

**POL  
QUA**

Polska Unia Czwartorzędu



# **I KONGRES POLSKIEJ UNII CZWARTORZĘDU POLQUA 2024**

**Czwartorzęd Karpat Zachodnich:  
od morfogenezy po zapis w osadach**

**Kraków, 2–6 września 2024**

---

Przewodnik wycieczek terenowych



**I KONGRES  
POLSKIEJ UNII CZWARTORZĘDU  
POLQUA 2024**



**Czwartorzęd Karpat Zachodnich:  
od morfogenezy po zapis w osadach**

**Kraków, 2–6 września 2024**

---

Przewodnik wycieczek terenowych

Redakcja

Włodzimierz MARGIELEWSKI  
Leszek JANKOWSKI

POLQUA & Instytut Botaniki im. W. Szafera Polskiej Akademii Nauk

Kraków 2024

## Organizatorzy

Polska Unia Czwartorzędu POLQUA, Komitet Badań Czwartorzędu PAN,  
Akademia Górniczo-Hutnicza im. S. Staszica, Instytut Ochrony Przyrody PAN,  
Instytut Botaniki im. W. Szafera PAN,  
Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy



## Redakcja Naukowa

Włodzimierz Margielewski, Leszek Jankowski

## Skład, opracowanie graficzne

Włodzimierz Margielewski

## Projekt okładki

Włodzimierz Margielewski, Renata Stachowicz-Rybka

## Fotografie na okładce

Włodzimierz Margielewski

Copyright © POLQUA & Instytut Botaniki im. W. Szafera Polskiej Akademii Nauk, Kraków 2024

## Adres redakcji

Instytut Botaniki im. W. Szafera Polskiej Akademii Nauk, ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków

**ISBN 978-83-62975-49-5**

Wersja elektroniczna – <https://doi.org/10.35535/978-83-62975-49-5>

## Proponowany sposób cytowania:

Margielewski W., Jankowski L. (red.) 2024. *I Kongres Polskiej Unii Czwartorzędu. Polqua 2024. Czwartorzęd Karpat Zachodnich: od morfogenezy po zapis w osadach, Kraków, 2–6 września 2024. Przewodnik wycieczek terenowych*. POLQUA & Instytut Botaniki im. W. Szafera Polskiej Akademii Nauk, Kraków.



# Spis treści

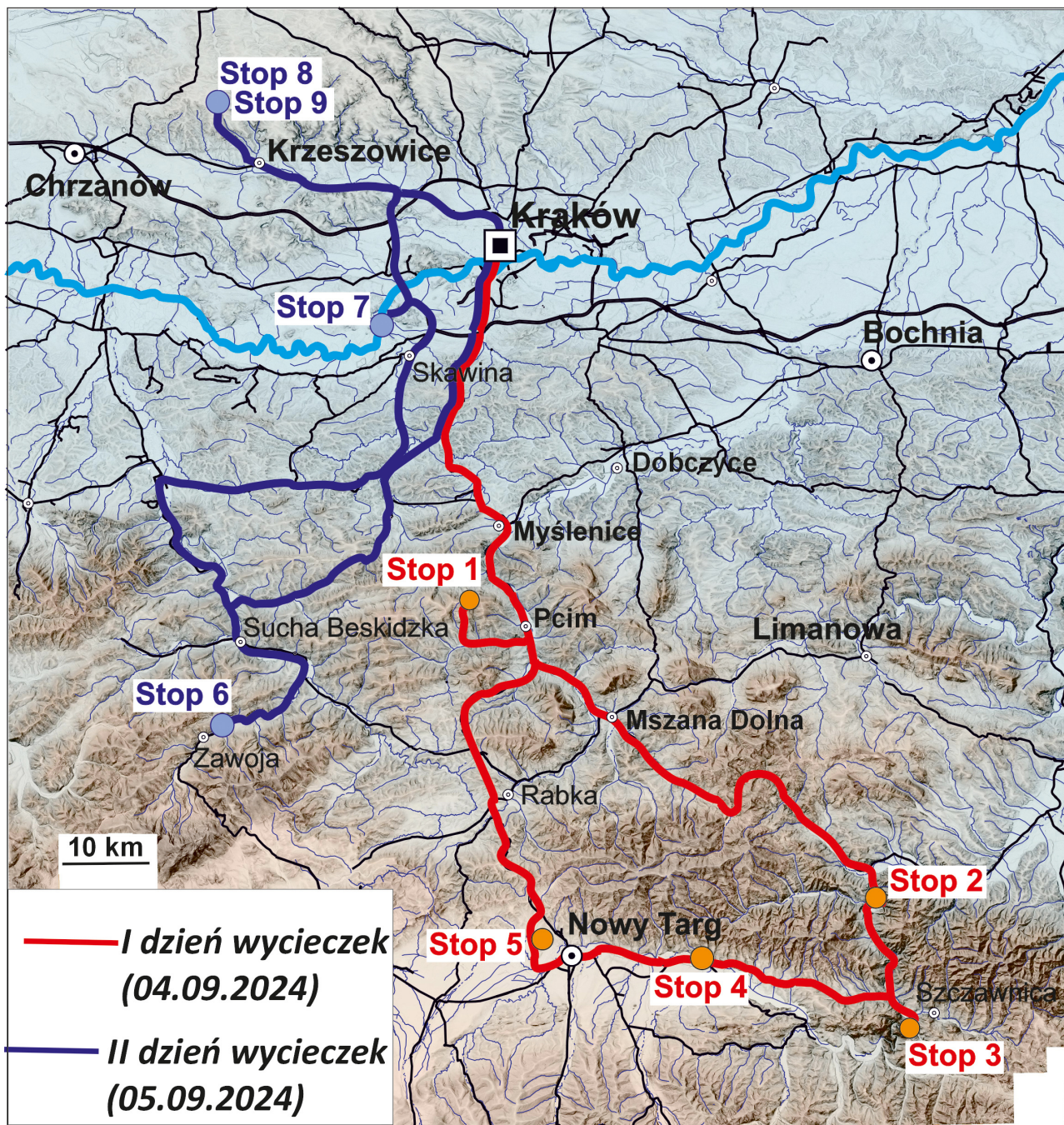
## Wycieczka terenowa I 4.09.2024 r.

<b>Stop 1. Zawadka: późnoglacialne torfowisko osuwiskowe pod Kotoniem</b>	
Włodzimierz Margielewski, Jolanta Pilch, Krzysztof Buczek, Renata Stachowicz-Rybka ...	7
<b>Stop 2. Wietrznica: tektoniczne uwarunkowania przełomu Dunajca przez Beskid Sądecki</b>	
Leszek Jankowski, Włodzimierz Margielewski .....	20
<b>Stop 3. Szczawnica: przełom Dunajca przez Pieniny, w świetle nowych koncepcji</b>	
Leszek Jankowski, Włodzimierz Margielewski .....	24
<b>Stop 4. Dębno: zabytkowy drewniany kościółek z XV w.</b>	
Leszek Jankowski, Włodzimierz Margielewski .....	31
<b>Stop 5. Ludźmierz: późnoglacialne torfowisko Grel w Kotlinie Nowotarskiej.</b>	
Włodzimierz Margielewski, Danuta J. Michczyńska, Krzysztof Buczek, Adam Michczyński	33

## Wycieczka terenowa II 5.09.2024 r.

<b>Stop 6. Skalisty fragment koryta Skawicy w Zawoi: tektoniczne uwarunkowania współczesnego wcinania się rzek w skaliste podłoże</b>	
Leszek Jankowski, Włodzimierz Margielewski, Krzysztof Buczek .....	39
<b>Stop 7. Tyniec: Brama Tyniecka – przełom Wisły w Tyńcu i tajemnice opactwa Benedyktynów</b>	
Leszek Jankowski, Włodzimierz Margielewski .....	45
<b>Stop 8. Miękinia: Zróżnicowanie nasilenia antropopresji w południowej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej w świetle badań malakologicznych</b>	
Witold Paweł Alexandrowicz .....	57
<b>Stop 9. Miękinia: Laboratorium Radioizotopowych Analiz Środowiskowych AGH w Miękinii</b>	
Marek Krąpiec, Jacek Pawlyta, Damian Wiktorowski .....	59
<b>Stop 9. Miękinia: AGH Laboratory for Environmental Radioisotope Analyses (LERA) in Miękinia (English version)</b>	
Marek Krąpiec, Jacek Pawlyta, Damian Wiktorowski .....	62





**Mapa wycieczek konferencyjnych Kongresu POLQUA 2024**





# Wycieczka terenowa I. 4.09.2024 r.

## Stop 1. Zawadka - późnoglacialne torfowisko osuwiskowe pod Kotoniem.

Prowadzący wycieczkę: Włodzimierz Margielewski,  
Jolanta Pilch, Krzysztof Buczek, Renata Stachowicz-Rybka.  
N49° 46.079'; E19° 54.212'; 730 m n.p.m.



### 1.1. Torfowisko pod Kotoniem: specyfika rejestru zmian klimatycznych późnego glacjału w torfowiskach osuwiskowych.

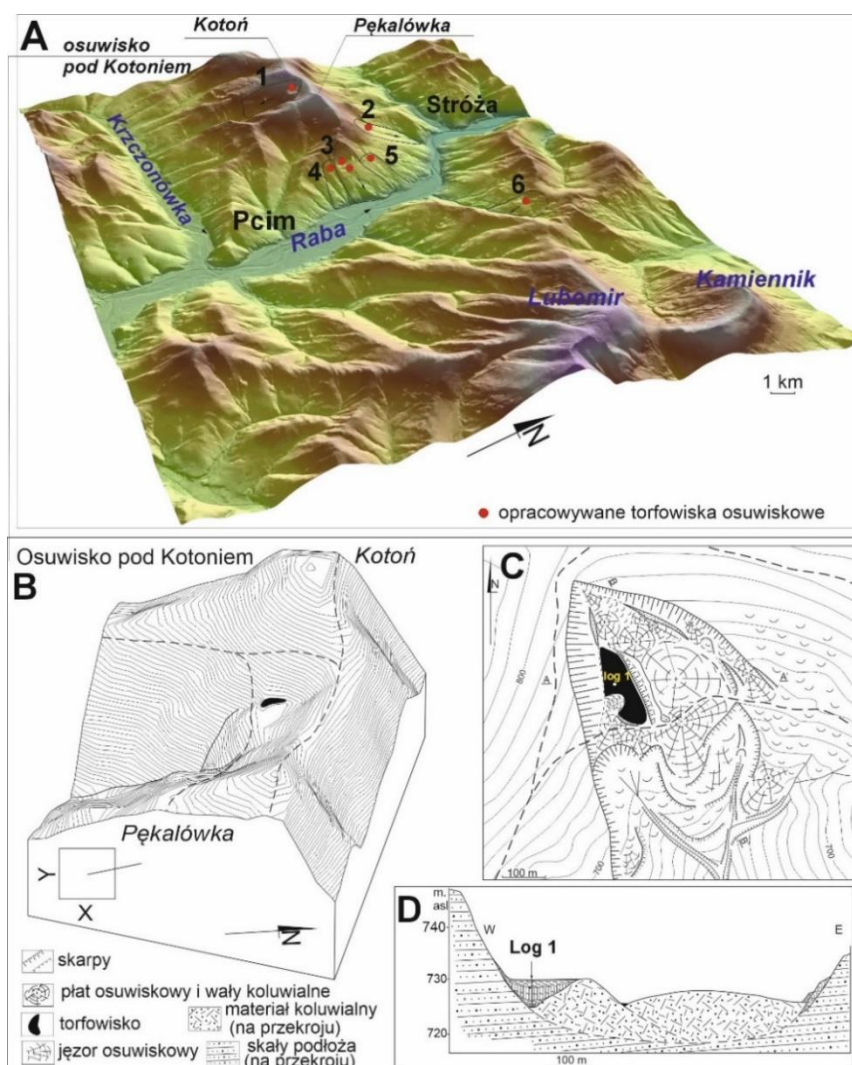
Włodzimierz Margielewski<sup>1</sup>, Jolanta Pilch<sup>1</sup>, Krzysztof Buczek<sup>1</sup>, Andrzej Obidowicz<sup>2</sup>, Renata Stachowicz-Rybka<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Instytut ochrony Przyrody Polskiej Akademii Nauk, Al. Adama Mickiewicza 33, 31-10 Kraków;

<sup>2</sup> Instytut Botaniki im. W. Szafera Polskiej Akademii Nauk, ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków

Zagłębienia powstałe w obrębie torfowisk, po uszczelnieniu dna, często wypełniają się wodą i stopniowo zarastając, ulegają paludyfikacji przechodząc w torfowiska minerogeniczne. Specyfika ich rozwoju związana jest z okresowym zalewaniem tych zbiorników sedymentacyjnych wodą opadową i dostawą do torfowiska osadu mineralnego w efekcie spłukiwania (spływ powierzchniowy, spłukiwanie linijne) pokryw stokowych zalegających na zboczach otaczających zbiornik. Zjawiska te, mające związek z ekstremalnymi opadami atmosferycznymi, powodują przerwanie akumulacji organicznej i sedymentację na torfach poziomów osadów mineralnych: pyłów piaszczystych, ilów, tworzących wkładki mineralne w osadach organicznych (Margielewski, 2006, 2018). Takie specyficzne zmiany sedymentacji związane z okresowym przejściem akumulacji organicznej w sedymentację osadów mineralnych, są charakterystyczne dla torfowisk górskich występujących w osuwiskach (Margielewski, 2018). Niekiedy, wskutek trwałej zmiany środowiska sedymentacyjnego z torfowiskowego w limniczne, spowodowanej szczególnie intensywnymi, powtarzalnymi opadami charakterystycznymi dla faz wzrostu wilgotności klimatu w holocenie, na torfach formowane są pokrywy osadów mineralnych, niekiedy o znacznych miąższościach (1-2 m.). Hiatusy występujące w osadach tych torfowisk, są zazwyczaj spowodowane otwarciem zbiornika i erozyjnym usunięciem części osadów torfowiska, wskutek otwarcia zbiornika sedymentacyjnego. Rozkład (humifikacja) torfów, zazwyczaj na torfowiskach niżowych wiązany z przesuszeniem (zob. Żurek i in., 2002), w przypadku torfowisk w osuwiskach, jest wiązany z okresami mokrymi, kiedy to woda opadowa zasobna w tlen (agresywna), spływająca po stoku i soligenicznie zasilająca torfowisko, powoduje rozkład materii organicznej i humifikację torfów. Wskazuje na to pyłek roślin wodnych towarzyszący poziomom silnie rozłożonego torfu (Margielewski, 2006, 2018). W końcu, znaczne wahania

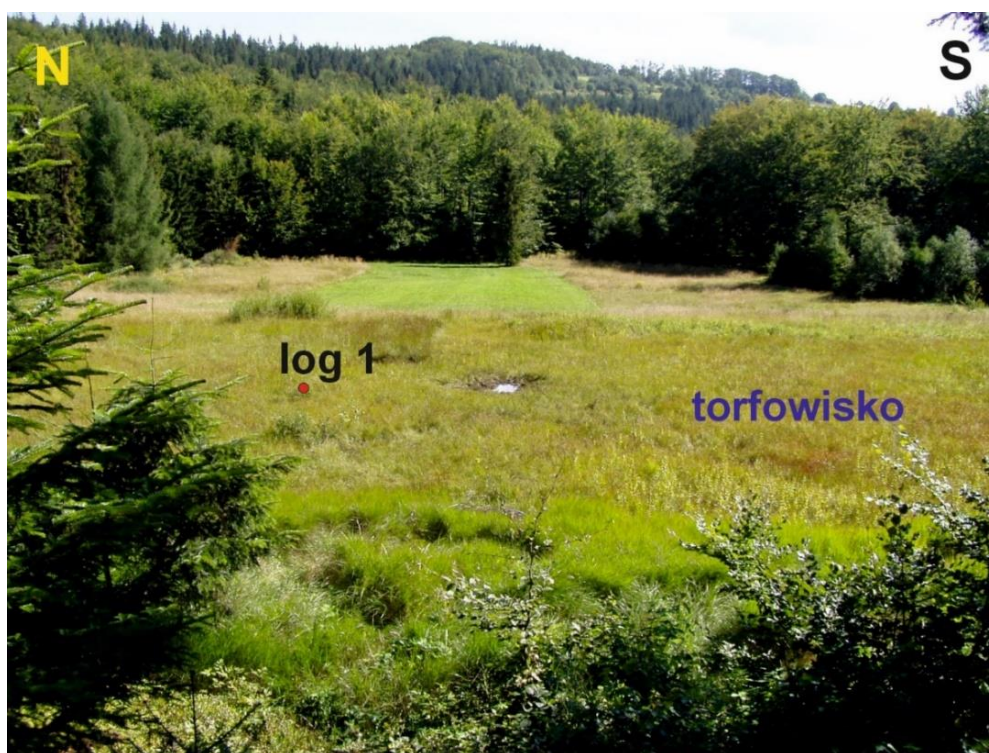
poziomu zwierciadła wody w osuwiskach związane z ich specyfiką hydrogeologiczną powodują, że torfy ombrogeniczne mogą rozwijać się zarówno w spągowych partiach torfowisk osuwiskowych, jak też na każdym etapie ich rozwoju, tworząc charakterystyczne wkładki w torfach minerogenicznych (Margielewski 2006). Jest to związane z okresowym deficytem wody, spowodowanym gwałtownym obniżeniem zwierciadła wód gruntowych i chwilowym przejściem zasilania torfowiska z soligenicznego w ombrogeniczne (Margielewski, 2006, 2018, Margielewski i in. 2022). Wszystkie te cechy powodują, że torfowiska powstałe w zagłębieniach osuwiskowych stanowią odrębny typ torfowisk górskich zwanych torfowiskami osuwiskowymi (landslide fens), zaś ich osady są czułym indykatorem zmian paleośrodowiskowych w późnym glacie i holocenie (Margielewski, 2006, 2018).



Ryc. 1. Torfowisko osuwiskowe pod Kotoniem. A – lokalizacja osuwiska na tle późnoglacialnych torfowisk osuwiskowych Beskidu Makowskiego: 1 – Kotoń, 2 – Klakłowo; 3 – Siódmowo; 4 – Rogowo; 5 – Mądrawo; 6 – Hajduki. B – torfowisko Kotoń w obrębie strefy osuwiskowej (rzut ortogonalny hipsometrii); C – plan osuwiska z lokalizacją torfowiska; D – przekrój poprzeczny przez osuwisko (częściowo wg. Margielewski i in., 2022a).

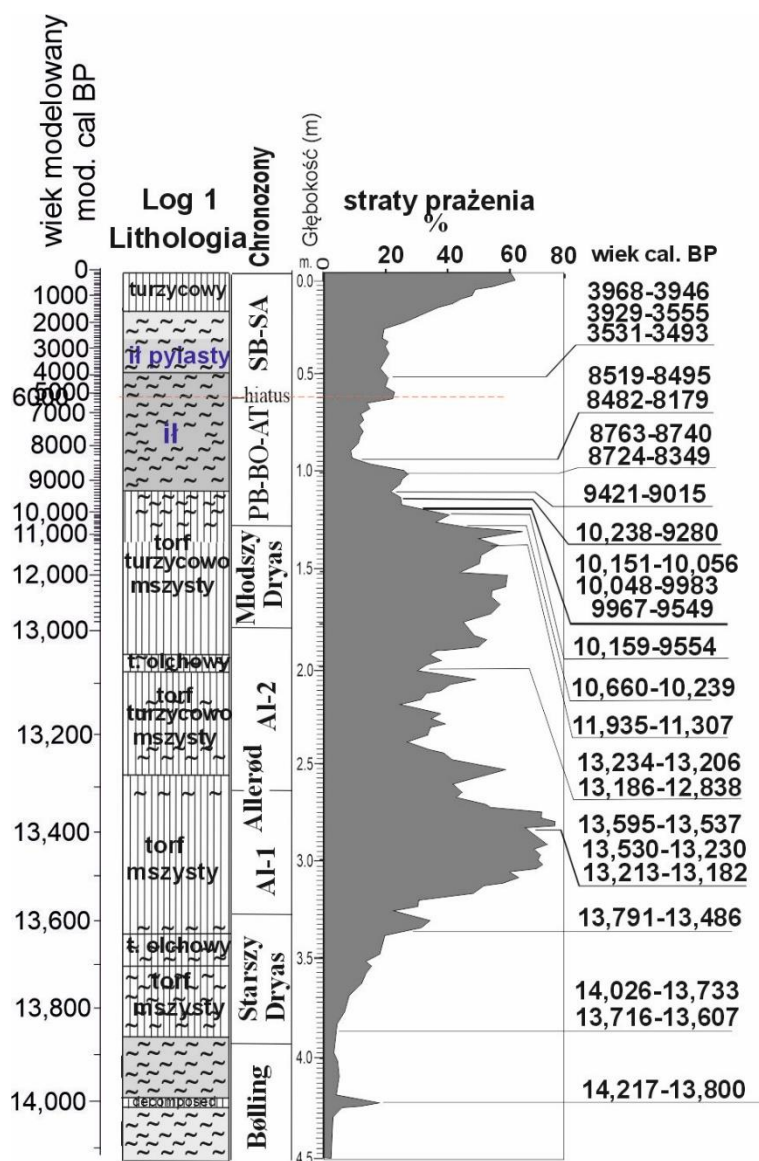


Jedno z unikalnych torfowisk osuwiskowych powstało w osuwisku przekształcającym południowe skłony przełęczy pomiędzy Kotoniem (857 m npm) i Pękalówką (839 m npm) w Paśmie Kotonia i Koskowej Góry w Beskidzie Makowskim (Margielewski i in. 2003)(Ryc. 1A, B). Torfowisko pod Kotoniem jest jednym z kilku torfowisk osuwiskowych Beskidu Makowskiego, z wykształconą długą sekwencją osadów deponowanych w późnym glacie (ryc. 1A, B) (Margielewski i in., 2022). Osuwisko, w obrębie którego utworzyło się zagłębienie wypełnione osadami organiczno-mineralnymi torfowiska minerogenicznego, powstało w obrębie piaskowców magurskich. Ma ono kształt charakterystycznego klina obramowanego dwiema skarpami o długości ok. 300 m i wysokości 15-30m (ryc. 1B, C) (Margielewski i in. 2003; 2022). U podnóża zachodniej skarpy powstało wydłużone zagłębienie o długości 90 m i szerokości 40m. Jego maksymalna głębokość wynosi 5.5m (średnio: 3.2m). Od wypłaszczeń osuwiskowych jest ono oddzielone wydłużonym wałem koluwalnym co powoduje, że powierzchnia torfowiska znajduje się ok. 4 m powyżej płaskiej powierzchni płata osuwiskowego (Ryc. 1C, D). W obszar torfowiska wchodzi charakterystyczny stożek napływowy (Ryc. 1C; Ryc. 2).



Ryc. 2. Torfowisko osuwiskowe pod Kotoniem (widok od strony zachodniej). Na pierwszym planie torfowisko (z zaznaczonym miejscem poboru rdzenia) i stożek napływowy wchodzący w obszar torfowiska, na drugim planie wylesiony płat osuwiskowy (fot. W. Margielewski)

Datowania radiowęglowe i analiza palinologiczna wskazują, że początek sedimentacji osadów w zagłębieniu osuwiskowym miał miejsce w późnym glacie. Charakterystyczną cechą torfowiska jest znaczący udział sekwencji osadowych deponowanych od interfazy Bølling po schyłek młodszego dryasu, stanowiących 70% profilu (Ryc. 3).



Ryc. 3. Profil osadów torfowiska pod Kotoniem, z krzywą strat prażenia (dla każdego 2.5 cm odcinka profilu) i datowaniami radiowęglowymi. Kalibracja dat z użyciem programu OxCal v. 4.4 (Bronk Ramsey, 2017, w oparciu o krzywą kalibracyjną IntCal 20 (Reimer i in., 2020). Analizy telmatologiczne: K. Lipka. Chronozony palinologiczne : A. Obidowicz (Margielewski i in., 2003, 2022a). Wiek modelowany: K. Buczek & J. Pilch.

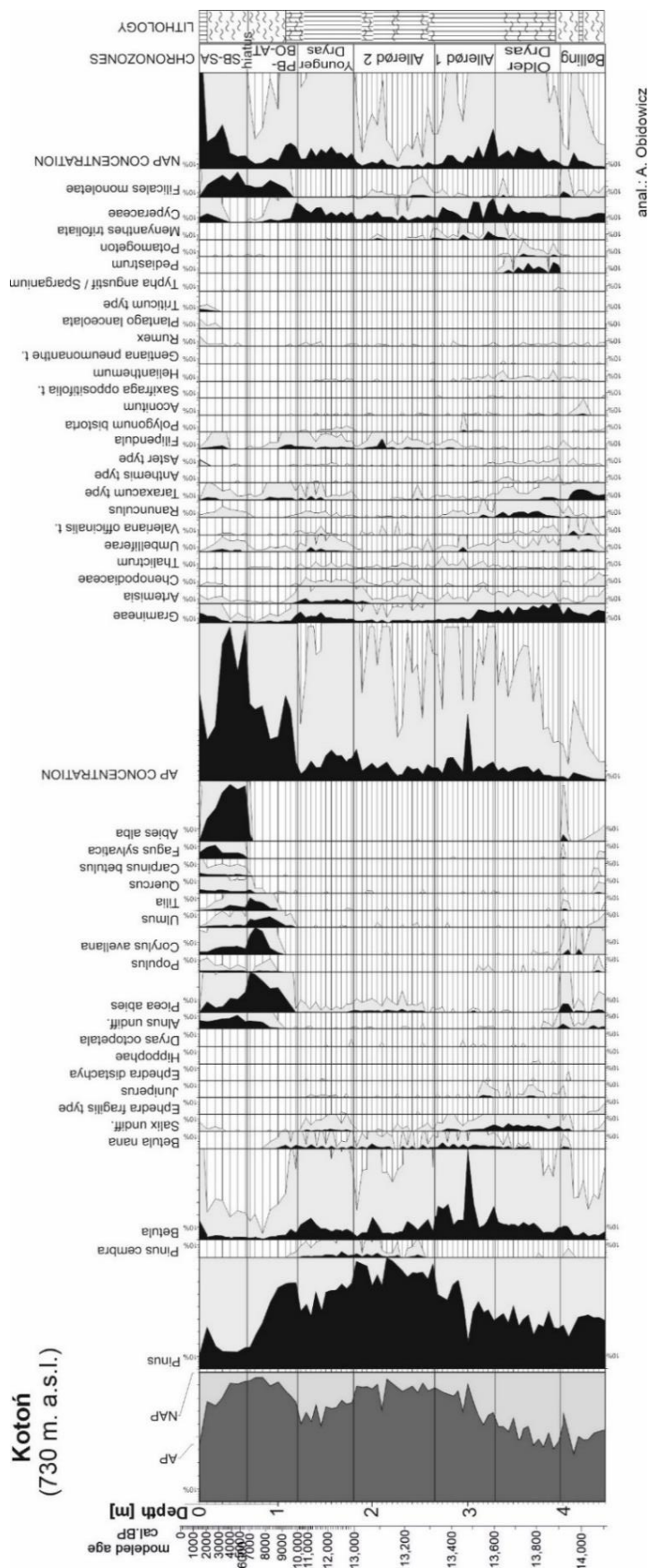
W spągu osadów występuje pył ilasty (0.5 m miąższości) z cienkim poziomem zailonego torfu datowanego na 14,217-13,800 cal BP, deponowany (według oznaczeń palinologicznych), w interfazie Bølling. W spektrach palinologicznych tego odcinka profilu widoczny jest pyłek taksonów

ciepłolubnych: *Corylus avellana*, *Tilia*, *Quercus*, śladowo zaś *Ulmus* i *Carpinus betulus*, którym towarzyszą *Picea abies*, *Fagus sylvatica* i *Abies alba*. (Ryc. 4). Pierwotnie uważano, że pyłek pochodził z dalekiego transportu lub z redepozycji (Margielewski i in., 2003), jednakże jego znaczny udział (procentowy) może wskazywać, że w sąsiedztwie osuwiska, na wypłaszczeniach o południowych ekspozycjach, mogły tu występować refugia (Margielewski i in., 2022a). Jest to kwestia niewątpliwie ważna do rozwiązania, gdyż podobny mix pyłku gatunków ciepło i zimnolubnych w późnym glacie (w interfazach Bøling i Alerød), pojawia się w coraz liczniejszych stanowiskach, zarówno w Karpatach: w torfowisku Grel (Koperowa, 1962; Margielewski i in., 2022b), stanowiska: Rogowo (Ryc. 1A – stan. 4 – niepublikowane), Mądrawo (Ryc. 1A-5 – niepublikowane), czy w torfowiskach Kotliny Sandomierskiej: Podemszczyzna (Margielewski i in., 2022c), Świlcza i Podbukowina (Mamakowa 1962). Trudno zatem założyć jakąś masową redepozycję pyłku, czy jego daleki transport w późnym glacie.

W osadach torfowiska Kotoń zostało zarejestrowane krótkotrwałe ochłodzenie klimatu w starszym dryasie. W świetle badań palinologicznych, były tu wówczas akumulowane torfy mszyste (mocno zailone) z torfami drzewnymi (olchowymi) w stropie (ryc. 3 i 4). Funkcjonował tu także zbiornik wodny (pojawia się pyłek *Potamogeton*), zaś osady przypisane do starszego dryasu (0.5 m miąższości) były deponowane w interwale czasowym ca 13,870-13,580 mod. cal BP (Margielewski i in. 2022a). Wśród roślin dominowały tu *Salix*, *Juniperus*, *Helianthemum*, *Hippophaë* (Ryc. 4).

Sekwencja osadów deponowanych w interfazie Allerød (ca 1.5m) jest tradycyjnie dwudzielna: w starszej fazie (AL1) zdominowanej przez brzozę akumulowane były czyste torfy mszyste, zaś w młodszej (AL2) zdominowanej przez sosnę, torfy turzycowo-mszyste. W młodszej części Allerødu widoczna jest wyraźna, rytmiczna dostawa osadów mineralnych do torfowiska, związana prawdopodobnie z ochłodzeniem i zwilgoceniem klimatu zwanym oscylacją Gerzensee (Ryc. 3) (Amman i in., 2013).

W trakcie ochłodzenia młodszego dryasu akumulowany był torf turzycowo-mszysty, w spektrach pyłkowych dominują rośliny zielne (Graminae, *Artemisia*), zaznacza się udział *Betula* i *Pinus cembra*. Ocieplenie holocenu rozpoczęło się intensywną dostawą osadu mineralnego (ił, ił pylasty) do torfowiska prawdopodobnie wskutek degradacji wieloletniej zmarzliny. Nastąpiła wówczas trwała zmiana warunków sedymentacji w zbiorniku: zaczęła się formować pokrywa mineralna na torfach, o miąższości 1m, utworzona głównie z (w stropie z iłu pylastego), zaś jej sedymentacja trwała niemal przez cały holocen (Ryc. 3). W jej środkowych partiach stwierdzono hiatus. Holocen jest tu rozpoziomowany jedynie na dwa kompleksy: BP-BO-AT i (oddzielony hiatus) górny kompleks pokrywy mineralnej kompleks mineralny deponowany w fazach subborealnej i subatlantyckiej, aczkolwiek sukcesja pyłkowa (zwłaszcza drzew) jest tu typowa dla holocenu. Jedynie w stropowych partiach torfowiska rozwinęła się cienka pokrywa (20 cm) torfów turzycowych (Ryc. 3).



Ryc. 4. Profil palinologiczny torfowiska osuwiskowego pod Kotoniem. Anal. A. Obidowicz. (wg. Margielewski i in., 2022a)

Chronozony	Kotoń		Wiek absolutny granic chronozon późnego glaciału		
	Głęb. [cm]	Wiek modelowany [mod.cal.BP]	Region Eifel Litt i in. 2001 [cal BP]	Gerzensee (Amman i in., 2013) [cal BP]	GRIP INTIMATE (Lowe i in., 2008) [cal BP]
YD/BP	125	10,700	11,500	11,550	11,603
AL./YD	180	12,980	12,680	12710	12,796
OD/AL	327	13,580	13,540	13,908	13,920
BL/OD	392	13,870	13,670	14,404	14,050

Tab. 1. Wiek granic chronozon późnoglacialnych w torfowisku pod Kotoniem, w porównaniu z chronologiami regionu Eifel (Litt i in., 2001), jeziora Gerzensee (Ammann i in., 2013) i rdzeni lodowych Grenlandii (Lowe i in., 2008)

## 1.2. Rejestr zmian klimatycznych późnego glaciału w osadach torfowisk osuwiskowych o różnej pozycji hipsometrycznej: torfowisko pod Kotoniem *versus* torfowisko Klakłowo.

Jolanta Pilch<sup>1</sup>, Włodzimierz Margielewski<sup>1</sup>, Renata Stachowicz-Rybka<sup>2</sup>, Krzysztof Buczek<sup>1</sup>, Andrzej Obidowicz<sup>2</sup>, Katarzyna Korzeń<sup>3</sup>, Valentina Zernitskaya<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Instytut ochrony Przyrody Polskiej Akademii Nauk, Al. Adama Mickiewicza 33, 31-10 Kraków;

<sup>2</sup> Instytut Botaniki im. W. Szafera Polskiej Akademii Nauk, ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków

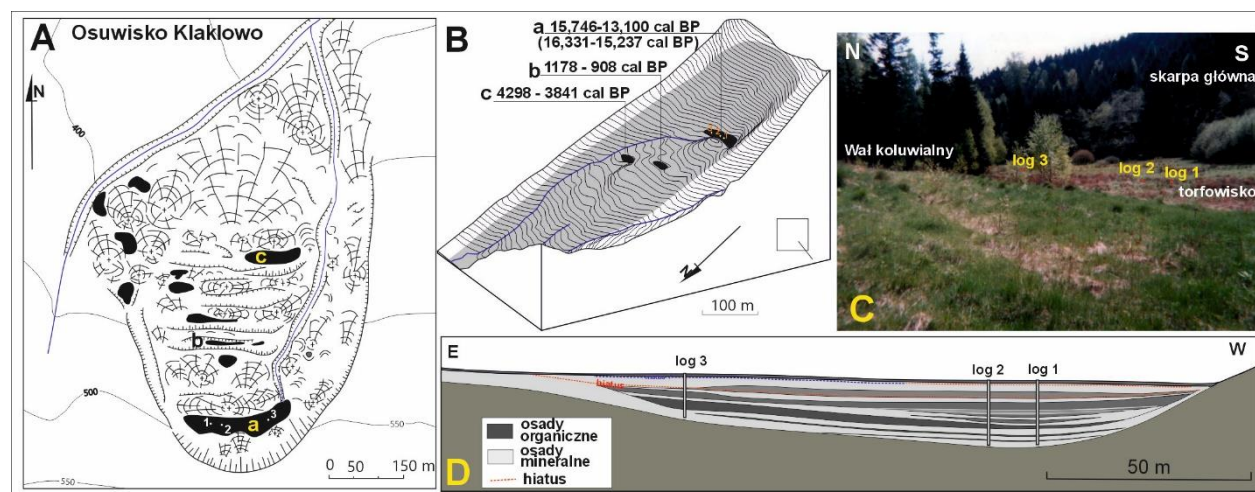
<sup>3</sup> ul. Kazimierza Wielkiego 110/2-3, 30 - 074 Kraków

<sup>4</sup> Institute of Natural Management, National Academy of Sciences of Belarus, F. Skorynu str. 10, 220114, Minsk, Belarus

Osuwisko Klakłowo (N49° 46, 079'; E19° 54.212', 472 m. n.p.m.) znajduje się na północnych stokach Pękałówki, w strefie przydolinnej jednego z potoków będących lewym dopływem Raby (Margielewski, 2001) (Ryc. 1A – osuwisko 2). Jest położone ok. 4 km na północ od torfowiska pod Kotoniem, ma ekspozycję północną i powstało w obrębie zróżnicowanych formacji skał fliszowych, wskutek przemieszczeń grawitacyjnych o charakterze rotacyjnym (Margielewski, 2001). Jego górne partie powstały w piaskowcach magurskich, zaś dolne, w warstwach hieroglifowych, piaskowcach pasierbieckich i ciężkowickich oraz łupkach pstrych (Książkiewicz i in., 2016). Forma osuwiskowa o długości 700 m i szerokości 300 m, zamknięta jest od góry amfiteatralną skarpą główną o wysokości 70 m. U podnóża tej skarpy powstało wydłużone zagłębienie o przebiegu równoleżnikowym i długości ok. 100 m i szerokości ok. 40 m: położone jest 472 m n.p.m (ryc. 6). Zagłębienie jest



wypełnione osadami torfowiska minerogenicznego, zaś miąższość osadów wynosi ok. 3.8 m (Margielewski, 2001; Margielewski i in., 2022a).

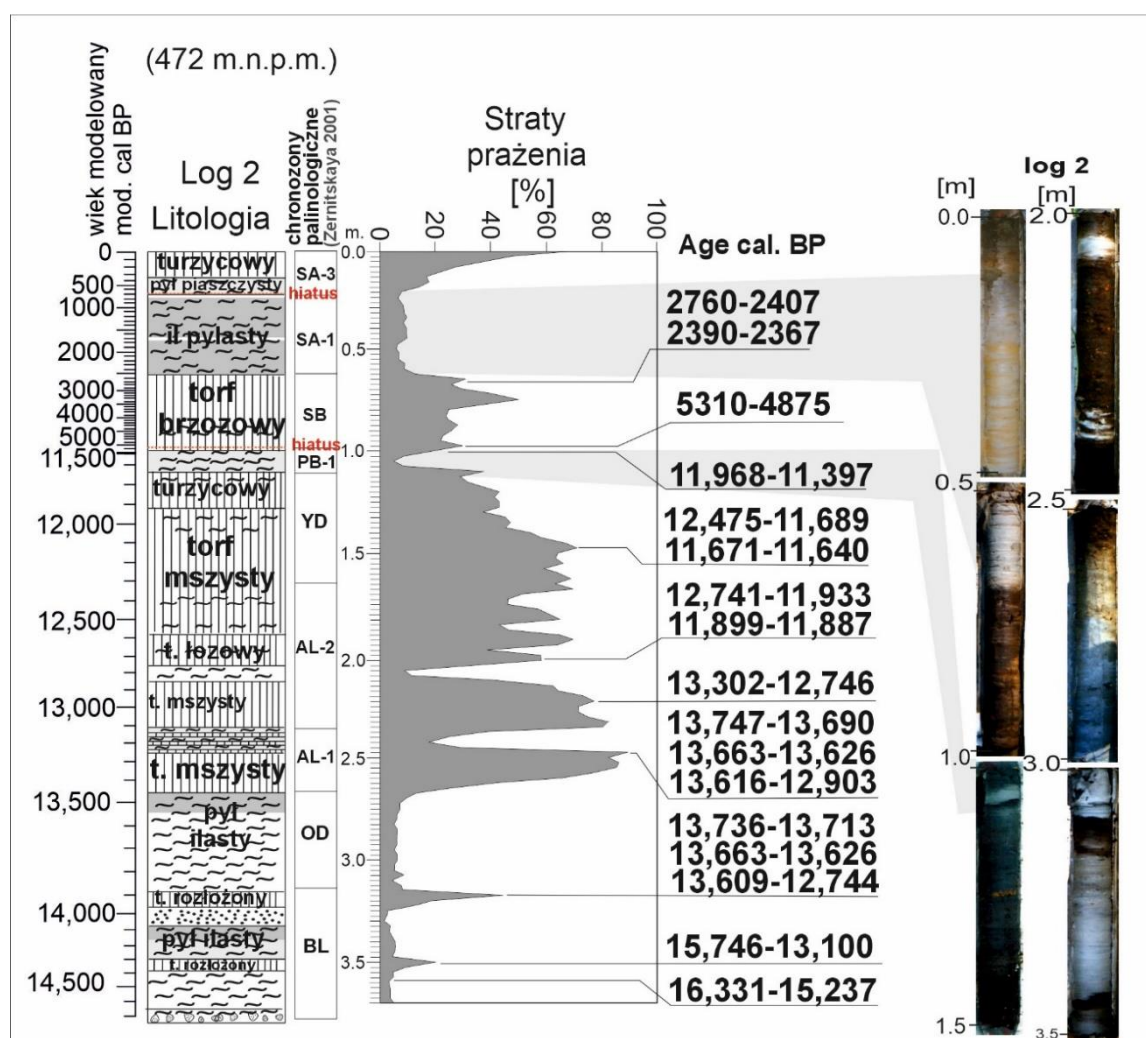


Ryc. 6. Plan osuwiska Klakłowo (A) z zagłębieniem pod skarpą główną, wypełnionym torfowiskiem niskim (a), B – rzut ortogonalny hipsometrii torfowiska z zaznaczonymi torfowiskami, C – widok torfowiska powstałego w zagłębieniu pod skarpą główną, C – przekrój podłużny przez torfowisko (wg Margielewski i in., 2022a). Objasnienia sygnatur – ryc. 1B. Fot. W. Margielewski.

Podobnie, jak w przypadku torfowiska pod Kotoniem, osady deponowane w późnym glacie stanowią tu prawie 70% profilu osadów torfowiska. Identyczny jest także czas jego powstania: utworzyło się ono bowiem także w interfazie Bølling, zaś w osadach torfowiska zapisana jest pełna sekwencja osadów starszego dryasu, Allerødu, i młodszego Dryasu (Margielewski, 2001; Margielewski i in., 2022a). Analiza palinologiczna najstarszych, późnoglacialnych sekwencji osadowych napotyka na problemy związane z bardzo małą zawartością pyłku w osadach (Pilch i in., 2022a, b). W interfazie Bølling, w zagłębieniu był deponowany pył ilasty; w jego obrębie występują dwa cienkie (3-4cm) poziomy silnie rozłożonego torfu: starszy poziom datowano radiowęglowo na ca 14,300 mod cal BP (Ryc. 7). Nie jest to jednak tzw. torf bazalny: jego poziomu nie stwierdzono w peryferyjnych partiach torfowiska, podobnie jak w torfowisku pod Kotoniem, gdzie tego typu wkładka osadów organicznych datowana na 14,000 mod. cal BP, również występowała w osadach mineralnych Bøllingu (Ryc. 3) (Margielewski i in., 2022a). Odcinek profilu mający (według palinologii) odpowiadać starszemu dryasowi jest osadem mineralnym (pył ilasty) o miąższości 0.5 m. Datowania radiowęglowe wskazują jednak, że czas sedimentacji tego osadu znacznie przekraczał zasięg czasowy (190 lat) starszego dryasu i wynosił tu: 13,900-13,450 mod cal BP (Ryc. 7, zob. także tab. 1). Bardzo wyrazisty natomiast jest zapis litologiczny osadów



deponowanych w interfazie Allerød. Zarówno w fazie brzozowej (AL1) jak i sosnowej (AL2) były tu deponowane czyste torfy mszyste z cienką wkładką torfu łożowego. Kompleks torfowy akumulowany w Allerødzie, jest rozdzielony dwoma wyraźnymi poziomami mineralnymi: starszy z nich, utworzony z laminatu torfowo-mineralnego datowano na ca 13,150-13,250 mod. cal BB, zaś młodszy poziom (pył ilasty) na 12,800-12,850 mod. cal BP (Ryc. 7). Wkładki mineralne niewątpliwie związane ze zwilgoceniem klimatu są doskonale skorelowane z oscylacją chłodną Gerzensee (13,200-12,800 cal BP - Schwander, i in., 2000 lub 13,270-12,989 cal BP - Amman i in., 2013) w trakcie trwania interfazy Allerød. Cykliczna dostawa osadu mineralnego do torfowiska w górnym Allerødzie wskazuje na niestabilność klimatu również pod koniec tego interstadialnego ocieplenia: w torfowisku Kotoń występuje w tym czasie (AL2) identyczny proces intensywnej dostawy osadu mineralnego do torfowiska (Ryc. 3).



Ryc. 7. Profil osadów torfowiska osuwiskowego Klakłowo, ze stratami prażenia (wg. Margielewski i in., 2022a). Analizy telmatologiczne – K. Lipka, oznaczenie osadów mineralnych – W. Margielewski (2001). Chronozony palinologiczne: V. Zernitskaya. Wiek modelowany: K. Buczek & J. Pilch. Foto. W. Margielewski.

W trakcie trwania ochłodzenia młodszego dryasu w torfowisku Klakłowo deponowane były torfy mszyste (w Kotoniu: turzycowo mszyste). W obydwu torfowiskach początek holocenu zaznaczył się dostawą do zbiorników sedymentacyjnych osadu mineralnego. W torfowisku Klakłowo poziom mineralny tworzy cienką warstwę (15 cm) pyłu ilastego, powyżej którego stwierdzono hiatus, powyżej którego występuje torf brzozy deponowany w fazie subborealnej (brak jest osadów deponowanych w fazach borealnej atlantyckiej). O ile w torfowisku pod Kotoniem pokrywa mineralna (o miąższości 1m) była formowana niemal przez cały holocen, w torfowisku Klakłowo zaczęła się formować dopiero w trakcie wczesnosubatlantyckiego zwilgocenia, osiągając tu miąższość jedynie 0.5m (Ryc. 7). Niewątpliwie w obrębie osadów torfowiska Klakłowo, widoczna jest większą dynamiką zmian środowiska sedymentacyjnego (ostre granice litologiczne wkładek mineralnych, hiatus), w przypadku torfowiska pod Kotoniem, dostawa osadu mineralnego do torfowiska miała inny charakter: widoczna jest tu bowiem stopniowa dostawa osadu mineralnego do torfowiska układająca się w pewne trendy (stopniowa intensyfikacja dostawy, stopniowo zanikająca ku górze). Niewątpliwie ważną rolę odegrała tu ekspozycja (południowa Kotonia, północna Klakłowa), jak też dynamika obszaru alimentacyjnego, w którym bardzo wysoka i stroma skarpa osuwiska Klakłowo z miąższymi pokrywami stokowymi, sprzyjała gwałtownym dostawom osadu mineralnego do torfowiska.

Interesujący w obydwu torfowiskach jest zapis w osadach ochłodzenia starszego dryasu. Odcinki profilu przyporządkowane analizą palinologiczną do starszego dryasu (aż 0.5 m osadów deponowanych w ciągu ca 190 lat) wydają się, w świetle licznych datowań radiowęglowych przekraczać zasięg wiekowy tego ochłodzenia. Kwestę tę pozwala doprecyzować współcześnie przeprowadzona analiza karpologiczna (Pilch i in., 2022b).

### **1.3. Torfowiska Kotoń i Klakłowo w świetle nowych badań**

Jolanta Pilch<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Instytut ochrony Przyrody Polskiej Akademii Nauk, Al. Adama Mickiewicza 33, 31-10 Kraków;

Jak już wspomniano, torfowiska Kotoń i Klakłowo posiadają wyraźnie zachowaną długą sekwencję osadów deponowanych w bøllingu - starszym dryasie – allerødzie. W celu rekonstrukcji zmian paleośrodowiska tego okresu, ze szczególnym uwzględnieniem krótkotrwałego ochłodzenia starszego dryasu, dolne partie rdzeni osadów pobranych z obydwu torfowisk (odpowiednio 1,3 oraz 2 m długości) zostały przeanalizowane za pomocą wysokorozdzielczych metod multi-proxy (datowania radiowęglowe, palinologia,

makroszczałki roślin, geochemia, granulometria). Otrzymane (w oparciu o datowania AMS) modele wiek-głębokość dla obydwu stanowisk, obejmujące okres ok. 14,500–13,500 lat cal BP, umożliwiły korelację obydwu rdzeni jak również korelację z chronologiami NGRIP oraz Gerzensee. Wyniki analiz granulometrycznej, geochemicznej oraz makroszczałkowej wskazują, że wraz z początkiem późnego glacjału obydwie torfowiska osuwiskowe Kotoń i Klaklowo miały charakter oligotroficzných zbiorników wodnych o częstych wahanich poziomu wody. Wraz z ochłodzeniem starszego dryasu, obydwie zbiorniki uległy wypłyceniu i zarastaniu, jak również okresowemu przesuszeniu (na co wskazuje poziom rozłożonych torfów w Klaklowie). Zmiany paleośrodowiskowe na torfowisku Kotoń (730 m n.p.m., południowa ekspozycja) przyczyniły się do rozwoju sukcesji roślinności reprezentowanej przez mchy brunatne oraz liczne makrofyty (Characeae, *Batrachium* sp. oraz *Potamogeton alpinus*) jak również towarzyszących organizmów zwierzęcych (m.in. Ostracoda, *Daphnia* sp., Porifera). Podobna sukcesja organizmów wodnych została zarejestrowana w osadach torfowiska Klaklowo (472 m n.p.m., północna ekspozycja), ale na znacznie większą skalę i w nieco późniejszym czasie, tj. wraz z poprawą klimatu w interstadiale Allerød, kiedy to w obrębie zagłębienia osuwiskowego powtórnie rozwinął się zbiornik wodny. O ile zapis lokalnych warunków limnicznych różni się pomiędzy obydwoma stanowiskami, o tyle zmiany regionalne są tu synchroniczne. Dotyczy to rozwoju stepo-tundry w otoczeniu obydwu zbiorników w trakcie trwania ochłodzenia starszego dryasu, którego odbiciem są liczne i zróżnicowane taksonomiczne makroszczałki roślin światło- i sucholubnych (Kotoń: m.in. *Dianthus* sp., *Dryas octopetala*, *Androsace chamaejasme*, Poaceae; Klaklowo: *Dryas octopetala*, *Poa* cf. *alpina*, *Androsace* cf. *chamaejasme*). Co więcej, dla stanowisk Kotoń i Klaklowo w tym samym zakresie czasowym występują również osady pozbawione pyłku lub bardzo ubogie w pyłek roślin, tj. osady starsze niż ok. 14,050-14,100 lat cal BP (bølling). Również w tym samym czasie dla obydwu stanowisk zarejestrowano pierwsze liczne wystąpienia makroszczałków brzozy (ok. 13,800 lat cal BP), sosny (ok. 13,650 lat cal BP) oraz występowanie pyłku ciepłolubnych drzew liściastych (m.in. *Corylus avellana*, *Quercus*).

Badania przeprowadzone w ramach realizacji projektu badawczego Narodowego Centrum Nauki Preludium-Bis, nr 2020/39/O/ST10/03504 (2021-2025).

### **Literatura:**

Amman, B., van Raden, U., Schwander, J., Eicher, U., Gilli, A., Bernasconi, S.M., van Leeuwen, J.F.N., Lischke, H., Brooks, S.J., Heiri, O., Nováková, K., van Hardenbroek, M., von Grafenstein, U., Melmecheri, S., van der Knaap, W.O., Eugster, W., Colombaroli, D., Nielsen, E., Tinner, W., Wright, H.E., 2013a. Response to

- rapid warming at Termination 1a at Gerzensee (Central Europe): Primary succession, albedo, soils, lake development, and ecological interactions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 391, 111-131.
- Ammann, B., van Leeuwen, J.F.N., van der Knaap, W.O., Lischke, H., Heiri, O., Tinner, W., 2013b. Vegetation responses to rapid warming and to minor climatic fluctuations during the Late-Glacial Interstadial (GI-1) at Gerzensee (Switzerland). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 391, 40–59. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.07.010>
- Bronk Ramsey, C., 2017. Methods for Summarizing Radiocarbon Datasets. *Radiocarbon* 59(2), 1809-1833.
- Feurdean, A., Wohlfarth, B., Björkman, L., Tantau, I., Bennike, O., Willis, K.J., Farcas, S., Robertsson, A.M., 2007. The influence of refugial population on Lateglacial and early Holocene vegetational changes in Romania. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 145, 305–320.
- Iversen, J., 1954. The late-glacial flora of Denmark and its relation to climate and soil. *Danmarks Geol. Undersøgelser II. Række* 80, 87–119.
- Koperowa, W. 1962. The history of the Late-Glacial and Holocene vegetation in Nowy Targ Basin. *Acta Palaeobotanica* 2(3),3-57.
- Litt, T., Brauer, A., Goslar, T., Merkt, J., Bałaga, K., Mueller, H., Ralska-Jasiewiczowa, M., Stebich, M., Negendank, J.F., 2001. Correlation and synchronisation of Lateglacial continental sequences in northern Central Europe based on annually laminated lacustrine sediments. *Quaternary Science Reviews* 20, 1233-1249.
- Lowe, J.J., Rasmussen, S.O., Björck, S., Hoek, W.Z., Steffensen, J.P., Walker, M.J.C., Yu, Z.C., The INTIMATE Group, 2008. Synchronisation of palaeoenvironmental events in the North Atlantic region during the Last Termination: a revised protocol recommended by the INTIMATE group. *Quaternary Science Reviews* 27, 6-17.
- Krupiński, K., 1984. Evolution of Late Glacial and Holocene vegetation in the Polish Tatra Mts., based on pollen analysis of sediments of the Przedni Staw Lake. *Bull. Polish Acad. Sci. Earth Sci.* 31, 37–48.
- Książkiewicz, M., Rączkowski, W., Wójcik, A., 2016. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, arkusz Osielec. Ministerstwo Środowiska, Warszawa, 2016.
- Mamakowa, K. 1962. The Vegetation of the Basin of Sandomierz in the Late-Glacial and Holocene. *Acta Palaeobotanica* 3(2), 1-57.
- Margielewski, W., 2001. Late Glacial and Holocene climatic changes registered in forms and deposits of the Klakłowo landslide (Beskid Średni Range, Outer Carpathians). *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 35, 63-79
- Margielewski, W., 2006. Records of the Late Glacial - Holocene palaeoenvironmental changes in landslide forms and deposits of the Beskid Makowski and Beskid Wyspowsy Mts. area (Polish Outer Carpathians). *Folia Quaternaria* 76, 1-149.
- Margielewski, W., 2018. Landslide fens as a sensitive indicator of the palaeoenvironmental changes since the Late Glacial; Polish Western Carpathians case study. *Radiocarbon* 60(4), 1199-1213.
- Margielewski, W., Obidowicz, A., Zernitskaya, V., Korzeń, K., 2022a. Late Glacial and Holocene palaeoenvironmental changes recorded in landslide fens deposits in the Polish Outer Western Carpathians (Southern Poland). *Quaternary International* 616, 67-86;
- Margielewski, W., Michczyńska, D.J., Buczek, K., Michczyński, A., Korzeń, K., Obidowicz,

- A., 2022b. Towards the understanding of the present-day human impact on peatland deposits formed since the Late Glacial: a “retrospective” age-depth model of the Grel raised bog (Polish Inner Carpathians). *Radiocarbon* 64(6), 1525-1543
- Margielewski, W., Krapiec, M., Buczek, K., Korzeń, K., Szychowska-Krapiec, E., Pocięcha, A., Pilch, J., Obidowicz, A., Sala, D., Klimek, A., 2022c Bog pine and deciduous trees chronologies related to peat sequences stratigraphy of the Podemszczyzna peatland (Sandomierz Basin, South-Eastern Poland). *Radiocarbon* 64(6), 1557-1575.
- Pilch, J., Margielewski, W., Stachowicz-Rybka, R., Buczek, K., Korzeń, K., Zernitskaya, V. 2022a. From a lake to a fen – a detailed record of the Late Glacial short-term climatic oscillations from the Klakłowo fen deposits (the Western Carpathians, Poland). 36th Congress of the International Society of Limnology. “The next 100 Years – Sensing and Safeguarding Inland Waters”. 7-10 August 2022, Berlin, Germany. Abstract Book, 266 (OR084).
- Pilch, J., Margielewski, W., Stachowicz-Rybka, R., Buczek, K., Korzeń, K., Zernitskaya, V. 2022b. A prominent regional and local vegetation response to the Older Dryas short-term climatic oscillation in fen deposits of Beskid Makowski Mts. (the Western Carpathians, Poland). In P. Mraz & V. Mrazova (Eds.), *Biogeography of the Carpathians. The Third Interdisciplinary Symposium. 12-14 September 2022, Prague, Czech Republic. Book of Abstracts* (p. 33). Faculty of Science, Charles University.
- Rasmussen, S.O., Bigler, M., Blockley, S.P., Blunier, T., Buchardt, S.L., Clausen, H.B., Cvijanovic, I., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S.J., Fischer, H., Gkinis, V., Guillevic, M., Hoek, W.Z., Lowe, J.J., Pedro, J.B., Popp, T., Seierstad, I.K., Steffensen, J.P., Svensson, A.M., Vallelonga, P., Vinther, B.M., Walker, M.J.C., Wheatley, J.J., Winstrup, M., 2014. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: Refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quat. Sci. Rev.* 106, 14–28. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.007>
- Reimer, P., Austin, W., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P., Bronk Ramsey, C., Butzin, M., M., Cheng, H., Edwards, R., Friedrich, M., Grootes, P., Guilderson, T., Hajdas, i in., 2020. The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal ka BP). *Radiocarbon* 62(4), 725-757.
- Schwander, J., Eicher, U., Amman, B., 2000. Oxygen isotopes of lake marl at Gerzensee and Leysin (Switzerland), covering the younger Dryas and two minor oscillations, and their correlation to the GRIP ice core. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 159, 203-214.
- Żurek S., Michczyńska, D.J., Pazdur A., 2002. Time record of palaeohydrological changes in the development of mires during the Late Glacial and Holocene, North Podlasie and Holly Cross Mts. *Geochronometria* 21, 109-118.

## Stop 2. Wietrznica: tektoniczne uwarunkowania przełomu Dunajca przez Beskid Sądecki

Leszek Jankowski<sup>1</sup>, Włodzimierz Margielewski<sup>2</sup>

<sup>1</sup> ul. Karpacka 3, 32-040 Świątniki Górne

<sup>2</sup> Instytut Ochrony Przyrody PAN, Al. Adama Mickiewicza 33, 31-120 Kraków

N49°30,990; E 20°24,663'



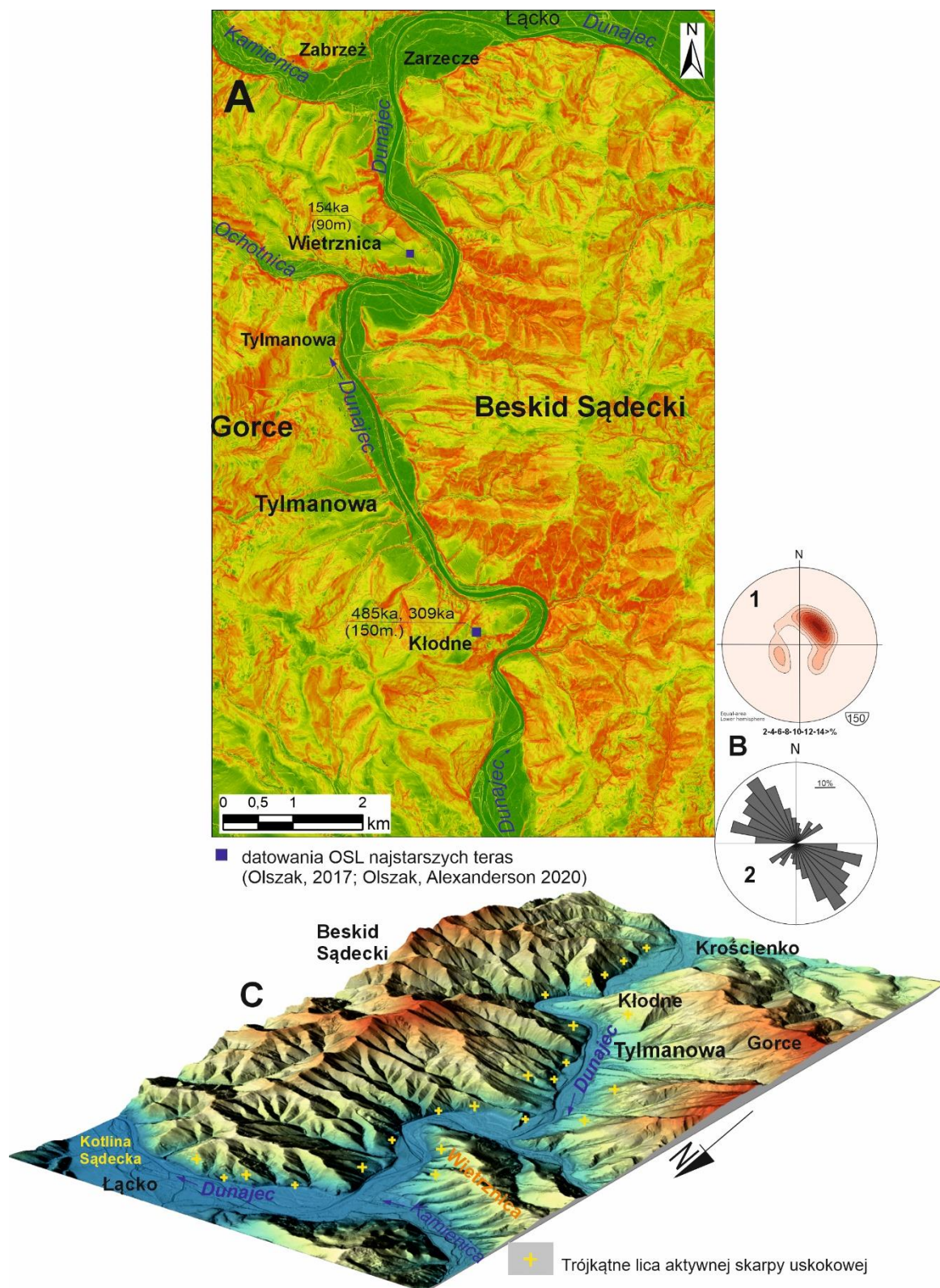
Pomiędzy miejscowościami Wietrznica i Kłodne, Dunajec płynie wąską, przełomową doliną o przebiegu południkowym i szerokości 75-100m (Zuchiewicz, 1978). Przełamując się przez masywy górskie Beskidu Sądeckiego (na wschodzie) i Gorców (na zachodzie), stanowi zarazem orograficzną granicę pomiędzy tymi pasmami.

Powstanie przełomowej doliny Dunajca miało być związane z wypiętrzającymi ruchami tektonicznymi (tzw. neotektonicznymi\*), o czym świadczą zachowane sześć poziomów terasowych (czterech plejstocénskich i dwóch holocénskich), jak również wyloty dolin dopływów Dunajca, zawieszane ponad dnem doliny głównej (Zuchiewicz, 1978). Początkowo najwyższy poziom terasowy (154-160 m ponad korytem) w Kłodnem zawierający żwiry piaskowcowe z domieszką kwarcytów, wiązano z wczesnym plejstocénem (Günz).

Nowsze badania z wykorzystaniem datowań OSL wykazały występowanie (łącznie) ośmiu poziomów terasowych (w tym trzy holocénskie) (Olszak, Adamiec 2016; Olszak 2017). Najwyższy, datowany dotychczas poziom terasowy zawierający materiał tatrzański (granity) odkryto w Kłodnem (150-155 m powyżej koryta rzeki) i datowano metodą OSL na ca 309 ka i ca 485 ka, a więc maksymalnie na schyłek interglacjału ferdynandowskiego i początek zlodowacenia sanu 2 (Olszak, Alexanderson, 2020). Położenie i wzajemne relacje poziomów terasowych datowanych metodą OSL pozwoliły na postawienie hipotezy, że w obrębie przełomowej doliny Dunajca występuje uskók nożycowy (Olszak, 2017). Czas pionowych przemieszczeń w obrębie uskoku określono metodą OSL na od ca 103 ka - do końca plejstocenu (Olszak, 2017).

Wstępna analiza przełomowej doliny Dunajca przez Beskid Sądecki przeprowadzona przez autorów wskazuje na występowanie trójkątnych lic aktywnej skarpy uskokowej, obramujących obydwa zbocza (wschodnie i zachodnie) przełomowej doliny Dunajca (Ryc. 3), w tym także zakola rzeki w Wietrznicy i Kłodnem (Ryc. 1).





Ryc.1. Przełom Dunajca przez Beskid Sądecki: A – Mapa nachyleń, z zaznaczonymi najwyższymi terasami datowanymi OSL (Olszak, 2017; Olszak, Alexanderson, 2020). B – orientacja przestrzenna (1) i kierunki (2) płaszczyzn trójkątnych lic aktywnej skarpy uskokowej w przełomie (na podstawie analizy DTM LiDAR). B-1 diagram konturowy, projekcja równopowierzchniowa na dolną półkulę; C – DTM LiDAR przełomowego odcinka Dunajca z zaznaczonymi trójkątnymi licami uskokowymi.

Wskazuje to na ekstensyjne założenia przełomu, powstałego wzdłuż uskoku z rozdarcia na etapie kolapsu grawitacyjnego (zob. Jankowski, 2015) (prawdopodobnie w młodszym czwartorzędzie). Stowarzyszony z uskokiem syntetycznym (mającym tu charakter szuflowy) uskoki antytetyczny powoduje, że obydwie zbocza doliny przełomowej są obramowane trójkątnymi licami uskokowymi (Ryc. 1C, 2). Rozwinięcie systemów terasowych w obrębie przełomu Beskidzkiego wskazuje, że może on być starszy od przełomu Pienińskiego.



Ryc. 2. Przełomowa dolina Dunajca w Beskidzie Sądeckim. Widoczne trójkątne lica aktywnej skarpy uskokowej (Tylmanowa, widok na Beskid Sądecki). Fot. W. Margielewski.

\*termin neotektonika był różnie definiowany przez różnych autorów, jednakże najbardziej rozpowszechniona jest definicja Sengöra (1985):, według której neotektonika, to *deformacje skorupy ziemskiej następujące po ostatniej, istotnej reorganizacji tektonicznej, tj. w okresie kiedy ustabilizowało się współczesne pole naprężeń na danym obszarze* (zob. także Zuchiewicz, 2010)

## Literatura:

- Sengör, C.M.A., Görür, N., Sarogulu, F., 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. *Special Publication of the Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists*, 37, 227-264.
- Jankowski, L., 2015. A new history of the evolution of the Carpathian orogen – controversial point of view (in Polish with English summary). *Prace Naukowe Instytutu Nafty i Gazu Państwowego Instytutu Badawczego* 202, 1-154.
- Olszak, J., 2017. Late Pleistocene dip-slip faulting along the Dunajec fault, West Carpathians: Insights from alluvial sediments. *Geomorphology* 295, 749-757.
- Olszak, J., Adamiec, G., 2016. OSL-based chronostratigraphy of river terraces in mountainous areas . Dunajec basin, West Carpathians: a revision of the chronostratigraphical approach. *Boreas* 45, 483-493.
- Olszak, J., Alexanderson, H., 2020. Post –IR IRSL dating the oldest (?) river terrace sediments in the Polish Outer Carpathians: Insight into the landscape evolution. *Geomorphology* 371, 107436
- Zuchiewicz, W., 1978. Czwartorzędowe ruchy tektoniczne z rzeźba przełomu Dunajca przez Beskid Sądecki. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego* 48(3-4), 517-531.
- Zuchiewicz, W., 2010. *Neotektonika Karpat polskich i zapadliska przedkarpackiego*. Wyd., AGH, Kraków, pp. 234.



### Stop 3. Szczawnica. Przełom Dunajca przez Pieniny, w świetle nowych koncepcji

Leszek Jankowski<sup>1</sup>, Włodzimierz Margielewski<sup>2</sup>

<sup>1</sup> ul. Karpacka 3, 32-040 Świątniki Górne;

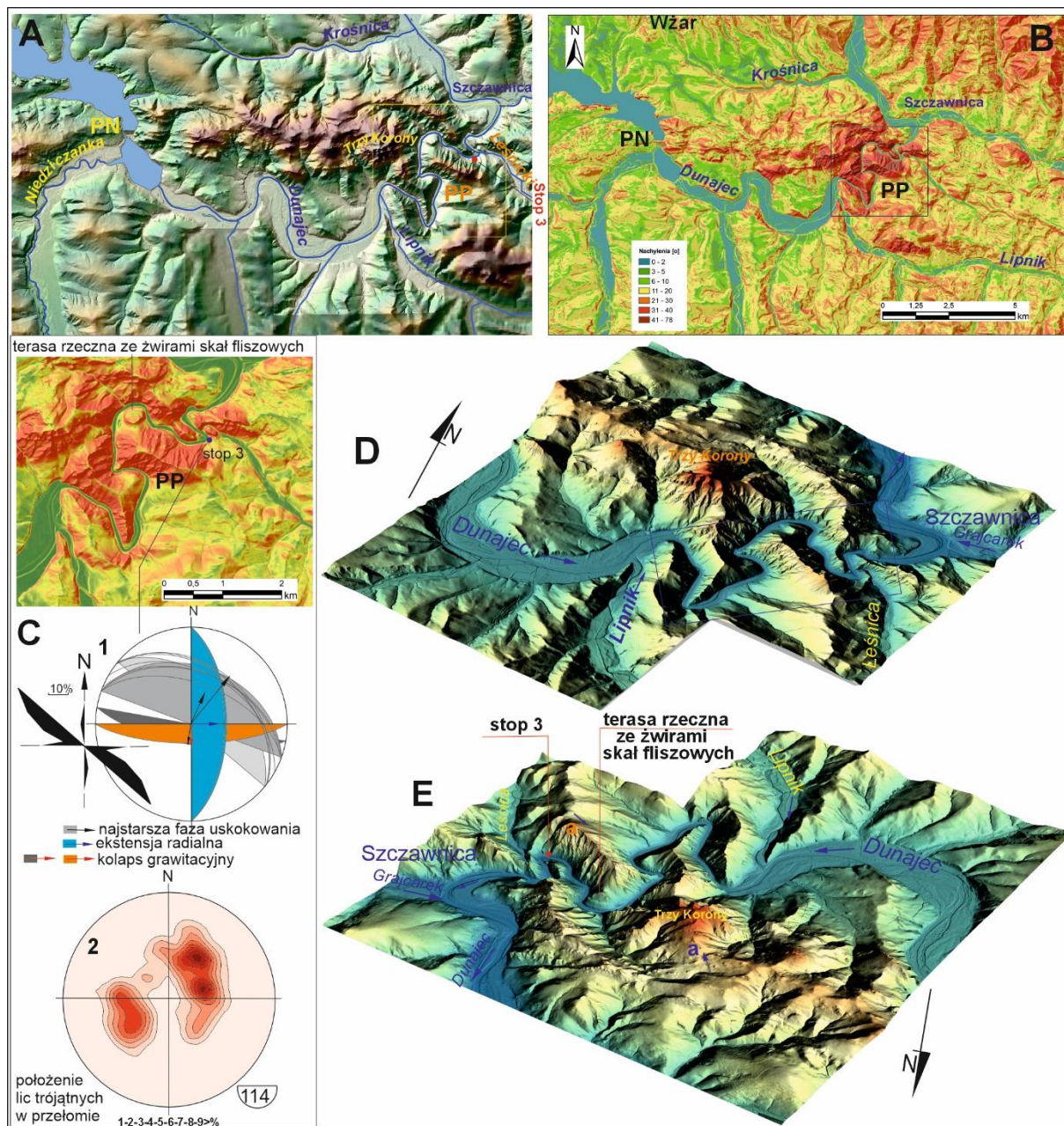
<sup>2</sup> Instytut Ochrony Przyrody PAN, Al. Adama Mickiewicza 33, 31-120 Kraków

N49°24,757'; E20°21,081'



Pomiędzy miejscowościami Czerwony Klasztor a Szczawnicą (w odległości ok. 2,5 km w linii prostej) Dunajec przecina w poprzek pieniński pas skałkowy wąską, silnie meandrującą doliną przełomową (zwaną przełomem pienińskim) o długości około 8 km (Ryc. 1). Zbocza doliny są otoczone stromymi, często niemal pionowymi ścianami skalnymi o wysokości przekraczającej 300-400 m (Birkenmajer 2006) (Ryc. 2). Przełom Dunajca (Przełom Pieniński) powstał głównie w odpornych na denudację wapieni krzemionkowych jury górnej i dolnej kredy, przeławiconych mniej odpornymi wapieniami marglistymi, łupkami i marglami (Birkenmajer, 1979, 2006).

Dotychczas uważano, że Przełom Dunajca przez Pieniny ma charakter antecedentny, czyli powstał w wyniku stopniowego wypiętrzenia podłoża skalnego w poprzek biegu rzeki (Starkel, 1972; Zuchiewicz, 1978, 2010). Hipoteza ta nie została jednak w pełni udokumentowana i nie wyjaśnia wszystkich cech wąwozu (por. Birkenmajer, 2006). W ewolucji poglądów na temat genezy przełomu Dunajca przez Pieniny uwzględniono także jego epigenetyczny charakter, w którym odporne wapienie miały być przykryte słabo odpornymi formacjami skalnymi wieku kredowo-paleogeńskiego, po których swobodnie płynął meandrujący Dunajec, rozcinając podłoże skalne (Limanowski, 1904; Romer, 1905). Według innej hipotezy, tektonika pienińskiego pasa skałkowego (Birkenmajer, 1958) miała sprzyjać powstaniu tu przełomu strukturalnego, w którym dolina rzeki wykorzystwała uskoki występujące w podłożu skalnym (Klimaszewski, 1972). W świetle innej hipotezy, przełom Dunajca powstał w wyniku erozji wstecznej i regresywnego rozwoju przełomu rzeczno (Birkenmajer, 1979; Zuchiewicz, 1982). Znaczącą rolę w ukształtowaniu przełomu Dunajca przypisywano także znacznemu zróżnicowaniu odporności skał podłoża (Birkenmajer, 2006).



Ryc. 1. Dwa przełomy: PN – przełom Niedzicki; PP – Przełom Pieniński: A – DTM SRTM Pienin z przełomem Niedzickim i Pienińskim; B – przełomy Dunajca na mapie nachyleń; C – Położenie uskokuw (i ich hierarchia) na diagramach kołowych (1) (projekcja na dolną półkulę): 2 – położenie lic trójkątnych w przełomie Pienińskim na diagramie konturowym (projekcja równopowierzchniowa na dolną półkulę); D-E - DTM LiDAR przełomu Pienińskiego, z zaznaczoną terasą rzeczną w przełomie (60 m ponad współczesnym korytem Dunajca), ze żwirami rzecznyymi skał fliszowych. Na Ryc. E widoczne są wielkoskalowe przemieszczenia grawitacyjne: wąska dolina Dunajca przebiega wzdłuż uskokuw, pomiędzy przemieszczonymi blokami.

Z kolei według W. Zuchewicza (1980, 1982) w płycenie Dunajec opuszczając Kotlinę Nowotarską, płynął pierwotnie prosto w kierunku wschodnim przecinając Przełęcz Snozka pod



górami Wzajemnymi (zob. na ryc. 1B) i dalej wzdłuż dzisiejszej doliny rzeki Krośnicy (płynącej północnym obrzeżem Pienin) i przez dzisiejszą dolinę Grajcarka w kierunku Popradu. Później zaś (we wczesnym czwartorzędzie?), na skutek zablokowania odpływu rzeki na wschód, Dunajec dwukrotnie przedarł się przez Pieniny: w przełomie Niedzicy na południu, a następnie w wąwozie pienińskim na północy (Ryc. 1 A-B – przełomy PN i PP). Początek formowania się Przełomu Pienińskiego miał przypadać na środkowy pliocen i wczesny czwartorzęd (Zuchiewicz, 1982).



Ryc. 2. Strome i wysokie ściany obramujące dolinę rzeczną Dunajca w Przełomie Pienińskim, powstałe wzdłuż uskoku, zaznaczających się w formie trójkątnych lic aktywnej skarpy uskoku. Foto. W. Margielewski

Nowe koncepcje dotyczące rozwoju Pienińskiego Pasa skałkowego jako struktury kwiatowej (Plašienka, Mikuš, 2010; Jankowski, 2015; Golonka i in., 2018), szczegółowa analiza Numerycznego Modelu Terenu a także badania terenowe przeprowadzone przez autorów, mogą wskazywać na inną genezę przełomu Dunajca przez Pieniny, niż dotychczas uważano. Charakterystyczne jest, że Dunajec, pierwotnie płynący północną krawędzią Pienin przez płaskie dno Kotliny Orawsko-Nowotarskiej wypełnione miękkimi osadami pliocenu i czwartorzędowego, nagle skręca na południe i przecina twarde wzgórze środkowych Pienin w okolicach wsi Niedzica i na długości 3 km tworzy tzw. Przełom Niedzicki (Ryc. 1 A-B – PN) (Birkenmajer, 2006). Płynąc dalej na wschód południowym obrzeżem Pienin, od wsi Niedzica do ujścia potoku Lipnik (prawy dopływ Dunajca) w Czerwonym Klasztorze, Dunajec tworzy rozległą dolinę o szerokości 300-700 m i długości około 11 km (o spadku hydraulicznym 3,5 ‰), powstała na pograniczu pienińskiego pasa klinowego i fliszu podhalańskiego, w obrębie której rzeka silnie meandruje (Ryc. 1 A-B). Dalej, przepływając wąską doliną Przełomu Pienińskiego o długości 8 km, powtórnie przecina poprzecznie Pieniny, płynąc w kierunku północnym do Szczawnicy (Ryc. 1 A-B - PP).

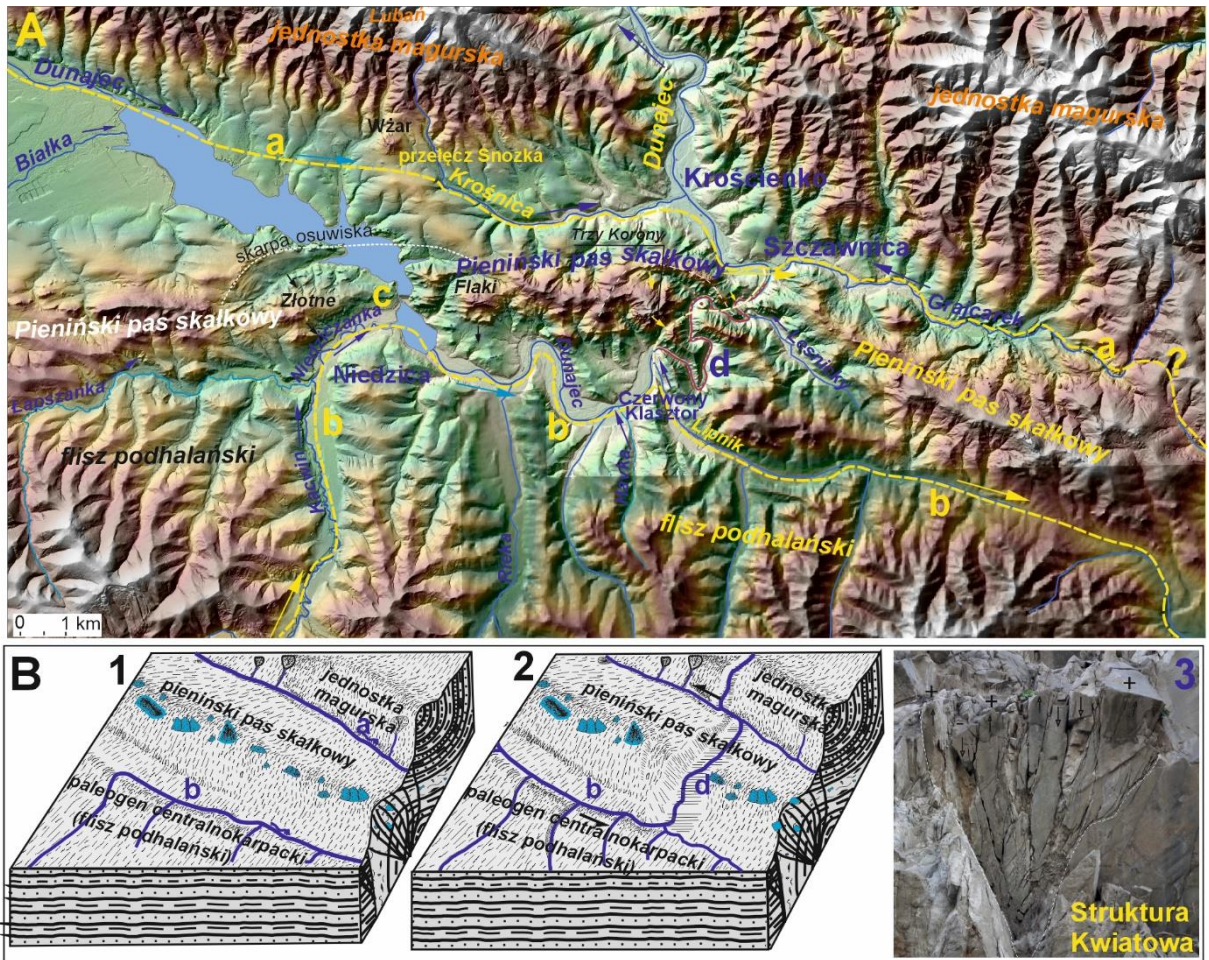
Szczegółowa analiza rzeźby wskazuje, że Dunajec rzeczywiście mógł pierwotnie płynąć przez Przełęcz Snózka i współczesną Dolinę Krośnicy, opływając Pieniny od północy,



jak sugerował to wcześniej W. Zuchiewicz (1982) (Ryc. 3 A-a). W tym samym czasie, gdy Dunajec płynął północną krawędzią Pienin, wzdłuż południowego brzegu pienińskiego pasa skałkowego utworzyła się szeroka dolina rzeki Niedziczanki (Ryc. 1A; B; 3A-b). Rzeka płynąc szeroką doliną, mogła kierować się doliną dzisiejszego potoku Lipnik do zlewni Popradu lub, co bardziej prawdopodobne, bezpośrednio w kierunku dzisiejszej Szczawnicy, przecinając strukturę kwiatową pienińskiego pasa skałkowego, rozerwaną poprzecznie na skutek reaktywacji uskoków sinistralnych obramowujących Pieniny (Ryc. 3B 1-2) (Jankowski, 2015; Margielewski, Jankowski, 2024). Mogą na to wskazywać zachowane resztki terasy rzecznej w obrębie Przełomu Pienińskiego, wznoszącej się współcześnie 60 m powyżej koryta rzeki, w obrębie której stwierdzono występowanie żwirów skał fliszowych i wapiennych (poziom ten zaznaczono na Ryc. 1 B; C i E). Brak jest w jej obrębie materiału tatrzańskiego: granitów i kwarcytów, typowych dla aluwii Dunajca. Dolina Niedziczanki ukształtowała się w obrębie utworów fliszowych paleogenu środkowokarpackiego (flisz podhalański).

Generalnie zatem, Dunajec, pierwotnie płynący na wschód po osadach pliocenu Kotliny Nowotarskiej, wzdłuż północnego brzegu Pienin. (Zuchiewicz, 1982), wcinając się w podłoże, dotarł do intruzji andezytowej góry Wżar (ryc.3A – etap : a). Wypiętrzenie centralnego odcinka Pienin. przy równoczesnym obniżeniu dna Kotliny Nowotarskiej (por. Makowska, 2003) musiało zatrzymać odpływ rzeki na wschód, co spowodowało utworzenie w Kotlinie Nowotarskiej jeziora zaporowego. Następnie wody Dunajca przelały się przez Przełom Niedzicki powstały wskutek erozji i wpłynęły do doliny Niedziczanki (rozwijanej uprzednio wzdłuż południowej krawędzi Pienin – zob. Ryc. 3A – b), tworząc przełom regresyjny (Ryc. 3Ac) (Margielewski, Jankowski, 2024).

W obrębie Przełomu Pienińskiego, dno doliny Dunajca gwałtownie zwęża się z 600-700 m do około 50 m (ryc. 1AB; DE). Znaczna część ścian skalnych tworzących strome, często niemal pionowe zbocza przełomu rzeki powstała wzdłuż reaktywowanych uskoków (Ryc. 1 C 1 i 2). Występują tu bowiem liczne trójkątne lica aktywnych skarp uskokowych (flatirons) o różnym przebiegu (Ryc. 1 D-E; Ryc. 2). Ze względu na obecność tektoglifów i luster tektonicznych na stromych ścianach skalnych Przełomu Pienińskiego, trudno postulować, aby powstał on wyłącznie w wyniku erozji. Wysokie, trójkątne lica aktywnych skarp uskokowych wskazują na silne wynoszenie skrzydeł wiszących uskoków tworzących ściany o wysokości sięgającej kilkudziesięciu lub nawet więcej metrów (Ryc. 2). Uskoki te (zrzutowe normalne) związane są z różnymi etapami ekstensji: z ekstensją radialną, a także z kolapsem grawitacyjnym, być może kontynuowanym także w czwartorzędzie (Ryc. 1C.1)



Ryc. 3. Schemat rozwoju przełomów Dunajca (Niedzickiego i Pienińskiego) wskutek przejścia jego wód przez Niedziczankę (efekt piracy river) (A). Na części B przedstawiono wpływ poprzecznego rozdarcia struktury kwiatowej Pienin, na możliwość powstania Przełomu Pienińskiego: Ryc. 3.3 prezentuje strukturę kwiatową (tu: w obrębie piaskowców magurskich – Fot. W. Margielewski). (Częściowo wg. Margielewski, Jankowski, 2024)

Z analiz Numerycznego Modelu Terenu wynika, że Przełom Dunajca (Przełom Pieniński) położony jest w strefie ogromnego osuwiska, w którym cały masyw Trzech Koron został grawitacyjnie przemieszczony na południe, wchodząc w dolinę rzeki i blokując jej odpływ (Ryc. 1 E). Podobne blokowe przemieszczenia grawitacyjne zaciskały dolinę Dunajca od południa (zob. ryc. 1E – w sąsiedztwie Stop'u 3). Przemieszczone grawitacyjnie ogromne fragmenty masywów skalnych mogły spowodować przegrodzenie doliny Dunajca wielkimi blokami na odcinku od Czerwonego Klasztoru do Szczawnicy, co spowodowało, że rzeka musiała przedzierać się przez przemieszczone masywy skalne, przecięte systemem uskoków. Dunajec, przecinając strefę osuwiskową, utworzył w niej wąską dolinę, biegnącą wzdłuż szczelin ekstensyjnych i tworzącą malownicze meandry utworzone wzdłuż uskoków (flatirons) i związanych z nimi melanży tektonicznych (Ryc. 1). Zablockowanie odpływu Dunajca (lub

Niedziczanki, która później przejęła Dunajec) ogromnymi blokami skalnymi (głównie wapieni) przemieszczonymi grawitacyjnie jest o tyle prawdopodobne, że szeroka dolina Dunajca przed Przełomem Pienińskim, sprawia wrażenie jeziora zaporowego wypełnionymi osadami w wyniku nagłego zatrzymania przepływu rzeki (Ryc. 1A-B; D-E).

Według przedstawionej koncepcji, Przełom Dunajca miałby zatem charakter regresyjny: powstał w wyniku przejścia rzeki przez Niedziczankę (tzw. piracy river), wskutek wtargnięcia wód Dunajca do doliny rzecznej Niedziczanki, przez przełom Niedzicki. Z kolei powstanie Przełomu Pienińskiego związane było z poprzecznym rozerwaniem struktury kwiatowej pienińskiego pasa skałkowego (Ryc. 3B1-2). Istotną rolę w powstaniu przełomu Pienińskiego odegrały także grawitacyjne przemieszczenie ogromnych mas skalnych blokujących przepływ rzeki, powstałych na etapie kolapsu grawitacyjnego (prawdopodobnie w czwartorzędzie).

## Literatura

- Birkenmajer, K. 1958. Przewodnik geologiczny po pienińskim pasie skałkowym, p. I-IV. Wyd. Geol. Warszawa, ss. 350.
- Birkenmajer, K., 1979 Przewodnik geologiczny po pienińskim pasie skałkowym. Wyd. Geol. Warszawa, ss. 237.
- Birkenmajer, K., 2006. Przełom Dunajca w Pieninach – fenomen geologiczny. Pieniny – Przyroda i Człowiek 9:9-22.
- Golonka, J., Krobicki, M., Waśkowska, A., 2018. The Pieniny Klippen Belt in Poland. *Geology, Geophysics & Environment* 44(1), 111-125.
- Jankowski, L., 2015. A new history of the evolution of the Carpathian orogen – controversial point of view (in Polish with English summary). *Prace Naukowe Instytutu Nafty i Gazu Państwowego Instytutu Badawczego* 202, 1-154.
- Klimaszewski, M., 1972. Karpaty Wewnętrzne. In: M. Klimaszewski (ed.) *Geomorfologia Polski, Part 1 Polska południowa. Góry i Wyżyny*, PWN, Warszawa, 25-52.
- Limanowski, M., 1904. *Wycieczka w Tatry i Pieniny*. Pam. Tow. Tatrzańskiego, 131-183, Warszawa
- Makowska, A., 2003. Dynamika Tatr wyznaczana metodami geodezyjnymi. *Instytut Geodezji i Kartografii, Ser. Monogr. 6*, Warszawa, ss. 201.
- Margielewski, W., Jankowski, L., 2024. Dunajec River Gorge Through the Pieniny Mountains. In: Migoń, P., Jancewicz, K. (Eds.) *Landscapes and Landforms of Poland*, Chapter 17 pp. 315-324. Springer, World Geomorphological Landscapes series.
- Plašienka, D., Mikuš, V., 2010. Geological setting of the Pieniny and Šariš sectors of the Klippen Belt between Litmanová and Drienica villages in the eastern Slovakia. *Mineralia Slovaca* 42, 155-178.
- Romer, E., 1905. *Ziemia. Geografia fizyczna ziem polskich*. Lwów
- Starkel, L., 1972. An outline of the relief of the Polish Carpathians and its importance for

- human management (English summary). *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich* 10, 75-150.
- Zuchiewicz, W., 1978. Quaternary tectonics and the relief of the Dunajec River gorge in the Beskid Sądecki (Polish Western Carpathians). *Annales Societatis Geologorum Poloniae* 48 (3-4), 517-531
- Zuchiewicz, W., 1980. Young tectonic movements and morphology of the Pieniny Mts. (Polish Western Carpathians). *Annales Societatis Geologorum Poloniae* 50(2), 263-300.
- Zuchiewicz, W., 1982. Geneza przełomu Dunajca przez Pieniny. *Wszechświat* 83(10-11), 169-173.
- Zuchiewicz, W., 2010. Neotettonika Karpat polskich i zapadliska przedkarpackiego. Wyd. AGH, Kraków, ss. 234.



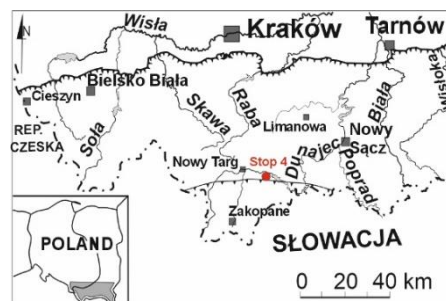
#### Stop 4. Dębno: zabytkowy drewniany kościółek z XV w.

Leszek Jankowski<sup>1</sup>, Włodzimierz Margielewski<sup>2</sup>

<sup>1</sup> ul. Karpacka 3, 32-040 Świątniki Górne

<sup>2</sup> Instytut Ochrony Przyrody PAN, Al. Adama Mickiewicza 33, 31-120 Kraków

GPS: N49°27,982'; E20°12,709'



Ryc. 1. Kościółek p.w. Św. Michała Archanioła w Dębnie Podhalańskim. Fot. W. Margielewski

Drewniany gotycki kościółek p.w. Św. Michała Archanioła w Dębnie Podhalańskim, został zbudowany w drugiej połowie XV wieku (około 1490) na miejscu istniejącej tu niegdyś starszej świątyni. Jest to budowla w całości drewniana, zbudowana z drewna iglastego, głównie jodły i modrzewia. W trakcie jego budowy nie używano gwoździ: zrębową konstrukcją ułożoną z belek umacniano dodatkowo drewnianymi kołkami. W trakcie przebudowy w 1601 r., dobudowano wieżę o wysokości 15 metrów, zaś prezbiterium (zorientowane na wschód) i nawę, otaczają kryte podcienia (tzw. soboty), dobudowane (w miejsce uprzednio istniejących) w XVIII-XIX w. Jednokalenicowy dach kościoła, jak również dach wieży, pokryte są



drewnianym gontem (Ryc. 1). Teren kościoła ogrodzony jest drewnianym płotem krytym gontem, a na jego placu znajduje się kilka kamiennych nagrobków, które są śladem po dawnym cmentarzu.

Wnętrze kościoła pokryte jest unikatową polichromią, pochodzącą z około 1500 roku, będącą najstarszą z wykonanych na drewnie i zachowaną w całości polichromią w Europie. Malowidła pokrywają praktycznie wszystkie stropy i ściany świątyni, także chór i ambonę. Ołtarz główny pochodzący z XVI w. ma charakter tryptyku i jest cennym zabytkiem malarstwa tablicowego. Zabytkowy, drewniany krzyż z 1380 roku, pochodzi prawdopodobnie jeszcze ze starszej, istniejącej tu niegdyś świątyni. W 2003 r., kościółek został wpisany wraz z innymi drewnianymi kościołami południowej Małopolski, na listę światowego dziedzictwa UNESCO.



**Literatura:**

Milian J., Spiechowicz-Jędrys A. 2007. Dębno, Wyd. Turystyczne, Kraków

## Stop 5. Ludźmierz: Późnoglacialne torfowisko Grel w Kotlinie Nowotarskiej.

Prowadzący wycieczkę:

Włodzimierz Margielewski<sup>1</sup>, Danuta J. Michczyńska<sup>2</sup>, Krzysztof Buczek<sup>1</sup>,  
Adam Michczyński<sup>2</sup>

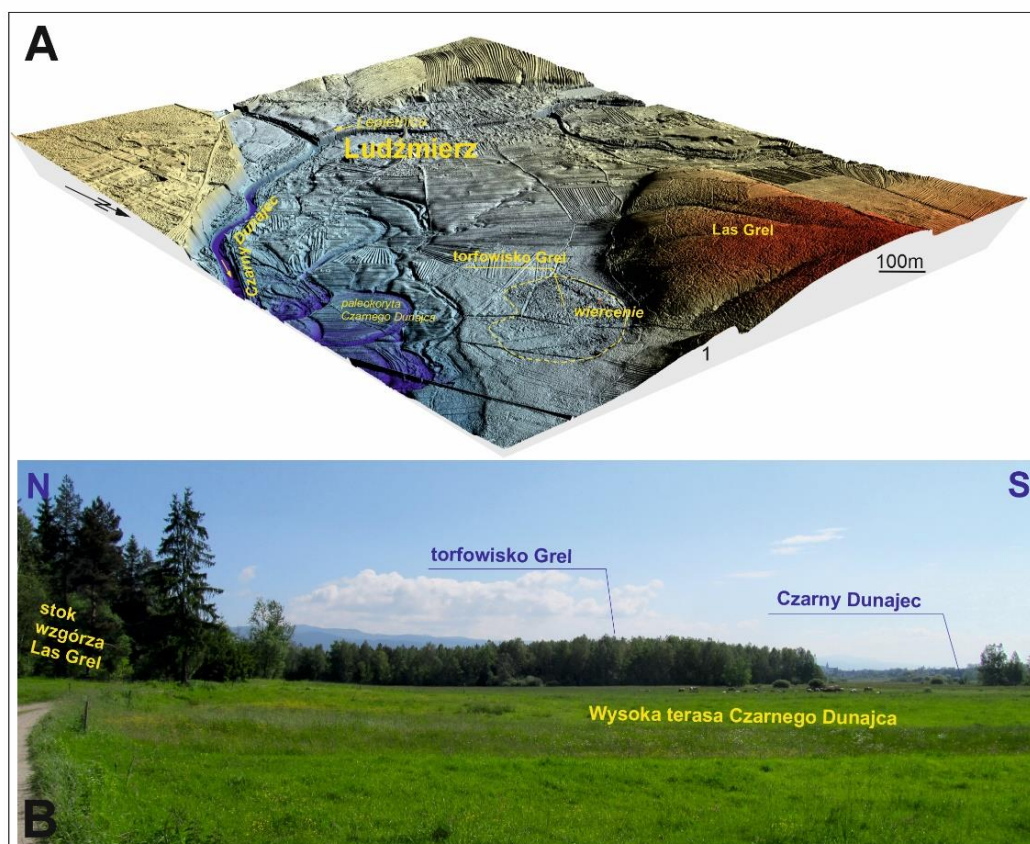
<sup>1</sup>Instytut Ochrony Przyrody PAN, Al. Adama Mickiewicza 33, 31-120 Kraków

<sup>2</sup>Politechnika Śląska, Instytut Fizyki – Centrum Naukowo-Dydaktyczne, Konarskiego 22B, 44-100 Gliwice

N 49°28,754; E 19°59,352'



Torfowisko Grel znajduje się w miejscowości Ludźmierz (w pobliżu Nowego Targu), w Kotlinie Nowotarskiej. Powstało na najwyższej terasie Czarnego Dunajca (598-601 m n.p.m.), pierwotnie jako torfowisko minerogeniczne utworzone w efekcie paludyfikacji starorzecza Czarnego Dunajca, później zaś wykształciło kopułę typową dla torfowisk ombrogenicznych (Ryc. 1A-B) (Koperowa, 1962; Margielewski i in., 2022).



Ryc. 1. A - Położenie torfowiska Grel (DTM LiDAR), B – torfowisko Grel – (współcześnie porośnięte lasem) - widok od strony Ludźmierza. Fot. W. Margielewski.

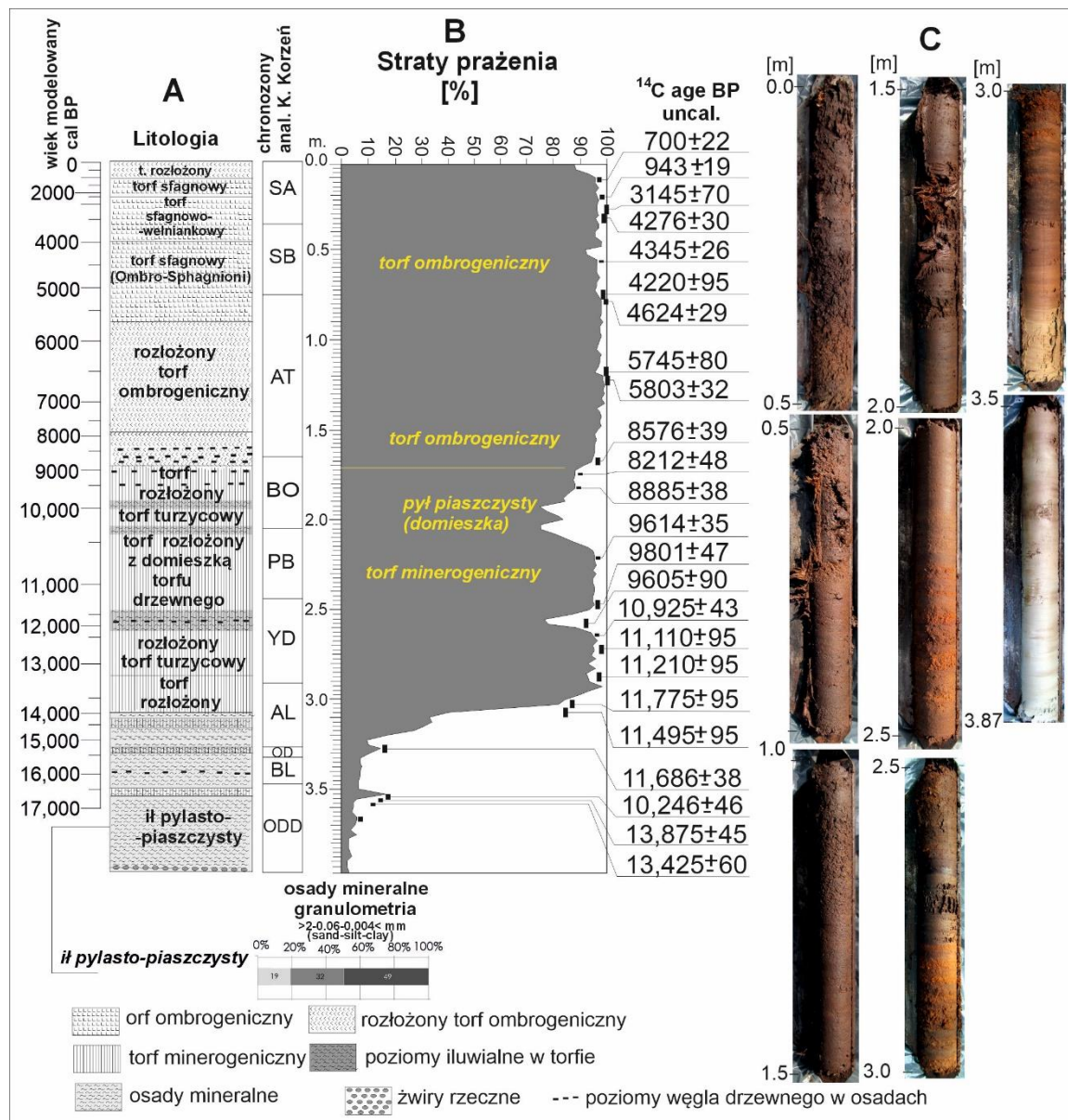
Torfowisko mające pierwotnie powierzchnię 18 ha, było eksploatowane przez miejscową ludność, co doprowadziło do całkowitego zaniku części torfowiska i znacznej degradacji jego kopuły (Łajczak, 2009).

W latach 60-tych ubiegłego stulecia, pobrano kompletny rdzeń z osadów torfowiska i wykonano pełną analizę palinologiczną osadów (Koperowa, 1962). Wykazała ona, że początek sedentacji torfu miał miejsce w trakcie ochłodzenia najstarszego dryasu, zaś w profilu została zapisana historia roślinności Kotliny Orawskiej od najstarszego dryasu po czasy współczesne. Stwierdzona wówczas miąższość osadów organicznych wynosiła 7,4m (Koperowa, 1962).

W latach 2012-2020, w obrębie zachowanego fragmentu kopuły (w miejscu wiercenia W. Koperowej w l. 60-tych), świdrem INSTORF pobrano rdzeń osadów o długości 3.9 m, osiągając w spągu wiercenia żwiry rzeczne. Analiza palinologiczna wykazała, że akumulacja osadów rozpoczęła się w najstarszym dryasie, przy zachowaniu ciągłości stratygraficznej osadów: od najstarszego dryasu po czasy współczesne (Michczyńska i in., 2016; Margielewski i in., 2022).

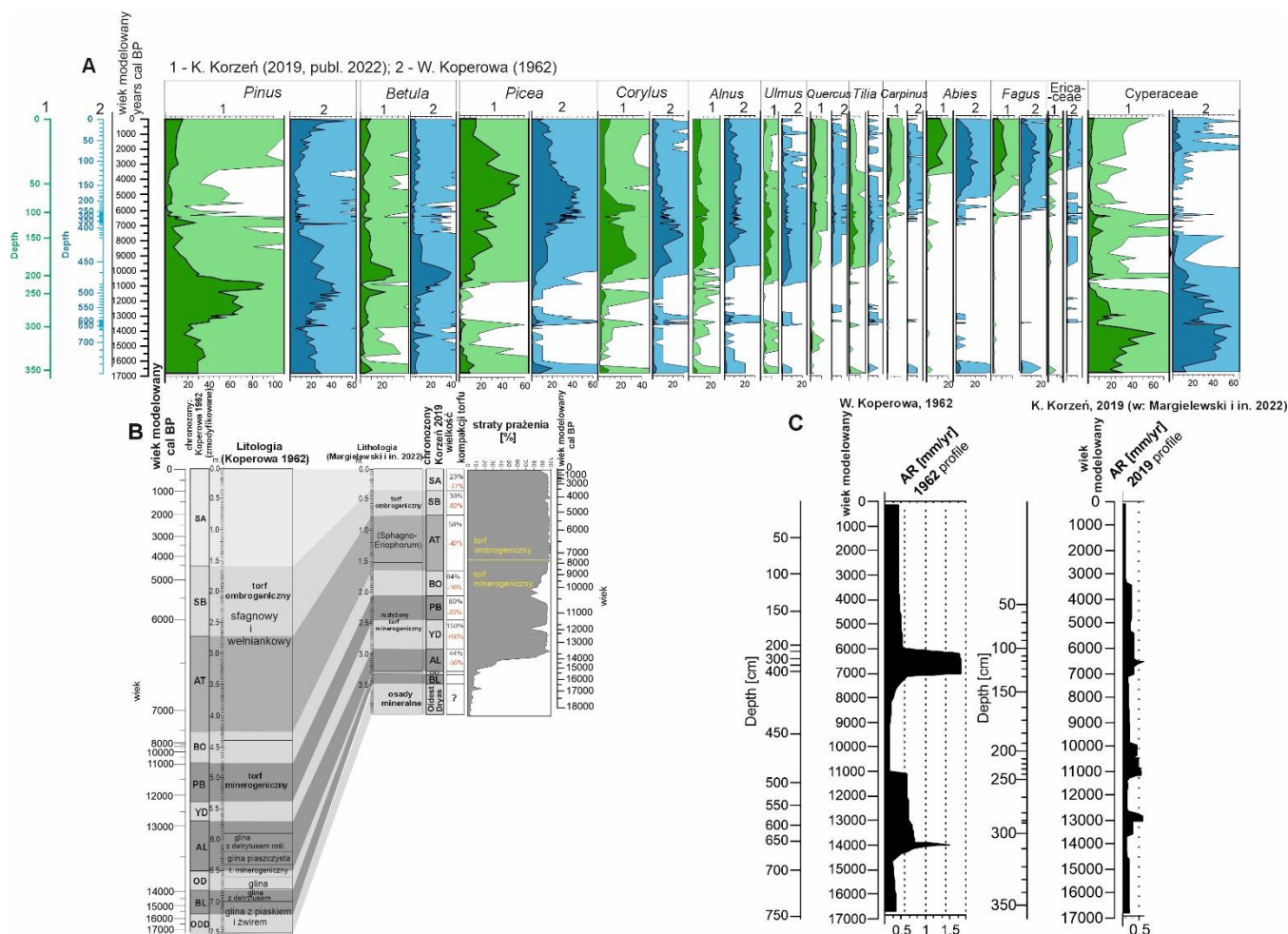
W spągu osadów, na żwirach rzecznych, zalegał pylasto-piaszczysty deponowany w najstarszym dryasie: w jego stropie występuje cienka (5 cm) wkładka osadu organicznego datowana AMS na 17,026-16,661 cal BP (Ryc. 2) (Margielewski i in., 2022). W sekwencji osadowej najstarszego dryasu pojawia się pyłek taksonów roślin termofilnych (*Corylus*, *Ulmus*, *Tilia*), którym towarzyszy pyłek *Abies* i *Fagus* (Ryc. 3) (Margielewski i in., 2022). Analiza palinologiczna wskazuje, że sedymentacja osadów mineralnych była kontynuowana w trakcie interfazy Bølling, i w starszym dryasie (Ryc. 2). Wraz z ociepleniem interfazy Allerød, rozpoczęła się akumulacja torfów minerogenicznych (turzycowych), które współcześnie są silnie rozłożone, aczkolwiek charakteryzują się dużą popielnością (90-95%) (Ryc. 2). Początek akumulacji torfu został datowany na 15,165±380 mod. cal BP), zaś akumulacja rozłożonych torfów turzycowych była kontynuowana w młodszym dryasie (Ryc. 2). Pod koniec tego ochłodzenia (ca 11,685±361 mod. cal BP), w obrębie torfów widoczny jest (na krzywej strat prażenia) poziom iluwialny, będący efektem okresowego zalania torfowiska przez wody powodziowe Czarnego Dunajca i dostawy pyłu ilastego do zbiornika sedymentacyjnego (Ryc. 2). W fazie preborealnej akumulowane były torfy drzewne, które uległy humifikacji. Kolejny poziom iluwialny występujący w torfach drzewnych rozłożonych i turzycowych (widoczny na krzywej strat prażenia) związany z oddziaływaniem wód powodziowych Czarnego Dunajca, uformował się u schyłku fazy preborealnej, zaś jego wiek został określony na ok. 10,314 ±114 mod. cal BP (Ryc. 2).





Ryc. 2. Profil osadów torfowiska Grel (stan na 2019r) (A), wraz z krzywą strat prażenia i datowaniami radiowęglowymi (AMS, LSC) (B). Analizy telmatologiczne: A. Obidowicz, Chronozony palinologiczne: K. Korzeń. Datowania wykonano w Laboratorium w Gliwicach i Laboratorium MKL w Skale. Wiek modelowany: D.J. Michczyńska. Foto rdzeni – W. Margielewski (wg. Margielewski i in., 2022).

Początek sedimentacji torfu ombrogenicznego (na głębokości 1.7m) był związany z ociepleniem klimatu w fazie atlantyckiej i datowany został na ca 9399-9018 cal BP (Ryc. 2) (Margielewski i in., 2022a). Spągowe partie kompleksu ombrogenicznego tworzy silnie rozłożony torf sfagnowy, zaś u schyłku fazy atlantyckiej i w fazie subborealnej akumulowany był torf sfagnowy. Ku górze (w SA) przechodzi on w torf sfagnowo - welniankowy. W stropie kompleksu (ostatnie 10 cm) występuje silnie rozłożony torf sfagnowy (Ryc. 2).



Ryc. 3. A – Porównanie procentowego udziału wybranych taksonów pyłkowych obu profili (Koperowa, 1962 i Korzeń 2019), przedstawionych w skali czasu: 1 – profil z 2019r. (Korzeń w: Margielewski i in., 2022), 2 – profil Koperowej (1962): skale wieku (przedstawione w mod. cal BP) dla obu diagramów pyłkowych opracowano w oparciu o krzywe wiek-głębokość (D.J. Michczyńska); B – stopień kompaktacji torfu w ciągu ostatnich 60 lat, przedstawiony dla osadów deponowanych w poszczególnych chronozonach; C – tempo akumulacji (Accumulation Rate: AR) osadów torfowiska Grel: 1 – dla profilu w. Koperowej (1962); 2 – dla profilu osadów skompaktowanych, pobranych w 2019 r. (Margielewski i in., 2022). Statystyka i opracowanie graficzne: K. Buczek.

Znaczna kompaktacja torfu była spowodowana odwodnieniem torfowiska Grel, związanym z wydobyciem torfu, melioracją torfowiska i drastycznym obniżeniem zwierciadła wód gruntowych wskutek wcięcia się Czarnego Dunajca w podłoże ok. 2-3m (w efekcie m.in. eksploatacji żwirów) w ciągu ostatnich 60 lat (Krzemiń, 2003; Zawiejska, Wyźga, 2010). W efekcie kompaktacji, miąższość osadów zmniejszyła się niemal dwukrotnie z 7,4 m w 1962 r. do 3.9 m w 2019 r. Przesuszenie torfowiska spowodowało także znaczny rozkład torfu, widoczny współcześnie na różnej głębokości (Ryc. 2). Z porównania profili litologicznych i



palinologicznych opracowanych w 1962 r. i 2019 r. wynika, że pomimo kompaktacji osadu, sekwencje depozycyjne pozostały kompletne, a ich stratyfikacja (od najstarszego dryasu do czasów współczesnych) pozostała niezmieniona (Margielewski i in. 2022).

W oparciu o 24 datowania radiowęglowe (zob. Ryc. 2) opracowano model wiek-głębokość dla sekwencji osadów. Znaczące podobieństwo obydwu profili palinologicznych: z 1962 r. – profil ten został scyfrowany) i z 2019 r. oraz znalezienie korelatnych poziomów pyłkowych w obydwu profilach (na podstawie analizy PCA) pozwoliło na opracowanie retrospektywnego modelu wiek - głębokość dla sekwencji osadowej pobranej w 1962 r przez W. Koperową i datowanie bezwzględne granic poszczególnych chronozon w opracowanym wówczas profilu palinologicznym (Ryc. 3A) (Margielewski i in, 2022). Porównanie uzyskanych datowań bezwzględnych granic chronozon wykazało, że kompaktacja osadów organicznych zdeponowanych w trakcie trwania poszczególnych chronozon, była zróżnicowana i wahała się od 77% do 16% (Ryc. 3B). Ponadto tempo akumulacji osadów obliczone dla profilu osadów skompaktowanych (2019), było mniejsze, niż tempo akumulacji obliczone dla sekwencji osadów pobranych w 1962 r., niekiedy trzykrotnie (ryc. 3C) (Margielewski i in., 2022).

Analiza osadów torfowiska Grel wskazuje, że rekonstrukcje paleośrodowiskowe opracowane na podstawie analizy osadów torfowisk (zwłaszcza torfowisk eksploatowanych i osuszanych) mogą być obarczone błędami związanymi z określeniem rzeczywistego tempa akumulacji, pierwotnej miąższości osadów zdeponowanych w poszczególnych chronozonach, obecności lub braku przerw sedymentacyjnych w osadach, czy z występowaniem poziomów humifikacji torfu. Działalność człowieka może zatem powodować zmiany nie tylko w najwyższych partiach osadów torfowisk (przypadki najczęściej opisywane), ale może mieć wpływ na cały profil osadów (Margielewski i in., 2022).

## **Literatura:**

- Koperowa W. 1962. The history of the Late-Glacial and Holocene vegetation in Nowy Targ Basin. *Acta Palaeobotanica* 2(3), 3-57.
- Krzemień, K., 2003. The Czarny Dunajec River, Poland, as an example of human induced development tendencies in a mountain river channel. *Landform Analysis* 4, 57–64.
- Łajczak, A., 2009. Development conditions and distribution of peat bogs in the Orawa-Nowy Targ Basin. *Przegląd Geologiczny* 57(8), 694-702.
- Margielewski, W., Michczyńska, D.J., Buczek, K., Michczyński, A., Korzeń, K., Obidowicz,

- A., 2022. Towards the understanding of the present-day human impact on peatland deposits formed since the Late Glacial: a “retrospective” age-depth model of the Grel raised bog (Polish Inner Carpathians). *Radiocarbon* 64(6), 1525-1543
- Michczyńska, D.J., Margielewski, .W, Korzeń, K., Michczyński, A, Borówka, R.K., Tomkowiak, J, Obidowicz, A. 2016. Palaeoenvironmental changes of the Orawa-Nowy Targ Basin in the Late Glacial and Holocene recorded in deposits of Grel raised bog. [In:] Pazdur A., Adamiec G., Michczyńska D, Sikorski J. (Eds.) 12th International Conference of Absolute Chronology, Geochronometria, Conference Abstracts Series 1, 22-23.
- Zawiejska J, Wyżga B. 2010. Twentieth-century channel change on the Dunajec River, southern Poland: Patterns, causes and controls. *Geomorphology* 117, 234-246.

## Wycieczka terenowa II. 5.09.2024 r.

### Stop 6. Skalisty fragment koryta Skawicy w Zawoi: tektoniczne uwarunkowania współczesnego wcinania się rzek w skaliste podłoże.

Leszek Jankowski<sup>1</sup>, Włodzimierz Margielewski<sup>2</sup>

Krzysztof Buczek<sup>2</sup>

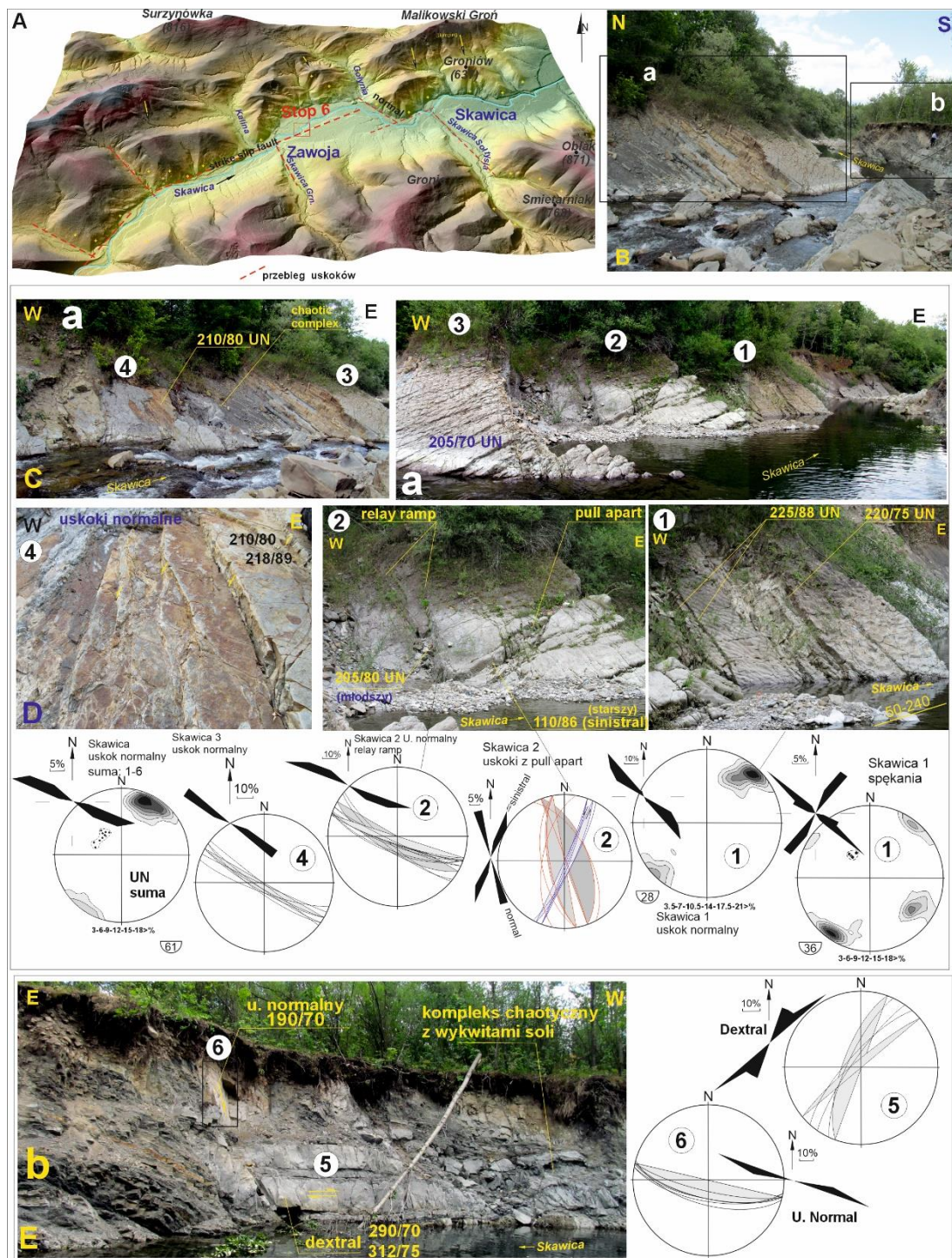
<sup>1</sup> ul. Karpacka 3, 32-040 Świątynki Górne

<sup>2</sup> Instytut Ochrony Przyrody PAN, Al. Adama Mickiewicza 33, 31-120 Kraków

N49° 40,427'; E 19° 35,368'



W korycie rzeki Skawica w Zawoi (Zawoi Dolnej), na odcinku ok. 100 m, odsłaniają się silnie spękane i pocięte uskoki piaskowce magurskie o powierzchniach ławic stromo zapadających (ca 30-40°) ku SE (zob. Książkiewicz, 1973) (Ryc. 1 A-B). Lokalnie występują tu także kompleksy chaotyczne o genezie synsedymencyjnej, w obrębie których widoczne są białe wykwity soli (minerał oznaczono jako siarczan magnezu) (Ryc. 1E) (Jankowski i in., 2009). Uskoki zrzutowe normalne o kierunku 110-135° tnące gruboławicowe piaskowce, przebiegają zazwyczaj poprzecznie do koryta rzeki (Ryc. 1Da-c). Tworzą zarówno formy zapadliskowe (ryc. 1D-a), asocjacje typu relay ramp (Ryc. 1D-b), czy struktury schodkowe (Ryc. 1D-c). Powierzchnie uskoku normalnych generalnie stromo zapadają ku SW (kierunek zapadania ich płaszczyzn 200-225°) (Ryc. 1D – E - zob. diagramy). Uskoki przesuwcze (zarówno dextralne, jak i sinistralne, często reaktywowane) mają kierunek generalnie równoległy do przebiegu Skawicy (kierunek zapadania płaszczyzn uskoku: 290-310°) i wzdłuż nich zostało założone koryto rzeki. Miejscami powodują one powstanie struktur przyprzesunięciowych typu pull apart (Ryc. 1D – 2). Generalnie w odsłonięciu uskoki przesuwcze są cięte przez uskoki normalne co wskazuje, że stanowią starszą asocjację dyslokacji (Ryc. 1D – 2; 1E stan: 5-6). W rzeźbie terenu, uskoki zaznaczają się w formie trójkątnych lic aktywnych skarp uskoku, związanych z izostatyczną elewacją skrzydła wiszącego uskoku (tzw. footwall elevation – zob. Wernicke, Axen, 1988) (Ryc. 1A). Przebieg lic trójkątnych (flatirons – zob. Petit i in., 2009) nawiązuje do kierunków uskoku pomierzonych w odsłonięciach, przy czym układ lic równoległych do doliny rzecznej, wskazuje, że uskoku przesuwczego wzdłuż którego powstała dolina Skawicy, został reaktywowany jako uskoku normalny (Ryc. 1A – i diagramy na ryc. D i E). Z kolei wzdłuż uskoku zrzutowych

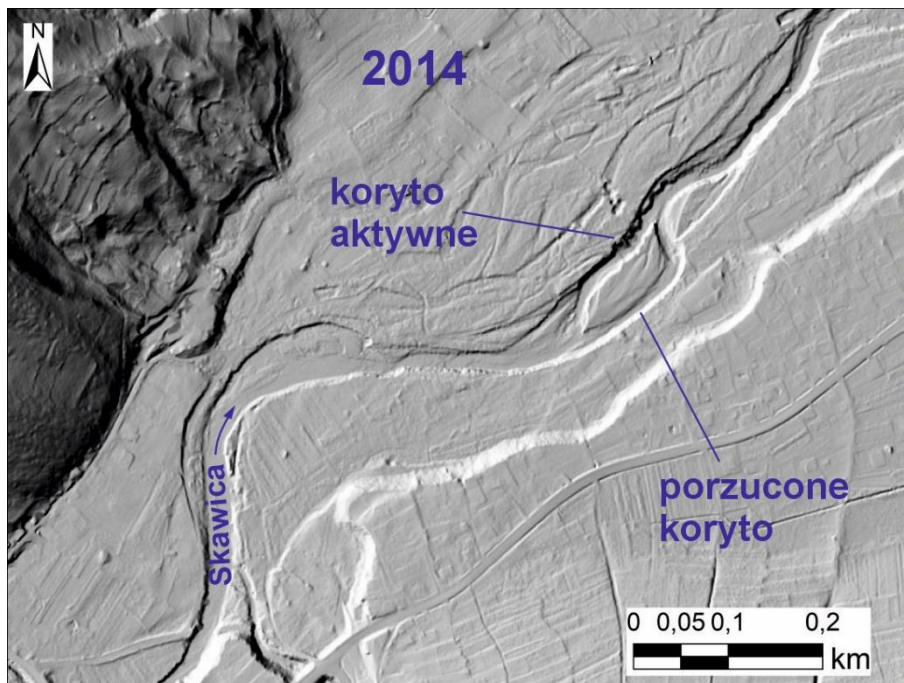


Ryc.1. Fragment skalistego koryta Skawicy w Zawoi, z asocjacją różnowiekowych uskokuw (stan na rok 2019). A – NMT LiDAR: linią przerywaną zaznaczono przebieg uskokuw, krzyżykami – trójkątne lica aktywnych skarp uskokuw, strzałkami – wieloskalowe przemieszczenia grawitacyjne; B – skaliste koryto Skawicy z odsłonięciami: a – w lewym (orograficznie) i b – w prawym brzegu rzeki, C – odsłonięcia formacji skalnych w lewym brzegu rzeki (numerami 1-4 oznaczono stanowiska z uskokuw), D – stanowiska (1-4) piaskowców magurskich pociętych uskokuw, w odsłonięciach na lewym brzegu Skawicy. Uskoki przedstawiono na diagramach konturowych (projekcja równopowierzchniowa biegunów na dolną półkulę), kołowych i kierunkowych, spękania na diagramie konturowym, położenie warstw na diagramie punktowym (projekcja na dolną półkulę). E – prawy brzeg koryta rzeki: odsłonięcie skał pociętych uskokuw, z melanżem tektonicznym. Częściowo za: Jankowki i in., 2019. Fot. W. Margielewski.



normalnych, zostały uformowane boczne dopływy Skawicy, łącznie z wykartowanym uprzednio uskokiem Kalinki (Książkiewicz, 1974) (Ryc. 1A).

W późniejszym etapie rozwoju, dolina rzeczna Skawicy była transformowana przez przemieszczenia grawitacyjne ogromnych kompleksów skalnych, które utworzyły ciąg wzgórz, wymuszających zmianę przebiegu koryta rzeki (zob. ryc. 1A - wzgórza Sitkowa Grapa i Groniów w miejscowości Skawica).



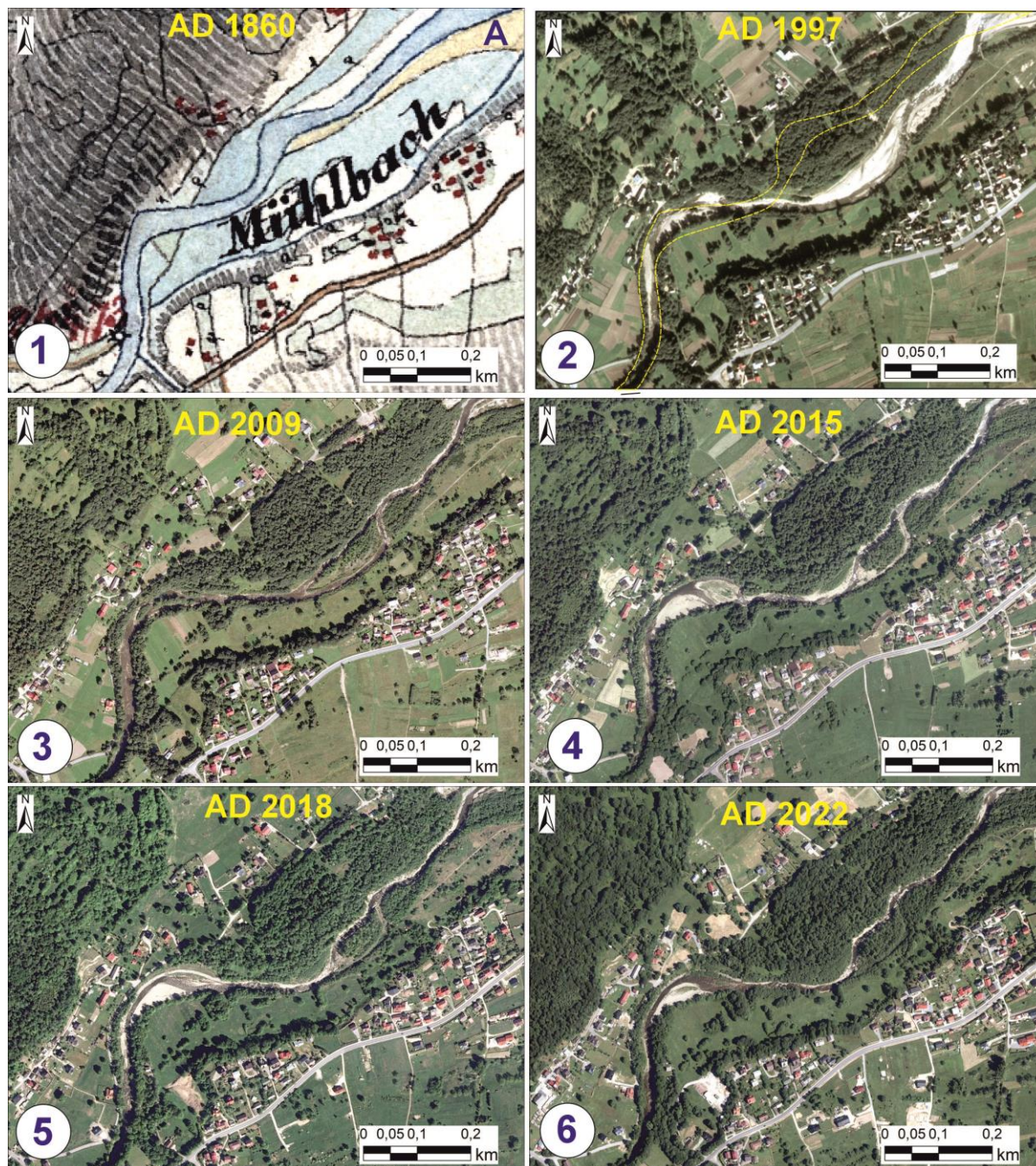
Ryc. 2. Ewolucja koryta Skawicy (na mapie LiDAR). Prawa odnoga koryta została porzucona przez rzekę po wezbraniu w 2010r.

Analizy geomorfologiczne i kartograficzne, wykazały występowanie na południe od współczesnego koryta rzeki, drugiego, aktualnie zarzuconego koryta rzecznej (Ryc. 2). Po wezbraniu powodziowym w 2010 r zostało ono porzucone, zaś rzeka w drugim z koryt (lewym) głęboko wcięła się w skaliste podłoże (ok. 3 – 4 m), odsłaniając zróżnicowane asocjacje uskokuów tnących formacje skalne (Ryc. 1). Powstał malowniczy przełom, zwany Gorącymi Skałami (Franczak, 2013).

Analiza materiałów kartograficznych wskazuje, że w XIX wieku koryto Skawicy miało inny przebieg, niż współcześnie (Ryc. 3.1- 3.2). Dużą rolę w transformacji koryta odgrywały młynówki, zaś rzeka płynęła wówczas po swoich aluwiach (Ryc. 3.1). Analiza map z lat 90-tych ubiegłego stulecia wskazuje, że rzeka utworzyła zakole przesunięte w stosunku do jej przebiegu (z XIX w.) ku południowi (Ryc. 3.2). 12 lat później wykształciła w tym miejscu system dwukorytowy. Rzeka płynąc młodszym z wykształconych wówczas koryt, które ścięło zakole, zaczęła się siniej (niż prawa odnoga) wcinać w podłoże skalne (Ryc. 3.3). Po wezbraniu



w 2010 r, rzeka całkowicie zarzuciła prawe koryto, zaś płynąc korytem lewym (północnym), intensywnie wcięła się w skaliste podłoże, wykorzystując sieć uskoków (przesuwczych, reaktywowanych jako normalne): jest to widoczne na ortofotomapie z 2015 r. (ryc. 3.4) (zob. Ryc. 1).



Ryc. 3. Ewolucja koryta Skawicy od XIX w. (1), po AD 2022 (6), w oparciu o mapę austriacką (II topograficzne zdjęcie wojskowe) i współczesne ortofotomapy. Na części 2 zaznaczono przebieg koryta Skawy z 1860r. Opracował: Krzysztof Buczek.

W trakcie wezbrań w 2014r, nastąpiło erozyjne pogłębienie koryta Skawicy w obrębie „Gorących Skał”, zaś porzucone koryto znajduje się obecnie 3-4 m. powyżej głównego koryta rzeki (Ryc. 3.5). Proces ten pogłębił się po kolejnym wezbraniu powodziowym w 2020r., kiedy lewe koryto (jedyne aktywne) wcięło się w skaliste podłoże o kolejny ca 1 m (Ryc. 3.6).

Powszechnie rejestrowany proces współczesnego wcinania się rzek karpackich w skaliste podłoże, był wiązany zarówno z bezpośrednią ingerencją człowieka w ich korytach (eksploatacja żwirów rzecznych czy też powszechne prace regulacyjne), jak również ze zmianami użytkowania ziemi, w tym znacznym wzrostem zalesienia stoków (min. Klimek 1987; Krzemień, 2003; Zawiejska, Wyżga 2008, 2010). Wylesianie stoków i intensywna uprawa roślin okopowych w XIX i pierwszej połowie XX w., powodowała intensywną dostawę materiału stokowego do koryt rzecznych. Żwirowe rzeki płynęły wówczas w utworach aluwialnych, często wykształcając systemy wielokorytowe (zob. Ryc. 3.1.). Zaniechanie gospodarki rolniczej, zalesianie stoków w ostatnich dekadach XX w., i związane z tym zahamowanie dostawy materiału stokowego do koryt, spowodowały masowe erodowanie aluwii (zwłaszcza podczas zdarzeń ekstremalnych) i wcięcie się rzek karpackich w podłoże. Proces ten zachodzący także na większych rzekach, powodował jednocześnie obniżenie bazy erozyjnej ich dopływów, co rzeczywiście mogło sprzyjać wcinaniu się rzek w skaliste podłoże.

Dotychczas nie zwracano jednak uwagi na geologiczny aspekt wcinania się rzek karpackich. W przypadku Skawicy, zarówno powyżej analizowanego odcinka rzeki, jak i poniżej, ma ona miejscami charakter żwirowy, płynąc po swoich aluwiach, które jednak nie zostały usunięte (zob. Ryc. 3.4-6). Na głębokie wcinanie się rzeki w podłoże skalne, mogły więc mieć wpływ uwarunkowania geologiczne. Asocjacje różnowiekowych uskoków stwierdzone w skałach w których powstało koryto Skawicy, na stokach sąsiadujących z doliną rzeczna, manifestują się w formie trójkątnych lic aktywnej skarpy uskokowej, niekiedy znacznej wysokości (Ryc.1 A). Wskazują one na występowanie tu procesu elewacji przydyslokacyjnej (ang. footwall elevation), a więc blokowego wynoszenia skrzydła wiszącego (wg polskiej nomenklatury tektonicznej) uskoku. Takie przemieszczenia blokowe skał podłoża powodujące izostatyczne dźwiganie (podnoszenie) fragmentów masywów wzdłuż uskoków, mogą być odpowiedzialne za gwałtowne wcinanie się rzek w skalne podłoże w Karpatach.

## **Literatura**

- Franczak P. 2013. Wybrane walory geotutystyczne obszaru rozciągającego się wokół Babiej Góry. Rocznik Babiogórski 14, 83-99.
- Jankowski, L., Margielewski, W., 2021. Geological control of young orogenic mountain

- morphology: From geomorphological analysis to reinterpretation of geology of the Outer Western Carpathians. *Geomorphology* 386(2), 107749,
- Jankowski, L., Margielewski, W., Garecka, M., Kowalska, S., 2019. Stop 6. Skalisty fragment koryta Skawicy w Zawoi, z asocjacją różnowiekowych uskoków. W: Jankowski, L. (red.) *Warsztaty terenowe: „Od podnóża Tatr po brzeg Karpat. Współczesne wyzwania kartografii geologicznej”*. Przewodnik do wycieczki terenowej, ss. 59-65. Wyd. PIG-PIB
- Klimek, K., 1987. Man's impact on fluvial processes in the Polish Western Carpathians. *Geografiska Annaler*, 74A, 123-131.
- Krzemień, K., 2003. The Czarny Dunajec River, Poland, as an example of human induced development tendencies in a mountain river channel. *Landform Analysis* 4, 57–64.
- Książkiewicz, M., 1973. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1: 50 000, arkusz 1014 Sucha Beskidzka. Wyd. Geol. Warszawa 1974.
- Książkiewicz, M., 1974. Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski 1: 50 000, arkusz 1014 Sucha Beskidzka. Wyd. Geol. Warszawa., ss. 83.
- Petit, C., Gunnell, Y., Gonga-Saholiariliva, N., Meyer, B. and Seguinot J., 2009. Faceted spurs at normal fault scarps: Insights from numerical modeling. *Journal Geophysical Research* 114(5):
- Wernicke, B., Axen, G.J., 1988. On the role of isostasy in the evolution of normal fault systems. *Geology* 16, 848–851.
- Zawiejska, J., Wyżga, B., 2008. Transformacja koryta Dunajca w XX wieku jako wynik ingerencji człowieka i zmian środowiskowych w zlewni. [w:] B. Wyżga (red.), *Stan środowiska rzek południowej Polski i możliwości jego poprawy – wybrane aspekty*. Instytut Ochrony Przyrody PAN, Kraków, 41-50.
- Zawiejska, J, Wyżga, B., 2010. Twentieth-century channel change on the Dunajec River, Southern Poland: Patterns, causes and controls. *Geomorphology* 117, 234-246.



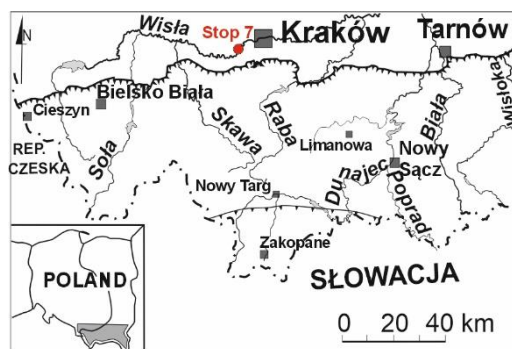
## Stop 7. Tyniec: Brama Tyniecka - przełom Wisły w Tyńcu i tajemnice opactwa Benedyktynów.

Leszek Jankowski<sup>1</sup>, Włodzimierz Margielewski<sup>2</sup>

<sup>1</sup> ul. Karpacza 3, 32-040 Świątniki Górne

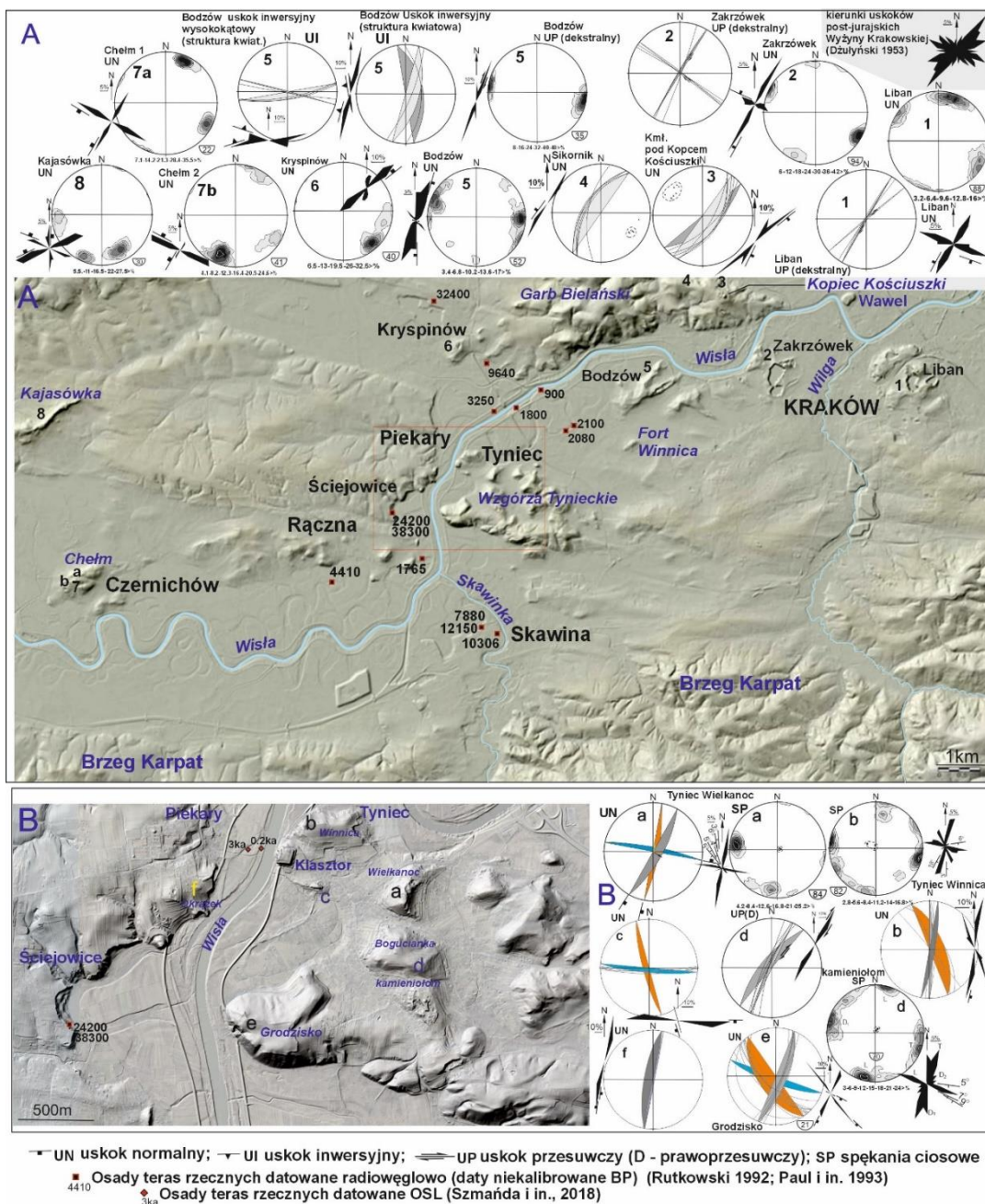
<sup>2</sup> Instytut Ochrony Przyrody PAN, Al. Adama Mickiewicza 33, 31-120 Kraków

N50°01,125; E19°48,072'



Przełom Wisły w Bramie Tynieckiej jest jednym z najbardziej osobliwych fenomenów morfologicznych tej części Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej: jest to najwęższy odcinek doliny Wisły po opuszczeniu przez rzekę Karpat i przedpola. Rzeka, pierwotnie płynąc równoleżnikowo i meandrując szeroką doliną utworzoną w utworach miocenu (na odcinku Łączany-Czernichów) pomiędzy brzegiem Karpat na południu i szeregiem wzgórz wapiennych górnej jury na północy (masyw: Mirów-Kamień – Kajasówka - Piekary, izolowane wzgórze Chełm w Czernichowie), na wysokości Skawiny, nagle skręca, niemal pod kątem prostym, ku północy, przełamując się przez Wzgórza Tynieckie stosunkowo wąską doliną rzeczną, zwaną Bramą Tyniecką (Dżułyński, 1953). Ma ona długość ok. 2 km, szerokość 200-400 m i jest obramowana wapiennymi ścianami skalnymi w miejscowościach Ściejowice – Piekary (od zachodu) i Tyniec (od wschodu) (Ryc. 1 i 2). Później, na wysokości Bielan, rzeka ponownie obiera przebieg równoleżnikowy i płynąc pomiędzy wydłużonym, zwartym Garbem Bielańskim od północy i odizolowanymi masywami jurajskich wapieni skalistych Bodzowa, Pychowic, Zakrzówka, Libanu i Wawelu, dociera do centrum Krakowa (Ryc. 1A).

Wzgórza Tynieckie, wraz z garbem Bielańskim i wspomnianymi izolowanymi masywami wapiennymi, wchodzi w skład tzw. Bramy Krakowskiej – najbardziej na południe wysuniętej części Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej (geologicznie monokliny śląsko-krakowskiej) utworzonej z wapieni skalistych wieku górnourajskiego (oxford), jedynie lokalnie pokrytych płatami utworów wieku kredowego, rzadziej miocenijskimi wapieniami organodetrycznymi (Alexandrowicz, 1960, Gradziński 1972; Rutkowski, 1992, 1993).



Ryc. 1. Elementy rzeźby Bramy Krakowskiej (A) i Bramy Tynieckiej (B) na DTM LiDAR. Kierunki nieciągłości tektonicznych (spękania, uskoki) w skałach wieku jurajskiego - na diagramach kierunkowych (róża spękań), położenie płaszczyzn nieciągłości na diagramach konturowych (projekcja równopowierzchniowa biegunów na dolną półkulę, wraz z liczbą pomiarów i cięciem warstwicowym) oraz (w przypadku mniejszej liczby pomiarów) – na diagramach kołowych (projekcja na dolną półkulę). Datowania radiowęglowe osadów rzecznych (niekalibrowane) wg. Rutkowski 1992; Paul i in., 1993), datowania OSL: Szymańda i in., 2018)

Jak już wspomniano, wspomniano, część tej platformy węglanowej buduje w miarę zwarte masywy (garb Bielański), część zaś jest rozfragmentowana, tworząc izolowane wzgórza

Bodzowa, Pychowskiej Góry, Zakrzówka, Krzemionek, Libanu i Wawelskiego Wzgórza, tkwiące w plastycznych osadach (iły, łupki) wieku mioceńskiego, tworzących tu tzw. rygiel Krakowski: wąski pad utworów miocenu, łączący zachodnią i wschodnią część zapadliska przedkarpacciego (Ney, 1968).

Brama Krakowska traktowana jest zazwyczaj jako rodzaj rowu tektonicznego, z szeregiem stref uskokowych dzielących pokrywę mioceńsko-jurajską. I jedna z takich stref uskokowych wykorzystana jest przez Wisłę, która przechodzi tędy z Kotliny Oświęcimskiej ku kotlinie Sandomierskiej. Odslonięcia w rejonie Tyńca są elementem części Bramy Krakowskiej i zwane są tutaj bramą Tyniecką.

Na powierzchni terenu w obrębie Bramy Krakowskiej odsłaniają się górnourajskie wapienie skaliste oxfordu tworzące bądźzwarte masywy skalne (masyw Kamienia-Kajasówki, masyw Bielański, Wzgórza Tynieckie), bądźdizolowane wzgórza (Bodzów, Pychowice, Zakrzówek, Krzemionki, Wawel) uważane dotychczas za zręby tektoniczne, porozdzielane zapadliskami (rowami) tektonicznymi (Dżułyński, 1953, Gradziński, 1972). Lokalnie pokryte są one cienkimi płatami wapieni, margli, iłów i piasków glaukonitowych wieku górnokredowego, miejscami zaś utworami miocenu (wapienie ogranonodetrytyczne). (Alexandrowicz, 1960, Rutkowski, 1992, 1993). Zapadliska tektoniczne i obniżenia są wypełnione przez iły mioceńskie (głównie warstw wielickich). Z utworów czwartorzędowych największe rozprzestrzenienie mają lessy vistuliańskie (less górny) tworzące zwarte pokrywy w rejonie Piekar, na Wzgórzach Tynieckich, czy Garbie Bielańskim (Rutkowski, 1992). Miejscami występują wydmy (Gradziński, 1972), torfowiska i osady rzeczne (głównie Wisły): vistuliańskie i holocieńskie, dość licznie są datowane metodą radiowęglą (Ryc. 1A, B) (Rutkowski, 1992, 1993; Paul i in., 1993). Jedynie miejscami zachowały się płaty starszych osadów plejstocenu: piasków lodowcowych wiązanych ze zlodowaceniami południowopolskimi (Rutkowski, 1993).

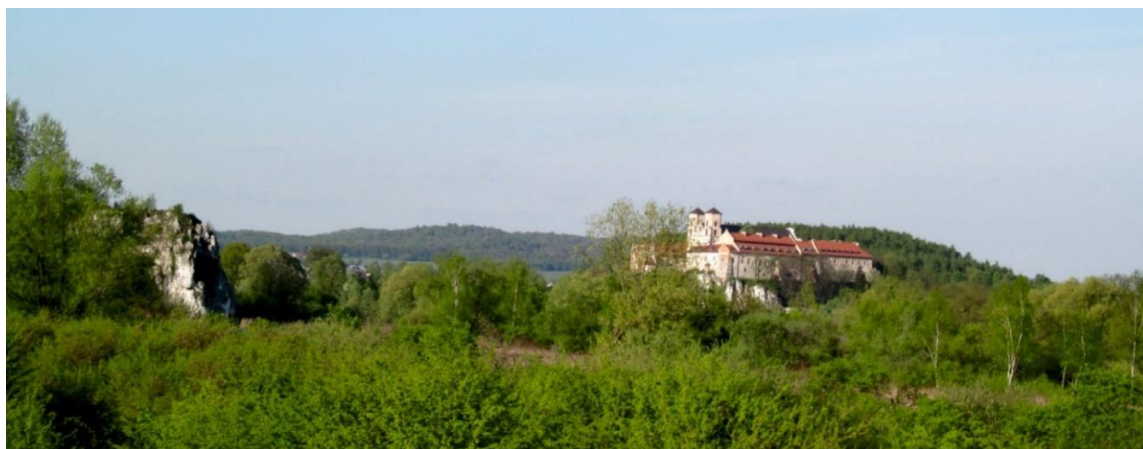
Wg koncepcji autorów powstanie Bramy Krakowskiej, w której dominują rozfragmentowane elementy mezozoicznej platformy węglanowej, wiązane jest z procesem ekstensji i defragmentacji pasma tzw. Jury Krakowsko-Częstochowskiej, sięgającego niemal brzegu Karpat. Badania autorów na znacznie szerszym obszarze niż Brama (Przełom) Tyniecki wskazują, że na obecny obraz geologiczny a zwłaszcza rozdzielenie na bloki zwartej, jurajskiej platformy węglanowej, miał wpływ mioceński etap przesuwczności, oddziałujący zarówno na Karpaty jak i ich przedpole - utworzone zostało szereg struktur przesuwczych, dobrze widocznych w skali odsłonięć, przyjmujących skomplikowane geometrie tzw. końskiego ogona lub struktury kwiatowej.

Elementy tej struktury widoczne są wręcz na powierzchni - w wapieniach jurajskich, np. w kamieniołomie w Bodzowie (ryc. 1A. Stan. 5), gdzie uskokowi prawoprzesuwczemu (dextralnemu) o kierunku  $200^{\circ}$ , towarzyszą wysokokątowe uskoki inwersyjne o kierunkach  $85-105^{\circ}$  i  $170-200^{\circ}$  (Ryc. 1A: diagramy 5 UI). Generalnie zatem, elewowane i obniżane elementy tektoniczne traktowane dotychczas jako zręby i rowy tektoniczne, są elementami wyniesionymi lub obniżanymi w obrębie rozległej struktury kwiatowej, formowanej w strefie międzyprzesuwczej na przedpolu Karpat. Do powstania, wyrazistego obecnie, układu budowy geologicznej tego regionu, o typie zręb – rów przyczynił się proces tzw. kolapsu orogenicznego. Jest on odpowiedzialny za właściwą dla tego regionu blokowość, podkreśloną w rzeźbie terenu charakterystyczny formami rzeźby w postaci licznych ostańców czy bram.

Generalnie wśród uskoków zrzutowych normalnych, obramujących wyniesione elementy bloków wapieni jurajskich, dominują dwa kierunki:  $20-30^{\circ}$  i  $110^{\circ}$  (ryc. 15A – diagramy 1 -4; 7ab, 2), niekiedy widoczny jest kierunek  $180-200^{\circ}$  (Ryc. 1A – diagramy 5, 6, 8). Nie zaznacza się tu dyspersja kierunków uskoków, stwierdzona przez Dżułyńskiego (1953) w obrębie wapieni Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej (zob. górny, prawy róg Ryc. 1 A).

W obrębie masywów skalnych budujących Wzgórza Tynieckie i Bramę Tyniecką, dominują wysokokątowe uskoki normalne o kierunku  $10-30^{\circ}$ . (Ryc. 1B – diagramy a-b, e-f). Ten kierunek zachowuje także uskok prawoprzesuwczy (Ryc. 1B – d). Są to uskoki typowe dla Bramy Krakowskiej (Ryc. 1A). Uskokom tym towarzyszą dyslokacje (uskoki normalne) o kierunkach  $160-170^{\circ}$  (Ryc. 1B). Generalnie zatem, Brama Tyniecka została założona wzdłuż uskoków zrzutowych normalnych (grawitacyjnych) o kierunkach  $10-30^{\circ}$ , powstałych na etapie ekstensyjnym kiedy to miał miejsce kolaps grawitacyjny Karpat. Wysokokątowy charakter tych uskoków wskazuje na możliwość powstania tu uskoku z rozerwania formowanego w obrębie skał pozbawionych nadkładu. W obrębie bloków tynieckich widoczne są także struktury wskazujące na grawitacyjne procesy przemieszczania w postaci ześlizgów (tzw. slumpingu), typowe także dla całego regionu zwłaszcza w sąsiedztwie dużych rowów tektonicznych, jak np. Rowu Krzeszowickiego.





Ryc. 2. Dolina Wisły w Bramie Tynieckiej pomiędzy Skałkami Piekarskimi (z lewej) i wzgórzem klasztornym (z prawej). Zwracają uwagę pionowe ściany skałek obramujących przełom. Fot. W. Margielewski

Istotnym zagadnieniem jest powstanie samego Przełomu Tynieckiego, jak również całego fragmentu Bramy Krakowskiej czyli struktury, którą pokonuje Wisła w drodze do Kotliny Sandomierskiej. Poprzednie poglądy sugerowały wcięcie się koryta Wisły w podłoże skał wapiennych w efekcie erozyjnego wypreparowania brekcji tektonicznej: wcześniej sugerował to Dżułyński (1953). Badania wykazały, że rzeka nie docięła się jednak do skalistego podłoża wapieni jurajskich, zaś w dnie doliny występują ility miocenijskie (Alexandrowicz, 1955; Mamakowa, Rutkowski, 1989 a).

Inne z poglądów sugerowały odpreparowanie przez erozję rzeczną podatnych utworów wypełniających tujejsze rowy tektoniczne i zmianę kierunku przepływu; z równoleżnikowego na południkowy, co miało spowodować powstanie przełomu o charakterze epigenetycznym (ekshumowanego) (Alexandrowicz, 1955; Gilewska, 1972). S.W. Alexandrowicz (1955) sugerował, że odpreparowanie utworów zasypanej formy przedbadeńskiej o założeniach tektonicznych, mogło nastąpić dwukrotnie: w neogenie i w plejstocenie. Ślady neogenu raczej nie są już możliwe do ustalenia (obszar ten miał być pokryty lądolodem sanu 1, który miałby całkowicie przemodelować jego rzeźbę - zob. Marks i in., 2016). Jednakże w literaturze brak jest podania mechanizmu takiego procesu. Zasypanie zapadliska w Bramie Tynieckiej osadami plejstocenijskimi jest widoczne: w pobliskiej Rącznej (na zachód od przełomu) zachowały się bowiem płyty piasków lodowcowych wiązanych ze zlodowaczeniami południowopolskimi, które występują także na wschód od Wzgórz Tynieckich w rejonie Skotnik i Kobierzyna (Rutkowski, 1993, Paul i in., 1993).

Odpreparowanie przełomu z osadów czwartorzędowych w górnym plejstocenie i holocenie, pozostawiło ślady w postaci kilku poziomów teras rzecznych w obrębie Bramy

Tynieckiej. W Ściejowicach, na początku Bramy Tynieckiej, najstarszy poziom terasowy (listwa terasy lessowej) wznosi się ok. 18-20 m ponad współczesne koryto rzeki. W wysokiej skarpie został znaleziony profil osadów czwartorzędowych o miąższości ca 15-16m, zalegający na łałach mioceńskich (zob. lokalizacja na ryc. 1A) (Mamakowa, Rutkowski, 1989a; Gębica, 2004; Sokołowski, Wardas-Lasoń, 2017). Na łałach mioceńskich zalegają tu piaski (o miąższości kilku m.), powyżej występują mułki (1.2m miąższości z wkładkami torfu lub mułków torfiastych o miąższości 37 cm). Na nich występują piaski pylaste (5.2 m) muły ilaste (0.5 m), zaś w stropie występują lessy (reprezentujące tu less górny młodszy – Rutkowski, 1992) o miąższości 5.7m (Mamakowa, Rutkowski, 1989a; Rutkowski, 1993). Obecność lessów w profilu, których pokrywa została rozcięta, ma istotne znaczenie dla datowania procesów powstawania przełomu. Daty radiowęglowe uzyskane ze spągu mułku (ok. 11 m poniżej poziomu terenu) wyniosły  $38,300 \pm 3600$  BP (...-53065; 53050-39037\* cal BP) oraz  $24200 \pm 600$  BP (29,795-27,360 cal BP) i  $23,000 \pm 600$  BP (29,188-26,875 cal BP) (Mamakowa, Rutkowski 1989a). Najstarsza data, po skalibrowaniu, wykracza (ze względu na dużą niepewność), poza zasięg metody, zaś pozostałe dwie daty (dość zbliżone) wskazują na środkowoplenivistuliański wiek osadów (prawdopodobnie schyłek Interstadiu Denekamp: 32-28 cal ka BP). Analiza palinologiczna wykazała bowiem występowanie w spągowych partiach osadów pylastych flory pyłkowej znacznie wymieszanej, reprezentującej ciepły i zimny odcinek plejstocenu. Gatunkom ciepłolubnym *Corylus* i *Carpinus*, towarzyszą tu: *Pinus*, *Betula*, *Alnus*, *Abies*, *Larix*. Liczny jest także udział pyłku roślin zielnych (Mamakowa, Rutkowski, 1989a). Wyjąwszy osady rzeczne przy ujściu Sanki do Wisły w Kryspinowie (związane jednak z wcześniejszym etapem rozwoju doliny Wisły) datowane na  $32,400 \pm 1100$  BP (39,949-34,766 cal BP) (Mamakowa, Rutkowski, 1989b), pozostałe datowania radiowęglowe osadów doliny Wisły (zarówno tuż przed, jak i tuż za przełomem Bramy Tynieckiej) są już generalnie wieku holoceni: najstarsze są wieku wczesnholoceni, jedynie w strefie ujściowej Skawinki do Wisły znaleziono osady rzeczne datowane na późny glacjał (ca 14,365-13,787 cal BP) (Ryc. 1A), zaś osady rzeczne wieku plenivistuliańskiego znajdują się dopiero w Ludwinowie i Nowej Hucie (Rutkowski, 1992; Paul i in., 1993). Także najstarsze datowania osadów rzecznych metodą OSL w samym przełomie (naprzeciw wzgórza klasztornego), są również stosunkowo młode i wynoszą 3 ka BP dla wyższego tarasu (200 lat dla terasu zalewowego) i są związane z holoceni etapem rozwoju i transformacji doliny przełomowej (Szmańda i in., 2018). Istotne znaczenie ma rozbieżność dat uzyskiwanych w dolinie Wisły w stosunku do dat próbek pobranych z jej bocznych dopływów. Generalnie zatem, w świetle datowań można przyjąć, że odpreparowanie (najmłodsze?) przełomu Tynieckiego jest

stosunkowo młode i mogło mieć miejsce w górnym vistulianie. Nie jest zatem wykluczone, że ostatni etap zasypania Bramy Tynieckiej miał miejsce w środkowym plenivistulianie (zgodność dwóch dat radiowęglowych z poziomu organicznego raczej nie wskazuje na starszy wiek tych osadów: najstarsza data 38 ka BP posiadająca bardzo dużą niepewność, po skalibrowaniu wykracza poza zasięg metody). W przyjętej przez autorów koncepcji proces powstania dolin przełomowych (w obrębie Bramy Krakowskiej) jest wynikiem procesu tektonicznego (ekstensyjnego) rozdarcia fragmentu Pasma Jury Krakowsko-Częstochowskiej w ostatnim (raczej holocenijskim etapie) procesu kolapsu orogenicznego.



Ryc. 3. Brama Tyniecka: widok z Klasztoru Benedyktynów ku południowi.  
Z prawej widoczne są Skalki Piekarskie. Fot. W. Margielewski



Wzgórza Tynieckie wraz z przełomem rzeczny (Brama Tyniecka), są miejscem zarówno unikatowym pod względem krajobrazowym, jak też historycznym (Ryc. 2 i 3). Pionowe ściany skał wapiennych obramujące przełom były przekształcane przez procesy krasowe (znajduje się tu kilka jaskiń), jak również przez ruchy masowe. Najstłyniejszym jest obryw skalny powstały w efekcie przemieszczenia grawitacyjnego fragmentu Wzgórza Klasztorne, który wg przekazów historycznych powstał po trzęsieniu ziemi w 1786 r. (Gradziński, 1972). Blok wapienia o rozmiarach 10x10m i wys. 2.5m, spoczywa współcześnie u podnóża ściany wzgórza Klasztorne tuż nad brzegiem Wisły (Ryc. 4).



Ryc. 4. Obrywy skalne u podnóża ściany wzgórza Klasztorne (po lewej) powstały po trzęsieniu ziemi w roku 1786. Fot. W. Margielewski

Wzgórza Tynieckie są nie tylko unikatowe pod względem krajobrazowym, ale także historycznym i kulturowym: były one bowiem atrakcyjnym miejscem osadnictwa już od czasów prehistorycznych. Badania archeologiczne przeprowadzone na wzgórzu klasztorne jeszcze w latach 50-60 - tych ubiegłego stulecia, wykazały ślady osadnictwa neolitycznej kultury lendzielskiej. Później istniała tu osada obronna ludności kultury łużyckiej epoki brązu (podobnie jak na pobliskim Grodzisku – zob. Ryc. 1 B) (Leńczyk, 1956, Kalinowski, Zoll-Adamikowa 1961, Zinkow 1978). Osada ta została spalona, następnie zaś odbudowana przez ludność kultury lateńskiej (celtyckiej), zasiedlającej wzgórze klasztorne (i okoliczne wzgórza).



Istotne jest, że Tyniec dał nazwę tzw. Grupie Tynieckiej – grupie osadniczej (epoki żelaza) związanej z kulturą późnolateńską (200BC-BC/AD). Ślady osadnictwa Grupy Tynieckiej odnaleziono m.in. na Grodzisku w grupie Cietnia w Beskidzie Wyspowym (Madyda-Legutko, 1996). Benedyktyni pojawili się na wzgórzu Klasztornym dopiero w XI w. Opactwo tynieckie jest jednym z najstarszych klasztorów benedyktyńskich w Polsce (Ryc. 5). Benedyktynów sprowadził do Polski Kazimierz Odnowiciel, prawdopodobnie w roku 1044, aczkolwiek uważa się, że początkowo ich miejscem osiedlenia była Wawel (Zinkow, 1972). Najprawdopodobniej fundatorem opactwa i kościoła Tynieckiego (wówczas romańskiego) był Bolesław Śmiały (Szczodry), uważany za wielkiego dobroczyńcę Kościoła. W tej kwestii z opactwem tynieckim wiąże się intrygująca historia.



Ryc. 5. Kościół i klasztor w Tyńcu. Stan współczesny, po licznych przebudowach. Fot. W. Margielewski)

Otóż po buncie możnych i kaźni Biskupa Stanisława ze Szczepanowa skazanego na obcięcie członków i konsekwentnie nazywanego przez Galla Anonima terminem *traditor*, Bolesław Szczodry musiał uciekać z kraju i w 1079 roku zbiegł na Węgry. Zmarł na wygnaniu prawdopodobnie w 1081 lub 1082 r. (Grudziński, 1972). Miał być pochowany w opactwie benedyktyńskim w miejscowości Ossjach w Karyntii (dzisiejsza Austria), o czym świadczy znajdująca się tam i zachowana do dzisiaj tablica nagrobna, wskazująca na miejsce pochówku króla. Badania Karoliny Lanckorońskiej wykluczyły jednak pochówek Śmiałego w tym

miejscu. Jednakże w trakcie wykopalisk prowadzonych w latach 60-tych ubiegłego stulecia przez profesor Zofię Kozłowską-Budkową, w fundamentach romańskiego kościoła w Tyńcu (ufundowanego wszak przez Bolesława Śmiałego), odkryto grób usytuowany w najbardziej honorowym miejscu świątyni, zwykle zarezerwowanym dla fundatorów (Kozłowska-Budkova, 1983). W grobie znaleziono resztki okuć trumny i dwie kości (rzepki kolanowe). Badaczka wysnuła hipotezę, że jest to grób Bolesława Śmiałego i doszła do przekonania, że książę Władysław Herman, brat i następca króla, w roku 1086 roku, wraz z żoną Śmiałego i jego synem Mieszkiem (później otrutym), sprowadził do kraju zwłoki monarchy i kazał je pochować zgodnie z jego wolą. W ten sposób dokonał publicznej legalizacji władzy przejętej po bracie. Trumna znajdująca się w komorze grobowej była ewenementem w ówczesnych czasach: pochówki odbywały się wówczas bez trumien. Obaj najstarsi opaci tynieccy, a także biskup krakowski Maur (zm. w 1118r.) byli pochowani bez trumien. Nie jest zatem wykluczone, że w solidnej skrzyni, z dalekich Węgier, przez góry, przewieziono do Tyńca ciało fundatora (Kozłowska-Budkova, 1983). Po wielu latach, w XIII w., gdy narastała czarna legenda Śmiałego (Stanisława ze Szczepanowa kanonizowano dopiero 174 lata po śmierci), z grobu usunięto kości jako niegodne spoczywania w tym miejscu i zapewne przeniesiono do zbiorowego grobu mnichów tynieckich, grzebanych od XII w. na przyklasztornym cmentarzu.

A klasztor Tyniecki. Na przełomie XIII- XIV stulecia, na fundamentach kościoła romańskiego rozpoczęto wznoszenie wapiennej świątyni w stylu gotyckim (kościół pod wezwaniem św. Piotra i Pawła) (Kalinowski, 1971). Klasztor pełnił także rolę twierdzy: znajdował się wszak w przygranicznej strefie oddzielającej Śląsk od Korony. Przed 1618 roku rozpoczęto przebudowę kościoła i klasztoru w stylu barokowym (wieże zyskały charakterystyczne barokowe hełmy, nie zachowane do dzisiaj). W latach 1771-1772 Klasztor stał się twierdzą Konfederatów Barskich, obleganych przez wojska Suworowa. Podczas działań wojennych spłonął kościół i część klasztoru, później odbudowane. Po rozbiorach, w 1816 r. cesarz austriacki Franciszek I ogłosił kasację zakonu: archiwum przeniesiono do Lwowa, gdzie później spłonęło. W 1831 r klasztor spłonął od uderzenia pioruna: odbudowa trwała wiele lat. Benedyktyni wrócili do Tyńca dopiero w 1939 r. Współcześnie klasztor Benedyktynów został wspaniale odrestaurowany (Ryc. 5).

\* kalibrację wykonano programem oxcalf v. 4.4 (Bronk Ramsey 2017), z użyciem krzywej kalibracyjnej INTCal 20 (Reimer i in., 2020).

### **Literatura:**

Alexandrowicz S.W., 1955. Uwagi o genezie przełomu Wisły pod Tyńcem. Biul. Inst. Geol.

- Alexandrowicz S.W., 1960. Budowa geologiczna okolic Tyńca. Biul. Inst. Geol. 152.
- Bronk Ramsey, C., 2017. Methods for Summarizing Radiocarbon Datasets. Radiocarbon 59(2), 1809-1833.
- Dżułyński, S., 1953. Tektonika południowej części Wyżyny Krakowskiej. Acta Geologica Polonica 3, 325-448.
- Gębica, P., 2004. Przebieg akumulacji rzecznej w górnym vistulianie w Kotlinie Sandomierskiej. Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. S. Leszczyckiego PAN, Prace Geograficzne 193, pp. 229 Prace Geograficzne
- Gilewska S., 1972, Wyżyny Śląsko Małopolskie [w:] M. Klimaszewski (red.), Geomorfologia Polski, tom 1, Góry i wyżyny, PWN, Warszawa, 232–279.
- Gradziński, R., 1972. Przewodnik geologiczny po okolicach Krakowa. Wyd. Geol. , pp. 335.
- Grudziński, T., 1982. Bolesław Śmiały-Szczodry i biskup Stanisław: Dzieje konfliktu. Wyd. Interpress, Warszawa.
- Jankowski, L., Margielewski, W., 2021. Geological control of young orogenic mountain morphology: From geomorphological analysis to reinterpretation of geology of the Outer Western Carpathians. Geomorphology 386(2), 107749.
- Kalinowski L., 1971. Badania architektoniczno – wykopaliskowe w Tyńcu, 1961 – 1965, Folia Historiae Artium (dalej: FHA), t. 6-7, 5-14.
- Kalinowski L., Zoll-Adamikowa H., 1961. Prace badawczo- wykopaliskowe w Tyńcu. Małopolskie Studia Historyczne 4(3-4), Kraków.
- Kozłowska-Budkowa Z., 1983. W dziewięćsetlecie śmierci Bolesława Szczodrego : Zapiski z nekrologu i grób królewski. Studia Źródłoznawcze 28, 183–185.
- Leńczyk G., 1956. Wyniki dotychczasowych badań na Tyńcu, pow. Kraków. Materiały Starożytne 1, 7-49. Warszawa 1956.
- Madyda-Legutko R., 1996. Zróżnicowanie kulturowe polskiej strefy beskidzkiej w okresie lateńskim i rzymskim. Wyd. UJ: Rozprawy habilitacyjne 304(1), 1-166, Kraków.
- Mamakowa K., Rutkowski J., 1989a. Wstępne wyniki badań paleobotanicznych profilu ze Ściejowic [w:] Rutkowski J. (red.) Przewodnik 60 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Kraków, 113-117.
- Mamakowa K., Rutkowski J., 1989b. Wstępne wyniki badań litologicznych i paleobotanicznych profilu z Kryspinowa [w:] Rutkowski J. (red.) Przewodnik 60 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Kraków, 117-124.
- Marks L., Dzierżek J., Janiszewski R., Kaczorowski J., Lindner L., Majecka A., Makos M.,

- Szymanek M., Tołłoczko-Pasek A., Woronko B., 2016. Quaternary Stratigraphy and palaeogeography of Poland. *Acta Geologica Polonica* 66(3), 403-427.
- Mazzoli, S., Jankowski, L., Szaniawski, R., and Zattin, M., 2010. Low-T thermochronometric evidence for post-thrusting (<11 Ma) exhumation in the Western Outer Carpathians, Poland. *Comptes Rendus Geoscience*, 342: 162-169.
- Ney R., 1968. Rola rygła krakowskiego w geologii zapadliska przedkarpackiego w rozmieszczeniu złóż ropy i gazu. *Pr. Geol. PAN*, 45
- Paul, Z., Rączkowski, W., Ryłko, W., Wójcik A., 1993. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1: 50 000, arkusz Myślenice (996). PIG-PIB.
- Reimer, P., Austin, W., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P., Bronk Ramsey, C., Butzin, M., M., Cheng, H., Edwards, R., Friedrich, M., Grootes, P., i in., 2020. The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal. ka BP). *Radiocarbon* 62(4), 725-757.
- Rutkowski, J., 1992. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1: 50 000, arkusz Kraków (973). *Wyd. Geol. Warszawa*.
- Rutkowski, J., 1993. Objasnienia do szczególowej Mapy Geologicznej Polski 1: 50 000, arkusz Kraków (973), 1-46.
- Sokołowski T., Wardas-Lasoń M., 2017. Środowiskowe uwarunkowania rozwoju roślinności Krakowa i okolic [w:] Nalepka D., Stachowicz-Rybka R. (red.). *Materiały VIII Polskiej Konferencji Paleobotaniki Czwartorzędu „wpływ człowieka na roślinność Krakowa i okolic w okresie górnego czwartorzędu*, Kraków, 6-9 czerwca 2017, pp. 66-74.
- Szmańda, J., Łokas, E., Wachniew, P., Michno, A., Kalicki, T., Szwarczewski, P., Przegiętka K.R., Radwanek-Bąk, B., 2018. Sedymentacja mad wiślanych w Tyńcu. *Prace Geograficzne IGiGP U.J.* 155, 157-172.
- Unrug, R., 1980. Tectonic rotation of flysch nappes in the Polish Outer Carpathians. *Annales Societatis Geologorum Poloniae* 50, 1: 27-39.
- Zinkow, J., Tyniec i wzgórze Tynieckie. *Informator Turystyczny*, Wyd. Wawel-Tourist, 1- 64.



## Stop 8. Miękinia: Zróżnicowanie nasilenia antropopresji w południowej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej w świetle badań malakologicznych

Witold Paweł Alexandrowicz

AGH Akademia Górniczo-Hutnicza; Wydział Geologii  
Geofizyki i Ochrony Środowiska; Al. A. Mickiewicza 30;  
30-059 Kraków; e-mail: wpalex@agh.edu.pl



N50°09,37'; E19°36,04'

Południowa część Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej stwarza dogodne warunki dla osadnictwa. Wraz z przybyciem na ten obszar neolitycznych grup rolników zaznaczył się wpływ człowieka na środowisko naturalne. Jednym z najważniejszych i najbardziej typowych przejawów działalności człowieka jest gwałtowne zmniejszanie areálu lasów kosztem powiększania obszaru kosztem powiększania powierzchni pól uprawnych i pastwisk. W efekcie obserwowane jest zanik siedlisk o zaocznym zacienieniu i pojawianie się biotopów otwartych. Proces ten jest dobrze udokumentowany w profilach malakologicznych. Przejawia się on z zmianie struktury ekologicznej malakocenoz i zastępowanie pierwotnych bogatych i zróżnicowanych taksonomicznie zespołów leśnych przez ubogie fauny o dominacji gatunków środowisk otwartych. Zapis tych zjawisk został utrwalony w szeregu profilach osadów o różnej genezie rozlokowanych w dolnych, płaskich odcinkach dolin potoków oraz w strefie wierzchowiny i łączy się z okresem pomiędzy 5000 a 3000 lat BP (S.W. Alexandrowicz 1983, 1989, 1991, 1997, S.W. Alexandrowicz i in. 1997, W.P. Alexandrowicz 2004, 2021a, b). W wąskich dolinach procesy antropogenicznego odlesienia nie zaznaczyły się w tym okresie. Druga faza nasilonej antropopresji przypadła na okres Średniowiecza. Łagodny klimat w połączeniu z gwałtownym wzrostem demograficznym wymusił konieczność objęcia gospodarką lub/i osadnictwem mniej dogodnych terenów. Przejawy Średniowiecznych wylesień są widoczne w stromszych odcinkach dolin a wykonane datowania radiowęglowe wskazują, że główne nasilenie przypadło na okres 1100 – 1400 AD (S.W. Alexandrowicz 1983, 1989, 1991, 1997, S.W. Alexandrowicz i in. 1997, W.P. Alexandrowicz 2004). Antropopresja i związane z nią wylesienia nie zaznaczyły się tylko w obrębie skalistych wąwozów, gdzie do czasów współczesnych dominują bogate maloakocenozy o znacznym udziale gatunków cieniulubnych (S.W. Alexandrowicz 1983, 1989, 1991, 1997, S.W. Alexandrowicz i in. 1997, W.P. Alexandrowicz 2004).

### Literatura

- Alexandrowicz, S. W., 1983. Malakofauna of the Holocene calcareous sediments of the Cracow Upland. *Acta Geologica Polonica* 33, 117–158.
- Alexandrowicz S. W., 1989. Startigraphy and malakofauna of the Upper Vistulian and Holocene

- deposits of the Szklarka river valley, Cracow Upland. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences* 37, 274–260.
- Alexandrowicz, S. W., 1991. Late Quaternary molluscan assemblages of the Będkowska Valley (Cracow Upland). *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences* 39, 101–110.
- Alexandrowicz, S. W., 1997. Malakofauna of Holocene Sediments of the Prądnik and Rudawa River Valleys (Southern Poland). *Folia Quaternaria* 68, 133–188.
- Alexandrowicz, S. W., Alexandrowicz, W.P., Krapiec, M., Szychowska-Krapiec, E. 1997. Zmiany środowiska południowej Polski w okresie historycznym. *Geologia Kwartalnik AGH* 23, 339–387.
- Alexandrowicz, W. P. 2004. Molluscan assemblages of Late Glacial and Holocene calcareous tufas in Southern Poland. *Folia Quaternaria* 75, 1–309.
- Alexandrowicz, W.P. 2021a. The use of malacological analysis in studies on anthropogenic transformations in microhabitats: an example from the Cracow region, southern Poland. *Erdkunde* 75, 15-30.
- Alexandrowicz, W.P. 2021b. Natural and anthropogenic changes in the environment during the Holocene at the Kraków region (Southern Poland) from study of mollusc assemblages. *Geological Quarterly* 65 (9), 1-12.

## Stop 9. Miękinia: Laboratorium Radioizotopowych Analiz Środowiskowych AGH w Miękini

Marek Krapiec, Jacek Pawlyta, Damian Wiktorowski

Akademia Górniczo-Hutnicza im. S. Staszica w Krakowie, Wydział Geologii Geofizyki i Ochrony Środowiska;  
Al. A. Mickiewicza 30; 30-059 Kraków; e-mail: [mkrapiec@agh.edu.pl](mailto:mkrapiec@agh.edu.pl), [jpawlyta@agh.edu.pl](mailto:jpawlyta@agh.edu.pl)

N50°09,37'; E19°36,04'

Początki datowania radiowęglowego z wykorzystaniem metody akceleratorowej spektrometrii mas (AMS) w Laboratorium Dendrochronologicznym przy Wydziale Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska AGH sięgają budowy linii próżniowej do przygotowywania tarcz grafitowych dla urządzeń AMS. W 2014 roku, korzystając z doświadczeń laboratoriów radiowęglowych Uniwersytetu w Nagoi (Japonia) oraz Uniwersytetu w Kilonii (Niemcy), rozpoczęto budowę oraz testy pięciostanowiskowej linii do grafityzacji. W laboratorium opracowano i wdrożono metody preparatyki wstępnej, niezbędne do datowania radiowęglowego różnego rodzaju próbek. Testy całego systemu — obejmujące preparatykę wstępną, spalanie, oczyszczanie i grafityzację — rozpoczęto od próbek drewna: współczesnego, historycznego oraz kopalnego.



Ryc. 1. Budynek Laboratorium Radioizotopowych Analiz Środowiskowych AGH w Miękini. Fot. J. Pawlyta

Aktualnie laboratorium posiada wdrożoną metodykę wytwarzania grafitu z próbek drewna, tekstyliów, włosów, kości ludzi i zwierząt (w tym kości skremowanych), węglanów oraz paliw i biopaliw ciekłych.

Równoległe z uruchomieniem laboratorium preparatyki tarcz grafitowych, podjęto działania mające na celu pozyskanie środków na budowę własnego laboratorium wyposażonego w akceleratorowy spektrometr mas (AMS) (Ryc. 1). Jednocześnie, we współpracy z National Electrostatic Corporation (NEC, USA), w laboratorium AMS Scottish Universities Environmental Research Centre w East Kilbride (Szkocja) opracowano prototyp nowego urządzenia do oznaczania stosunków izotopowych C-14/C-12, wyposażonego w plazmowe źródło jonów. Nowe urządzenie (Positive Ions Accelerator Mass Spectrometer — PIAMS lub PIMS) umożliwia oznaczanie stosunków C-14/C-12 z precyzją zbliżoną do „tradycyjnych” urządzeń AMS. Zaletą PIAMS jest możliwość wydajnych analiz C-14 bezpośrednio w dwutlenku węgla uzyskanym ze spalania próbki. Co więcej, spalanie próbek oraz oczyszczanie uzyskanego w ten sposób CO<sub>2</sub> mogą odbywać się automatycznie przy użyciu analizatorów elementarnych, stosowanych między innymi w laboratoriach spektrometrii mas stosunków lekkich izotopów stabilnych czy linii do grafityzacji AGE. Ta dodatkowa funkcjonalność pozwala znacząco przyspieszyć czas analiz C-14 oraz zmniejszyć liczbę kroków w tych analizach.

W lipcu 2023 roku, w Laboratorium Radioizotopowych Analiz Środowiskowych AGH w Miękinii rozpoczęto instalację pierwszego na świecie komercyjnego systemu złożonego ze spektrometru PIAMS firmy NEC, zintegrowanego z analizatorami elementarnymi Flash CHNOS oraz Flash NC (Thermo Scientific, Włochy) oraz spektrometrem mas stosunków izotopowych lekkich izotopów stabilnych Delta Q (Thermo Scientific, Niemcy) (Ryc. 2). Laboratorium Radioizotopowych Analiz Środowiskowych Wydziału Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska AGH w Miękinii (LERA — Laboratory for Environmental Radioisotope Analyses) wyposażone jest również w spektrometr FTIR, wykorzystywany do analiz chemicznych próbek przed wyborem metod preparatyki wstępnej, które następnie poddawane są analizom izotopowym. LERA znajduje się obecnie na etapie integracji, uruchamiania i kalibracji całego systemu analitycznego. Pełne zdolności analityczne spodziewamy się osiągnąć jesienią 2024 roku.





Ryc. 2. Spektrometr mas jonów dodatnich (PIMS - Positive Ion Mass Spectrometer) w Laboratorium Radioizotopowych Analiz Środowiskowych AGH. Fot. J. Pawlyta

## Stop 9. Miękinia. (English version)

### AGH Laboratory for Environmental Radioisotope Analyses (LERA) in Miękinia

Marek Krąpiec, Jacek Pawlyta, Damian Wiktorowski

AGH University and Technology, Adama. Mickiewicza Ave. 30; 30-059 Kraków; e-mail: [mkrapiec@agh.edu.pl](mailto:mkrapiec@agh.edu.pl),  
[jpawlyta@agh.edu.pl](mailto:jpawlyta@agh.edu.pl)

The origins of radiocarbon dating using accelerator mass spectrometry (AMS) at the Dendrochronology Laboratory at the Faculty of Geology, Geophysics and Environmental Protection at AGH University of Kraków go back to the construction of a vacuum line for the preparation of graphite targets for AMS equipment. In 2014, using the experience of the radiocarbon laboratories of Nagoya University (Japan) and Kiel University (Germany), the construction and testing of a five-station graphitisation line began. Pretreatment methods necessary for radiocarbon dating of various types of samples were developed and implemented in the laboratory. Testing of the entire system - including pre-preparation, burning, purification and graphitisation - began with modern, historic and fossil wood samples. Currently, the laboratory has a methodology in place for producing graphite from wood samples, textiles, hair, human and animal bones (including cremated bones), carbonates and liquid fuels and biofuels.



Fig. 1. AGH Laboratory for Environmental Radioisotope Analyses (LERA) in Miękinia.  
Photo J. Pawlyta.

In parallel with the launch of the graphite disc preparation laboratory, efforts were made to raise funds to build an in-house laboratory equipped with an accelerator mass spectrometer (AMS) (Fig. 1). At the same time, in collaboration with the National Electrostatic Corporation (NEC, USA), a prototype of a new device for the determination of C-14/C-12 isotopic ratios, equipped with a plasma ion source, was developed at the AMS laboratory of the Scottish Universities Environmental Research Centre in East Kilbride (Scotland). The new device (Positive Ions Accelerator Mass Spectrometer - PIAMS or PIMS) enables the determination of C-14/C-12 ratios with precision similar to 'traditional' AMS devices. The advantage of the PIAMS is that it can efficiently analyse C-14 directly in the carbon dioxide obtained from sample combustion. Furthermore, sample combustion and purification of the resulting CO<sub>2</sub> can be carried out automatically using elemental analysers used in, for example, light stable isotope ratio mass spectrometry laboratories or AGE graphitisation lines. This additional functionality significantly speeds up the time for C-14 analyses and reduces the number of steps in these analyses.

In July 2023, the installation of the world's first commercial system consisting of NEC's PIAMS spectrometer integrated with Flash CHNOS and Flash NC elemental analysers (Thermo Scientific, Italy) and Delta Q light stable isotope ratios mass spectrometer (Thermo Scientific, Germany) began at the AGH Radioisotope Analysis Laboratory in Miękinia (Fig. 2). The Laboratory for Environmental Radioisotope Analyses of the Faculty of Geology, Geophysics and Environmental Protection of AGH University of Kraków in Miękinia (LERA - Laboratory for Environmental Radioisotope Analyses) is also equipped with an FTIR spectrometer, used for chemical analyses of samples prior to selection of pretreatment methods, which are then subjected to isotopic analyses. LERA is currently in the integration, commissioning and calibration stage of the entire analytical system. Full analytical capability is expected in the autumn of 2024.



Fig. 2. Positive Ion Mass Spectrometer (PIMS) in the AGH Laboratory for Environmental Radioisotope Analyses (LERA) in Miękinia. Photo: J. Pawlyta







ISBN 978-83-62975-49-5



9 788362 975495