



## Holocenijskie okresy intensyfikacji procesów stokowych w Gorcach – porównanie najnowszych wyników badań

### *Periods of intensified hillslope processes in Poland's Gorce Mountains during the Holocene – a comparison based on new data*

Paweł Kroh<sup>1</sup>  Daniel Okupny<sup>2</sup>  Tomasz Bryndał<sup>1</sup>  Marta Kondracka<sup>3</sup>   
Piotr Cybul<sup>1</sup> 

<sup>1</sup>Uniwersytet Pedagogiczny im. KEN w Krakowie, Instytut Geografii  
ul. Podchorążych 2, 30-343 Kraków

<sup>2</sup>Uniwersytet Szczeciński, Instytut Nauk o Morzu i Środowisku  
ul. Mickiewicza 16, 70-383 Szczecin

<sup>3</sup>Uniwersytet Śląski, Instytut Nauk o Ziemi  
Będzińska 60, 41-205 Sosnowiec

pawel.kroh@up.krakow.pl • daniel.okupny@usz.edu.pl • tomasz.bryndał@up.krakow.pl •  
marta.kondracka@us.edu.pl • piotr.cybul1@student.up.krakow.pl

**Zarys treści.** W publikacji przedstawione zostały wyniki datowań materiału organicznego pozyskanego z osadów trzech osuwisk gorczańskich – pod Jaworzyną Kamienicką, pod Kudłoniem oraz pod Górą Gębową. Materiał do datowań został pobrany z dwóch rdzeni torfowisk osuwiskowych oraz z zagłębienia bezodpływowego wypełnionego osadami mineralnymi. Analiza zasięgu poszczególnych osuwisk została wykonana przy użyciu szczegółowego modelu terenu oraz badań geofizycznych, natomiast pobrane próby organiczne poddano datowaniu radiowęglowemu <sup>14</sup>C. Porównanie uzyskanych wyników z dotychczasowym rozpoznaniem geomorfologiczno-paleogeograficznym w Gorcach pozwoliło wyróżnić okresy, w których występowała zwiększona intensywność procesów stokowych. W rezultacie badania autorów wskazują na czas ~9,7 cal BP, ~6,0 cal BP i ~4.5 ka cal BP jako zaburzenie stabilności stoków/zboczy i możliwe uruchomienie procesów osuwiskowych w tej części Karpat Zewnętrznych.

**Słowa kluczowe:** datowanie radiowęglowe, torfowiska osuwiskowe, mineralne i biogeniczne osady, aktywność procesów stokowych, holocen, Karpaty Fliszowe.

**Keywords:** radiocarbon dating, landslide fen, mineral and biogenic deposits, mass movement activity, Holocene, Flysch Carpathians.

## Wstęp

Karpackie osuwiska są przedmiotem badań od wielu lat. Prowadzono badania dotyczące czynników wywołujących oraz mechanizmów ich powstawania (Margielewski i Urban, 2000, 2003; Margielewski, 2004; Zabuski et al., 2009), wieku (Margielewski, 1998, 2018), wpływu na infrastrukturę (Grabowski et al., 2009; Skrzypczak et al., 2017) i związków z pokryciem terenu (Mozgawa i Kwaśny, 2010; Kroh, 2017). Powstanie Informatycznego Systemu Osłony Kraju przed Nadzwyczajnymi Zagrożeniami (ISOK) i dostęp do danych ze skaningu laserowego umożliwiło także badania przy użyciu precyzyjnych modeli terenu

(Wojciechowski et al., 2012; Kroh et al., 2014), a także próby automatycznej identyfikacji osuwisk (Pawłuszek i Borkowski, 2016, 2017). Datowanie osadów związanych z osuwiskami umożliwiło rekonstrukcje klimatyczne, wyznaczenie okresów wzmożonych procesów morfogenetycznych, a także wpływu człowieka na środowisko w Karpatach (Bryndal et al., 2003; Haczewski i Kukulak, 2004; Bucała et al., 2014; Margielewski, 2018). W związku z powstaniem Systemu Osłony Przeciwosuwiskowej PiG (SOPO) udostępniono szereg informacji na temat przestrzennego rozkładu tych form w naszym kraju (Mrozek et al., 2014). Pomimo wieloletnich badań analizy wykonywane na osuwiskach wciąż przynoszą nowe informacje.

Celem niniejszej pracy jest przedstawienie wyników datowania osadów z trzech osuwisk gorczańskich oraz porównanie ich z najnowszymi wynikami datowań z Gorców publikowanymi przez innych badaczy (Buczek, 2019), a zarazem odniesienie ich do badań z sąsiednich masywów (Margielewski, 2018; Kołaczek et al., 2020). Dane te pozwolą na uzupełnienie wiedzy na temat holocenickich okresów intensyfikacji procesów stokowych w Gorcach.

## Stan badań

Badania osuwisk gorczańskich były prowadzone od dawna, ale w mniejszym stopniu niż w sąsiadujących górach. W ostatnim dziesięcioleciu różni badacze zauważyli tę lukę i obecnie rozpoznawanie procesów osuwiskowych w tych górach i ich datowanie jest w kręgu zainteresowań kilku ośrodków. Teren Gorców objęty jest Szczegółową Mapą Geologiczną Polski w skali 1: 50 000 (SMGP) (Arkusze Mszana Górna 1033 – Burtan et al., 1976; Nowy Targ 1049 – Watycha, 1975; Łącko 1034 – Paul, 1978; Rabka 1032 – Paul i Ryłko, 1976; Szczawnica-Krościenko 1050 – Kulka et al., 1987). Trzon masywu znalazł się na arkuszu Mszana Górna 1033 (Burtan et al., 1978), na którym zostały wniesione obszary osuwiskowe. Powierzchnie uznane za podlegające osuwaniu w latach 1953-1974 (czas zdjęć terenowych) zostały w znaczącej większości określone niewystarczająco. Rzeczywista powierzchnia osuwisk w tych górach jest dużo większa. Najnowsze badania wykazały istnienie 1285 ha osuwisk w granicach Gorczańskiego Parku Narodowego (Kroh, 2018), a na SMGP osuwisk jest około 660 ha. Tak duża różnica wynika zapewne zarówno z metodologii prac, koncentracji zespołów kartujących na badaniach geologicznych (nie geomorfologicznych) oraz silnym zarośnięciu terenu przez roślinność utrudniającą delimitację dużych form. Obszar Gorców położony poza parkiem narodowym podlegał kartowaniu osuwisk w ramach budowy SOPO przez Państwowy Instytut Geologiczny PIB. W latach 2009-2012 skartowane zostały obszary wszystkich gmin gorczańskich (Jurewicz et al., 2009, 2012; Konon et al., 2009; Lewandowski et al., 2010; Olszak i Kaczmarczyk, 2011; Rubinkiewicz et al., 2012) na obszarach poza parkiem narodowym. Ostatnim kompleksowym opracowaniem wykonanym w granicach parku jest mapa występowania osuwisk będąca efektem analizy precyzyjnych modeli terenu z lotniczego skanowania laserowego oraz weryfikacji terenowej (Kroh; dane niepublikowane w trakcie opracowania). Mapa ta wraz z danymi SOPO daje kompletne pokrycie danymi osuwiskowymi całej powierzchni Gorców.

Wielu badaczy zajmowało się osuwiskami gorczańskimi w wymiarze szczegółowym. Jaskinia Zbójcka Jama w Jaworzynie Kamienickiej była analizowana jako przykład szczeliny dylatacyjnej będącej przykładem inicjalnego etapu rozwoju stoku osuwiskowego (Margielewski i Urban, 2000; 2003). Na istotną rolę osuwisk w wykształcaniu się lejów źródłowych

zwrócili uwagę Wrońska (2006) oraz Wrońska-Wałach et al. (2013). Scharakteryzowali oni osuwiskowy typ leja źródłowego, zauważając specyficzne wykształcenie krawędzi lejów źródłowych oraz ich inne morfodynamiczne funkcjonowanie. Jeziora i torfowiska powstałe w obrębie osuwisk gorczańskich są także bardzo istotnym źródłem informacji o historii naturalnej tego terenu. Sekwencja osadów z Jeziora Iwankowskiego (Bucała et al., 2014) w paśmie Lubania pozwoliła stwierdzić wpływ człowieka na środowisko tego obszaru. Biogeniczne osady torfowiskowe na trzech stanowiskach gorczańskich zostały także datowane w ostatnim czasie przez Buczką (2019). Osady z pasm Lubania, Gorca i Turbacza pozwoliły na zebranie dodatkowych informacji na temat rozwoju rzeźby osuwiskowej masywu oraz zmian klimatycznych rejonu Gorców w holocenie. Porównanie wyników własnych datowań z wyżej wymienionymi ostatnimi badaniami rzuca nowe, ciekawe światło na wiedzę o czasie tworzenia się gorczańskich osuwisk.

Mechanizm powstawania osuwisk skalnych (Margielewski i Urban, 2000, 2003) oraz datowanie procesów osuwiskowych w sąsiadujących pasmach Beskidów (Beskid Sądecki, Wyspowy i Średni) (Margielewski, 1998, 2018; Margielewski i Kovalyukh, 2003; Bryndał et al., 2003) zostały rozpoznane bardzo dokładnie dzięki gruntownym i wieloletnim badaniom. Pozwoliły one zarówno na rekonstrukcję zmian klimatycznych (Margielewski, 2014, 2018), jak i na analizy zmian flory karpackiej w czasie holocenu (Bucała et al., 2014; Kołaczek et al., 2020), są więc punktem odniesienia dla kolejnych badań osuwiskowych w tej części Karpat. Datowanie osuwisk gorczańskich prezentowane w niniejszej pracy uzupełnia informacje o zachodniokarpaccich osuwiskach.

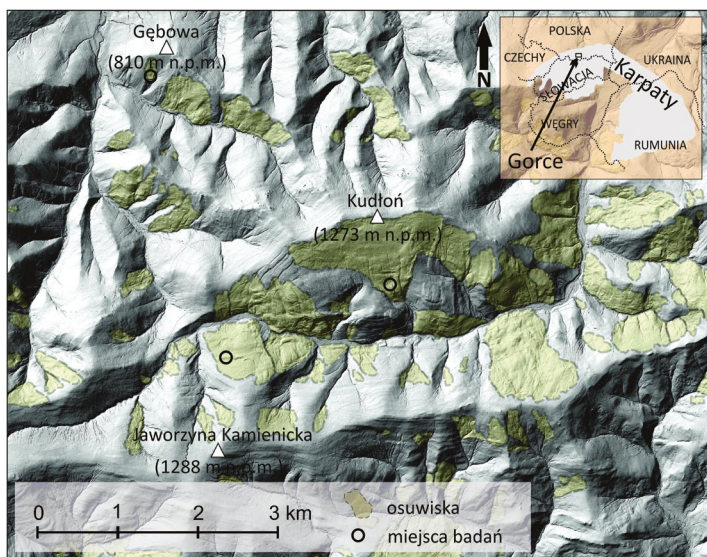
## Obszar badań

Masyw Gorców jest mezoregionem (513.52) o rozwinięciu równoleżnikowym, położonym w centralnej części podprovincji Zewnętrznych Karpat Zachodnich i stanowi część makroregionu Beskidów Zachodnich (Balon i Jodłowski, 2014; Solon et al., 2018). Zbudowany jest z fliszu, przede wszystkim z jednostki magurskiej (Cieszkowski et al., 1985, 2015; Szczęch et al., 2016), składającej się z naprzemianległych piaskowców, łupków i margli serii fliszowej wieku od kredy do oligocenu (Forma i Zuchiewicz, 2001, 2002; Oszczypko i Oszczypko-Clowes, 2011; Olszak, 2011).

Najwyższym punktem Gorców jest Turbacz, którego wysokość wynosi 1310 m n.p.m. Podnóża Gorców od strony południowej (Kotlina Orawsko-Nowotarska) są na wysokości ok. 580 m n.p.m., a od strony północnej, w rejonie Mszany Dolnej, ok. 450 m n.p.m. Różnice wysokości masywu przekraczają więc 850 m, przy czym południowe zbocza mają znacznie większe deniwelacje. Odległość Turbacza od północnego skraju regionu wynosi ok. 16 km, co daje średni spadek wysokości  $53 \text{ m}\cdot\text{km}^{-1}$ , natomiast w kierunku południowym jest to tylko 6,5 km, więc analogiczna wartość jest ponad dwukrotnie wyższa ( $112 \text{ m}\cdot\text{km}^{-1}$ ). Rzeźba Gorców ma układ rozrogu. Od najwyższej, centralnej kulminacji Turbacza rozciągają się w kilku kierunkach grzbiety, których wysokości są wyrównane, a kulminacje na grzbietach są kopulaste i mają zbliżone do siebie wysokości. Najdłuższy grzbiet, odchodzący od głównej kulminacji, przebiega w kierunku wschodnim na Gorc, a następnie opada na północ do Doliny Kamienicy, mając długość niemal 18 km. Wyższe części masywu to typ rzeźby gór średnich, północne i zachodnie fragmenty Gorców są uznawane za typ rzeźby pogórskiej (Izmailow et al., 1995). Różnorodny i ciekawy jest układ dolin. Najwyższe odcinki głównych cieków (Ochotnica, Kamienica, Lepietnica, Obi-

dowiec) przebiegają równoleżnikowo, co jest rzadko spotykane w polskiej części Karpat Zachodnich, natomiast jest typowe dla Beskidu Niskiego i Bieszczadów. Południowe zbocza Gorców, szczególnie Pasma Lubania i stoki grzbietu Czarnotówki – Księżego Wierchu charakteryzują się krótkimi i głębokimi dolinami wciosowymi uchodzącymi bezpośrednio na przedpole gór. Na północnych zboczach masywu doliny łączą się w większe potoki, tworząc bardziej typowy dla Beskidów układ dolin.

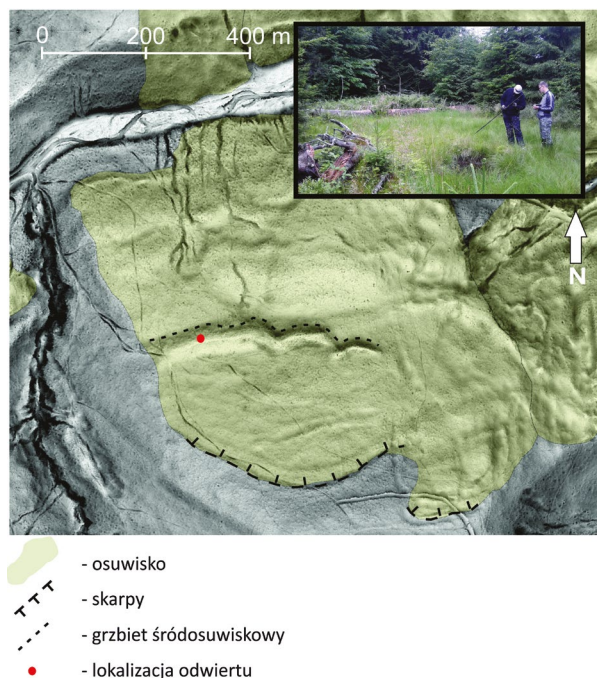
Fliszowa budowa geologiczna powoduje, że teren ten, podobnie jak pozostałe obszary Karpat Zewnętrznych, jest silnie predestynowany osuwiskowo. Rdzenie torfowe i próby fragmentów drewna, których analizy przedstawiono w niniejszej publikacji, zostały pobrane na trzech osuwiskach – pod Jaworzyną Kamienicką, pod Kudłoniem oraz pod Górą Gębową (ryc. 1).



**Ryc. 1.** Obszar badań  
*The study area*

### Osuwisko pod Jaworzyną Kamienicką

Osuwisko, na terenie którego jest zlokalizowane badane torfowisko, występuje na bocznym grzbiecie odchodzącym od Jaworzyny Kamienickiej (1288 m n.p.m.) w kierunku północnym. Osuwisko jest duże powierzchniowo (49,4 ha), ale przemieszczenie materiału skalnego nastąpiło na niewielką odległość, zmieniając ukształtowanie stoku w stopniu nieznacznym. Nie wykształcił się jezior osuwiska sięgający poza zasięg stoku przedosuwiskowego. Nisza osuwiskowa nie jest widoczna w rzeźbie niemal wcale, a skarpa osuwiska demonstruje się poprzez niewielkie zwiększenie nachylenia stoku w partiach podszczytowych (ryc. 2). Najbardziej widocznym na modelach terenu elementem morfologii tego osuwiska jest niewielki grzbiet przebiegający w poprzek stoku, którego geneza jest związana z osunięciem się warstw skalnych.



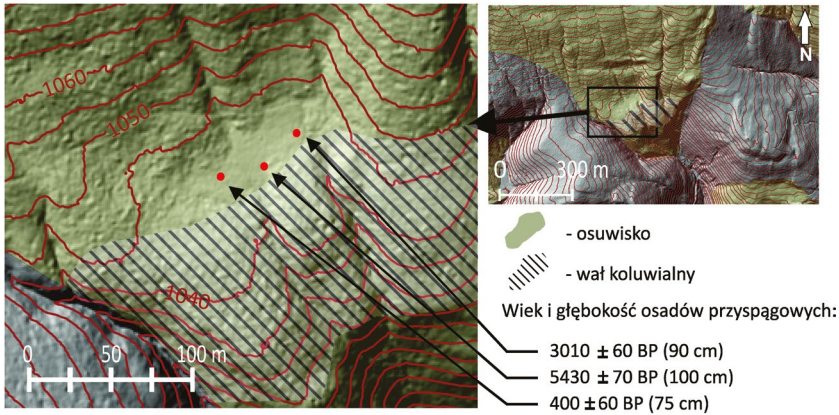
**Ryc. 2.** Osuwisko pod Jaworzyną Kamienicką z miejscem pobrania rdzenia  
*The area of the landslide below Jaworzyna Kamienicka showing the location of the borehole*

Grzbiet ten umożliwił powstanie torfowiska. Ma ono podłużny kształt i zajmuje powierzchnię 0,23 ha. W części zachodniej powierzchnia torfowiska zdominowana jest przez turzycowe zbiorowiska roślinne, typowe dla silnie podtopionych siedlisk. W kierunku wschodnim torfowisko się nieznacznie wznosi, a na jego terenie stopniowo wzrasta udział brzozy, świerka i innych gatunków drzewiastych, stopniowo przechodząc w wilgotną buczynę karpacką. Spąg torfowiska występuje na głębokości około 2,2 metra. Podłoże torfowiska jest zbudowane ze zwietrzliny fliszu w postaci osadów piaszczysto-gliniastych z fragmentami piaskowca.

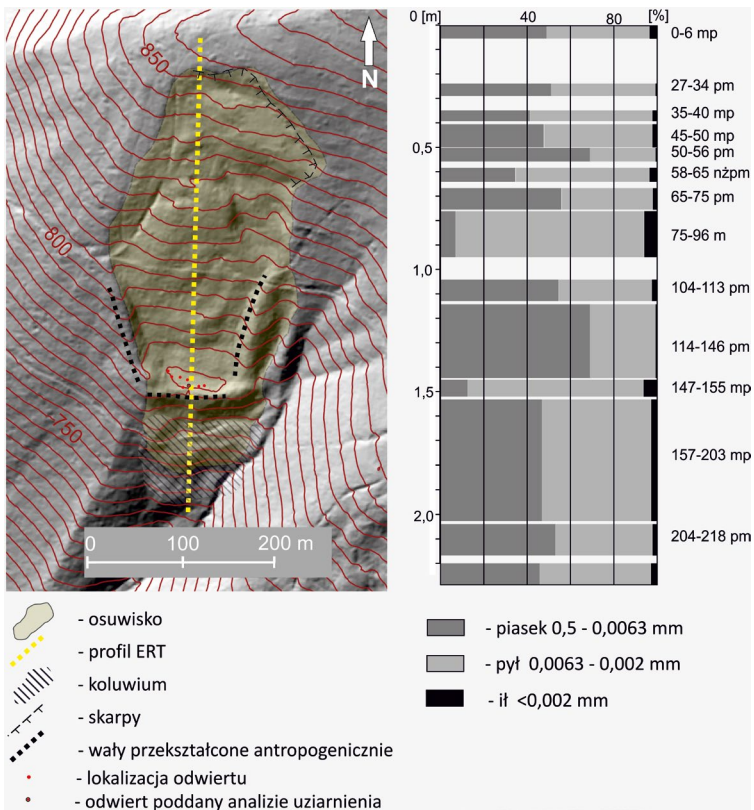
### Torfowisko pod Kudłoniem

Obszar osuwiskowy pod Kudłoniem (1273 m n.p.m.) obejmuje większą część południowego stoku tego masywu. Nie jest to jedna forma, ale kompleks płytkich i niewielkich osuwisk, w którym wyznaczenie granic poszczególnych form jest mocno utrudnione (ryc. 1, 3). Torfowisko o powierzchni 0,14 ha wykształciło się w dolnej części strefy osuwiskowej. Powstało w miejscu uformowania się wału koluwalnego, na wysokości 1040 m n.p.m. Wał ten jest rozcięty erozyjnie przez dwa niewielkie cieki, dlatego też zagłębienie bezodpływowe nie ma dużej głębokości, wynosi ona obecnie między 0,2 a 1 m. Oba wspomniane cieki mają nieznaczny, ale stały przepływ, tak więc torfowisko kształtuje się w warunkach przepływowych. Zagłębienie wypełnione jest w większości deluwialnymi osadami piaszczystymi, które w strefach współczesnego przepływu wód (tam, gdzie nie występuje roślinność





**Ryc. 3.** Lokalizacja torfowiska pod Kudłoniem z datowaniem osadów przyspągowych i głębokością pobrania prób  
*The location of the peat bog below Kudłonia with information on BP dating and depths of above-floor peat samples*



**Ryc. 4.** Osuwisko pod Górą Gębową oraz tekstura osadów mineralnych odwiertu  
 m – mułek, pm – piasek mułkowy, mp – mułek piaszczysty, nżpm – nieznacznie żwirowo piaszczysty mułek  
 (podział wg Udden, 1914 i Wentworth, 1922).  
*The landslide below Góra Gębowa with details concerning the texture of mineral sediments*

torfortwórcza) występują na powierzchni. Maksymalna miąższość osadów organicznych na tym torfowisku wynosi 1 m.

### Osuwisko pod Górą Gębową

Osuwisko pod Górą Gębową jest to niewielkie osuwisko skalne o powierzchni 3,8 ha. Wyraźnie wykształcona jest skarpa osuwiska i występująca pod nią nisza osuwiskowa (ryc. 4). Również jezor osuwiska jest czytelny w rzeźbie. Między stokiem a wałem koluwalnym powstało zagłębienie bezodpływowe, wypełnione niemal wyłącznie osadami mineralnymi, w których pojedynczo występują fragmenty drewna. Wały osuwiskowe zostały przekształcone przez człowieka. Dokonano wstępnego powierzchniowego rozpoznania archeologicznego<sup>1</sup>, a obiekt został zgłoszony do Wojewódzkiego Konserwatora Zabytków w celu objęcia go ochroną jako potencjalnego zabytku archeologicznego. Planowane jest prowadzenie na tym obiekcie interdyscyplinarnych badań archeologiczno-geomorfologicznych. Przez osuwisko wykonano profile tomografii elektrooporowej (ryc. 4).

### Materiały i metody

Zasięgi osuwisk i analizy przestrzennych zależności w ich obrębie wykonywane były przy użyciu narzędzi geoinformatycznych. Numeryczny model terenu (NMT) do analiz został wykonany w rozdzielczości 0,5 metra na podstawie danych pochodzących ze skanowania laserowego w ramach projektu ISOK pozyskanych z Urzędu Geodezji i Kartografii w formacie ASCII \*.xyz. Następnie przeprowadzono analizę NMT w oprogramowaniu z grupy Geograficznych Systemów Informacyjnych (GIS). NMT przetworzono wykorzystując takie współczynniki jak *hillshade* (w kątach oświetlenia 45°, 135°, 215°, 270°), *slope*, *aspect*, *curvature*, TPI, TWI, SVF. Na podstawie tak przetworzonych zobrazowań metodą interpretacji wizualnej wykonywano kartowanie zasięgu i rzeźby osuwisk. Następnie przeprowadzono weryfikację uzyskanych wyników. Weryfikacja polegała na terenowej kontroli wyznaczonych zasięgów osuwisk oraz na kartowaniu geomorfologicznym miejsc, których interpretacja na NMT budziła wątpliwości. Najczęściej występującymi nieścisłościami było połączenie na NMT kilku form osuwiskowych w jedną. NMT okazał się bardziej precyzyjny w określaniu zasięgu osuwisk, ale trudniejszy w interpretacji pod kątem mikrorzeźby wewnątrz tych form.

Potencjalne miejsca pobrania materiału do datowań wytypowano także na podstawie wizualnej analizy NMT. Następnie w czasie weryfikacji terenowej określono trzy lokalizacje, w których odwierty byłyby możliwe do wykonania, po czym przeprowadzono procedurę wnioskowania do Ministerstwa Środowiska o zgodę na pobór materiału organicznego na terenie parku narodowego. Po uzyskaniu zgody pobrano rdzenie torfowe przy użyciu rosyjskiego próbnika torfowego tzw. Instorfu (długość komory 50 cm, szerokość 5 cm). Na torfowisku pod Jaworzyną Kamienicką wykonano dwa wiercenia o głębokościach 2,2 i 2,1 m, na torfowisku pod Kudłoniem pobrano próby z głębokości 0,2, 0,5 i 1 m.

W ramach badań laboratoryjnych oznaczono stopień rozkładu torfów, określane jako zawartość substancji rozłożonej do pozostałej, nierozłożonej ilości materii organicznej. W tym celu zastosowano metodę von Posta (za Tobolskim, 2000) z dziesięciostopniową

<sup>1</sup> Informacja ustna uzyskana w czasie sesji referatowej pt.: "Wielkie grodzisko(?) w Gorcach – zagadka archeologiczna" w dniu 25.02.2019 w Instytucie Archeologii Uniwersytetu Rzeszowskiego.

skalą stopni rozkładu oznaczonych literą H i cyfrą od 1 do 10. Świeżą próbkę torfu badano pod kątem zachowanej struktury roślin, przeciskania się masy torfowej między palcami oraz pozostałości po wyciśnięciu.

W celu określenia chronologii pozyskanych rdzeni 23 próby torfu lub fragmentów drewna zostały datowane przy pomocy metody radiowęglowej (metody LSC). Daty kalibrowane  $^{14}\text{C}$  są podane za najnowszą wersją OxCal 4.3 (Bronk Ramsey, 2009) według krzywej kalibracyjnej IntCal13 (Reimer et al., 2013). Datowania radiowęglowe zostały wykonane w Laboratorium Radiowęglowym w Krakowie (MKL). Podane w tekście daty wieku kalibrowanego są datami z prawdopodobieństwem 95,4%.

Zagłębienie bezodpływowe na osuwisku pod Górą Gębowa jest wypełnione niemal w całości osadami mineralnymi o genezie deluwialnej. Wstępna analiza materiału wypełniającego tę nieckę została wykonana przy pomocy laski glebowej Egnera. Wykonano osiem odwiertów w różnych miejscach niecki. Głębokości poszczególnych odwiertów wyniosły od 0,5 do 2,3 m i umożliwiły, prócz poboru prób, określenie głębokości do spągu niecki. Próby z poszczególnych poziomów osadów zostały poddane analizie uziarnienia na urządzeniu MasterSizer 3000 firmy Malvern. Wyniki eksportowano do programu Gradstat stosując skalę z przedziałem  $\frac{1}{4}$  phi. W programie tym sklasyfikowano osady stosując klasyfikację nazw osadów wg Udden'a i Wentworth'a (Wentworth, 1922). Z osadu mineralnego niecki bezodpływowej pozyskano trzy fragmenty drewna, z których dwa zalegały na spągu osadów deluwialnych. Próby te zostały także przebadane metodą  $^{14}\text{C}$ . Obecnie jakiegokolwiek badania wgłębne na tym osuwisku nie są możliwe ze względu na objęcie go ochroną archeologiczną.

Na osuwisku pod Górą Gębową przeprowadzono także pomiary geofizyczne metodą tomografii elektrooporowej (*Electrical Resistivity Tomography* = ERT). Wykonano przekrój elektrooporowy (ryc. 4) o długości 440 m z zastosowaniem rozstawu elektrod  $a = 5$  m oraz konfiguracją Wennera-Schlumbergera zapewniającą dobre rozpoznanie struktur pionowych i poziomych oraz dobry stosunek sygnału do szumu (Loke, 2004). Pomiary wykonano za pomocą systemu pomiarowego LUND Imaging System z miernikiem geoelektrycznym Terrameter SAS 1000/4000 firmy GuidelineGeo Abem Malå. Wyniki przetworzono i zinterpretowano w oprogramowaniu Res2dinv (Geotomo Software) wykorzystującym iteracyjną metodę najmniejszych kwadratów z ograniczoną gładkością do stworzenia modelu ośrodka. Otrzymany model osuwiska powstał na podstawie 861 punktów pomiarowych. Średni błąd kwadratowy (*Root Mean Square Error* = RMS) wskazujący różnice pomiędzy obliczonymi i zmierzonymi wartościami pozornej oporności gruntu dla 5 iteracji wyniósł 2,4%.

## Wyniki

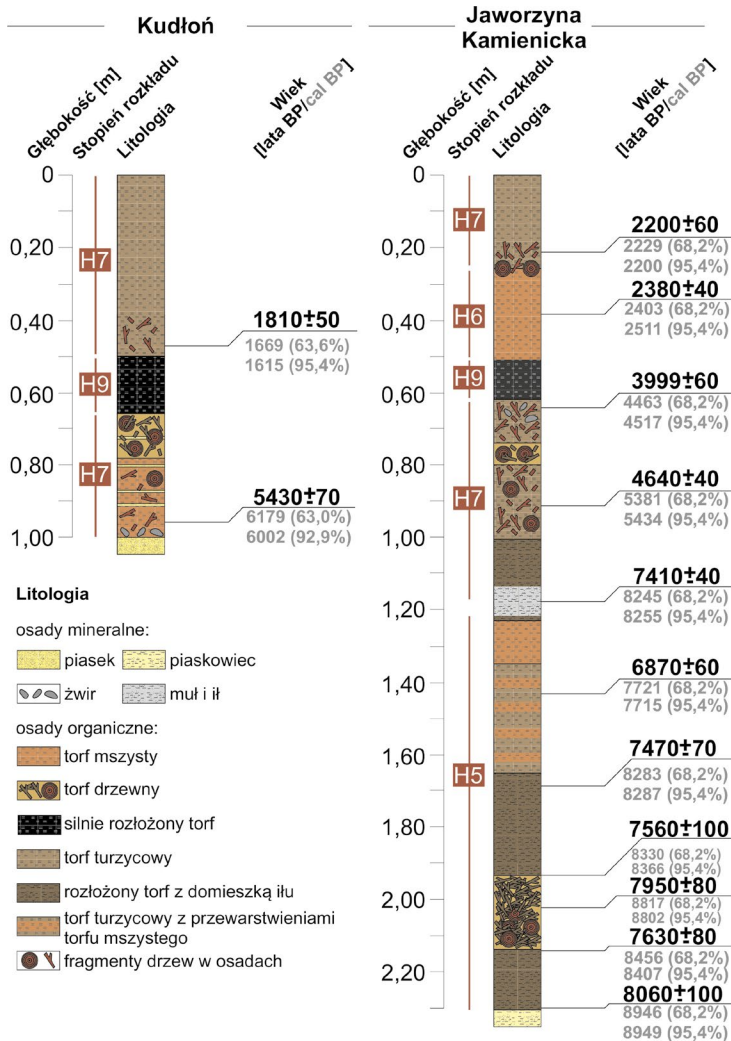
W ramach badań wstępnych w oprogramowaniu GIS wyznaczono zasięgi osuwisk na NMT. W trakcie analiz wstępnie wyznaczono także lokalizacje, które potencjalnie mogły być miejscem akumulacji materii organicznej. W czasie prac terenowych, które skoncentrowane były przede wszystkim na weryfikacji delimitacji osuwisk, dokonano także sprawdzenia miejsc o potencjalnych miejscach akumulacji osadów nadających się do datowania. Do badań wytypowano trzy lokalizacje przedstawione w niniejszej pracy – dwa torfowiska oraz jedno zagłębienie bezodpływowe wypełnione osadami mineralnymi. Dodatkowo, w jednej lokalizacji przeprowadzono badania geofizyczne potwierdzające zasięgi, głębokość osuwisk



oraz genezę wałów występujących w obrębie osuwiska. W niniejszej publikacji skoncentrowano się na przedstawieniu wyników datowań radiowęglowych i ich dyskusji.

### Osuwisko pod Jaworzyną Kamienicką

Na osuwisku pod Jaworzyną Kamienicką spąg osadów torfowych występuje na głębokości 2,2 m. Z profilu pobrano próby do badań datowania radiowęglowego oraz badań paleobotanicznych i geochemicznych. Najstarsze osady przy części spągowej torfowiska zostały datowane na  $8060 \pm 100$  BP (9013-8882 cal BP) (ryc. 5). Pierwszy poziom żwi-



**Ryc. 5.** Rdzenie torfowe z osuwisk spod Jaworzyny Kamienickiej i Kudłonia z datowaniem radiowęglowym wybranych prób

*Peat-bog cores from the Jaworzyna Kamienicka and Kudłoń landslides, with radiocarbon dating of selected samples*

rów wymieszanych z rozdrobnioną materią organiczną został stwierdzony na głębokości 180-210 cm i datowany na  $7950 \pm 80$  BP (9023-8581 cal BP). Warstwa ta zalega bezpośrednio pod warstwą silnie rozłożonego torfu z domieszką ilastą określonego na  $75600 \pm 100$  BP (8477-8219 cal BP). Powyżej występuje miąższa na 30 cm warstwa torfu turzycowego z przewarstwieniami torfu mszystego, której środkowa część w badaniu radiowęglowym wskazała na wiek  $6870 \pm 60$  BP (7850-7580 cal BP). Na głębokości 120 cm stwierdzono występowanie pięciocentymetrowej warstwy osadów mineralnych z szczątkami drzew (tzw. sieczką organiczną), których wiek został określony na  $7410 \pm 40$  BP (8379-8212 cal BP). Odwrócenia dat występują w warstwach z materiałem naniesionym, niewystępującym na pierwotnym złożu, dlatego też możliwe jest przyniesienie materiału starszego. Wskazania te potwierdzają allochtoniczność warstw. Na głębokościach między 70 a 61 cm udokumentowano występowanie silnie rozłożonego torfu z fragmentami drewna i żwirów, którego wiek przypada na  $3999 \pm 60$  BP (4677-4357 cal BP). Fragmenty drewna pobrane z głębokości 26 cm zostały datowane na  $2200 \pm 60$  (2595-2319 cal BP).

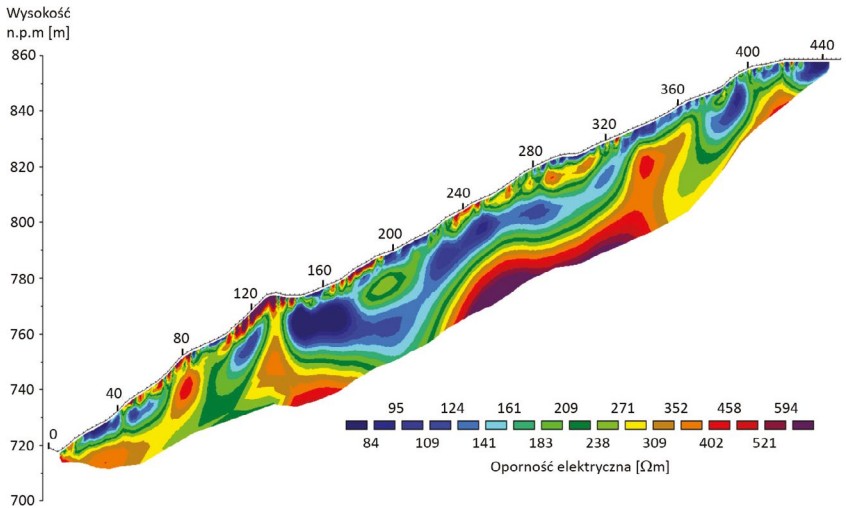
### Torfowisko pod Kudłoniem

Na torfowisku pod Kudłoniem wykonano trzy odwierty. Dla osadów pobranych w miejscu o największej miąższości wykonano dwa datowania, na dwóch pozostałych po jednym, wskazując jedynie początek sedymentacji biogenicznej. Najstarsze osady torfowe są datowane na  $5430 \pm 70$  BP (6336-5876 cal BP) (ryc. 5) i osady te zalegają na głębokości 100-80 cm, w środkowej części torfowiska (ryc. 3). W profilu osadów torfowych nie stwierdzono przewarstwień mineralnych ani znaczącego udziału części mineralnych. Próba pobrana z głębokości 39-50 cm wskazała wiek  $1810 \pm 50$  BP (1648-1636 cal BP).

Wykonano także odwierty w torfach w dwóch innych miejscach, z których próby do datowania zostały pobrane z części przyspągowych. Zostały określone na  $3010 \pm 60$  BP (4650-4409 cal BP) i  $400 \pm 60$  BP (1426-1576 cal AD). W profilach obu odwiertów stwierdzono bardzo niewielki udział części mineralnych.

### Osuwisko pod Górą Gębową

Przekrój tomografii elektrooporowej na osuwisku pod Górą Gębowa (ryc. 6) wskazuje na znaczną głębokość powierzchni poślizgu w porównaniu do powierzchni osuwiska (3,8 ha). Wyraźna granica oporności wskazująca na powierzchnię poślizgu znajduje się między 10 a 38 m p.p.t. Przekrój potwierdził także zasięg osuwiska wyinterpretowany z NMT. Podwyższona oporność elektryczna w górnej części osuwiska (83-160  $\Omega$ m) występująca w miejscu skarpy i niszy osuwiskowej potwierdzona jest w rzeźbie terenu. Znacznie niższe wartości oporności, w zakresie 83-410  $\Omega$ m, w dolnej części formy określają zasięg koluwiów. Przekrój ERT potwierdza także osuwiskową genezę wału, za którym występuje zagłębienie bezodpływowe. Podwyższona oporność elektryczna w przypowierzchniowej części wałów (pow. 520  $\Omega$ m) świadczy o ich przekształceniu antropogenicznym na głębokości do dwóch metrów, jednak poniżej tej głębokości wały wydają się być naturalną rzeźbą terenu. Miąższość przemieszczonych warstw wynosi średnio kilkanaście metrów. W obrębie zagłębienia bezodpływowego na osuwisku wykonano osiem odwiertów łaską gębową. W osadach tych dominują piaski mułkowe i mułki piaszczyste lokalnie z domieszką materii organicznej, dowodząc tym samym zbiornikowej genezy (ryc. 4). Pomimo



**Ryc. 6.** Profil tomografii elektrooporowej przez osuwisko pod Górą Gębową. Przebieg przekroju zaznaczony został na rycinie 4

*Electrical resistivity tomography profile of the landslide below Góra Gębowa. The profile line is the one marked in Fig. 4*

niewielkiego zróżnicowania osadów zwraca uwagę fakt, że utwory z dominacją piasków są zdecydowanie bardziej miększe od tych z dominacją pyłów.

Najistotniejsze na tym obiekcie są wyniki datowania trzech fragmentów drewna metodą  $^{14}\text{C}$ . Fragment drewna pobrany w odwiercie 5 na głębokości 2,2 m (tuż nad spągciem) został wydatowany na  $8850 \pm 100$  BP (9850-9628 cal BP), a na głębokości 1,7 m – na  $8070 \pm 100$  BP (9084-8834 cal BP). Z kolei w odwiercie 6, przy spągu, na głębokości 2,1 m pobrano próbę drewna, której wiek wydatowano na  $8440 \pm 110$  BP (9440-9218 cal BP).

## Dyskusja

Najstarsze osady osuwiskowe w Górcach zostały wydatowane przez Buczka (2019) na  $9500 \pm 90$  BP (11 143-10 653 cal BP) i wiązane są przez tego autora z ochłodzeniem klimatu i wzrostem wilgotności w schyłkowym okresie preborealnym. Daty te wskazują na pierwszy udokumentowany okres ruchów osuwiskowych w Górcach. Fragmenty drewna z osuwiska pod Górą Gębową ( $8850 \pm 100$  BP, 9850-9628 cal BP) mogą wskazywać na kolejny, do tej pory nieudokumentowany w Górcach czas ruchów osuwiskowych. Nie jest potwierdzone, że datowane fragmenty drewna zostały zdeponowane w krótkim czasie od powstania osuwiska. Jednak ich zaleganie przy samym spągu osadów deluwialnych wskazuje na to, że najprawdopodobniej zostały one złożone w tym miejscu w niedługim czasie po powstaniu osuwiska. Wskazywać może na to także datowanie drugiej przyspągowej próby drewna. Próba ta, pobrana w odwiercie nr 6, została pozyskana także ze spągu niecki, ale z głębokości o 10 cm mniejszej, a jej datowanie wskazuje, że jest młodsza o 400 lat. Sugerowałoby to stopniowe wypełnianie zagłębienia bezodpływowego od miejsca o największej głębokości. Badania palinologiczne w odwiercie z Bogdanówki w Beski-

dzie Makowskim wskazujące na czas  $\sim 8,8$  ka BP ( $\sim 9,7$  ka cal BP) dokumentują gwałtowny wzrost udziału *Corylus avellana* w strukturze lasów (Kofaczek et al., 2020), stanowiąc granicę między wyznaczonymi przez nich fazami Ic i II. Powstanie tego niewielkiego osuwiska można więc wiązać z tym samym okresem, w którym Margielewski (2006) wskazuje na intensywną dostawę do zbiornika akumulacji biogenicznej materiału mineralnego w czterech miejscach w sąsiadującym z Gorcami Beskidzie Makowskim. Wypełnienie całego zagłębienia bezodpływowego pod Górą Gębową osadami piaszczysto-pylastymi, przy krótkim stoku powyżej i niewielkim obszarze umożliwiającym dostawę materiału, może wskazywać na bardzo intensywne splukiwanie po powstaniu osuwiska. Może więc być efektem wypełnienia zagłębienia bezodpływowego w okresach wilgotniejszych, w czasie splotu powierzchniowego o wyższej energii. Potwierdzenie tej tezy wymaga jednak dalszych badań.

Wiek najniższej zalegających osadów pod Jaworzyną Kamienicką ( $8060 \pm 100$  BP, 9013-8882 cal BP) potwierdza powstanie tego osuwiska przed uzyskaną datą. Liczne dowody zwilgotnienia klimatu w tym okresie pozwalają przypuszczać, że osady torfowe zaczęły gromadzić się w zagłębieniu niedługo po powstaniu osuwiska. Mogłoby to wskazywać, że faza tworzenia osuwisk w Gorcach na przełomie fazy borealnej i atlantyckiej rozpoczęła się wcześniej, niż wskazują na to osady z Zawadowskiego Jeziora (Buczek, 2019). Okres wzmoczonych procesów osuwiskowych datowany jest w polskich Karpatach najczęściej na 9,9-9,8 ka cal BP oraz 8,5-7,8 ka cal BP (Starkel, 1997; Alexandrowicz i Alexandrowicz, 1999; Margielewski, 2006, 2018; Haczewski i Kukulak, 2004). Nieco inaczej datuje te okresy Pánek et al. (2013) dla czeskich Karpat, określając je między 11,5-9,4 ka cal BP oraz 8,3 a 8,0 ka cal BP. Dane spod Jaworzyny Kamienickiej wskazują na to, że osuwiska gorczańskie powstawały w tym samym czasie, co inne osuwiska w tym rejonie Karpat, pomimo tego, że dane z Jeziora Zawadowskiego ( $7947-7685$  cal BP, Buczek, 2019) są nieco młodsze.

Wiek najstarszych osadów z torfowiska pod Kudłoniem został oznaczony na  $5430 \pm 70$  BP ( $66336-5876$  cal BP). Wynik ten wykazuje bardzo wysoką zgodność ze wzrostem zawartości materii organicznej (traktowanej jako wyniki analizy strat prażenia) w osadach w Jeziorze Zawadowskim w tym okresie ( $5420 \pm 60$  BP  $6312-6004$  cal BP wg: Buczek 2019 – ryc. 7A). Buczek (2019) pomija w swoim omówieniu ten element wyników przypuszczalnie dlatego, że wzrost tego komponentu litogeochemicznego jest mniejszy niż w innych okresach. O wyraźnym zaznaczeniu okresu wilgotnego w osadach czterech osuwisk Beskidu Makowskiego i Wyspowego z okresu 6,3-5,5 ka cal PB donosi Margielewski (2006), a w okresie 6,0-4,9 ka cal BP notowano także rozwój torfowisk w innych regionach Polski (Żurek, 2000), zwiększoną aktywność fluwialną Wisły (Starkel, 2001) oraz fazę podwyższonego poziomu wód w jeziorach w środkowej Europie (Magy, 2004). Zanotowane przez Buczka ślady tego okresu i datowanie osadów pod Kudłoniem wskazuje na to, że okres  $\sim 6,0$  ka cal BP także mógł być czasem zwiększonej aktywności procesów stokowych w Gorcach, ponieważ wał koluwalny tworzący warunki mikrorzeźby do powstania osuwiska musiał powstać wcześniej. Duże różnice w datowaniu przyspągowych osadów torfu ( $3010 \pm 60$  BP;  $4650-4409$  cal BP i  $400 \pm 60$  BP;  $1426-1576$  cal AD) wynikają zapewne ze stopniowego rozwoju torfowiska i ekspansji zatorfienia, co sugerowałyby głębokości występowania jego spągu i pobrania prób (odpowiednio – 90 i 75 cm) i oddalenie od centralnej części niecki (ryc. 3).

Powstanie osuwiska Lelonek ( $4010 \pm 70$  BP) związane jest ze zwiększonym natężeniem procesów osuwiskowych wskazywanym przez Margielewskiego (2018) na czas

4,0-4,9 ka cal BP (Buczek, 2019). W profilu pod Jaworzyną Kamienicką wyraźnie zaznaczony jest dziewięciocentymetrowy poziom silnie rozłożonego torfu (H7 wg skali von Posta) z naniesionym żwirem i fragmentami drewna, którego datowanie wskazało wiek  $3999 \pm 60$  BP (4677-4357 cal BP). Powiązanie tych dat wskazuje wyraźnie na okres  $\sim 4,5-4,0$  ka cal BP jako kolejny czas intensyfikacji procesów stokowych na tym terenie. Na wyraźną zmianę warunków klimatycznych w tym okresie, mogących być przyczyną zwiększenia intensywności przemieszczania zwietrzelin, wskazują badania z osuwiska Bogdanówka-Beło. Na podstawie danych z tego odwiertu Kołaczek et al. (2020) przyjmują datę 4420 cal BP jako graniczną dla faz III i IV w rozwoju roślinności sąsiedniego Beskidu Makowskiego, wskazując na gwałtowny przyrost udziału jodły, grabu i buku w strukturze drzewostanów w tym czasie.

Najstarsze osady na torfowisku Tokarnia datowane są na  $3120 \pm 70$  BP (3481-3156 cal BP) (Buczek, 2019). W profilu osadów pod Jaworzyną Kamienicką wiek wzmiankowanego wcześniej poziomu ze żwirem i fragmentami drewna jest nieco starszy ( $3999 \pm 60$  BP; 4677-4357 cal BP) i powinien być wiązany z wcześniej opisanym okresem. Z czasu powstania osuwiska Tokarnia nie zanotowano śladów zmian w litologii osadu w badanych przez nas odwiertach. Wzmogłą aktywność osuwiskową udokumentował w zbliżonym czasie Bryndal et al. (2003) w Siekierczynie w Beskidzie Wyspowym ( $\sim 3,8$  ka cal BP). Tym samym potwierdzono neholocenijską intensyfikację procesów stokowych, udokumentowaną wcześniej m.in. w osadach jezior tatrzańskich (Baugmart-Kotarba i Kotarba, 1993) oraz w powstaniu licznych osuwisk w Karpatach (Margielewski, 2018). Warto zaznaczyć, że w profilu z Jaworzyny Kamienickiej serię torfu turzycowego z fragmentami drewna przykrywa silnie rozłożony torf. Możliwe, że jest to zapis niekorzystnych warunków hydroklimatycznych w okresie subborealnym ( $\sim 4,2$  ka cal BP).

## Podsumowanie

Porównanie najnowszych datowań osadów stanowi przyczynek do poznania czasu wzmogonych okresów tworzenia osuwisk w Gorcach. Wskazane przez Buczka (2019) pierwsze daty aktywności osuwiskowej ( $\sim 11,1$  ka cal BP, 8,6-8,0 ka cal BP) należy uzupełnić o  $\sim 9,7$  ka cal BP, kiedy powstało osuwisko pod Górą Gębową. Przyspągowe osady osuwiska pod Kudłoniem oraz wzrost materii organicznej w Jeziorku Zawadowskim w okresie  $\sim 6,0$  ka cal BP wskazuje, że także był to w Gorcach okres zwiększonej aktywności osuwiskowej, który wcześniej nie był udokumentowany. Korelacja powstania osuwiska Lelonek z osadami spod Jaworzyny Kamienickiej sugeruje wzmocnienie procesów osuwiskowych w okresie  $\sim 4,5-4,0$  ka cal BP. Z kolei datowanie powstania osuwiska Tokarnia na okres  $\sim 3,3$  ka cal BP nie koresponduje z litologią osadów pod Jaworzyną Kamienicką, co może wskazywać na występowanie w tym okresie procesów morfogenetycznych silniej uwarunkowanych lokalnie, ponieważ wysokość n.p.m., ekspozycja i nachylenia na tych dwóch osuwiskach są zbliżone.

---

Ryciny, pod którymi nie zamieszczono źródeł, są opracowaniami własnymi autorów artykułu.

Dziękujemy obu Recenzentom za szczegółowe recenzje i liczne uwagi, które przyczyniły się do poprawy jakości artykułu.

Badania prowadzone w granicach Gorczańskiego Parku Narodowego zostały wykonane ze środków grantu Narodowego Centrum Nauki Miniatura nr 2017/01/X/ST10/00060.

## Piśmiennictwo

- Alexandrowicz, S.W., & Alexandrowicz, Z. (1999). Recurrent Holocene landslides: a case study of the Krynica landslide in the Polish Carpathians. *The Holocene*, 9(1), 91-99. <https://doi.org/10.1191/095968399674419966>
- Balon, J., & Jodłowski, M. (2014). Regionalizacja fizycznogeograficzna Karpat Zachodnich – studium metodologiczne. W: W. Ziąca & M. Jodłowski (red.), *Struktura środowiska przyrodniczego a fizjonomia krajobrazu* (s. 85-105). Kraków: Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ.
- Baugmart-Kotarba, M., & Kotarba, A. (1993). Późnoglacialne i holocenijskie osady z Czarnego Stawu Gąsienicowego w Tatrach. *Dokumentacja Geograficzna*, 4-5 (s. 9-30). Warszawa: Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN.
- Bronk Ramsey, C. (2009). Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, 51, 337-360. <https://doi.org/10.1017/S0033822200033865>
- Bryndal, T., Cabaj, W., Margielewski, W., & Pelc, S. (2003). Record of Late Holocene palaeoenvironmental changes in a Carpathian Landslide: a case study of the Siekierczyzna landslide (Beskid Wyspowy Mts., Outer Carpathians, South Poland). *Folia Quaternaria*, 74, 75-96.
- Bucała, A., Margielewski, W., Starkel, L., Buczek, K., & Zernitskaya, V. (2014). The reflection of human activity in the sediments of Iwankowskie Lake from Subatlantic Phase (Polish Outer Carpathians). *Geochronometria*, 41(4), 377-391. <https://doi.org/10.2478/s13386-013-0172-z>
- Buczek, K. (2019). Dating landslides in the Gorce Mts. (Polish Outer Carpathians) – preliminary results. *Geological Quarterly*, 63(4), 849-860. <http://dx.doi.org/10.7306/gq.1501>
- Burtan, J., Paul, Z., & Watycha, L. (1976). *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1: 50 000, Arkusz Mszana Górna 1033*. Warszawa: Wydawnictwa Geologiczne.
- Burtan, J., Paul, Z., & Watycha, L. (1978). *Arkusz Mszana Górna 1033. Objaśnienia do SMGP w skali 1: 50 000*. Warszawa: Wydawnictwa Geologiczne.
- Cieszkowski, M., Ślącza, A., & Wdowiarz, S. (1985). New data on structure of the Flysch Carpathians. *Przegląd Geologiczny*, 33, 313-329.
- Cieszkowski, M., Chodyń, R., & Szczęch, M. (2015). Gorce – góry fliszowe. W: P. Czarnota, & M. Stefanik, *Gorczański Park Narodowy – przyroda i krajobraz pod ochroną* (s. 39-51). Poręba Wielka – Kraków: Gorczański Park Narodowy.
- Forma, A., & Zuchiewicz, W. (2001). Morfotektonika Gorców (polskie Karpaty Zachodnie) w świetle wybranych wskaźników morfometrycznych. W: W. Zuchiewicz (red.), *Materiały IV Ogólnopolskiej Konferencji "Neotektonika Polski": Neotektonika, morfotektonika, sejsmotektonika – stan badań i perspektywy rozwoju* (s. 41-46). Kraków: Komisja Neotektoniki Komitetu Badań Czwartorzędu PAN.
- Forma, A., & Zuchiewicz, W. (2002). Morphotectonics of the Gorce Mountains, Western Outer Carpathians. *Folia Quaternaria*, 73, 69-78.
- Grabowski, D., Marciniak, P., Mrozek, T., Nescieruk, P., Rączkowski, W., Wójcik, A., & Zimnał, Z. (2009). System osłony przeciwoświsiskowej SOPO – rejestracja osuwisk i terenów zagrożonych na terenie Karpat – zarządzanie zagrożeniami związanymi z ruchami masowymi. *Zeszyty Naukowo-Techniczne Stowarzyszenia Inżynierów i Techników Komunikacji w Krakowie. Seria: Materiały Konferencyjne*, 144(88), 103-119.



- Haczewski, G., & Kukulak, J. (2004). Early Holocene landslide-dammed lake in the Bieszczady Mountains (Polish East Carpathians) and its evolution. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 38, 83-96.
- Izmaifow, B., Kaszowski, L., Krzemień, K., & Świąchowicz, J. (1995). Rzeźba. W: J. Warszyńska (red.), *Karpaty Polskie. Przyroda, człowiek i jego działalność* (s. 23-30). Kraków: Wydawnictwo UJ.
- Jurewicz, E., Kaczorowski, J., Klimkiewicz, D., Konon, A., Ludwiniak, M., Ozimkowski, W., Rubinkiewicz, J., Sobstyl, A., Śmigielski, M., & Tomaszczyk, M. (2009). *Mapa osuwisk i terenów zagrożonych ruchami masowymi w skali 1: 10 000*, gm. Mszana Dolna, pow. limanowski, woj. małopolskie. Warszawa: PIG-PIB. Pobrane z: <http://mapa.osuwiska.pgi.gov.pl> (29.07.2020).
- Jurewicz, E., Ozimkowski, W., Rubinkiewicz, J., Śmigielski, M., Tomaszczyk, M., Cybulska, D., Stachowska, A., & Stępczak, P. (2012). *Mapa osuwisk i terenów zagrożonych ruchami masowymi w skali 1: 10 000*, gm. Ochotnica Dolna, pow. nowotarski, woj. małopolskie. Warszawa: PIG-PIB. Pobrane z: <http://mapa.osuwiska.pgi.gov.pl> (29.07.2020).
- Kołaczek, P., Margielewski, W., Gałka, M., Karpińska-Kołaczek, M., Buczek, K., Lamentowicz, M., Borek, A., Zernitskaya, V., & Marcisz, K. (2020). Towards the understanding the impact of fire on the lower montane forest in the Polish Western Carpathians during the Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 229, 106-137. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.106137>
- Konon, A., Rubinkiewicz, J., Śmigielski, M., Klimkiewicz, D., & Tomaszczyk, M. (2009). *Mapa osuwisk i terenów zagrożonych ruchami masowymi w skali 1: 10 000*, gm. Niedźwiedź, pow. limanowski, woj. małopolskie. Pobrane z: <http://mapa.osuwiska.pgi.gov.pl> (29.07.2020).
- Kroh, P. (2017). Analysis of land use in landslide affected areas along the Łososina Dolna Commune, the Outer Carpathians, Poland. *Geomatics, Natural Hazards and Risk*, 8(2), 863-875. <https://doi.org/10.1080/19475705.2016.1271833>
- Kroh, P. (2018). *Mapa osuwisk Gorceńskiego Parku Narodowego*. Manuskrypt, zbiory własne P. Kroh.
- Kroh, P., Struś, P., Gorczyca, E., Wrońska-Wałach, D., & Długosz, M. (2014). Identyfikacja osuwisk w gminie Łososina Dolna na podstawie danych lotniczego skanowania laserowego. *Problemy Ekologii Krajobrazu*, 38, 61-75.
- Kulka, A., Rączkowski, W., Żytko, K., Gucik, S., & Paul, Z. (1987). *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1: 50 000, Arkusz Szczawnica-Krościenko 1050*. Warszawa: Wydawnictwa Geologiczne.
- Lewandowski, J., Wojciechowski, T., & Salomon, T. (2010). *Mapa osuwisk i terenów zagrożonych ruchami masowymi w skali 1: 10 000*, gm. Rabka-Zdrój, pow. nowotarski, woj. małopolskie. PIG-PIB. Pobrane z: <http://mapa.osuwiska.pgi.gov.pl> (29.07.2020).
- Loke, M.H. (2004). *Tutorial: 2D and 3D electrical resistivity surveys. Lecture notes*, Geotomo Software, Penang, Malaysia.
- Magny, M. (2004). Holocene climate variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations and its probable impact on prehistoric human settlements. *Quaternary International*, 113, 65-79. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(03\)00080-6](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(03)00080-6)
- Margielewski, W. (1998). Landslide phases in the Polish Outer Carpathians and their relation to climatic changes in the Late Glacial and the Holocene. *Quaternary Studies in Poland*, 15(5), 37-53.
- Margielewski, W. (2004). Typy przemieszczeń grawitacyjnych mas skalnych w obrębie form osuwiskowych polskich Karpat fliszowych. *Przegląd Geologiczny*, 52(7), 603-614.
- Margielewski, W. (2006). Records of the Late Glacial-Holocene palaeoenvironmental changes in landslide forms and deposits of the Beskid Makowski and Beskid Wyspowy Mts. area (Polish Outer Carpathians). *Folia Quaternaria*, 76.

- Margielewski, W. (2014). Torfowiska osuwiskowe polskich Karpat fliszowych jako czuły indyktor zmian paleośrodowiska późnego glacjału i holocenu. *Studia Limnologica et Telmatologica*, 8(1), 37-55.
- Margielewski, W. (2018). Land slide fens as a sensitive indicator of paleoenvironmental changes since the Late Glacial: a case study of the Polish Western Carpathians. *Radiocarbon*, 60, 1-15. <https://doi.org/10.1017/RDC.2018.68>
- Margielewski, W. & Kovalyukh, N.N. (2003). Neoholocene climatic changes recorded in landslides' peat bog on Mount Ćwilin (Beskid Wyspowy Range, Outer Carpathians). *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 37, 59-76.
- Margielewski, W., & Urban, J. (2000). Charakter inicjacji ruchów masowych w Karpatach fliszowych na podstawie analizy strukturalnych uwarunkowań rozwoju wybranych jaskiń szczelinowych. *Przegląd Geologiczny*, 48(3), 268-274.
- Margielewski, W., & Urban, J. (2003). Crevice-type caves as initial forms of rock landslide development in the Flysch Carpathians. *Geomorphology*, 54(3-4), 325-338. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(02\)00375-6](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00375-6)
- Mozgawa, J., & Kwaśny, Ł. (2010). Osuwiska leśne w bazie danych Systemu Osłony Przeciwsuwiskowej SOPO. *Roczniki Geomatyki*, 8(7), 31-38.
- Mrozek, T., Kutak, M., Grabowski, D., & Wójcik, A. (2014). Landslide counteracting system (SOPO): inventory database of landslides in Poland. W: *Landslide science for a safer geoenvironment* (s. 815-820). Cham: Springer. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-05050-8\\_126](https://doi.org/10.1007/978-3-319-05050-8_126)
- Olszak, J. (2011). Evolution of fluvial terraces in response to climate change and tectonic uplift during the Pleistocene: evidence from Kamienica and Ochotnica River valleys (Polish Outer Carpathians). *Geomorphology*, 129, 71-78. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.01.014>
- Olszak, J., & Kaczmarczyk, R. (2011). *Mapa osuwisk i terenów zagrożonych ruchami masowymi w skali 1: 10 000*, gm. Kamienica, pow. limanowski, woj. małopolskie. Pobrane z: <http://mapa.osuwiska.pgi.gov.pl> (29.07.2020).
- Oszczypko, N., & Oszczypko-Clowes, M. (2011). Stages of development in the Polish Carpathian Foredeep Basin. *Central European Journal of Geosciences*, 4, 138-162. <https://doi.org/10.2478/s13533-011-0044-0>
- Pánek, T., Smolková, V., Hradecký, J., Baroð, I., & Šilhán, K. (2013). Holocene reactivations of catastrophic complex flow-like landslides in the Flysch Carpathians (Czech Republic/Slovakia). *Quaternary Research*, 80, 33-46. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2013.03.009>
- Paul, Z. (1978). *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1: 50 000, Arkusz Łącko 1034*, Warszawa: Wydawnictwa Geologiczne.
- Paul, Z., & Ryłko, W. (1976). *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1: 50 000, Arkusz Rabka 1032*. Warszawa. Wydawnictwa Geologiczne.
- Pawłuszek, K., & Borkowski, A. (2016). Landslides identification using airborne laser scanning data derived topographic terrain attributes and support vector machine classification. W: *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, XXIII ISPRS Congress* (Vol. 8). <https://doi.org/10.5194/isprsarchives-XLI-B8-145-2016>
- Pawłuszek, K., & Borkowski, A. (2017). Impact of DEM-derived factors and analytical hierarchy process on landslide susceptibility mapping in the region of Rożnów Lake, Poland. *Natural Hazards*, 86(2), 919-952. <https://doi.org/10.1007/s11069-016-2725-y>
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hafliðason, H., Hajdas, I., Hatte, C., Heaton, T.J., Hoffmann, D.L., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., Manning, S.W.,

- Niu, M., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Staff, R.A., Turney, C., & van der Plicht, J. (2013). Intcal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55, 1869-1887. [https://doi.org/10.2458/azu\\_js\\_rc.55.16947](https://doi.org/10.2458/azu_js_rc.55.16947)
- Rubinkiewicz, J., Karwacki, K., & Kwecko, P. (2012). *Mapa osuwisk i terenów zagrożonych ruchami masowymi w skali 1: 10 000*, gm. Nowy Targ, pow. nowotarski, woj. małopolskie. PIG-PIB. Pobrane z: <http://mapa.osuwiska.pgi.gov.pl> (29.07.2020).
- Skrzypczak, I., Kokoszka, W., & Kogut, J. (2017). The impact of landslides on local infrastructure and the environment. W: *Proceedings of 10th International Conference "Environmental Engineering"* (s. 27-28). Vilnius: Vilnius Gediminas Technical University.
- Solon, J., Borzyszkowski, J., Bidłasik, M., Richling, A., Badora, K., Balon, J., Brzezińska-Wójcik, T., Chabudziński, Ł., Dobrowolski, R., Grzegorzczak, I., Jodłowski, M., Kistowski, M., Kot, R., Krąż, P., Lechnio, J., Macias, A., Majchrowska, A., Malinowska, E., Migoń, P., Myga-Piątek, U., Nita, J., Papińska, E., Rodzik, J., Strzyż, M., Terpiłowski, S. & Ziaja, W. (2018). Physico-geographical mesoregions of Poland: verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data. *Geographia Polonica*, 91(2), 143-170.
- Starkel, L. (1997). Mass movement during the Holocene: Carpathian example and the European perspective. Rapid mass movement as a source of climatic evidence for the Holocene. *Palaeoclimate Research*, 19, 385-400.
- Starkel, L. (2001). *Historia Doliny Wisły od ostatniego zlodowacenia do dziś*, Monografie, 2. Warszawa: IGIPZ PAN.
- Szczęch, M., Cieszkowski, M., Chodyń, R., & Loch, J. (2016). Geotouristic values of the Gorce National Park and its surroundings (The Outer Carpathians, Poland). *Geotourism*, 1-2, 44-45. <https://dx.doi.org/10.7494/geotour.2016.44-45.27>
- Tobolski, K. (2000). *Przewodnik do oznaczania torfów i osadów jeziornych. Vademecum Geobotanicum*, 2. Warszawa: PWN.
- Udden, J.A. (1914). Mechanical composition of clastic sediments. *Bulletin of the Geological Society of America*, 25, 655-744. <https://doi.org/10.1130/GSAB-25-655>
- Watycha, L. (1975). *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1: 50 000*, Arkusz Nowy Targ 1049, Warszawa: Wydawnictwa Geologiczne.
- Wentworth, C.K. (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, 30, 377-392.
- Wojciechowski, T., Borkowski, A., Perski, Z., & Wójcik, A. (2012). Dane lotniczego skaningu laserowego w badaniu osuwisk – przykład osuwiska w Zbyszycach (Karpaty Zewnętrzne). *Przegląd Geologiczny*, 60(2), 95-102.
- Wrońska, D. (2006). Wykształcenie i funkcjonowanie lejów źródłiskowych potoków gorczańskich. *Ochrona Beskidów Zachodnich*, 1, 59-65.
- Wrońska-Wałach, D., Płaczowska, E., & Krzemień, K. (2013). Leje źródłowe jako systemy morfodynamiczne w obszarach górskich. *Przegląd Geograficzny*, 85, 31-51.
- Zabuski, L., Wójcik, A., Gil, E., Mrozek, T., & Rączkowski, W. (2009). Landslide processes in a flysch massif-case study of the Kawiory landslide, Beskid Niski Mts. (Carpathians, Poland). *Geological Quarterly*, 53(3), 317-332.
- Żurek, S. (2000). Age of mires and lakes in the light of radiocarbon dating. *Questiones Geographicae*, 21, 111-121.

## Summary

This paper presents selected results from efforts to date organic matter taken from deposits of three landslides in Poland's Gorce Mts. i.e. the ones located below the Jaworzyna Kamienicka, Kudłoń and Góra Gębowa peaks. The material for dating was taken from two landslide peat bogs and one closed depression filled with mineral deposits. The ranges of the individual landslides were analysed by reference to a detailed terrain model as well as geophysical tests, while the organic samples collected were  $^{14}\text{C}$  radiocarbon-dated.

The borehole drilled in the landslide below Jaworzyna Kamienicka reaches a depth of 2.2 m. It was from that profile that samples for  $^{14}\text{C}$  radiocarbon-dating, as well as palaeobotanical and geochemical study, were taken. The oldest deposits on the floor part of the peatland were dated to  $8060\pm 100$  BP (8949 cal BP). The first level of gravels mixed with so-called organic chaff was dated to  $7950\pm 80$  BP (8802 cal BP) and is deposited directly beneath a layer of peats dated to  $75600\pm 100$  BP (8366 cal BP). Another important layer is of gravel and fragments of wood, 9 cm thick, deposited at a level dated to  $3999\pm 60$  BP (4517 cal BP).

Three boreholes were drilled in the peat bog below Kudłoń, with the oldest peat deposits at this site are dated to  $5430\pm 70$  BP (6002 cal BP), and situated at a depth of 100-80 cm. In the other two places deposits in the floor profile were dated to  $3010\pm 60$  BP and  $400\pm 60$  BP. No mineral levels nor levels with a high share of mineral parts were found.

Into the landslide below Góra Gębowa eight boreholes were made using an Egner soil rod within a closed depression filled with mineral deposits. A fragment of wood taken from borehole 5 at a depth of 2.2 m (just above the floor) was dated to  $8850\pm 100$  BP (9739 cal BP), while one from a depth of 1 m is associated with a date of  $8070\pm 100$  BP (8959 cal BP). In turn, the floor of borehole 6, at a depth of 2.1 m was the source for a wood sample of determined age equal to  $8440\pm 110$  BP (9329 cal BP).

The oldest deposits in the Gorce Mts. are of a fen character and area aged  $9500\pm 90$  BP (11 143-10 653 cal BP). They come from the Turbacz Range (Buczek, 2019). The next landslide phase is confirmed by wood fragments from the landslide below Góra Gębowa ( $8850\pm 100$  BP, 9739 cal BP), and could also be linked with rise of *C. avellana* within forest structure (Kończak et al., 2020), as well as with the period of intense mineral-material deposition reported from four places in Makowski Beskid Mts. (Margielewski, 2006). A following phase of landslide formation is confirmed by data from Jaworzyna Kamienicka ( $8060\pm 100$  BP, 8949 cal BP) and Lake Zawadowskie (7947-7685 cal BP, Buczek, 2019), and represents the effect of the increased humidity and cooling of the climate reported from the Western Carpathians by many researchers. The oldest deposits from the peat bog below Kudłoń date to  $5430\pm 70$  BP (6002 cal BP). Such a result is consistent with the increase in organic matter in Lake Zawadowskie in this period ( $5420\pm 60$  BP in: Buczek, 2019 – Fig. 7A). The traces from that period recorded by Buczek, and the dating of deposits beneath Kudłoń, may both indicate that a period 6.0-5.5 ka cal BP was the next one in which morphogenetic activity in the Gorce Mts. increased. The formation of the Lelonek landslide ( $401\pm 70$  BP) could be treated as evidence of a next landslide-creation phase (Buczek, 2019) also gaining confirmation from Margielewski (2018). There is also a gravel-wood level in the core from Jaworzyna Kamienicka dated at  $3999\pm 60$  BP; 4517 cal BP. Kończak et al. (2020) noted a major change of forest structure with increases of *A. alba*, *F. sylvatica*

and *C. betulus* at ~4.0 ka BP (~4.5 ka cal BP). This attests to the period in question being one characterized by a high level of landslide activity.

Comparison of all the latest data from the region in question sustains the conclusion that ~11.1 ka cal BP, ~9.7 cal BP, 8.6-8.0 cal BP, ~6,0 cal BP and ~4.5 ka cal BP, 3.3-2.5 cal BP and 1.75-1.35 cal BP are all periods associated with intensified Holocene landslide movements in the Gorce Mountains.