowe o szerokości 100–150 m i głębokości około 3–4 m. Część zachodnia ma łagodne zbocza i „pofalowany” przebieg linii grzbietowej. W jej obrębie znajdują się dawne łomiki gipsów. W zboczu wschodnim jednego z łomików gipsów znajduje się otwór Jaskini z Jeziorkiem, rozwiniętej w gipsach szablastych.

Za otworem krótki korytarz doprowadza do rozległej komory częściowo wypełnionej podziemnym jeziorem. Jaskinia ta jest przykładem pustki krasowej tworzącej się współcześnie na poziomie zwierciadła wód (Urban 2008, Chwalik 2013; Urban i in. 2012).



Ryc. 3.12. Obniżenie krasowo-denudacyjne w Chotlu Czerwonym. A – Model przestrzenny. B. Mapa geologiczna zakryta (wg Łyczewska 1972b, uproszczona). Objaśnienia oznaczeń: 1 – miejsce obserwacji na wzgórzu kościelnym, 2 - mady i mady piaszczyste rzeczne (holocen), 3 – piaski fluwio-peryglacjalne tarasu średniego (10-20 m nad poziom Nidy), (plejstocen), 4 – iły krakowieckie (sarmat), 5 – gipsy warstw ewaporatowych (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).

Południowo-wschodnią granicę obniżenia stanowi szeroki wał o niższych (w stosunku do granicy północnej i wschodniej) wysokościach względnych (ryc. 3.12). W południowo-wschodniej jego części znajduje się rezerwat „Góry Wschodnie” (o powierzchni 1,66 ha, utworzony w 1959 r.). Obejmuje on fragment tego pasma z ciągiem nieczynnych łomów, w których odsłaniają się gipsy szklicowe, murawy selenitowe i dolna część pakietu gipsów szablanych (Bąbel 2016). Rezerwat utworzono ze względu na występujące zbiorniki kserotermiczne. W południowo-zachodnim odcinku otoczenia obniżenia południowo-zachodnie stoki wzgórz tworzą miejscami pionowe ściany z odsłonięciami gipsów szklicowych. W gipsach tej części obrzeżenia występuje Jaskinia Opalowa o długości 11 m (ryc. 3.12). Jaskinia stanowi rurokształtny, poziomy kanał o średnicy do 1 m powstały w wyniku podziemnego przepływu wód (Gubała i in. 1998b).

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. Obniżenie to jest jedną z pięciu tego typu form morfogenetycznych na terenie Niecki Soleckiej; szósta utworzyła się w obrębie brachysynkliny. Rozwój warunkowany obecnością brachyantyklin rozpoczął się – jako proces krasowienia 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 krasowienie gipsów. Współcześnie obniżenia stanowią przykłady krasu odsłoniętego, denudowanego. Porównanie szacowanego tempa denudacji z kubaturą usuniętego z obszaru obecnych obniżów krasowo-denudacyjnych materiału pozwala wiązać początek rozwoju tych form z wczesnym lub środkowym plejstocenem, największych zaś – nawet z pliocenem (Chwalik-Borowiec 2007a, 2013; Urban i in. 2012, 2015).

Do specyficznej rzeźby terenu nawiązuje nazwa miejscowości Chotel Czerwony. Pochodzi ona bowiem od słowa „kocioł” („kotel”). Wyrażeniem tym nazywano naczynie, ale również używano go do określenia bezodpływowego zagłębienia w terenie (Urban 2008). Takim zagłębieniem w tej okolicy jest opisane wyżej obniżenie krasowo-denudacyjna.

### **Stanowisko 3.5. Dolina Skorocicka. Rola krasu w ewolucji morfologicznej Ponidzia – doliny krasowe i jaskinie epigeniczne**

*Jan Urban, Andrzej Kasza, Anna Chwalik-Borowiec*

Dolina Skorocicka jest najbardziej klasycznym w Polsce i jednym z najciekawszych w Europie środkowej przykładów współcześnie rozwijającej się, „żywej” doliny krasowej w dojrzałym stadium rozwoju. Dolina objęta jest ochroną jako stepowy rezerwat przyrody o nazwie „Skorocice” powierzchni 7,17 ha, utworzony w 1960 r., ale ważnym przedmiotem ochrony – co podkreślają dokumenty ochronne (plan ochrony) – jest dziedzictwo geologiczne jego obszaru, przede wszystkim krasowa, „żywa” (rozwijająca się stale) rzeźba (Urban 1990; Urban, Wróblewski 1999; Wróblewski 2000; Alexandrowicz 2006; Urban, Gągol 2008; Urban i in. 2012; Urban, Chwalik-Borowiec 2018b).

#### Geologiczne (strukturalne) uwarunkowania powstania i ewolucji Doliny Skorocickiej

Dolina ma przebieg południkowy i długość około 800 m. Odsłania się niej dolna część serii ewaporatowej, głównie gipsy szablaste, ale w prawym, zachodnim jej zboczu i w najniższym odcinku oraz w niektórych jaskiniach – również murawy selenitowe oraz gipsy szklicowe (Flis 1954; Chwalik i in. 2002; Urban 2008; Urban i in. 2012, 2015; Bąbel i in. 2013; Bąbel 2018b). 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. 3.13). 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 (zawalenie stropów) jest bezpośrednią przyczyną powstania doliny krasowej (Flis 1954; Chwalik i in. 2002; Urban i in. 2003, 2008, 2009, 2015; Urban 2008; Urban, Chwalik-Borowiec 2018b).

Bardzo interesującym zjawiskiem morfogenicznym w rejonie Doliny Skorocickiej jest „odwrócenie rzeźby” i gwałtowna zmiana tempa morfogenezy spowodowana szybkim krasowieniem gipsów szablastych (szybszym, niż denudacja gipsów szklicowych). Dolina ta bowiem rozwija się na przedłużeniu twardego grzbietu powstałego na wychodni serii ewaporatowej zachodniego skrzydła synkliny. Grzbiet ten urywa się nagle w miejscu, w którym wypływa strumień płynący dalej rozpoczynająca się w tym miejscu Dolina Skorocicka i zanikający w krasowych szczelinach (jaskiniach) w jej środkowym oraz dolnym odcinku (ryc. 3.13).

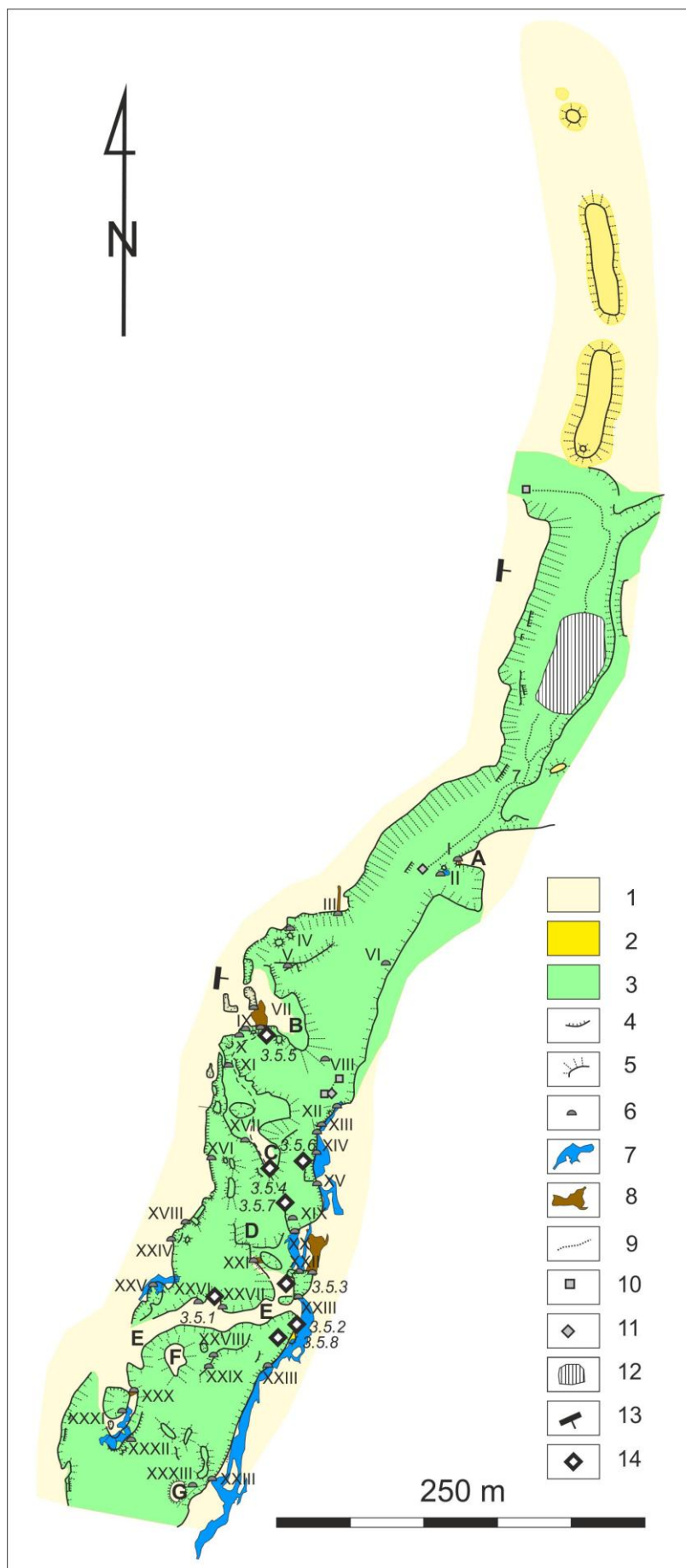
#### Krasowe cechy doliny

Krasowy charakter doliny znakomicie dokumentowany jest przez ślepe zamknięcie jej odcinków górnego i środkowego przez rygiel Wysokiej Drogi (ryc. 3.13, element E), a także obecność typowych krasowych ostańców-humów, zagłębień bezodpływowych i jaskiń w jej obrębie (ryc. 3.13). 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 (2013; Urban i in. 2015) rozwój Doliny Skorocickiej mógł rozpocząć się w środkowym plejstocenie, ale zachowane obecnie elementy dawnych systemów krasowych powstały najpewniej w młodszym plejstocenie i holocenie.

Obecnie na terenie Doliny Skorocickiej zinwentaryzowano 35 obiekty jaskiniowe, spośród których 33 są obecnie dostępne. Najdłuższa jaskinia rezerwatu, Jaskinia Skorocicka (ryc. 3.13, 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. Najdłuższa 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 część Pieczary 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. Na ścianach jaskiń stanowiących koryta cieków widoczne są meandrowe wcięcia, co dokumentuje wcinanie się cieków w miarę obniżania zwierciadła (Urban i in. 2008, 2009, 2012, 2015).

Ryc. 3.13. Rzeźba Doliny Skorocickiej (wg Urban i in. 2015, uzupełnione). Objaśnienia oznaczają: 1 – wierzchowina oraz jej elementy ostańcowe w obrębie doliny, 2 – wzniesienia twarżycowe w obrębie wierzchowiny, 3 – elementy doliny krasowej: zbocza, dno oraz inne formy rzeźby, 4 – ściana skalna, 5 – skarpa trawiasta, 6 – otwór jaskini (w przypadku obiektów wielotworowych – główny otwór z numerem rzymskim oznaczającym daną jaskinię), 7 – większa jaskinia stanowiąca dawny kanał przypływu wód, 8 – jaskinia, która współcześnie stanowi kanał przepływu wód, 9 – koryto stałego cieków wodnych, 10 – źródło, 11 – ponor, 12 – sztuczny zbiornik wodny, 13 – nachylenie warstw, 14 – punkt obserwacyjny. Oznaczenia literowe – główne elementy ostańcowe Doliny Skorocickiej: A – Kazalnica, B – Wielka Góra, C – Zielona Góra, D – Biała Góra, E – Wysoka Droga, F – Okrągła Góra, G – Baszta.



Większe jaskinie położone powyżej zwierciadła wód stanowią reliktywne (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. Wszystkie te typy jaskiń dokumentują krasową genezę jaskini. Ostatecznym efektem zawalania się stropów kanałów i komór podziemnych są leje i mniej regularne zagłębienia krasowe (uwały) chaotycznie rozmieszczone w obrębie środkowego i dolnego odcinka Doliny Skorocickiej. Wiele z nich ma strome ściany skalne, niekiedy z otworami jaskiń, ale są również zagłębienia nieckowate, pokryte glebą i roślinnością. Charakterystycznymi elementami rzeźby doliny krasowej są także ostańce zwane humami występujące pomiędzy zagłębieniami i niekiedy przebite kanałami krasowymi. Ostańce te, nazwane jeszcze przez Flisa (1954), występują nieregularnie w środkowym i dolnym odcinku doliny (ryc. 3.13) (Urban i in. 2003, 2012, 2015; Urban 2008). Morfologia Doliny Skorocickiej wskazuje, iż reprezentuje ona typ dojrzałej rzeźby krasowej, która jednak stale ulega intensywniej ewolucji (Flis 1954; Urban i in. 2015).

Współczesne intensywne krasowienie gipsów potwierdzają badania hydrochemiczne (Chwalik-Borowiec i in. 2011; Rózkowski i in. 2011). Denudacja gipsów w dolinie odbywa się przy udziale nienasyconych wód płynących Potoku Skorocickiego oraz przesiąkających w strefie epikrasowej. Wody opadowe po przeniknięciu przez niewielkiej miąższości warstwę gipsów (około 2-3 m) posiadają już wysoką mineralizację, czasem bliską granicy nasycenia (Chwalik-Borowiec 2013). Efektem tego krasowienia oraz związanych z nim procesów grawitacyjnych są postępujące zmiany morfologii. W ostatnich latach na terenie Doliny Skorocickiej zanotowano następujące zjawiska: zawalenie się stropu Pieczary Dzwonów, obryw części Baszty (2013-2018) oraz powtórne zawalenie się stropu Pieczary Dzwonów, które doprowadziło do powstania nowego otworu jaskini (2018-2019).

#### Dolina Skorocicka jako obiekt krajoznawczy i przedmiot badań geo(morfo)logicznych

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. Później informacje o niej pojawiały się 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 pisarza 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 (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. 1998b; Urban, Gągół 1999; Bąbel i in. 2013; Urban, Chwalik-Borowiec 2018b). W początkach XX wieku pierwszy plan Doliny Skorocickiej (ale bez rygla Wysokiej Drogi) opublikował L. Sawicki (połowie XX w. jej opis opublikował A. Malicki (1947), zaś plan i analizę genetyczną – J. Flis (1954). Jaskinie Doliny Skorocickiej dokumentowane były przede wszystkim przez K. Kowalskiego (1954), R.W. Wołoszyna (1990) a później w ramach inwentaryzacji jaskiń Ponidzia (Gubała i in. 1998b), jednak jaskinie i ich „nowe” fragmenty nadal odkrywane są na terenie Doliny Skorocickiej (ostatnie odkrycia miały miejsce w 2013 r. – Urban i in. 2012, 2015). Inwentaryzacja jaskiń Ponidzia wykonywana pod koniec XX wieku (Urban i in. 2003) stała się podstawą do bardziej zaawansowanych obserwacji zmierzających do wyjaśnienia genezy i rekonstrukcji rozwoju krasu gipsowego w Niece Soleckiej (Urban 2008; Urban i in. 2008, 2009; 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 (Łuszczynski, Łuszczynska 1994; Łuszczynski 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 2018b).

#### Punkt 3.5.1. Skorocice – Wysoka Droga

Najciekawsza pod względem naukowym oraz edukacyjnym część Doliny Skorocickiej się w sąsiedztwie tzw. Wysokiej Drogi. Wysoka Droga jest głównym dowodem dokumentującym jej krasowe pochodzenie. Stanowi ona bowiem naturalny rygiel przegradzający dolinę, który oddziela północną, górną i ślepą część tej doliny, od części dolnej południowej. Obie te części są hydrologicznie połączone Jaskinią Skorocicką przebiegającą pod drogą, której dnem płynie Potok Skorocicki. W obrębie wzniesienia Wysokiej Drogi występuje również kilka niewielkich jaskiń, które stanowią reliktywne fragmenty dawnych, zawalonych bądź zasypanych osadami kanałów krasowych.

#### Punkt 3.5.2. Strukturalna i morfologiczna kopuła gipsowa

W Skorocicach występują wielkie struktury kopułowe widoczne w Pieczarze Dzwonów, w Jaskini Skorocickiej i na powierzchni terenu. Kopuły na powierzchni terenu to ekshumowane wskutek wietrzenia i denudacji pierwotne formy utworzone na dnie badeńskiego basenu ewaporacyjnego wskutek nierównomiernej krystalizacji selenitu (Bąbel 2007, 2018b). Kopuły wykształcone są w gipsach szablastych i gipsach muraw selenitowych. Dwie pierwotne kopuły selenitowe widoczne są w rzeźbie w formie pagórków, przy wschodnim skraju rezerwatu, na południe od rygla Wysokiej Drogi. Promień większej kopuły, z kraterowym zapadliskiem w części centralnej, sięga 10 m (Malicki 1947). Kryształ szablaste są rozmieszczone radialnie względem środka kopuły. Kopuła ta znajduje się nad Jaskinią Skorocicką, w której można zaobserwować jej wewnętrzną część. W jaskini widoczne są różnorodne struktury kopułowe wykształcone w gipsach trawiastych (Bąbel i in. 2013).

Oprócz opisanych pierwotnych kopuł selenitowych w Skorocicach występowały, przy zachodnim krańcu rezerwatu, w pobliżu rygla Wysokiej Drogi, drobne formy kopułowe powstałe w rezultacie wietrzenia gipsów i zwane tumulusami gipsowymi (Bąbel 2007; Bąbel i in. 2013).

#### Punkt 3.5.3. 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). Lej ten ewidentnie utworzył się w rezultacie grawitacyjnego niszczenia kanałów krasowych i powodem jego powstania, czyli zawalenia się stropów mogło być nakładanie się kilku (co najmniej dwu) kanałów krasowych utworzonych na różnych wysokościach. Sugeruje to obecność Jaskini Górnej która jest reliktywnym fragmentem koryta podziemnego ciekłu wcześniejszego niż koryto współczesnego Potoku Skorocickiego.

Schodząc niżej natrafiamy na nowy, świeżo powstały w wyniku obrywu stropu otwór Pieczary Dzwonów.

#### Punkt 3.5.4. Zielona Góra

Zielona Góra (ryc. 3.13, punkt D) to jeden z większych pagórków ostańcowych, humów, w obrębie Doliny Skorocickiej, wznoszący się do 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. 3.13, jaskinia XVII, długość 2 m – Gubała i in. 1998b) rozwiniętego wzdłuż szczeliny krasowej poszerzonej w rezultacie grawitacyjnego rozsunęcia płyt skalnych. W północnej części pagórka widoczna jest z kolei płytka krasowa niecka bezodpływowa. Najciekawsze jest jednak widok na dolinę rozciągający się ze wzniesienia (ryc. 3.14). 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). Z kolei 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 tzw. muraw selenitowych w gipsach. W przeciwniej, wschodniej ścianie doliny powinny być widoczne otwory Jaskini z Potokiem (XII), Wielkiego Schronu (XIV) i Jaskini Starej (XV). 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 zielna. 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.



Ryc. 3.14. Środkowy odcinek Doliny Skorocickiej, widok z Zielonej Góry w stronę Białej Góry i Wysokiej Drogi. W stoku Wysokiej Drogi widoczne otwory dwu schronisk skalnych (fot. J. Urban).

#### Punkt 3.5.5. Tunel w Skorocicach i Wielka Góra

Tunel w Skorocicach o długości 18 m (ryc. 3.13, jaskinia VII) (Gubała i in. 1998b) stanowi najlepszy przykład fragmentu dawnego kanału krasowego rozwiniętego jako podziemne koryto rzeczne, który po obniżeniu się zwierciadła wód uległ wtórnym, 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 facji) gipsów szablanych: równo warstwowanych i faliście warstwowanych, a także soczew gipsów drobnziarnistych na ścianie skalnej nad otworem tunelu (Bąbel i in. 2013; Bąbel 2018b).

Ze szczytu Wielkiej Góry (ryc. 3.13), humu, który jest przecięty przez Tunel w Skorocicach, 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. Z kolei 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. 1998b).

#### Punkt 3.5.6. Jaskinia z Potokiem, Wielki Schron oraz Jaskinia Stara

Jaskinia z Potokiem (ryc. 3.13, jaskinia XII) o długości 46 m (Gubała i in. 1998b) stanowi typowy przykład podziemnego przepływu Potoku Skorocickiego, a dzięki kilku otworom oświetlającym jej wnętrze, zaglądając do każdego z nich możemy prześledzić współczesny przepływ oraz wcześniejsze etapy wcinania się koryta potoku. Znaczone są one poziomymi zakolami („meandrami”) wyciętymi w ścianach korytarza na różnych jego wysokościach ponad współczesnym dnem potoku. Podobne relikto (zawieszane nad współczesnym korytem) wcięcia widoczne są w Wielkim Schronie (XIV) – głębokiej niszy podcinającej ścianę skalną poniżej Jaskini z Potokiem oraz w części przyotworowej Jaskini Starej. Do głębszych partii Jaskini Starej (XV) o długości 86 m

(Gubała i in. 1998b) można się dostać rurowatym kanałem biegnącym prostopadłe 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 reliktowe poziomy koryta potoku.

#### Punkt 3.5.7. Pieczara Dzwonów

Pieczara Dzwonów (ryc. 3.13, jaskinia XX) o długości 91 m (Gubała i in. 1998b) to jedna z większych i najbardziej znanych jaskiń w gipsach Pomorza. Nazwę nadał jej A. Malicki (1947), uzasadniając ją dzwonowato wygiętym stropem przyotworowej części jaskini. Wygięcie to związane jest z obecnością w obrębie gipsów szablanych strukturalnej kopuły gipsowej – struktury powstałej na dnie basenu morskiego w czasie sedymentacji gipsów. Promień kopuły, mierzony w poziomie, dochodzi do 6 m. Obecnie znaczną część kopulastej struktury możemy obserwować nie na stropie, lecz na dnie jaskini, bowiem strop jaskini uległ oberwaniu.

W obrębie pakietu gipsów szablanych, w jakich występuje Pieczara Dzwonów, jaskinie mają często czworokątny przekrój poprzeczny, co wiąże się z uławiczeniem gipsów ułatwiającym procesy grawitacyjnego odpadania fragmentów ławic Turchinow 1997, Urban i in. 2003).

Pieczara Dzwonów składa się z dwu głównych 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 koryta potoku (ryc. 3.15). Potok Skorocicki wypływający dolnym otworem Pieczary Dzwonów, przepływa kilkadziesiąt metrów głębokim, podłużnym lejem krasowym (punkt 3.5.3) a następnie wpływa do górnego otworu Jaskini Skorocickiej (Gubała i in. 1998b, Urban 2008, Urban i in. 2012, 2015).

#### Punkt 3.5.8. Środkowy otwór Jaskini Skorocickiej

Jaskinia Skorocicka (XXIII) o długości 352 m (Gubała i in. 1998b) stanowi stosunkowo prosty, biegnący prawie poziomo i na znacznym odcinku wysoki korytarz, który prawie na całej swej długości stanowi podziemne koryto Potoku Skorocickiego. 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, podczas gdy w dolnym odcinku, widocznym poniżej środkowego otworu widoczne są dwa poziomy kanały krasowych, jednak w głębszej części jaskini wyróżnić można trzy takie poziomy. Szczegółowe badania rzeźby ścian korytarzy Jaskini Skorocickiej nie wykazały w niej natomiast obecności owalnych zagłębień i kotłów (podobnych do występujących w Jaskini w Krzyżanowicach Górnej – stanowisko 3.7), które mogłyby wskazywać na rozwój krasu w strefie saturacji (freatycznej), poniżej zwierciadła wód (Urban i in. 2009, 2012, 2015; Urban, Chwalik-Borowiec 2018b)).

Ryc. 3.15. Korytarz o przekroju w kształcie liczby „8” w Pieczarze Dzwonów, dnem korytarza płynie Potok Skorocicki (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 krążenie wód w gipsach szklicowych.

### **Stanowisko 3.6. Wola Zagojska. Rola litologii i tektoniki w kształtowaniu rzeźby Ponidzia**

*Anna Chwalik-Borowiec, Jan Urban, Andrzej Kasza*

W skarpach obniżenia drogowego przecinającego wyraźny grzbiet, który na odcinku od Skotnik Dolnych do Krzyżanowic (długości około 10 km) ogranicza od północy dno doliny Nidy doskonale odsłania się budowa geologiczna tego typu wzgórz na terenie Niecki Soleckiej. Odsłonięcie to opisał już w drugiej połowie XIX wieku Zejszner (1861) a następnie, na początku XX wieku, J. Czarnocki (1935, 1968), ostatnio zaś geolog M. Bąbel i geomorfolodzy (Chwalik i in. 2002; Bąbel i in. 2013, 2015; Bąbel 2016a).

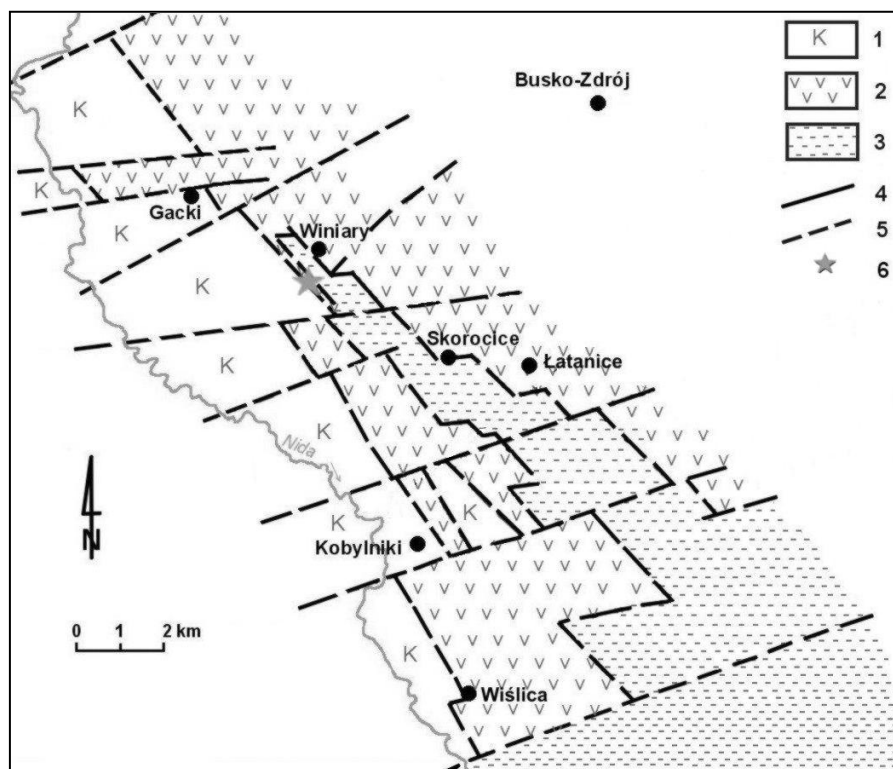
W sensie geologicznym utwory odsłaniające się w obu skarpach obniżenia należą do południowego skrzydła synkliny Skorocic i pochylone są pod kątem około 20° na północ, jednak – zdaniem M. Bąbla (2016a) – niezgodność katowa pomiędzy utworami kredy górnej występującymi w dolnej części skarpy a przykrywającymi je gipsami serii ewaporatowej sięga 40°. Niższe utwory górnokredowe, reprezentowane głównie przez margle, są nachylone na południe. W przystropowej części są silnie spękanе i pozbawione uławicenia. W opinii M. Bąbla (2016a) brak w tym stanowisku w podłożu gipsów neogeńskich warstw podgipsowych o istotnej miąższości, chociaż J. Czarnocki (1935, 1968) uważał, iż pod gipsami występuje tu kilkumetrowa warstwa margli neogeńskich. Ponad marglami M. Bąbel (2016a) wyróżnił jedynie kilkumilimetrową i nieciągłą warstewkę wapienia. Wyżej występuje warstwa gipsów szklicowych, która jest tu jednak cieńsza niż w sąsiednich odsłonięciach i cechuje się zróżnicowaniem teksturalnym, bo zbudowana jest z kryształów palisadowych oraz masywnych (rozwinętych mniej regularnie). Warstwa ta pokryta jest rumoszem kryształów gipsów, na którym rozwinęły się gipsy typu muraw selenitowych z wkładkami ilastymi przykryte gipsami szablasytami reprezentującymi dwa typy litologiczne (facje): gipsy równowarstwowe oraz gipsy faliście warstwowane. W stropie gipsów szablasytowych występuje osad spływu rumoszowego zbudowanego z fragmentów gipsów grubokrystalicznych (Bąbel i in. 2015; Bąbel 2016a).

Odsłonięcia w przekopie dokumentują w sensie geologicznym bardzo duże zróżnicowanie facjalne w basenie sedymentacji ewaporatowej warunkowane aktywną tektoniką poprzedzającą powstanie tego basenu, trwającą w czasie jego istnienia oraz po zakończeniu sedymentacji gipsów. Bardzo duża niezgodność katowa oraz brak neogeńskich warstw podgipsowych jest świadectwem ruchów tektonicznych fałdujących i wznoszących podłoże basenu przed jego powstaniem. Lokalne wyniesienia i inne ruchy (sejsmiczne?) dna tego basenu w trakcie jego istnienia sugerowane są przez obecność rumoszu w stropie warstwy gipsów szklicowych oraz spływ rumoszowy w stropie gipsów szablasytowych (Bąbel 2016a). Wreszcie nachylenie serii gipsowej jest efektem ruchów po zakończeniu sedymentacji tej serii, które doprowadziły do powstania synkliny Skorocic.

Rejon opisywanego stanowiska jest również ciekawym przykładem budowy tektonicznej obszaru Ponidzia – przebiegu uskoku o charakterze zrzutowym. Na północ od grzbietu przechodzi uskok, który zrzuca gipsy na głębokość nawet 40 m, w obrębie rowu Winiary–Kamieniec (Osmólski i in. 1978) (ryc. 3.16). Obecność tego uskoku powoduje, iż na niewielkiej powierzchni w odległości zaledwie paru metrów na tej samej wysokości występują skały pochodzące z różnych okresów geologicznych, poczynając od najstarszych: margle wieku kredowego, gipsy wielokrystaliczne, gipsy szablasytowe, gipsy drobnokrystaliczne laminowane oraz iły krakowieckie (Bąbel i in. 2013).

Odsłonięcia w skarpach obniżenia mają jednak przede wszystkim podstawowe znaczenie jako ilustracja morfologicznego znaczenia dolnej części serii ewaporatowej. Wychodnia tej części serii tworzy wypukłe elementy rzeźby, które w zależności od jej nachylenia mają kształt grzbietów lub kuest. Wychodnia ta na odcinku od Skotnik Górnych do Krzyżanowic ma najczęściej charakter progu denudacyjnego – kuesty, bowiem jej nachylenie zwykle nie przekracza kilkunastu stopni (jego zmiana jest często warunkowana uskokami poprzecznymi). Strome czoło kuesty budują w najwyższej części twarde gipsy szklicowe i niekiedy gipsy ich bezpośredniego nadkładu, poniżej zaś nich występują „miękkie” margle. Stok łagodniejszy kuesty – zaproże, jest zgodny z upadem warstw gipsów i zbudowany z tych skał. W miejscu, gdzie obniżenie i droga przecinają wychodnię gipsów szklicowych i szablasytowych twardego elementu na tej wychodni ma kształt grzbietu co jest warunkowane znacznym nachyleniem serii ewaporatowej (Chwalik i in. 2002; Bąbel i in. 2013).

Ryc. 3.16. Schematyczny plan budowy geologicznej utworów kredowych i neogeńskich (wg Osmólskiego i in. 1978). Objasnienia oznaczeń: 1 – utwory wieku kredowego, 2 – gipsy (baden), 3 – warstwy pektenowo-spiralisowe (baden), i iły (sarmat), 4 – uskoki stwierdzone na podstawie interpretacji zdjęć lotniczych, 5 – uskoki przypuszczalne, 6 – linia przekroju geologicznego, 7 – lokalizacja stanowiska w Woli Zagojskiej.



Rzeźba oraz litologia gipsowych kuest i grzbietów powoduje, iż z tymi elementami rzeźby związane są bardzo specyficzne, stepowe zbiorowiska roślinne chronione w wielu miejscach w obrębie rezerwatów przyrody. Można je spotkać w wielu miejscach Ponidzia, na przykład w obrębie rezerwatów przyrody: „Skowronno”, „Krzyżanowice”, „Skotniki Górne”, „Winiary Zagojskie”, „Przęślin”, „Góry Wschodnie”, „Skorocice”.

W odległości około 1 km od tego miejsca, w kierunku północno-zachodnim, w kueście znajduje się wywierzysko znane jako źródło w Woli Zagojskiej. Źródło to, odwadniające poziom gipsów, ma największą wydajność wśród gipsowych źródeł na Ponidziu osiągającą 50 l/s (Chełmicki 1986). Jeszcze w połowie XX w. strumień wody ze źródła wypływał z otworu jaskini, której strop zawalił się przed 1999 r. (Urban 2012).

### **Stanowisko 3.7. Gacki, Jaskinia w Krzyżanowicach Górna. Litologia i tektonika gipsów; rola krasu w ewolucji morfologicznej Ponidzia – jaskinie krasu głębokiego**

*Jan Urban, Anna Chwalik-Borowiec, Andrzej Kasza*

#### Znaczenie odsłonień w Gackach dla badań geologicznych

Znajdujemy drodze wjazdowej do dawnego kamieniołomu gipsów „Gacki”, który był eksploatowany w latach 1963-1985. Obecnie dolną część wyrobiska wypełniła woda tworząc zbiornik wodny nad którym wznoszą się widoczne z miejsca w którym jesteśmy skarpy o wysokości 30-40 m z jednym z najdłuższych na Ponidziu profilów serii ewaporatowej. Szczególnie istotny jest fakt, iż w skarpach dostępny jest do badań pełny profil wyższej części tej serii – gipsy drobnoziarniste oraz margle i ility nadkładu gipsów, zwykle nie odsłaniające się na powierzchni. Profil w Gackach był szczegółowo badany przez wielu badaczy i uznawany jest za wzorcowy dla serii ewaporatowej (Kasprzyk 1993, 1998), potencjalny stratotyp formacji z Krzyżanowic obejmującej serię ewaporatową (Bąbel i in. 2013). Chroniony jest prawnie od 1996 r. jako pomnik przyrody (Urban 2008; Urban i in. 2012). Ma on jednak ponadregionalne znaczenie naukowe i proponuje się jego wpisanie na Europejską Listę Dziedzictwa Geologicznego (Alexandrowicz Z. 2006, Urban, Gągoł 2008). Od 1983 r. gipsy eksploatowane są w kamieniołomie „Leszcze” położonym w obrębie kuesty gipsowej, na wschód od tego miejsca.

W miejscu, w którym jesteśmy, nad drogą wznosi się również skarpa o długości około 50 m i kilkunastu metrów z odsłonięciami gipsów. Skarpa ta jest także chroniona jako pomnik przyrody od 1987 r. ze względu na profil gipsów i ich podłoża oraz zjawiska tektoniczne, konkretnie zaś uskoku o kilkunastometrowym zrzućcie i przebiegu NE-SW. W skrzydle wiszącym uskoku, w części wschodniej skarpy odsłaniają się wielkokrystaliczne gipsy szklicowe oraz utwory podgipsowe – badeńskie margle. W marglach, których miąższość przekracza tu 15 m, występują liczne szczątki otwornic, muszle małży i małżoraczków oraz nannoplankton wapienny. Skamieniałości te były w tym oraz sąsiednich odsłonięciach przedmiotem licznych badań paleontologicznych, co umożliwiło dokładne określenie stratygrafii utworów na poziomy nannoplanktonowe NN5 i NN6, czyli serrawal (Garecka, Olszewska 2011; Bąbel i in. 2013; Peryt 2013). W marglach podgipsowych rozpoznano także kilka poziomów tufitowych, z których jeden odsłaniał się w skarpie około 4 m poniżej spągu gipsów (Dudek, Bukowski 2004; Urban i in 2012).

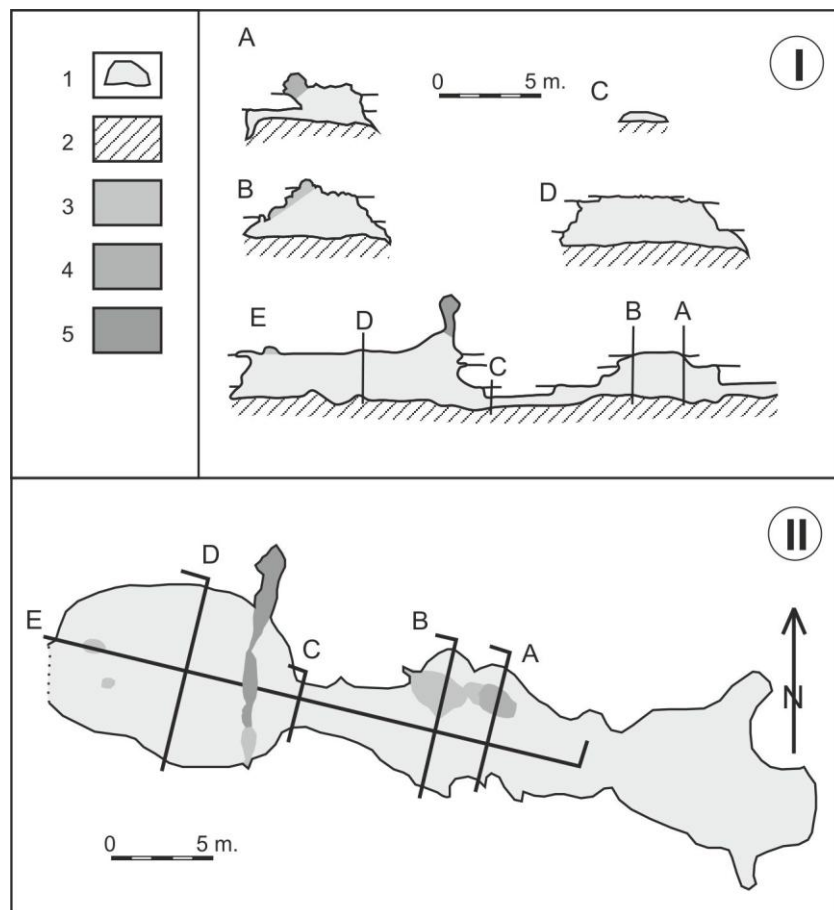
Występujące powyżej margli gipsy szklicowe zbudowane są z palisadowo ustawionych kryształów, które narastały bezpośrednio na dnie basenu ewaporacyjnego. Zrosty gipsów szklicowych są osobliwością krystalograficzną znaną do tej pory wyłącznie z rejonu zapadliska przedkarpackiego (Bąbel i in. 2013). Kryształy odsłaniające się w Gackach należą do największych w regionie. Jeden z nich ma 3,2 m długości i jest częściowo uszkodzony, można jednak oszacować, że pierwotnie miał długość około 3,5 m (Bąbel i in. 2010). Jest on jednym z dwu największych kryształów naturalnych udokumentowanych obecnie w Polsce; drugi kryształ o podobnych rozmiarach odsłania się w gipsach szklicowych w pobliskich Bogucicach-Skałce (Bąbel 2002, 2016b; Urban i in. 2012; Bąbel i in. 2013).

W skrzydle zrzuconym uskoku, po stronie zachodniej skarpy, odsłaniają się gipsy szablaste (co pozwoliło na oszacowanie wielkości zrzućcia), które cechuje występowanie wąskich, zakrzywionych kryształów przypominających szable. W odsłonięciu widoczna jest występująca w gipsach szablastych cienka warstwa osadu klastycznego oznaczona „h” mająca duże znaczenie stratygraficzne (Bąbel 2005; Bąbel i in. 2013).

#### Jaskinia w Krzyżanowicach Górna – świadectwo najstarszego krasu w gipsach Niecki Soleckiej

Występująca w pobliżu wjazdu do kamieniołomu w Gackach, Jaskinia w Krzyżanowicach Górna – trzeci pomnik przyrody w Gackach, utworzony w 1999 r. (Urban i in. 2012), jest jedną z najciekawszych jaskiń Ponidzia. 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). Ma poziome rozwinięcie, długość około 60 m i składa się z trzech połączonych, owalnych w planie poziomym komór o sklepieniach w kształcie płytkich dzwonów (ryc. 3.17). W stropie pierwszej, największej i łatwo dostępnej 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, już trudniej

dostępnej sali, takie formy rzeźby występują jeszcze liczniej i można wśród nich wyróżnić dwie generacje narastające na sobie (ryc. 3.17). Zdaniem J. Głazka (1993, Głazek i in. 1994), obecność tych kotłów oraz kształt jaskini wskazuje, iż powstała ona w strefie saturacji (freatycznej, poniżej zwierciadła wód), w warunkach pogrzebienia serii ewaporatowej pod nakładem nieprzepuszczalnych utworów ilastych górnego badenu i sarmatu. Kotły mogą być efektem termalnej lub stymulowanej różnicą mineralizacji konwekcji wód wypełniających komory krasowe.



Ryc. 3.17. Jaskinia w Krzyżanowicach Górnej. I – przekroje (wg Urban i in. 2009). II – plan (wg Gubała i in. 1998b). Objasnienia 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.

Taka geneza Jaskini w Krzyżanowicach Górnej wskazuje, iż reprezentuje ona tzw. kras międzywarstwowy (*intrastratal karst*), głęboki (*deep-seated karst* – Klimchouk, Ford 2000) – najstarszy etap krasu rozwijającego się w gipsach Podidzia po ich pogrzebieniu pod młodszyimi 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 freatycznych, pod napiętym zwierciadłem w rezultacie głębokiego krążenia wód. W gipsach Niecki Soleckiej ten typ krasu reprezentują jedynie dwie nieduże jaskinie spośród dotąd zinwentaryzowanych obiektów: Jaskinia w Krzyżanowicach Górnej i Jaskinia Chotelecka oraz kawerny w Dolinie Aleksandrowskiej, co różni ten region od Zachodniej Ukrainy, gdzie jaskinie gipsowe o podobnej genezie są liczne i stanowią wielokilometrowe labirynty korytarzy (Urban i in. 2008, 2015). Słaby rozwój krasu międzywarstwowego na Podidziu spowodowany jest przede wszystkim własnościami hydrogeologicznymi podłoża i nakładem serii ewaporatowej, odmienne niż w przypadku serii gipsowej tego samego wieku i basenu depozycyjnego na Ukrainie. Nadkład serii ewaporatowej na Podidziu stanowią nieprzepuszczalne iły lub iłowce, zaś w ich podłożu występują głównie margle, których przepuszczalność jest bardzo zróżnicowana, często znikoma. Miejscami uprzywilejowanych przepływów wód na większych głębokościach są w tych skałach strefy spękań tektonicznych i uskoku. Bezpośrednią przyczyną rozwoju powstania Jaskini w Krzyżanowicach Górnej było najprawdopodobniej sąsiedztwo uskoku, który odsłania się w skarpie i który ułatwiał krążenie wód w obrębie podścielających gipsy margli (Urban 2008; Urban i in. 2008, 2019, 2015; Bąbel i in. 2013).

W namulisku pokrywającym dno pierwszej komory Jaskini w Krzyżanowicach Górnej wykonano w latach dziewięćdziesiątych XX wieku badania geologiczno-paleontologiczno-archeologiczne (Głazek 1993, Głazek i in. 1994). W profilu tego namuliska wyróżniono od dołu: 1) pstre ily z fragmentami gipsu o miąższości 0,7 m, 2) jasnoszare piaski warstwowane – 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 wczesno- i późnośredniowiecznej. Próbką węgla drzewnego z tej warstwy datowana była na  $2040 \pm 100$  lat. W narożu sali natrafiono na grób wkopany w osady piaszczyste, w którym znaleziono żuchwę ludzką oraz fragmenty naszyjnika z brązu. Znalezione szczątki i inne 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 splukiwanie z powierzchni gleb rędziny, które tworzą obecnie górną warstwę czarnych mułków (Głazek 1993, 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 3.8. Garb Pińczowski: element rzeźby Poniidzia warunkowany ewolucją tektoniczną regionu

Jan Urban, Anna Chwalik-Borowiec, Andrzej Kasza

Nasze stanowisko jest punktem widokowym położonym na wierzchołku Garbu Pińczowskiego w zachodniej jego części, na zachód od Pińczowa. W sensie geologicznym garb ten jest zrębem tektonicznym, zwanym zrębem pińczowskim (Łyczewska 1971a, b, 1975; Cabaj, Nowak 1986). Trzon zachodniej części garbu budują neogeńskie wapienie litotamniowe, natomiast jego podnóże – margle kredowe. Ta część garbu ma strome stoki o wysokości rzędu 80 m oraz nachyleniu 30° i stosunkowo wypłaskowaną wierzchołkową, która jednak rozcięta jest dolinkami oraz licznymi wyrobiskami po eksploatacji wapieni pińczowskich.

#### Wapienie pińczowskie

W zachodniej części Garbu Pińczowskiego w profilu wapieni litotamniowych zdecydowanie dominują uławiczone wapienie średnioziarniste, czyli biokalkarenity o ziarnach wapiennych wielkości piasku (ryc. 3.9). Wapienie te, znane jako wapienie pińczowskie, stanowiły od wczesnego średniowiecza bardzo popularny materiał budowlany i architektoniczny, wykorzystywany praktycznie na całym terytorium państwa polskiego. Podstawowymi cechami tych wapieni, które decydowały o ich powszechnym wykorzystaniu jako materiał budowlany, kamieniarski i rzeźbiarski jest wyjątkowa łatwość ich obróbki (po wydobyciu bezpośrednio ze złoża można je obrabiać narzędziami stosowanymi do obróbki drewna) przy jednoczesnej wystarczającej wytrzymałości i odporności na działanie czynników atmosferycznych (bo w miarę wysychania kamień twardnieje a na jego powierzchni tworzy się warstewka tzw. patyny, co powodowane jest krystalizacją kalcytu z roztworów porowych). Ponadto o przydatności tych skał w budownictwie decydują takie cechy jak wysoka bloczność, niska gęstość pozorna (mały ciężar) pozwalające na ich użycie np. w elementach stropowych oraz złe przewodnictwo cieplne, dzięki czemu wapienie chętnie wykorzystywano do budowy pomieszczeń mieszkalnych, bo zapewniały izolację (Gierych 1955; Oterman 1980; Gągół 2004; Rajchel 2005; Barcicki 2007; Urban 2012; Urban, Gągół 2015). Wapienie pińczowskie były więc powszechnie wykorzystywane do budowy murów budynków, najczęściej jako cięte kształtki. Przede wszystkim jednak wykonywano z nich elementy architektoniczne: portale, obramowania i rozety okienne, zworniki sklepień a także kamieniarskie elementy zdobnicze oraz rzeźby. Tego materiału użyto do budowy bardzo wielu kościołów, dworów i zamków nie tylko w Małopolsce, ale także w Warszawie oraz innych miastach naszego kraju. . Od okresu renesansu wapienie pińczowskie były też bardzo chętnie wykorzystywane w rzeźbiarstwie (ryc. 3.18). Po II wojnie światowej wapienie te wykorzystywano do odbudowy i budowy Warszawy; posłużyły one m.in. do wykonania okładziny oraz wystroju Pałacu Kultury i Nauki, gmachu Sejmu, Filharmonii Narodowej, Ministerstwa Rolnictwa a także do wykonania rzeźb przy ulicy Marszałkowskiej (Gierych 1955; Weber-Kozińska 1963; Miks-Rutkowska 1973; Oterman 1980; Gągół 2004; Rajchel 2005; Barcicki 2007; Świercz 2012b; Urban 2012; Urban, Gągół 2015).



Ryc. 3.18. Zastosowanie wapieni pińczowskich. A. Barokowe rzeźby apostołów przed kościołem Piotra i Pawła w Krakowie wykonane w 1722 r. przez D. Heela (pierwotne rzeźby zastąpiono replikami wykonanymi przez K. Jęczyńską w latach 80. XX w.; Rajchel 2005). B. Gotycka kolegiata w Wiślicy (fot. J. Urban).

Obecnie wydobywanie wapieni pińczowskich jest znikome a największy ich kamieniołom, który znajduje się na Garbie Pińczowskim nieco na północ od centrum miasta, jest nieczynny (Urban, Gagol 2015). Prowadzi się jednak nadal badania tych skał, jako surowca budowlanego (Figarska-Warchoł, Stańczak 2019).

4

#### Tektonika i litologia kształtujące krajobraz

Głównym jednak celem wejścia na wierzchovinę Garbu Pińczowskiego jest dyskusja nad tektonicznymi i litologicznymi uwarunkowaniami rzeźby Ponidzia. Z wierzchowiny, która jest jednocześnie pińczowskim zrębem tektonicznym, widać bezpośrednio na południe Dolinę Nidy oraz otwierającą się w kierunku południowo-wschodnim Nieckę Solecką z jej specyficznym strukturalnym „krajobrazem gipsowym” (oglądanym przed chwilą), które w sensie tektonicznym są depresją solecką. Dolina Nidy o szerokości sięgającej 2-6 km na Ponidziu w górnej części przecina w poprzek struktury geologiczne podłoża i dlatego tworzy „przełomowy” odcinek na wysokości Garbu Pińczowskiego w okolicach Skowronna, niżej zaś biegnie zgodnie z głównymi lineamentami tektonicznymi. Dolina ta, wycięta w podczwartorzędowym podłożu do głębokości rzędu co najmniej 130 m n.p.m. w rejonie Wiślicy (Łyczewska 1972 b), wypełniona jest utworami rzecznołodowcowymi i rzecznyymi do poziomu 190 m n.p.m. koło Skowronna i 165 m n.p.m. koło Nowego Korczyna (Urban i in. 2012).

Za Doliną Nidy na południe widoczny jest ciemny wał wzgórz Garbu Wodzisławskiego, czyli tektonicznie – zrębu Nidy. Wzgórza tego garbu, uformowane z margli kredowych (które akurat w Niece Soleckiej stanowią element morfologiczny występujący w obniżeniach terenu) i nadbudowane pokrywami wistuliańskich lessów, są rozczłonkowane licznymi dolinami i nie tworzą takiego wału jaki tworzy zachodnia część Garbu Pińczowskiego (Cabaj, Nowak 1986; Tsemegas, Rojan 2004).

Struktury geologiczne, które oglądamy, ulegały deformacjom tektonicznym już w mezozoiku a później w kenozoiku (Łyczewska 1975; Cabaj, Nowak 1986; Krysiak 2000). Dokumentują to zmiany miąższości oraz facji osadów, niezgodności erozyjno-kątowe (strukturalne) oraz bezpośrednie dowody w postaci ciągłych i nieciągłych deformacji tektonicznych. Najbardziej znanymi przykładami tych „dokumentów” w okresie kenozoiku są (Łyczewska 1972a, b, 1975; Kowalski B.J. 1996; Bąbel 1999a, b; Krysiak 2000; Urban i in. 2012, 2015; Bąbel i in. 2013):

- niezgodności erozyjno-kątowe na granicy kreda-neogen (baden), często znaczne, rzędu kilkudziesięciu stopni,
- brak miejscami osadów podgipsowych oraz ich zmienność facjalna: na Garbie Pińczowskim występuje facja wapienna organodetrytyczna, litotamniowa a poza nią facje margliste bardzo drobnoziarniste lub piaszczysto-margliste,
- brak serii ewaporatowej na Garbie Pińczowskim, gdzie wapienie litotamniowe są lokalnie przykryte bezpośrednio przez utwory sarmatu, przy jej obecności w nieckach (depresjach tektonicznych) po obu jego stronach,
- krasowienie i (sejsmiczne) brekcjonowanie serii ewaporatowej w końcowych etapach jej sedymentacji oraz bezpośrednio po jej zakończeniu,
- niezgodności erozyjno-kątowe oraz poziomy brekcjowe i zwirowo-piaszczyste w obrębie warstw nadgipsowych,
- deformacje tektoniczne skał neogeńskich w postaci nachylenia warstw, miejscami znacznego (stanowisko 3.6) oraz tnących je uskoków.

Czwartorzędowe wznoszenie Garbu Pińczowskiego jest sugerowane przez specyficzny rozwój dolin rzecznych, w tym doliny Nidy (Sołtysik 2000, 2002), jak również zachowanie w bardzo wysokim położeniu, bo na wierzchovinie Garbu, tzw. fluwioperyglacialnych (Łyczewska 1968) piasków plejstoceńskich.

Takie tektoniczne uwarunkowanie rzeźby uniemożliwia identyfikację wypłaszczeń terenowych jako porównywalnych wiekowo i genetycznie etapów jej rozwoju i (przykładem takich nieporównywalnych powierzchni są zbudowane z margli kredowych i wistuliańskich lessów wierzchowiny Garbu Wodzisławskiego oraz niewątpliwie młodsze, ale niższe garby gipsowe Niecki Soleckiej – Tsemegas, Rojan 2004). Przede wszystkim jednak wskazuje na wieloraką rolę tektoniki w kształtowaniu rzeźby. Tektonika w przypadku Ponidzia to nie tylko pewien obraz strukturalny, który podlega morfogenezie, ale proces synsedymentacyjny kształtujący fację, a więc litologię utworów podlegających następnie – zróżnicowanej w zależności od facji – morfogenezie. Po trzecie

wreszcie, tektonika to proces aktywny w czasie samej morfogenezy, który – wynosząc niektóre elementy podłoża i relatywnie obniżając inne – bezpośrednio wpływa na rzeźbę terenu (Łyczewska 1975; Urban 2014).

### Literatura

- Alexandrowicz S., Garlicki A., Rutkowski J. 1982. Podstawowe jednostki litostratygraficzne miocenu zapadliska przedkarpacciego. *Kwart. Geol.* 26, 2: 470-471.
- Alexandrowicz Z. 2006. Framework of European geosites in Poland. *Nature Conservation*, 62: 63-87.
- Andrejczuk W. 2014. Krajobraz krasowy jako system. *Acta Geogr. Silesiana* 16: 13-32.
- Andrejczuk W. 2016. Zjawisko wypsowoci w krajobrazie krasowym. *Prace Kom. Krajoobr. Kulturowego* 33: 21-37.
- Barcicki M. 2007. Wapienie pińczowskie i ich zastosowanie w architekturze. W: Strzyż M., Świercz A. (red.), *Zróżnicowanie regionalne Poniżdia. Nauki geogr. w badaniach regionalnych, t. 9. Inst. Geogr. Akad. Świętokrz. w Kielcach*, Kielce: 9-16.
- Bermejo L., Ortega I., Guérin R., Benito-Calvo A., Pérez-González A., Parés J., Aracil E., Bermúdez de Castro J., Carbonell E. 2017. 2D and 3D ERT imaging for identifying karst morphologies in the archaeological sites of Gran Dolina and Galería Complex (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain). *Quatern. Intern.* 433/17: 393-401.
- 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. 1999 a. History of sedimentation of the Nida gypsum deposits (Middle Miocene, Carpathian Foredeep, Southern Poland). *Geol. Quarterly* 43, 4: 429-447.
- Bąbel M. 1999 b. Facies and depositional environments of the Nida gypsum deposits (Middle Miocene, Carpathian Foredeep, Southern Poland). *Geol. Quarterly* 43, 4: 405-428.
- Bąbel M. 2002. The largest natural crystal in Poland. *Acta Geol. Pol.* 52, 2: 251-267.
- Bąbel M. 2005. Event stratigraphy of the Badenian selenite evaporites (Middle Miocene) of the northern Carpathian Foredeep. *Acta Geol. Pol.* 55, 1: 9-26.
- Bąbel M. 2007. Kopuły gipsowe w rzeźbie krasowej Poniżdia. *Pr. Inst. Geogr. Akad. Świętokrz. w Kielcach* 16: 71-90.
- Bąbel M. 2015. Stanowisko 2. Gacki. Odsłonięcie 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. 2016a. Stop 3. Kuesta gipsowa przy drodze Zagość-Winiary. Sekwencja gipsowa o zredukowanej miąższości na podłożu kredowym, spływy rumoszu selenitowego. W: Olszewska-Nejbert G., Filipek A., Babel 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: 71-74.
- Bąbel M. 2016b. Stop 2. Gacki – odsłonięcie przy wjeździe do dawnego kamieniołomu „Gacki”. Gipsy szklicowe i szablste, początek sedimentacji ewaporatowej na Poniżdiu. W: Olszewska-Nejbert G., Filipek A., Babel 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 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, 25-28<sup>th</sup> June 2018. *Field Trip Guidebook. Faculty of Geol., Univ. of Warsaw*: 38-43.
- Bąbel M. 2018b. 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, 25-28<sup>th</sup> June 2018. *Field Trip Guidebook. Faculty of Geol., Univ. of Warsaw*: 46-49.
- 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 Poniżdia. Uniw. J. Kochanowskiego w Kielcach*, Kielce: 39-86.
- Bąbel M., Górka M. 2016. Miocenna mozaika facjalna w strefie brzegowej basenu przedkarpacciego. W: Olszewska-Nejbert G., Filipek A., Babel 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: 49-59.
- 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.

- Bąbel M., Olszewska-Nejbert D., Nejbert K., Ługowski D. 2015. The Badenian evaporative stage of the Polish Carpathian Foredeep: sedimentary facies and depositional environment of the selenitic Nida Gypsum succession. W: Haczewski G. (red.), Guidebook for field trips accompanying IAS 31st Meeting of Sedimentology held in Kraków, 22–25 June 2015. Kraków: 25–50.
- Bosák P., Ford D.C., Głazek J. 1989. Terminology. W: Bosák P., Ford D.C., Głazek J., Horáček I. (red.), Paleokarst, a systematic and regional review. Academia, Pargue: 25–32.
- Buła Z., Żaba J., Habryn R. 2008. Regionalizacja tektoniczna Polski – Polska południowa (blok górnośląski i blok małopolski). Przegl. Geol. 56, 10: 912–920.
- Burger H. T., Sheehan A. F., Jones C. H. 2006. Introduction to Applied Geophysics: Exploring the Shallow Subsurface, London.
- Cabaj W., Nowak W. 1986. Rzeźba Niecki Nidziańskiej. Studia Ośr. Dokument. Fizjogr. 14: 119–209.
- Chelmiński W. 1986. Źródła Niecki Nidziańskiej. Studia Ośr. Dok. Fizjogr., 14: 249–272.
- Chwalik-Borowiec A. 2007a. Rzeźba krasu gipsowego Niecki Soleckiej i Połanieckiej oraz tempo jej rozwoju. W: Strzyż M., Świercz A. (red.), Zróżnicowanie regionalne Pomorza., Nauki geograficzne w badaniach regionalnych, t. 9, Inst. Geogr. Akad. Świętokrz. w Kielcach, Kielce: 27–37.
- Chwalik-Borowiec A. 2007b. Parki krajobrazowe na terenie Pomorza. W: Strzyż M., Świercz A. (red.) Zróżnicowanie regionalne Pomorza. Nauki geograficzne w badaniach regionalnych, t. IX. Kielce: 17–26.
- Chwalik-Borowiec A. 2013. Rzeźba terenu Parków Krajobrazowych Pomorza. 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. Speleologicznego, Pińczów, 25–27.10.2002. Sekcja Speleologiczna Pol. Tow. Przyr. im. M. Kopernika, Kraków: 5–19.
- Chwalik-Borowiec A., Józwiak K., Sołtys-Lelek A., Lelek K., Rózkowski J. 2011. Uwagi o strefach źródłiskowych w obszarach krasowych Niecki Nidziańskiej. W: Gradziński M., Partyka J., Urban J. (red.), Materiały 45. Symp. Speleologicznego, Ojców 20–23.10.2011. Sekcja Speleologiczna Pol. Tow. Przyr. im. Kopernika, Kraków: 47–48.
- 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.
- Czarnocki J. 1919. Stratygrafia i tektonika Gór Świętokrzyskich. Stratygrafia i tektonika staropaleozoicznych utworów Gór Świętokrzyskich (kambr, sylur, dewon dolny). Prace Tow. Nauk. Warszawskiego 28: 1–172.
- Czarnocki J. 1929. O tektonice okolic Łagowa oraz kilka słów w sprawie trzeciorzędu i złożeń galeny na tym obszarze. Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol. 24: 32–36.
- Czarnocki J. 1935. O ważniejszych zagadnieniach stratygrafii i paleogeografii polskiego tortonu. Sprawozd. Państw. Inst. Geol. 8, 2: 99–178.
- Czarnocki J. 1968. O ważniejszych zagadnieniach stratygrafii i paleogeografii polskiego tortonu. Prace Inst. Geol. LI, Prace Geol., t. I, z. 6. Wyd. Geol., Warszawa: 86–108.
- Czyżewska T., Radwański A. 1991. Middle Miocene (Badenian) delfinid phocoenid remains from the Fore-Carpathian Depression in southern Poland. Acta Geol. Pol. 41, 3–4: 185–191.
- Dobrowolski R. 1995. Kras indukowany w Minkowicach koło Świdnika. Mater. Konf. „Problemy geomorfologii i paleogeografii czwartorzędu”. Lublin: 71–72.
- Figarska-Warchoł B., Stańczak G. 2019. The effect of petrographic characteristics on the physical and mechanical properties of currently exploited Pińczów Limestones – a type of Leitha Limestone (Carpathian Foredeep, southern Poland). Gospodarka Surowc. Mineralnymi 35, 1: 59–98.
- Flis J. 1954. Kras gipsowy Niecki Nidziańskiej. Prace Geogr. Inst. Geogr. PAN 1, ss. 73.
- Ford D.C., Williams P.W. 2007. Karst Hydrogeology and Geomorphology. Academic Division of Unwin Hyman Ltd, Wiley, ss. 562.
- Drewniak A. 1994. Coralline algae from the Pińczów Limestone (Middle Miocene; southern slopes of the Holy Cross Mts., Central Poland) as environmental indicators. Acta Geol. Pol. 44, 1–2: 117–135.
- Dudek K., Bukowski K. 2004. Badenian pyroclastic level from Gacki in Nida valley. Carpathian Foredeep, Poland. Prace Specj. Pol. Tow. Miner. 24: 141–144.
- Gams I. 2001. Notion and forms of contact karst. Acta Carsologica 30, 2: 33–46.
- Garecka M., Olszewska B. 2011. Correlation of the Middle Miocene deposits in SE Poland and western Ukraine based on foraminifera and calcareous nannoplankton. Ann. Soc. Geol. Pol., 81, 3: 309–330.
- Gąsior J. 2004. Wapień pińczowski. 10 wieków w polskiej architekturze i rzeźbie. Nowy Kamieniarz 9: 40–44.
- Gierych B. 1955. Od kamieniołomów do architektury. Biuro Studiów i Projektów Wzorcowych Budownictwa Miejskiego. Warszawa, ss. 138.
- Gilewska S. 1972. Wyżyny Śląsko-Małopolskie. W: Klimaszewski M. (red.), Geomorfologia Polski, t. 1. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa: 232–339.
- Ginalska-Prokop W. 2017. Warunki hydrogeologiczne i krótka charakterystyka chemiczna słodkich wód podziemnych w województwie świętokrzyskim. Przegl. Geol. 65/5: 292–299.

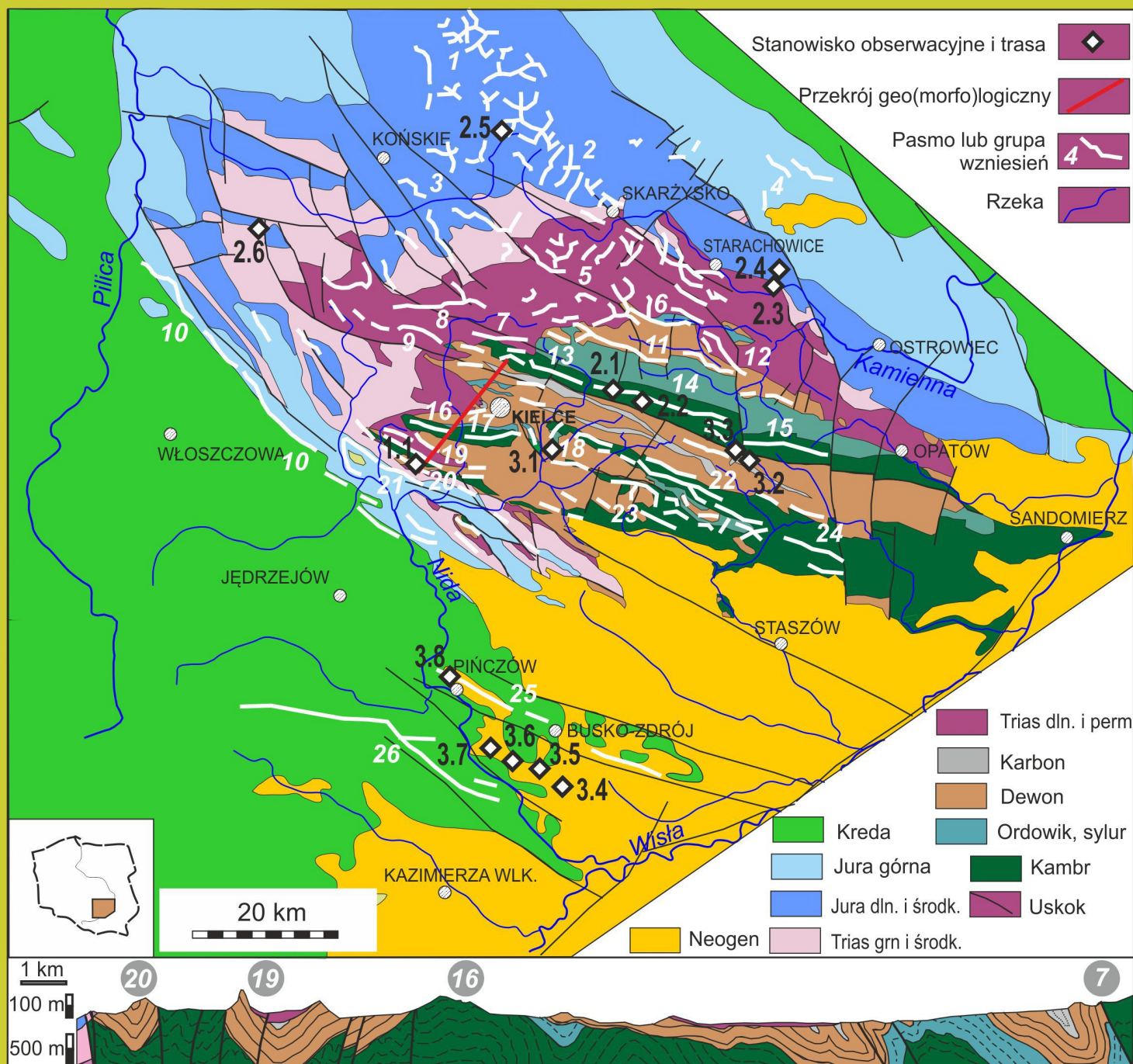
- Głazek 1993. Nowe dane o krasie gipsowym Niecki Nidziańskiej. Streszcz. Ref. Wygl. na Pos. Oddz. Pozn. Pol. Tow. Geol., 2: 32-37.
- Głazek J., Harton P., Wicik B. 1994. Kras gipsowy Niecki Nidziańskiej. Streszcz. Ref. Wygl. na Pos. Oddz. Pozn. Pol. Tow. Geol., 3: 19-21.
- Golonka J., Krobicki M. 2012. Skorocice. W: Słomka T. (red.), Katalog obiektów geoturystycznych w obrębie pomników i rezerwatów przyrody nieożywionej. AGH Akad. Górniczo-Hutnicza, Kraków: 624-526.
- Gołębiowski T., Pasierb B., Porzucek S., Łój M. 2017. Complex prospecting of medieval underground salt chambers in the village of Wiślica, Poland. *Archaeological Prospection*, 25/3 3: 243-254.
- Gubała J., Kasza A. 1996. G-142. Chelosiowa Jama-Jaskinia Jaworznicka, przekrój głównego ciągu zrutowany na płaszczyznę W-E. W: Urban J. (red.), Jaskinie regionu świętokrzyskiego. Pol. Tow. Przyjaciół Nauk o Ziemi, Warszawa.
- Gubała J., Kasza A., Kulbicki P. 1998a. Dokumentacja kartograficzna Jaskini Jaworznickiej i Jaskini Pajęczej (Góry Świętokrzyskie). Mater. archiw., Archiwum RDOŚ Kielce.
- Gubała J., Kasza A., Urban J. 1998b. Jaskinie Niecki Nidziańskiej. Wyd. Pol. Tow. Przyjaciół Nauk o Ziemi, Warszawa, ss. 173.
- Gubała J., Kasza A., Urban J., Wołoszyn B. 1996. G-3.1. Jaskinia Zbójecka w Łagowie. W: Urban J. (red.), Jaskinie regionu świętokrzyskiego. Pol. Tow. Przyjaciół Nauk o Ziemi, Warszawa: 177-181.
- Hadamik C. 2008. Zarys dziejów Łagowa. Od czasów najdawniejszych do lokacji miasta, część I. Oficyna Scriptorum, Kielce-Łagów: 40-130.
- Janiec J., Romanek A., Złonkiewicz Z. 1992. Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000, ark. Sandomierz. Mapa utworów powierzchniowych. Mapa podstawowa w skali 1:50 000, ark. Łagów. Wyd. Pol. Agencja Ekol., Warszawa.
- Jarosiński M., Poprawa P., Ziegler P.A. 2009. Cenozoic dynamic evolution of the Polish Platform. *Geol. Quarterly* 53, 1: 3-26.
- Jurkiewicz H. 1971. Wgłębna budowa geologiczna okolic Łagowa. *Biul. Inst. Geol.* 242, Z badań geologicznych regionu świętokrzyskiego 9: 5-27.
- Jurkiewicz H. 2001. Litologia i stratygrafia osadów podczwartorzędowych. W: Żurek S. (red.), Rezerwat torfowiskowy Białe Ługi. Wyd. Homini, Bydgoszcz: 23-26.
- Karnkowski P. H. 2008. Regionalizacja tektoniczna Polski – Niż Polski. *Przegl. Geol.* 56, 10: 895-903.
- 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. 1999. Sedimentary evolution of Badenian (Middle Miocene) gypsum deposits in the northern Carpathian Foredeep. *Geol. Quarterly*. 43, 4: 449-465.
- Kasprzyk A., Urban J. 1996. Nacieki gipsowe w jaskiniach Ponidzia. W: 30 Symp. Sekcji Speleologicznej Pol. Tow. Przyr. im. Kopernika, mat. symp. Kielce-Bocheniec: 26-27.
- Kasza A., Saganowski M. 2006. Jaskinia Pajęcza-eksploracja Partii Ropnych. *Jaskinie* 45:31-33.
- 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.
- Kobjek S. 2004. Osady zagłębień bezodpływowych na Wyżynie Wieluńskiej. *Seria Geografia* 68: 181-193.
- Kobjek S., Nalej M. 2008. Formy krasu reprodukowanego w południowej części Wyżyny Wieluńskiej. *Landform Analysis* 9: 247-250.
- Konon A. 2008. Regionalizacja tektoniczna Polski – Góry Świętokrzyskie i regiony przyległe. *Przegl. Geol.* 56, 10: 921-926.
- Kontkiewicz S. 1882. Sprawozdanie z badań geologicznych dokonanych w 1880 r. w południowej części guberni Kieleckiej. *Pam. Fizjogr.* 2: 175-202.
- Kowalczewski Z. 1963. Transwersalne założenia w budowie cokołu paleozoicznego antyklinorium świętokrzyskiego. *Kwart. Geol.* 7, 4: 572-586.
- Kowalski B.J. 1996. Młode uskoki tektoniczne w gipsach badeńskich rejonu Borkowa na Ponidziu Pińczowskim. *Prace Inst. Geogr. WSP w Kielcach* 1: 129-146.
- Kowalski B. J. 2000. Stanowisko 1. Kraiński Grzbiet. Morfogenez i warunki rozwoju rzeźby paleozoicznego trzonu Gór Świętokrzyskich w neogenie. W: Jaśkowski B., Sołtysik R. (red.), „Geologia i geomorfologia Gór Świętokrzyskich – kontrowersje i nowe spojrzenie”. *Konf. Nauk.*, Wólka Milanowska 16-19.05.2000. WSP w Kielcach, Kielce: 61-69.
- Kowalski B.J. 2001. Geneza doliny rezerwatu przyrodniczego Białe Ługi. W: Żurek S. (red.) *Rezerwat torfowiskowy Białe Ługi*. Wyd. Homini, Bydgoszcz: 27-40.
- Kowalski K. 1954. Jaskinie Niecki Nidziańskiej. W: *Jaskinie Polski* t. 3. PWN, Warszawa: 125-142.

- Krysiak Z. 2000. Tectonic evolution of the Carpathian Foredeep and its influence on Miocene sedimentation. *Geol. Quarterly* 44, 2: 137-156.
- Kubica B. 1994. Metasomatism of Badenian sulphates of the Carpathian Foredeep and its paleogeographic conditions. *Geol. Quarterly* 38: 395-414.
- Kubica B. 2004. Litostratygrafia i litofacje mioceńskich osadów podgipsowych morawianu w północnej części zapadliska przedkarpackiego. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 407: 5-28.
- Kurpios M., Oleszczak A. 2017. Rezerваты świętokrzyskie. *Reg. Dyr. Ochr. Środ. w Kielcach*. Kielce, ss. 224.
- Liszkowski J. 1979. Morphogenetic types and mechanism of development of surface forms of covered karst in Poland. *Biul. Geol. Wydz. Geol. Uniw. Warsz.* 23: 155-169.
- Loke M.H. 2003. Rapid 2D Resistivity & IP Inversion using the least-squares method. *Geotomo Software, Manual*.
- Loke M.H. 2010. Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys. *Geotomo Software*.
- Ludwikowska-Kędzia M. 2016. Rola procesów i form krasowych w rozwoju rzeźby fluwialnej w centralnej części Gór Świętokrzyskich. W: Urban J. (red.), *Mater. 50. Jubileuszowego Symp. Speleologicznego*, Kielce-Chęciny 20-23.10.2016. Sekcja Speleologiczna Pol. Tow. Przyrodn. im. Kopernika, Kraków: 128-129.
- Ludwikowska-Kędzia M. 2018. Litologia, geneza i stratygrafia osadów czwartorzędowych w południowej części Gór Świętokrzyskich. *Inst. Geogr. Uniw. Jana Kochanowskiego w Kielcach*, ss. 203.
- Łajczak A., Richling A., Urban J., Zieliński A. 2013. Dlaczego Poniemie? W: Łajczak A., Fijałkowska-Mader A., Urban J., Zieliński A. (red.), *Georóżnorodność Poniemia*. Inst. Geogr. Uniw. J. Kochanowskiego w Kielcach, Kielce: 5-9.
- Łuszczynski J., Łuszczynska B. 1994. Geologiczno-botaniczna ścieżka dydaktyczna w rezerwacie „Skorocice”. Zarząd Świętokrz. i Nadnidziańskich Parków Krajobr. w Kielcach, Kielce, ss. 32.
- Łuszczynski J., Łuszczynska B., Chwalik-Borowiec A. 2007. Geologiczno-botaniczna ścieżka dydaktyczna w rezerwacie „Skorocice”. Zespół Świętokrz. i Nadnidziańskich Parków Krajobr. w Kielcach, Kielce, ss. 32.
- Lyczewska J. 1968. L'accumulation fluvio-periglaciaire dans la partie centrale du bassin de la Nida, Pologne Centrale. *Biul. Peryglacjalny* 17: 125-147.
- Lyczewska J. 1971. Czwartorzęd regionu świętokrzyskiego. W: Czaplicka J. (red.) *Stratygrafia kenozoiku Gór Świętokrzyskich i ich obrzeżenia*. *Prace Inst. Geol.*, t. LXIV: 5-106.
- Lyczewska J. 1972 a. Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000. Arkusz Busko Zdrój. *Wyd. Geol.*, Warszawa, ss. 58.
- Lyczewska J. 1972 b. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000. Arkusz Busko Zdrój. *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- Lyczewska 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.* 3: 31-38.
- Miks-Rutkowska N. 1973. Rzemiosło kamieniarskie Kielecczyzny (zarys historyczny). W: Kowecka E. (red.), *Z dziejów rzemiosła w Kielecczyźnie*. *Mat. z sesji 11-12.12.1969*. *Muz. Świętokrz.*, Kielce: 41-60.
- Mycielska-Dowgiałło E., Korotaj-Kokoszyńska M., Smolska E. 1999. Geomorfologia dynamiczna z elementami stosowanej. *Wybrane zagadnienia*. *Wydz. Geogr. i Studiów Regionalnych, Uniw. Warszawski*, Warszawa, ss. 211.
- Narkiewicz M., Racki G., Wrzolek T. 1990. Litostratygrafia dewońskiej serii stromatoroidowo-koralowcowej w Górach Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.* 34, 3: 433-455.
- Ney R., Burzewski W., Bachleda T., Górecki W., Jakóbczak K., Słupczyński K. 1974. Zarys paleogeografii i rozwoju litologiczno-facjalnego utworów miocenu zapadliska przedkarpackiego. *Prace Geol. Oddz. PAN w Krakowie* 82, ss. 65.
- Nowak W. 1986. Zjawiska krasowe w Niece Nidziańskiej. *Studia Ośr. Dokument. Fizjogr.* 14: 87-117.
- Nowak W. 1993. Skrasowienie podziemne wapieni i jego odzwierciedlenie w rzeźbie Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej w rejonie Częstochowy. *Studia Ośr. Dokument. Fizjogr.* 21: 9-157.
- Ochman K. 2003. Postglacjalna chiropterofauna z Jaskini Zbójckiej w Łagowie, Góry Świętokrzyskie). W: Gradziński M., Szelerewicz M. (red.), *Mat. 37. Symp. Speleologicznego, Wojcieszów 24-26.10.2003*. Sekcja Speleologiczna PTP im. Kopernika, Kraków: 51-52.
- Osmólski T., Krysiak Z., Wilczyński M.S. 1978. Nowe dane o strefie Kurdwanów-Zawichost i tektonice obszaru od Buska po Nidę i Wisłę. *Kwart. Geol.* 22, 4: 833-848.
- Oterman S. 1980. Stare i nowe dzieje eksploatacji i obróbki wapieni pińczowskich oraz marmurów kieleckich. *Pińcz. Zakł. Kam. Budowl. w Pińczowie*, Kraków, ss. 112.
- Palmer A.N. 1987. Cave levels and their interpretation. *NSS Bull.* 49: 50-66.
- Palmer A.N. 1991. Origin and morphology of limestone caves. *Geol. Society of America Bull.* 103: 1-21.
- Pasierb B. 2012. Techniki pomiarowe metody elektrooporowej. *Czasop. Techn.* 23, 2: 191-199.
- Pasierb B. 2015. Numerical evaluation 2D electrical resistivity tomography for investigations of subsoil. W: *Technical Transactions. Environment Engineering Iss.* 24, 2: 101-113.

- 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.
- Peryt D. 2013. Foraminiferal record of the Middle Miocene climate transition prior to the Badenian salinity crisis in the Polish Carpathian Foredeep Basin (Central Paratethys). *Geol. Quarterly* 57, 1: 141-164.
- Peryt T. 2015. Miocen świętokrzyskiego brzegu Paratetydy. W: Mizerski W. (red.), Ekstensja i inwersja powaryscyjskich basenów sedymentacyjnych. 74 Zjazd Nauk. Pol. Tow. Geol., 9-11.09.2015r. Chęciny. Państw. Inst. Geol.–Państw. Inst. Badawczy, Warszawa: 68-70.
- Peryt T. M., Piwocki M. 2004. Budowa geologiczna Polski, t. 1, Stratygrafia, część 3a, Kenozoik – paleogen, neogen. Państw. Inst. Geol., Warszawa, ss. 368.
- Prażak J. 2012. Pozycja hydrodynamiczna i znaczenie gospodarcze dewońskich zbiorników wód podziemnych w Górach Świętokrzyskich. *Prace Państw. Inst. Geol.–Państw. Inst. Badawczego* 198, ss. 74.
- Pusch J.B. 1903. Geologiczny opis Polski oraz innych krajów na północ od Karpat położonych. Druk S. Święckiego, Dąbrowa, ss. 216.
- Radwański A. 1969. Transgresja dolnego tortonu na południowych stokach Gór Świętokrzyskich (strefa zatok i ich przedpola). *Acta Geol. Pol.* 19, ss. 164.
- Radwański A. 1973. Transgresja dolnego tortonu na południowo-wschodnich i wschodnich stokach Gór Świętokrzyskich. *Acta Geol. Pol.* 23, 2: 375-434.
- Radwanski A. 2015. Palaeogene and Neogene. W: Skompski S., Żylińska A. (red.), The Holy Cross Mountains – 25 journeys through Earth history. Univ. of Warsaw, Faculty of Geol., Warszawa: 27-29.
- Rajchel J. 2005. Kamienny Kraków. Akad. Gór.-Hutn., Kraków.
- Reynolds J. M. 2011. An introduction to applied and environmental geophysics. John Wiley & Sons, Ltd.
- Romanek A., Złonkiewicz Z. 1992. Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000, ark. Sandomierz. Mapa bez utworów powierzchniowych. Mapa podstawowa w skali 1:50 000, ark. Łagów. Pol. Agencja Ekol. S.A., Warszawa.
- Rożkowski J., Józwiak K., Andrejczuk V. 2011. Chemizm wód podziemnych serii gipsosonojnej badenu w północnej części zapadliska przedkarpacciego. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 445: 673-682.
- Różycki S.Z. 1946. Przyczynki do znajomości krasu w Polsce. I. Kras opoczyński. *Przegl. Geogr.* 20: 107-127.
- Rubinowski Z. 1967. Uwagi o wieku krasu kopalnego Kadzielni. *Kwart. Geol.* 11, 2: 461-462.
- Rutkowski J. 1986. Budowa geologiczna Niecki Nidziańskiej. *Studia Ośr. Dokument. Fizjogr.* 14: 35-61.
- Samsonowicz J. 1926. Uwagi nad tektoniką i paleogeografią wschodniej części masywu paleozoicznego Łysogór. *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.* 15: 44-46.
- Sawicki L. 1918-1919. O krasie gipsowym pod Buskiem. *Przegl. Geogr.* 1: 306-310.
- 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 S., Ziaja W. 2018. Physico-geographical mesoregions of Poland: verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data. *Geographica Polonica* 91, 2: 143-170.
- Sołtysik R. 2000. Wpływ czynnika tektonicznego na formowanie zabagnień w strefach przedprzełomowych dolin rzecznych w Górach Świętokrzyskich i ich obrzeżeniu. *Prace Inst. Geogr. WSP w Kielcach* 4: 209-222.
- Sołtysik R. 2002. Geneza mokradeł Gór Świętokrzyskich i Niecki Nidziańskiej. *Prace Inst. Geogr. Akad. Świętokrz. w Kielcach* 9: 1-122.
- Studencki W. 1988a. Facies and sedimentary environment of the Pińczów Limestones (Middle Miocene; Holy Cross Mts., Central Poland). *Facies* 18: 1-20.
- Studencki W. 1988b. Red algae from the Pińczów Limestones (Middle Miocene; Holy Cross Mts., Central Poland). *Acta Geol. Pol.* 33, 1: 1-57.
- Studencki W. 1999. Red-algal limestones in the Middle Miocene of the Carpathian Foredeep in Poland: facies variability and paleoclimatic implications. *Geol. Quarter.* 43, 4, 395-404.
- Stupnicka E. 1989. Geologia regionalna Polski. Wyd. Geol., Warszawa, ss. 286.
- Szczepanik Z. red. 2019. Profile głębokich otworów wiertniczych – Zaręby IG-2, 155. Państw. Inst. Geol.–Państw. Inst. Badawczy, Warszawa, ss. 144.
- Świercz A. 2012a. Formy ochrony przyrody. W: Świercz A. (red.) Monografia Nadnidziańskiego Parku Krajobrazowego. Uniw. J. Kochanowskiego w Kielcach, Kielce: 459-486.
- Świercz A. 2012b. Obiekty małej architektury sakralnej. W: Świercz A. (red.), Monografia Nadnidziańskiego Parku Krajobrazowego. Uniw. J. Kochanowskiego w Kielcach, Kielce: 527-534.
- Tsermegas I., Rojan E. 2004. Region pińczowski jako przykład rzeźby poligenetycznej. *Prace Inst. Geogr. Akad. Świętokrz. w Kielcach* 13 „Czwartorzęd obszaru Polski na tle struktur starszego podłoża”. Akad. Świętokrz. im. J. Kochanowskiego w Kielcach, Kielce: 43-51.
- Turchinov I.I. 1997. Litologiczne uwarunkowania rozwoju procesów krasowych w badeńskich gipsach Przedkarpacia. *Przegl. Geol.* 45, 8: 803-806.

- Uberna T. 1962. Zjawiska krasowe w dolomitach środkowodewońskich okolic Winnej koło Łagowa. *Przegl. Geol.* 10, 12: 648-650.
- Uchwała nr XLIX/874/14 Sejmiku Województwa Świętokrzyskiego z dnia 13 listopada 2014 r. w sprawie utworzenia Nadnidziańskiego Parku Krajobrazowego. *Dz. Urz. Woj. Świętokrzyskiego* z 2014 r. poz. 3148.
- Uchwała nr XLIX/875/14 Sejmiku Województwa Świętokrzyskiego z dnia 13 listopada 2014 r. w sprawie utworzenia Szanieckiego Parku Krajobrazowego. *Dz. Urz. Woj. Świętokrzyskiego* z 2014 r. poz. 3149.
- Uchwała nr XLIX/876/14 Sejmiku Województwa Świętokrzyskiego z dnia 13 listopada 2014 r. w sprawie utworzenia Kozubowskiego Parku Krajobrazowego. *Dz. Urz. Woj. Świętokrzyskiego* z 2014 r. poz. 3150.
- Urban J. (red.) 1996a. Jaskinie regionu świętokrzyskiego. *Pol. Tow. Przyjaciół Nauk o Ziemi*, Warszawa, ss. 321.
- Urban J. 1996b. Punkt 3. Jaskinia Zbójecka w Łagowie. W: 30 Symp. Sekcji Speleologicznego Pol. Tow. Przyr. im. Kopernika, mat. symp. Kielce-Bocheniec: 5-6.
- Urban J. 2002. Kras kopalny trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich. *Streszcz. Ref. Wygl. na Pos. Oddz. Pozn. Pol. Tow. Geol.* 11: 53-69.
- Urban J. 2007. Permian to Triassic paleokarst of the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mts., Central Poland. *Kwartalnik AGH, Geologia* 33, 1: 5-50.
- Urban J. 2008. Kras gipsowy w Nadnidziańskim i Szanieckim Parku Krajobrazowym. *Zespół. Nadnidziańskich i Świętokrz. Parków Krajobr.*, Kielce, ss. 87.
- Urban J. 2012. Dziedzictwo geologiczne. W: Świercz A. (red.) *Monografia Nadnidziańskiego Parku Krajobrazowego*. Uniw. J. Kochanowskiego w Kielcach, Kielce: 35-81
- Urban J. 2013. Zapis lądowych etapów historii geologicznej Gór Świętokrzyskich w osadach i formach krasowych – wybrane przykłady. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 454: 77-102.
- Urban J. 2014. Cechy rzeźby strukturalnej Gór Świętokrzyskich oraz południowo-wschodniej części Niecki Nidziańskiej. *Przegl. Geol.* 62, 1: 44-50.
- 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 2.5. 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*. 9<sup>th</sup> 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. 2018b. 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*. 9<sup>th</sup> 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., 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., Gągół J. 1999. Jak dawniej zwiedzano jaskinie Skorocic. *Jaskinie* 1 (14): 31.
- Urban J., Gągół J. 2008. Geological heritage of the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mountains (Central Poland). *Przegl. Geol.* 56, 8/1: 618-628.
- Urban J., Gągół J. 2015. Tradycje poszukiwań i wykorzystania surowców mineralnych na Ponidziu. *Przegl. Geol.* 63, 8: 475-484, 503.
- Urban J., Gubała J., Kasza A. 2003. Jaskinie w gipsach Niecki Nidziańskiej. *Przegl. Geol.* 51, 1: 79-86.
- Urban J., Hercman H., Ochman K., Kasza A. 2019. Record of the Pleistocene in karst sites of the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mountains region – a review. *Studia Quaternaria* 36, 2 (w druku).
- Urban J., Kasza A., Ochman K., Malec J. 2011. Jaskinie Kadzielni. *Urząd Miasta Kielce – Geopark Kielce*. Kielce, ss. 93.
- Urban J., Rzonca B. 2009. Karst systems analyzed using borehole logs – Devonian carbonates of the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mountains, Central Poland. *Geomorphology*, 112: 27-47.
- 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.
- Walczowski A. 1962. Zjawiska krasowe w utworach paleozoicznych okolic Łagowa. *Przegl. Geol.* 10, 9: 457-460.
- Walczowski A. 1964. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Łagów. *Wyd. Geol.*, Warszawa.

- Walczowski A. 1968. Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Łagów. Wyd. Geol., Warszawa, ss. 82.
- Wołoszyn B.W. 1990. Jaskinie Zespołu Parków Krajobrazowych Ponidzia. *Studia Ośr. Dokument. Fizjogr.* 18: 275-341.
- Wołoszyn B.W., Wójcik Z. 1965. Jaskinie Gór Świętokrzyskich. *Wierchy* 33: 98-124.
- Wróblewski T. 2000. Ochrona georóżnorodności w regionie świętokrzyskim. Państw. Inst. Geol., Warszawa, ss. 88.
- Weber-Kozińska M. 1963. Wczesnośredniowieczne ośrodki górnicze w Skowronnie, Pińczowie, Welczu i Kikowie. *Sprawozdania z Pos. Komisji PAN w Krakowie, I-VI 1963.* Kraków: 3-6.
- 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.) *Mater.* 36. Symp. Speleologicznego, Pińczów, 25-27.10.2002. Sekcja Speleologiczna Pol. Tow. Przyr., Kraków: 5-19.
- Zejszner L. 1861. O mijocenicznym gipsach i marglach w południowo-zachodnich stronach Królestwa Polskiego. *Biblioteka Warszawska* 4, 10: 230-245; 11: 472-487; 12: 715-733.
- Znosko J. 1962. W sprawie nowego nazewnictwa jednostek tektonicznych Gór Świętokrzyskich. *Przegl. Geol.* 10, 9: 455-456.



Stanowiska sesji terenowych na tle mapy geologicznej oraz głównych elementów rzeźby Gór Świętokrzyskich i Poniż (mapa geologiczna obszaru wg Wróblewskiego, 2000, zmodyfikowana wg Konona, 2008, oraz szczegółowych map geologicznych; pasma i grupy wzniesień wg Wróblewskiego, 1976). Ważniejsze pasma i grupy wzniesień: 1 – Garb Gielniowski, 2 – Wzgórza Niekańsko-Bliżyńskie, 3 – Wzgórza Koneckie, 4 – Pagóry Ilżeckie, 5 – Wzgórza Suchedniowskie, 6 – Pasma Sieradowickie, 7 – Wzgórza Kołomańskie, 8 – Wzgórza Tumlińskie, 9 – Pasma Oblęgorskie, 10 – Pasma Przedborskie i Pasma Małogoskie (Pasma Przedborsko-Małogoskie), 11 – Pasma Klonowskie, 12 – Pasma Bostowskie, 13 – Pasma Masłowskie, 14 – Łysogóry, 15 – Pasma Jeleniowskie, 16 – Pasma Zgórskie, 17 – Pasma Pośłowickie i Pasma Dymińskie, 18 – Grupa Otracza i Pasma Brzechowskie, 19 – Pasma Zelejowskie, 20 – Pasma Chęcińskie, 21 – Grząby Bolmińskie i Grzywy Korzeckowskie, 22 – Pasma Orłowińskie, 23 – Pasma Cisowskie, 24 – Pasma Wygietzowskie, 25 – Garb Pińczowski, 26 – Garb Wodzisławski.

Przekrój geologiczno-morfologiczny przez południowo-zachodnią część trzonu paleozoicznego (geologia wg Konona, 2008); po lewej stronie podana skala pozioma, skala przewyższenia rzeźby i skala przewyższenia geologii; oznaczenia i kolory jak na mapie.