



Etapy rozwoju osuwisk w zachodniej części Gór Słonnych (Karpaty Wschodnie)

Edyta Rycio¹



Landslide development stages in the western part of the Slonne Mts. (Eastern Carpathians). Prz. Geol., 74: 544–553; doi: 10.7306/2026.45

Redaktor prowadząca: Maria Przyłucka

Abstract. Although research into the temporal evolution of mass movements provides an increasing amount of specific data on landslide development in the Carpathians, studies focused on the Slonne Mountains have been lacking. Radiocarbon dating of peat from the Kopacz Mountain landslide, alongside archaeological and historical investigations of landslides on the Horodna and Horodyszcze mountains, shows that mass movements in this area began during the Pleistocene–Holocene transition and occurred in several stages. Further analysis reveals that the developmental

stages of landslides in the western part of the Slonne Mountains correlate with phases observed in other parts of the Carpathians and across Europe. The synchronization of these processes across different regions suggests that mass movement activity is part of broader regional and continental cycles. Radiocarbon-dated sediments within landslide depressions (e.g. peat bogs) enable the precise reconstruction of landslide development over time. Archaeological and historical evidence confirms the long-standing destructive impact of landslides on human life. As the risk associated with these geohazards continues to increase, a better understanding of the timing and spatial distribution of past mass movements will enable more effective landslide risk management in the future.

Keywords: Slonne Mountains, mass movements, landslide chronology, radiocarbon dating, geoarchaeology

Osuwiska stanowią jeden z ważniejszych i katastrofalnych w skutkach procesów geomorfologicznych kształtujących rzeźbę Karpat. Ich rozwój w czasie jest determinowany przez zespół czynników geologicznych, geomorfologicznych, geomechanicznych, klimatycznych oraz antropogenicznych. Intensyfikacja lub zahamowanie procesów osuwiskowych jest bezpośrednio związane ze zmianami warunków hydrologicznych i stanowi cenny wskaźnik zmian klimatycznych (Alexandrowicz, 1996; Starkel, 1977; Margielewski, 2006, 2018; Starkel i in., 2013). Zrozumienie tych mechanizmów ma kluczowe znaczenie w zarządzaniu ryzykiem i minimalizowaniu negatywnych skutków społeczno-ekonomicznych w regionie.

Wiek osuwisk oraz poszczególne etapy ich rozwoju są z powodzeniem określane dzięki wykorzystaniu datowań izotopowych. Wśród nich najszerze zastosowanie znajduje metoda radiowęglowa (Alexandrowicz, Alexandrowicz, 1999; Margielewski, 2001, 2006; Buczek, 2019; Wójcik, 2019) oraz metoda uranowo-torowa (Urban i in., 2015; Szczygieł i in., 2019). Do innych powszechnie stosowanych sposobów rekonstrukcji chronologii procesów osuwiskowych należą: badania palinologiczne (Pawlikowa, 1965; Szczepanek, 1987, 2001; Kuszell, 1988; Granoszewski, 1993, 2003; Harmata, 1995; Margielewski i in., 2011), malakofaunistyczne (Alexandrowicz, 1984, 1987) oraz oznaczenia dendrochronologiczne (Krapiec, Margielewski, 2000).

Datowanie szczątków organicznych osadzonych w obrębie osuwisk karpaccich jest przedmiotem zainteresowania badaczy od wielu lat. Na podstawie dotychczasowych analiz

wnioskuje się nie tylko o wieku osuwisk i okresach ich wzmożonego rozwoju, ale także o zmianach warunków klimatycznych w Karpatach, zachodzących na przestrzeni późnego glaciału i holocenu. Wiek osuwisk w Beskidzie Żywieckim, Sądeckim i Średnim badali m.in.: Margielewski (2001), Wójcik i in. (2006), Wójcik (2019). W Beskidzie Makowskim, Wyspowym i Sądeckim badania prowadzili głównie: Alexandrowicz (1996), Margielewski (1997, 2006, 2014, 2018) i Alexandrowicz, Alexandrowicz (1999). Osuwiska gorczańskie były przedmiotem zainteresowań Buczka (2019) oraz Kroha i in. (2021), a formy podhalańskie – Marcińca i in. (2019). W latach 70. XX w. zaczęto datować osuwiska Beskidu Niskiego (Gil i in., 1974; Szczepanek, 1987, 2001) i badania są kontynuowane (Wójcik i in., 2006; Wójcik, 2019). Na podstawie bogatego materiału analitycznego określono ramy czasowe kilku faz intensywnego rozwoju ruchów masowych na terenie Karpat i podjęto próbę ich korelacji ze zjawiskami zarejestrowanymi w całej Europie (Starkel, 1985; Alexandrowicz, 1996; Alexandrowicz, Alexandrowicz, 1999; Margielewski, 2006; Borgatti, Soldati, 2013).

Na obszarze Karpat Wschodnich badania wieku osuwisk były prowadzone przez Szczepanka (1987, 2001), Haczewskiego, Kukulaka (2004), Urbana i in. (2007) oraz Granoszewskiego i Ryłko-Frocisz (2023). Niniejsza praca dostarcza nowych danych chronologicznych dla tej części megastruktury karpacciej, a jej głównym celem jest określenie czasu i etapów rozwoju osuwisk w zachodniej części Słonnych Gór. Do osiągnięcia celu badawczego wykorzystano powszechną metodę radiowęglową oraz rzadziej stosowaną

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Centrum Geozagrożeń, ul. Skrzatów 1, 31-560 Kraków; edyta.rycio@pgi.gov.pl; ORCID ID: 0000-0002-6738-7567

w tym kontekście metodę archeologiczno-historyczną. Szczegółowym poligonem badawczym stał się obszar Słonnych Gór na zachód od przełomu Sanu. Charakteryzuje się on złożoną budową fliszową, zróżnicowaną rzeźbą terenu oraz wysoką podatnością stoków na rozwój ruchów masowych warunkowaną m.in. przez obfite opady atmosferyczne rejestrowane w przeszłości geologicznej. Szczegółowej analizie poddano 4 osuwiska o numerach ID²:

- 148279, 148290 – rozwinięte na stokach Góry Horodna, na której znajdują się pozostałości po wcześnieśredniowiecznym grodzisku – przeprowadzono w ich obrębie korelacyjną analizę relacji przestrzennych pomiędzy osuwiskiem a grodziskiem;
- 148287 – duża, złożona forma położona na Górze Kopacz, w obrębie której udokumentowano kilka torfowisk. Pobrano z nich materiał organiczny do badań wieku bezwzględnego;
- 148314 – osuwisko rozwinięte na Górze Horodyszcze, na której również odnaleziono pozostałości po grodzisku z okresu wczesnego średniowiecza i także przeprowadzono przestrzenną analizę korelacyjną obu form (ryc. 1, 3).

Prezentowane w opracowaniu wyniki stanowią część badań zrealizowanych w ramach przewodu doktorskiego autorki (Rycio, 2024). Główny nurt tematyczny dysertacji oraz jej fundamentalne wnioski zostały już upowszechnione we wcześniejszej publikacji (Rycio, 2025). Aktualny artykuł koncentruje się natomiast na dotychczas niepublikowanych danych dotyczących określenia ram czasowych i dynamiki rozwoju analizowanych form, co w samej pracy doktorskiej stanowiło wątek dopełniający jej problematykę.

POŁOŻENIE I BUDOWA GEOLOGICZNA TERENU BADAŃ

Słonne Góry to pasmo górskie o przebiegu NW–SE znajdujące się w Karpatach Wschodnich. Zgodnie z podziałem Kondrackiego (2000) oraz Solona i in. (2018) są częścią Gór Sanocko-Turczańskich. Rozciągają się między Sanem na zachodzie, Sanem i Monastercem na południu a Potokiem Wańkówka na wschodzie. Natomiast od północy ograniczają je potoki: Tyrawka i Borsukowiec. Według podziału geomorfologicznego Starkla (1972) Słonne Góry należą do mezoregionu Bieszczadów Niskich. Od zachodu przekraczają przełom doliny Sanu między Trepczą a Mrzygłodem i rozciągają się aż po Górę Wroczeń. I właśnie w tym obszarze, wg podziału Starkla (1972), tzn. na zachód od przełomu doliny Sanu przez Słonne Góry, znajdują się góry: Kopacz, Horodna i Horodyszcze (ryc. 1), na zboczach których rozwinięły się osuwiska będące przedmiotem analizy. Zlokalizowane są na północ od miasta Sanok i administracyjnie należą do wiejskiej gminy Sanok powiatu sanockiego w województwie podkarpackim.

Słonne Góry są położone w strefie spiętrzenia brzeżnego jednostek fliszowych, gdzie utwory serii śląskiej i podśląskiej (wydzielane jako jednostka śląsko-podśląska) nasuwają się w kierunku SW–NE na serię skolską (Malata, 1994,

1996, 1997, 2002; Malata, Rączkowski, 1996; Malata, Zimnal, 2013, 2014; Malata i in., 2016) (ryc. 1). Struktury fałdowe regionu o rozciągłości osi fałdów, stref nasunięć i wychodni warstw o kierunku NW–SE są rozcięte przez uskoki zrzutowo-przesuwowe o przebiegu NNE–SSW i NE–SW. Największa strefa dyslokacyjna, determinująca zmianę stylu tektonicznego, znajduje się w rejonie przełomu Sanu przez Słonne Góry wg podziału Starkla (1972).

Osuwiska będące przedmiotem analizy (Kopacz, Horodna i Horodyszcze) rozwinięły się w warstwach: gezowych górnych, łupkach pstrych godulskich i łupkach radiolarytowych oraz na wychodniach margli węglowieckich serii śląsko-podśląskiej. Wiekowo omawiane utwory reprezentują okres od dolnej kredy po paleocen. Skały w podłożu Gór Horodna i Horodyszcze tworzą strukturę antyklinalną, a Góra Kopacz jest położona w strefie łuski Kopacza.

METODYKA BADAŃ

Rekonstrukcja geochronologiczna (datowanie radiowęglowe ¹⁴C)

W celu określenia ram czasowych rozwoju procesów osuwiskowych w zachodniej części Słonnych Gór przeprowadzono badania na osuwisku o numerze ewidencyjnym ID 148287, które jest zlokalizowane na południowo-zachodnim stoku Góry Kopacz. Prace terenowe objęły wykonanie dwóch otworów badawczych w osadach biogenicznych w pobliżu miejscowości Trepcza (ryc. 2). Otwory zostały wykonane przez autorkę i zespół kartografów z Centrum Geozagrożeń w ramach projektu System Osłony Przeciwośuwiskowej (SOPO).

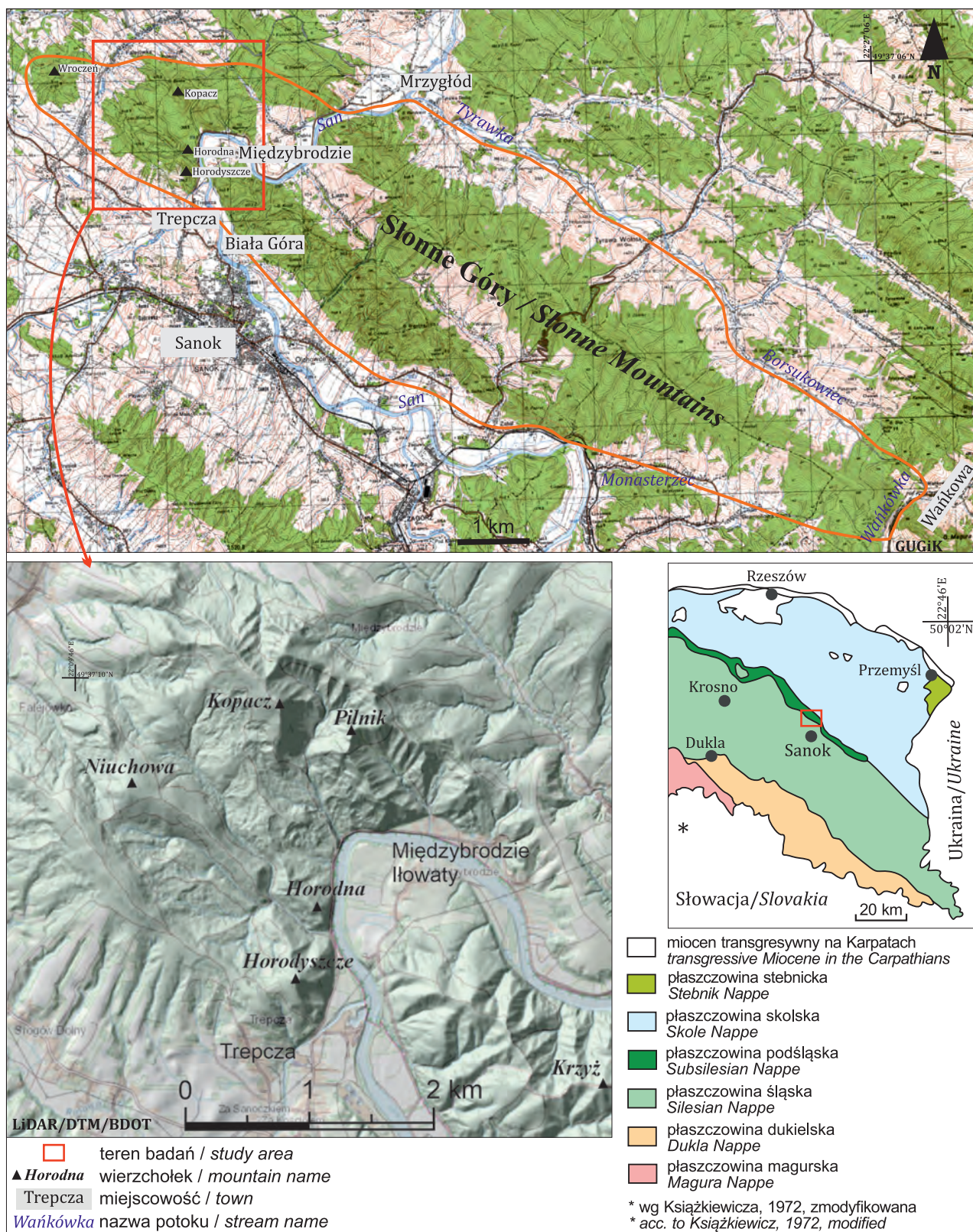
- otwór Trepcza I (TI) – zlokalizowany na wysokości 425 m n.p.m., na podmokłym torfowisku usytuowanym bezpośrednio poniżej niszy osuwiskowej (skarpy głównej) (ryc. 2). Profil wykazał obecność osadów organicznych o miąższości 5,5 m (ryc. 3);
- otwór Trepcza II (TII) – wykonany na rzędnej 414 m n.p.m., na obrzeżu zbiornika zaporowego powstałego poniżej zrotowanego pakietu koluwalnego (ryc. 2). Głębokość wiercenia wyniosła 2,0 m, z czego 1,4 m stanowił torf (ryc. 3).

W obu profilach opróbowano osady torfu zawierające makroszczątki roślinne oraz detrytus drzewny, które są sporadycznie przeławicone cienkimi warstwami ilastymi, znaczącymi się w profilu Trepcza II. Do datowania radiowęglowego metodą akceleratorowej spektrometrii masowej (¹⁴C AMS) pobrano łącznie cztery próbki: trzy z profilu TI (z głębokości: 1,70–1,77 m; 3,50–3,60 m oraz 4,90–5,00 m) oraz jedną z profilu TII (z głębokości 1,75 m) (ryc. 3).

Analiza archeologiczno-historyczna

Uzupełnieniem badań geochronologicznych była analiza relacji przestrzennych między osuwiskami: 148279, 148290 i 148314, a historycznymi obiektami antropogenicznymi.

² Numery ID osuwisk zostały nadane automatycznie z chwilą założenia przez autorkę KRO (karty rejestracyjnej terenu, na którym występują ruchy masowe) w bazie danych SOPO (Rycio, 2019a, b, c, d).

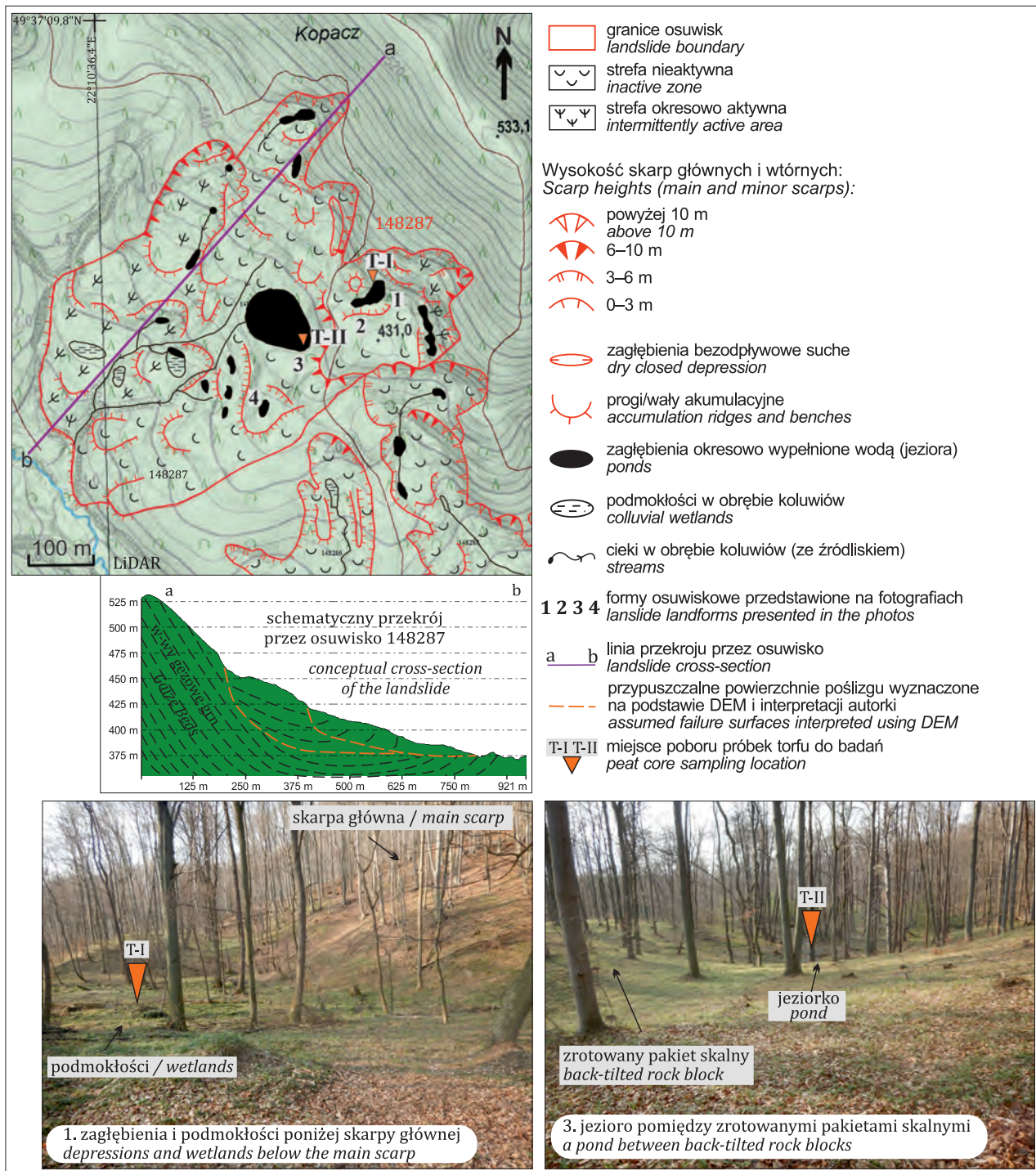


Ryc. 1. Lokalizacja terenu badań

Fig. 1. Location of the study area

nymi. Analizą objęto wczesnośredniowieczne założenia obronne oraz formy osuwiskowe na wzgórzach Horodna i Horodyszcze (ryc. 4). Rekonstrukcja względnego wieku i sekwencji zdarzeń morfogenetycznych opierała się na ocenie relacji przestrzennych pomiędzy granicami osuwisk

a strukturami obronnymi (wały, fosy). Grodziska są datowane przez archeologów na IX–XIII w. (Ginałski, 1997; Fedyk, Kotowicz, 2006; Ginałski, Kotowicz, 2019).



Ryc. 2. Rzeźba terenu z lokalizacją miejsc poboru próbek do badań radiowęglowych na obszarze osuwiska 148287 na Górze Kopacz
Fig. 2. Landslide landforms and peat core sampling location in the landslide area no 148287 on Kopacz Mount

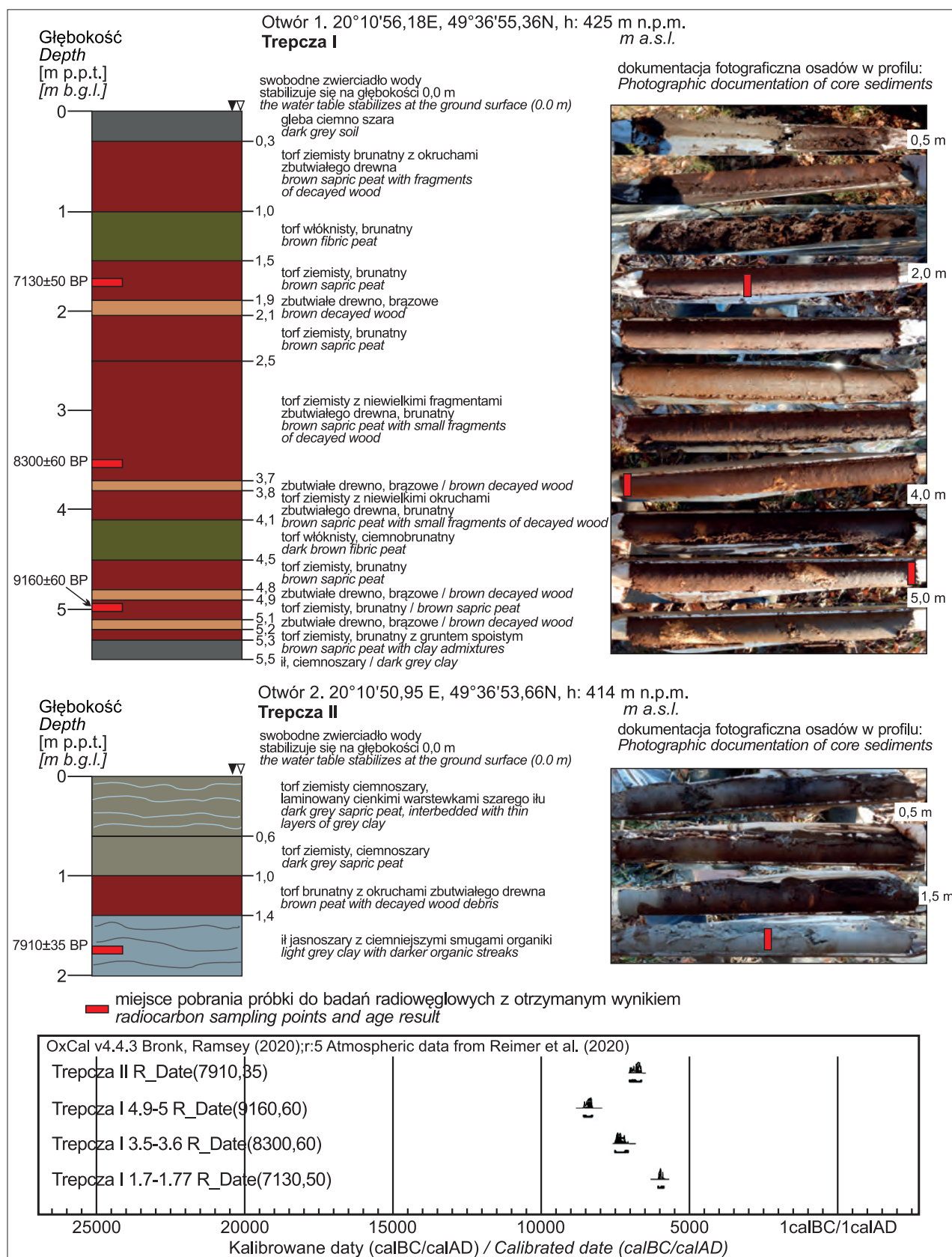
WYNIKI BADAŃ

Datowania radiowęglowe

W otworze Trepcza I próbka torfu z głębokości 4,9–5 m p.p.t. została wydатовana na 9160 ± 60 BP (8496–8276 cal BC), kolejna z głębokości 3,5–3,6 m p.p.t. na 8300 ± 60 BP (7518–7175 cal BC), a próbka z głębokości 1,77–1,7 m p.p.t. jest

wieku 7130 ± 60 BP (6076–5963 cal BC) (ryc. 3). Wyniki badań ^{14}C wskazują, że sedimentacja torfu w tym zbiorniku trwała nieprzerwanie kilka tysięcy lat, od okresu preborealnego po okres atlantycki (ryc. 5).

Natomiast w otworze Trepcza II wiek torfu z głębokości 1,75 m p.p.t. został wydатовany na 7910 ± 35 BP (6840–6649 cal BC). Akumulacja torfu w tym zbiorniku prawdopodobnie rozpoczęła się z początkiem okresu atlantyckiego. Natomiast trudno jest wnioskować o jej zakończeniu.



Ryc. 3. Profile torfowe z osuwiska 148287 z kalibracją wyników

Fig. 3. Peat profiles from the 148287 landslide with calibrated radiocarbon dates

DYSKUSJA WYNIKÓW

Analiza wyników datowania radiowęglowego

Wzrost intensywności ruchów masowych jest związany ze zwilgoceniem klimatu, które przejawia się albo wzrostem sumy opadów rocznych, albo wydłużeniem okresów trwania opadów (sezonów opadowych) (Starkel, 1977, 2006; Margielewski, 2006; Starkel i in., 2013) oraz transformacją zespołów leśnych (Ralska-Jasiewiczowa, Starkel, 1988). Na granicy plejstocenu i holocenu w Europie miała miejsce transformacja klimatyczna, która doprowadziła do ocieplenia klimatu, wzrostu opadów atmosferycznych i deglacjacji wieloletniej zmarzliny (Starkel, 1977, 1985; Ralska-Jasiewiczowa, Starkel, 1988; Alexandrowicz, 1996; Alexandrowicz, 1999; Margielewski, 2001, 2006, 2018; Starkel i in., 2013; Wójcik, 2019). Zaistniał kluczowy czynnik spustowy dla rozwoju ruchów masowych, który napotkawszy zestaw sprzyjających warunków geologiczno-geomorfologicznych występujących na zboczach Góry Kopacz mógł spowodować powstanie osuwiska. Pod skarpą główną rozwinął się zbiornik bezodpływowy (Trepcza I), w którym rozpoczął się proces uszczelniania dna. Wyniki datowań radiowęglowych z dolnej części profilu (9160 ± 60 BP; 8496–8276 cal BC) nie wskazują dokładnego momentu uszczelnienia dna i rozpoczęcia akumulacji, a dokumentują akumulację torfów dopiero z końcem okresu preborealnego. Proces ten trwał nieprzerwanie aż do okresu atlantyckiego, co potwierdza data 7130 ± 60 BP (6076–5963 cal BC) uzyskana z wyższej części profilu.

Na granicy okresu borealnego i atlantyckiego zachodziły w Europie zauważalne zmiany klimatyczne (Starkel, 1977, 1985; Ralska-Jasiewiczowa, Starkel, 1988; Alexandrowicz, 1996; Alexandrowicz, 1999; Margielewski, 2001, 2006, 2018; Borgatti, Soldati, 2013; Starkel i in., 2013; Wójcik, 2019) związane z kolejnym ociepleniem powodującym m.in. roztopy lodowców górskich czy zwiększoną ilość opadów. Zwilgocenie z tego okresu również zaznacza się na osuwisku na Górze Kopacz. Forma w tym czasie uległa uaktywnieniu i w efekcie, poniżej zrotowanego pakietu skalnego, powstało zagłębienie bezodpływowe (Trepcza II). Po uszczelnieniu jego dna drobnodziarnistym materiałem mineralnym rozpoczęła się biogeniczna sedimentacja torfu. Wiek spągowej części tego profilu, określony na 7910 ± 35 BP (6840–6649 cal BC), precyzyjnie dokumentuje moment rozpoczęcia tego procesu. Analizowana faza aktywacji osuwiska nie zaznaczyła się jednak jednoznacznie w sąsiednim profilu Trepcza I, w którym na głębokości ok. 3–2 m brak jest wyraźnych przeławień mineralnych (ilastych/pylastych), mogących odzwierciedlać wzmożony spływ grawitacyjny. Rozbieżność tę można dwójako interpretować. Po pierwsze, rejestracja tego zdarzenia mogła zostać pominięta z uwagi na zbyt niską częstotliwość pobierania próbek do badań w tej części profilu. Po drugie, w interwale tym nie można wykluczyć istnienia hiatusu stratygraficznego, choć wstępna analiza makroskopowa rdzenia nie wykazała obecności powierzchni erozyjnych ani poziomów wyraźnej humifikacji (murszenia) osadu, które stanowiłyby mocną przesłankę dla przerwy sedymentacyjnej.

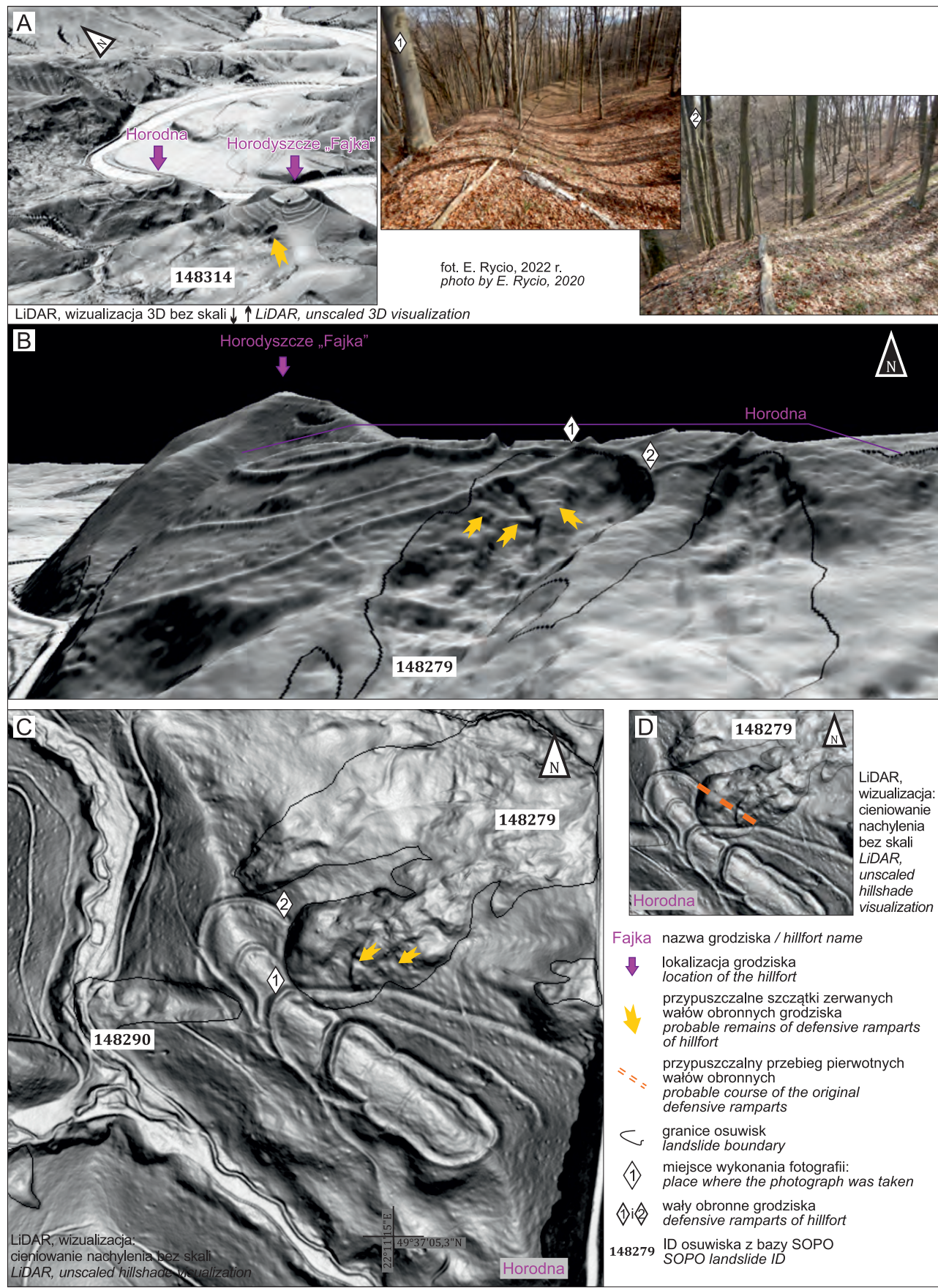
Kolejne fazy aktywowania osuwiska na Górze Kopacz nie zostały rozpoznane badaniami radiowęglowymi. Zabrakło opróbowania innych, licznie występujących w obrębie osuwiska torfowisk. Natomiast biorąc pod uwagę fakt, iż tworzenie torfu w obu zbiornikach zakończyło się, a warstwa torfu w otworze Trepcza II została przeławicona osadami ilastymi, można wnioskować o trzeciej fazie aktywności osuwiska. Doprowadziła ona do zmiany warunków wodnych i geomorfologicznych w obrębie badanej formy. Spowodowało to zakończenie akumulacji lub zerodowanie młodszych warstw torfu i wzmożony spływ materiału stokowego.

Interpretacja wyników analizy archeologiczno-historycznej

Na zachodnich zboczach Horodyszcz występuje osuwisko (148314), którego skarpa główna zerwała najniższe położone wały obronne grodziska Horodyszcz (ryc. 4A). Grodzisko jest datowane na XI–XIII w. (Ginalski, 1997; Fedyk, Kotowicz, 2006; Ginalski, Kotowicz, 2019). Osuwisko uszkodziło istniejący już gród. Było aktywne nie wcześniej niż w XI–XIII w.

Na zboczach Horodnej udokumentowano dwa osuwiska (ryc. 4C), których granice przenikają się z wałami grodziska. Mniejsze osuwisko (148290) rozwinięte na wzgórzu po zachodniej stronie grodziska, skarpą główną sięga trzeciej linii wałów obronnych (ryc. 4C). Jest to fragment osuwiska przekształcony antropogenicznie. Prawdopodobnie jest to osuwisko zastane na zboczu podczas lokacji grodziska przez ówczesną ludność, ponieważ wały sprawiają wrażenie dopasowanych i wkomponowanych w zagłębienie zbocza w obszarze niszy pod skarpą główną. Należy przyjąć, że to małe osuwisko mogło powstać przed IX w., a budowane w IX w. grodzisko zostało wkomponowane w granice osuwiska i formy wewnątrzsuwiskowe zaadoptowali ówcześni mieszkańcy grodziska (Rycio, 2024). Osuwisko od tamtego czasu nie uległo uaktywnieniu w całości. Jedynie w najniższej części jezora osuwiskowego w 2019 r. podczas prac terenowych zaobserwowano szczeliny i niewielki fragment świeżo osuniętego materiału koluwalnego. To uaktywnienie zostało wywołane przez antropogeniczne podcięcie stoku oraz osuwiska przy budowie drogi leśnej (Rycio, 2019c).

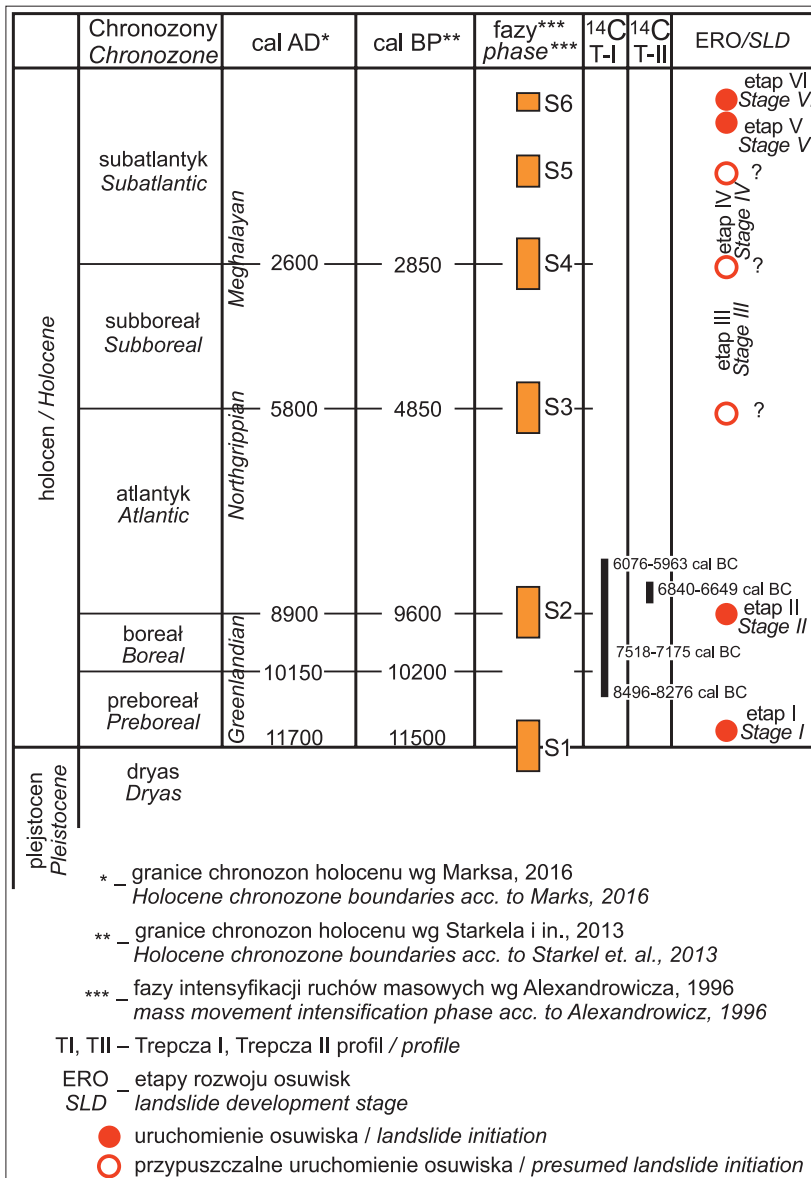
Na północnych zboczach Horodnej znajduje się większe osuwisko (148279), którego skarpa główna sięga prawie po wierzchowinę i najwyżej położony wał obronny grodziska Horodna (ryc. 4B, C; Rycio, 2019a). Zastanawiający jest przebieg niższych wałów obronnych. Od zachodu najbardziej zewnętrzny z wałów urywa się i kończy w punkcie przecięcia ze skarpą główną osuwiska (ryc. 4B–D). Natomiast od strony wschodniej ten sam najbardziej zewnętrzny wał, na kontakcie z granicą osuwiska, zmienia kierunek, biegnąc ku górze zbocza. Jednocześnie zmniejsza się wysokość tego wału w górnej części osuwiska (ryc. 4B–D; Rycio, 2024). Poniżej zachowanego wału, w obrębie koluwiów pod skarpą główną jest widoczny delikatnie zarysowany podłużny stopień (zaznaczony żółtymi strzałkami na ryc. 4B). Jeśli uznać ten element za pozostałość zniszczonego wału obronnego, który pierwotnie mógł przebiegać tak jak to schematycznie zaznaczono na rycinie 4D, można przyjąć, że osuwisko zniszczyło istniejące już wały grodziska, które następnie zostały odbudowane przez ówczesnych mieszkańców, do kształtu



←

Ryc. 4. Analiza archeologiczno-historyczna relacji przestrzennej elementów grodzisk i granic osuwisk (Rycio, 2024). **A** – położenie osuwiska 148314 w stosunku do grodziska na wzgórzu Horodyszcze; **B** – relacja przestrzenna granic osuwiska 148279 do grodu na wzgórzu Horodna; **C** – położenie osuwisk: 148279 i 148290 w stosunku do granic grodziska na wzgórzu Horodna; **D** – interpretacja archeologiczno-historyczna relacji osuwisko–grodzisko

Fig. 4. Archaeological and historical analysis of the spatial relationship between hillfort features and landslide boundaries (Rycio, 2024). **A** – location of landslide 148314 in relation to the hillfort on Horodyszcze Hill; **B** – spatial relationship between the boundaries of landslide 148279 and the hillfort on Horodna Hill; **C** – location of landslides 148279 and 148290 in relation to the boundaries of the hillfort on Horodna Hill; **D** – archaeological and historical interpretation of the landslide–hillfort relationship



Ryc. 5. Rozwój osuwisk w Holocenie w zachodniej części Gór Słonnych

Fig. 5. Landslide development during the Holocene in western part of the Słonne Mountains

dzisiaj obserwowanego. Grodzisko Horodna datuje się na IX–XIII w. (Ginalski, 1997; Fedyk, Kotowicz, 2006; Ginalski, Kotowicz, 2019), a przyjmując, że zniszczone przez osuwisko wały zostały odbudowane w trochę innym kształcie, datujemy czas aktywności tego osuwiska na okres między IX a XIII w.

ETAPY ROZWOJU OSUWISK W ZACHODNIEJ CZĘŚCI SŁONNYCH GÓR

Analiza dat radiowęglowych torfu pobranych z obszaru osuwiska 148287 oraz danych archeologiczno-historycznych zebranych z Gór Horodna i Horodyszcze pozwoliły rozpoznać 4 (maksymalnie 6) fazy aktywności osuwisk w zachodniej części Słonnych Gór.

Etap I. Najstarsza data otrzymana z otworu Trepcza I (9160 ± 60 BP, 8496–8276 cal BC) pochodzi z dolnej, ale nie najniższej warstwy torfu (ryc. 3). Sam zbiornik, genezy osuwiskowej, musiał powstać wcześniej. Akumulacja w dnie zbiornika uszczelniającej warstwy ilastej umożliwia rozpoczęcie procesu sedentacji torfu. To pozwala sądzić, że najstarszy etap aktywności osuwisk można datować na przełom plejstocenu i holocenu. Był to okres intensywnego ocieplenia, które doprowadziło do topnienia wieloletniej zmarzliny i zwilgocenia klimatu. Etap I odpowiada fazie S1 intensyfikacji ruchów masowych w Karpatach opisanych przez Alexandrowicza (1996) (ryc. 5). W tym czasie uaktywniło się bardzo dużo osuwisk, nie tylko w polskich Karpatach, co zostało potwierdzone wieloma badaniami (Starkel, 1977, 1985; Ralska-Jasiewiczowa, Starkel, 1988; Alexandrowicz, 1996; Alexandrowicz, Alexandrowicz, 1999; Margielewski, 2001, 2006, 2018; Starkel i in., 2013; Wójcik, 2019), ale także w Europie (Bertolini i in., 2004; Borgatti, Soldati, 2013; Gariano, Guzzetti, 2016).

Etap II. Na granicy okresu borealnego i okresu atlantyckiego miała miejsce kolejna faza intensyfikacji ruchów masowych, która doprowadziła do uaktywnienia się osuwiska 148287 na Górze Kopacz. Próbkę pobrana z dna zbiornika Trepcza II wskazuje na wiek 7910 ± 35 BP (6840–6649 cal BC) jako początek akumulacji torfu. Miało wtedy miejsce kolejne zwilgocenie klimatu w Europie (Starkel, 1977, 1985;

Ralska-Jasiewiczowa, Starkel, 1988; Alexandrowicz, 1996; Alexandrowicz, Alexandrowicz, 1999; Margielewski, 2001, 2006, 2018; Borgatti, Soldati, 2013; Starkel i in., 2013; Wójcik, 2019). Ten etap aktywacji ruchów masowych odpowiada fazie S2 wyznaczonej przez Alexandrowicza (1996) (ryc. 5).

Etap III. Pośrednio zapisał się na osuwisku 148287 na Górze Kopacz. W wyniku uruchomienia procesów stokowych doszło do zakończenia akumulacji torfów w obu zbiornikach (lub zerodowania ich młodszych warstw) i sedymentacji osadów ilastych w zbiorniku Trepca II. Nie jest możliwe określenie bezwzględnych ram czasowych tej aktywności, ale może ona odpowiadać fazom S3 lub S4 opisanym przez Alexandrowicza (1996) lub późniejszym (ryc. 5).

Etap IV. Kolejny etap aktywności miał miejsce przed IX w. Uruchomiło się wtedy osuwisko 148290 na Górze Horodna. Trudno określić dokładne ramy czasowe tego etapu. Może on odpowiadać fazie S4 lub S5 wyznaczonej przez Alexandrowicza (1996) (ryc. 5), ale równie dobrze może być tożsamy z fazą S6.

Etap V. Ten etap aktywności osuwiskowej jest określony na IX–XIII w. na podstawie relacji przestrzennej osuwiska 148279 i grodziska na Górze Horodna. Wały obronne grodziska, ówczesnie zamieszkałego, zostały prawdopodobnie odbudowane po katastrofie spowodowanej uaktywnieniem się osuwiska w tym przedziale wiekowym (ryc. 5).

Etap VI. Po IX–XIII w. rozwinęło się osuwisko 148314 na Górze Horodyszcze. Ruchy masowe zachodzące w tym okresie zniszczyły wały obronne grodziska datowanego na ten właśnie przedział czasowy (ryc. 5). Etap ten może być tożsamy z fazą S6 wyznaczoną przez Alexandrowicza (1996) (ryc. 5) lub z małą epoką lodowcową. Trudno jednoznacznie określić jego ramy czasowe.

UWAGI KOŃCOWE

Przedstawiony schemat ewolucji ruchów masowych w zachodniej części Słonnych Gór jednoznacznie wskazuje na wieloetapowy charakter procesów osuwiskowych w tej części Karpat fliszowych. Analiza radiowęglowa torfu, wzbogacona korelacjami archeologiczno-historycznymi, uwydatniła, iż procesy te zachodzą od przełomu ostatniego glaciału i holocenu aż po czasy współczesne. Głębokie, złożone osuwiska (jak np. 148287) rzadko stanowią efekt jednorazowego ruchu grawitacyjnego. Są one formami ewoluującymi w czasie, w obrębie których pierwotne formy wewnętrzne osuwiskowe ulegają przemodelowaniu i odmładzaniu. Możliwość skorelowania etapów I–II i pośrednio etapu III z fazami intensyfikacji osuwisk w innych rejonach Karpat, jak np. w Beskidzie Średnim, Niskim, Żywieckim, Sądeckim, w Gorcach i w Bieszczadach oraz w Europie dowodzi, iż w tej części świata istniały podobne warunki klimatyczne sprzyjające rozwojowi ruchów masowych. A wzrost wilgotności klimatu może być czynnikiem spustowym dla rozwoju i aktywowania wielu osuwisk, także w zachodniej części Słonnych Gór.

Z kolei rekonstrukcja młodszych faz aktywacji (etapy IV–VI) wskazuje na przydatność interdyscyplinarnych metod badawczych. Interesujący jest fakt, że tak blisko sąsiadujące osuwiska wykazują odmienną historię i różny wiek

inicjacji. Wskazuje to na istotną rolę lokalnych progów stateczności stoków, uwarunkowań strukturalnych podłoża fliszowego oraz warunków geomorfologicznych stoków.

Analiza szczegółowych powiązań między dawnym klimatem a dawną aktywnością osuwiskową jest w istocie bardzo trudna. Wynika to przede wszystkim z ograniczonej liczby datowań form rzeźby terenu powstałych w wyniku procesów grawitacyjnych (np. mało precyzyjne określenie wieku, niekompletne bazy danych dotyczące lokalizacji oraz brak zapisów historycznych). Wyniki badań opisane w niniejszym artykule stanowią kolejne źródło danych geochronologicznych, wzbogacając dotychczasową wiedzę o ramach czasowych rozwoju osuwisk we wschodniej części Karpat.

Pragnę serdecznie podziękować recenzentom: prof. dr. hab. Janowi Dzierżkowi i dr. Mirosławowi Kamińskiemu, za pracę włożoną w przygotowanie recenzji, zaangażowanie oraz bardzo cenne sugestie i uwagi dotyczące niniejszego artykułu. Dziękuję również Kolegom z Centrum Geozagrożeń za pomoc w wykonaniu wierceń. Badania terenowe i laboratoryjne wykonane w Poznańskim Laboratorium Radiowęglowym zostały sfinansowane z projektu SOPO.

LITERATURA

- ALEXANDROWICZ W.S. 1984 – Zespoły malakofauny w czwartorzędowych osadach polskich Karpat. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 346: 187–205.
- ALEXANDROWICZ W.S. 1987 – Analiza malakologiczna w badaniach osadów czwartorzędowych. *Kwartalnik AGH Geologia*, 12: 3–240.
- ALEXANDROWICZ W.S. 1996 – Holocenijskie fazy intensyfikacji procesów osuwiskowych w Karpatach. *Kwartalnik AGH Geologia*, 22 (3): 223–262.
- ALEXANDROWICZ W.S., ALEXANDROWICZ Z. 1999 – Recurrent Holocene landslides: a case study of the Krynica landslide in the Polish Carpathians. *The Holocene*, 9 (1): 91–99.
- BERTOLINI G., CASAGLI N., ERMINI L., MALAGUTI C. 2004 – Radiocarbon data on lateglacial and holocene landslides in the Northern Apennines. *Natural Hazards*, 31: 645–662.
- BORGATTI L., SOLDATI M. 2013 – Hillslope Processes and Climate Change. [W:] Shroder J.F. (Editor-in-chief), Marston R.A., Stoffel M. (Volume Editors). *Treatise on Geomorphology*, Vol 7, Mountain and Hillslope Geomorphology, San Diego: Academic Press, 306–319; <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374739-6.00180-9>
- BUCZEK K. 2019 – Dating landslides in the Gorce Mts. (Polish Outer Carpathians) – preliminary results. *Geological Quarterly*, 63 (4): 849–860; <https://doi.org/10.7306/gq.1501>
- FEDYK R., KOTOWICZ P.N. 2006 – Zamczysko. Średniowieczne grodzisko w Sanoku–Białej Górze. Część I. Zabytki metalowe i kamienne. Muzeum Historyczne w Sanoku.
- GARIANO S.L., GUZZETTI F. 2016 – Landslides in a changing climate. *Earth Science Reviews*, 162: 227–252; <http://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.08.011>
- GIL E., GILOT E., KOTARBA A., SZCZEPANEK K., STARKEL L. 1974 – An early Holocene landslide in the Beskid Niski and its significance for paleogeographical reconstructions. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 8: 69–83.
- GINALSKI J. 1997 – Wczesnośredniowieczne depozyty przedmiotów żelaznych z Grodziska Fajka w Trepce koło Sanoka. *Sprawozdania Archeologiczne*, 49: 221–241.
- GINALSKI J., KOTOWICZ P.N. 2019 – Gród u „wrót węgierskich” – staroruski Sanok i jego najbliższe zaplecze. *Materiały V Kongresu Mediewistów Polskich*, tom III. Pogranicza w polskich badaniach mediewistycznych. Rzeszów: 123–148.
- GRANOSZEWSKI W. 1993 – Results of paleobotanical studies of interglacial sediments from Golasowice (Rybnik Plateau, S Poland). *Acta Paleobotanica*, 33 (2): 295–303.
- GRANOSZEWSKI W. 2003 – Late Pleistocene vegetation history and climatic changes at Horoszki Duże, eastern Poland: a paleobotanical study. *Acta Paleobotanica*, Suppl., 4: 3–95.
- GRANOSZEWSKI W., RYŁKO-FROCISZ J. 2023 – Organiczne osady karpackich zbiorników osuwiskowych jako źródło danych paleoklimatycznych. LXXXVIII Zjazd naukowy PTG. Perspektywy badań geologicznych i poszukiwań złóż w Małopolsce w 120-lecie teorii płaszczwiny w Karpatach. *Materiały zjazdowe*. Dobczyce 18–20.05.2023.

- http://www.ptgeol.pl/wp-content/uploads/88_Zjazd_Naukowy_PTGeol_Materialy_Zjazdowe.pdf
- HACZEWSKI G., KUKULAK J. 2004 – Early holocene landslide-dammed lake in the Bieszczady Mountains (Polish eEast Carpathians) and its evolution. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 38: 83–96.
- HARMATA K. 1995 – A Late Glacial and Early Holocene profile from Jasło and a recapitulation of the studies on the vegetational history of the Jasło-Sanok Depression in the last 13000 years. *Acta Paleobotanica*, 35 (1): 15–45.
- KONDRACKI J. 2000 – Geografia regionalna Polski. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- KRĄPIEC P., MARGIELEWSKI W. 2000 – Analiza dendrogeomorfologiczna ruchów masowych na obszarze polskich Karpat fliszowych. *Geologia AGH*, 26 (2): 141–171.
- KROH P., OKUPNY D., BRYNDAL T., KONDRACKA M., CYBUL P. 2021 – Holocenne okresy intensyfikacji procesów stokowych w Gorcach – porównanie najnowszych wyników badań. *Przegląd Geograficzny*, 93 (1): 83–101; <https://doi.org/10.7163/PrzG.2021.1.5>
- KUSZELL T. 1988 – Stanowisko torfów młodoholocenckich z Polanicy-Zdroju (Sudety Środkowe). *Geologica Sudetica*, 23 (2): 190–206.
- MALATA T. 1994 – Budowa geologiczna wewnętrznej części jednostki skolskiej między Tyrawą Wołoską a Wańkową. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 369: 5–29.
- MALATA T. 1996 – Analiza formalnych wydzieleni litostratigraficznych oraz propozycja podziału jednostki skolskiej Karpat fliszowych. *Przegląd Geologiczny*, 44 (5): 509–513.
- MALATA T. 1997 – Styl tektoniki strefy węglowieckiej polskich Karpat wschodnich i jego związki z podłożem Karpat. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 376: 43–59.
- MALATA T. 2002 – Strefa zaniku nasunięć śląsko-podśląskich. Rozprawa doktorska. Arch. Państw. Inst. Geol., Oddz. Karpacki, Kraków, nr inw. 2951, kat. OK/486.
- MALATA T., RĄCZKOWSKI W. 1996 – Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1 : 50 000, ark. Tyrawa Wołoska (1042). CBDG, <https://geologia.pgi.gov.pl/mapy/?page=Kartografia-geologiczna>
- MALATA T., ZIMNAL Z. 2013 – Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1 : 50 000, ark. Sanok (1041). CBDG, <https://geologia.pgi.gov.pl/mapy/?page=Kartografia-geologiczna>
- MALATA T., ZIMNAL Z. 2014 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1 : 50 000, ark. Sanok (1041). CBDG, <https://geologia.pgi.gov.pl/mapy/?page=Kartografia-geologiczna>
- MALATA T., GUCIK S., RĄCZKOWSKI W., SZYMAKOWSKA F. 2016 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1 : 50 000, ark. Tyrawa Wołoska (1042). CBDG, <https://geologia.pgi.gov.pl/mapy/?page=Kartografia-geologiczna>
- MARCINIEC P., GRANOSZEWSKI W., ZIMNAL Z. 2019 – Osuwiska na stokach Magury Witowskiej (Podhale). *Przegląd Geologiczny*, 67 (5): 405–413; <https://doi.org/10.7306/2019.35>
- MARGIELEWSKI W. 1997 – Dated landslides of the Jaworzyna Krynicka Range (Polish Outer Carpathians) and their relations to climatic phases of the Holocene. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 67: 83–92.
- 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 paleoenvironmental changes in landslide forms and deposits of the Beskid Makowski and Beskid Wyspowy Mts. Area (Polish Outer Carpathians). *Folia Quaternaria*, 76. PAU, Kraków.
- MARGIELEWSKI W., KOŁACZEK P., MICHCZYŃSKI A., OBIDOWICZ A., PAZDUR A. 2011 – Record of the meso- and neoholocene paleoenvironmental changes in the Jesionowa landslide peat bog (Beskid Sądecki Mts. Polish Outer Carpathians). *Geochronometria*, 38 (2): 138–154; <https://doi.org/10.2478/s13386-011-00194-9>
- MARGIELEWSKI W. 2014 – Torfowiska osuwiskowe polskich Karpat fliszowych jako czuły indykator zmian paleośrodowiska późnego glaciału i holocenu. *Studia Limnologica et Telmatologica*, 8 (1): 37–55.
- MARGIELEWSKI W. 2018 – Landslide fens as a sensitive indicator of paleoenvironmental changes since The Late Glacial: a case study of the Polish Western Carpathians. *Radiocarbon*, 6 (4): 1199–1213; <https://doi.org/10.1017/RDC.2018.68>
- MARKS L. 2016 – Zmiany klimatu w holocenie. *Przegląd Geologiczny*, 64 (1): 59–65.
- PAWLIKOWA B. 1965 – Materials for the postglacial history of vegetation of the West Carpathians, peat bog on the Bryjarka. *Folia Quaternaria*, 18: 1–9.
- RAJSKA-JASIEWICZOWA M., STARKEL L. 1988 – Record of the hydrological changes during the Holocene in the lake, mire and fluvial deposits of Poland. *Folia Quaternaria*, 57: 91–127.
- RYCIO E. 2019a – Karta rejestracyjna osuwiska (numer ewidencyjny 18-17-052-148279) w miejscowości Trepcza. <http://mapa.osuwiska.pgi.gov.pl/SOPO/> (dostęp 25.05.2026 r.)
- RYCIO E. 2019b – Karta rejestracyjna osuwiska (numer ewidencyjny 18-17-052-148279) w miejscowości Trepcza. <http://mapa.osuwiska.pgi.gov.pl/SOPO/> (dostęp 25.05.2026 r.)
- RYCIO E. 2019c – Karta rejestracyjna osuwiska (numer ewidencyjny 18-17-052-148290) w miejscowości Trepcza. <http://mapa.osuwiska.pgi.gov.pl/SOPO/> (dostęp 25.05.2026 r.)
- RYCIO E. 2019d – Karta rejestracyjna osuwiska (numer ewidencyjny 18-17-052-148314) w miejscowości Trepcza. <http://mapa.osuwiska.pgi.gov.pl/SOPO/> (dostęp 25.05.2026 r.)
- RYCIO E. 2024 – Ocena wpływu czynników biernych na występowanie osuwisk w zachodniej części Gór Słonnych (rejon Sanoka) z wykorzystaniem modelu Frequency Ratio (FR). Praca doktorska. Centralne Archiwum Geologiczne Państwowego Instytutu Geologicznego – PIB, Warszawa, nr inw. 13102/2024.
- RYCIO E. 2025 – Landslide susceptibility mapping in the western Słonne Góry (SE Poland): a comparative study of landslide polygons and buffer zones using the Frequency Ratio Method. *Geological Quarterly*, 69, 39; <https://doi.org/10.7306/gq.1812>
- SOŁON J., BORZYSZKOWSKI J., BIDŁASIK M., RICHLING A., BARDORA K., BALON J., BRZEZIŃSKA-WÓJCİK T., CHABUDZIŃSKI Ł., DOBROWOLSKI R., GRZEGORCZYK I., JODŁOWSKI M., KISTOWSKI M., KOT R., KRAŻ 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 Mezoregions of Poland: verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data. *Geographia Polonica*, 91 (2): 143–170; <https://doi.org/10.7163/GPol.0115>
- STARKEL L. 1972 – Charakterystyka rzeźby Polskich Karpat (i jej znaczenie dla gospodarki ludzkiej). *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich*, 10: 75–148.
- STARKEL L. 1977 – Paleogeografia holocenu. Wydawnictwo PWN, Warszawa.
- STARKEL L. 1985 – The reflection of the Holocene climatic variations in the slope and fluvial deposits and forms in the European mountains. *Ecologia Mediterranea*, 11: 91–97; <https://doi.org/10.3406/ecmed.1985.1078>
- STARKEL L. 2006 – Geomorphic hazards in the Polish Flysch Carpathians. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 40: 7–19.
- STARKEL L., MICHCZYŃSKA D.J., KRĄPIEC M., MARGIELEWSKI W., NALEPKA D., PAZDUR A. 2013 – Progress in the Holocene chrono-climatostratigraphy of Polish territory. *Geochronometria*, 40 (1): 1–21; <https://doi.org/10.2478/s13386-012-0024-2>
- SZCZEPANEK K. 1987 – Late-Glacial and Holocene pollen diagrams from Jasiel in The Low Beskid Mts. (The Carpathians). *Acta Paleobotanica*, 27 (1): 9–26.
- SZCZEPANEK K. 2001 – Late Holocene vegetation history in the Dukla Pass region (Low Beskidy, Carpathians) based on pollen and microfossil analyses. *Acta Paleobotanica*, 41 (2): 341–353.
- SZCZYGIEL J., MENDECKI M., HERCMAN H., WRÓBLEWSKI W., GLAZER M. 2019 – Relict landslide developments as inferred from speleothem deformation, tectonic data and geoelectrics. *Geomorphology*, 330: 116–128; <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.01.017>
- URBAN J., MARGIELEWSKI W., ŻAK K., HERCMAN H., SUJKA G., MLECZEK T. 2007 – The calcareous speleothems in the pseudokarst Jaskinia Słowiańska – Drwali cave. Beskid Niski Mts., Poland. *Nature Conservation*, 63: 119–128.
- URBAN J., MARGIELEWSKI W., HERCMAN H., ŻAK K., ZERNITSKA V., PAWLAK J., SZEJBAL-CHWASTEK M. 2015 – Dating of speleothems in non-karst caves – methodological aspects and practical application. Polish Outer Carpathians case study. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 59: 185–210; https://doi.org/10.1127/zfg_suppl/2015/S-00180
- WÓJCİK A. 2019 – Późnoglacialny rozwój osuwisk w polskich Karpatach zewnętrznych. *Przegląd Geologiczny*, 67 (5): 397–404; <https://doi.org/10.7306/2019.34>
- WOJCIK A., MROZEK T., GRANOSZEWSKI W. 2006 – Lithological conditioning of landslides and climatic changes with examples from The Beskidy Mts., Western Carpathians, Poland. *Geografia Fisica Dinamica Quaternaria*, 29: 197–209.

Praca wpłynęła do redakcji: 1.02.2026 r.
Akceptowano do druku: 17.07.2026 r.