

## Osuwiska Masywu Ślęży (Przedgórze Sudeckie)

Adam Karol Chaszczewicz<sup>1</sup>



Landslides on the Ślęża Massif (Sudetic Foreland). *Prz. Geol.*, 70: 713–721; doi: 10.7306/2022.25

*Abstract.* Ślęża Massif is an isolated group of hills, surrounded by plains, located on the Sudetic Foreland with the main tops of Ślęża and Radunia. This mesoregion covers an area composed of two structural units: Sudetic Ophiolite and Strzegom-Sobótka Granite Pluton. The present relief of the Ślęża Massif was formed mainly during the Pleistocene glaciations. This article presents the results of landslide observations made in selected locations on the Ślęża Massif. Scientific works were carried out on the south-western, southern and eastern slopes of Ślęża (composed of gabbros), as well as on the northern slopes of Radunia (serpentinites). This area is the place of occurrence of specific morphological forms with research history abundant in various concepts (among others: moraines of the Scandinavian ice sheet, congelifluction tongues, debris flows, fossil rockglaciers and landslides).

Author's research, based on field works and digital terrain model analysis, reveals that 15 inactive landslides exist at these locations. The forms are characterized by various morphometric parameters and different types of colluvial mass movements. Probably, they emerged as a result of late Pleistocene and early Holocene climate changes. Author's conclusions partially confirm some observations and interpretations stated by Horwath in 1981 and by Traczyk and Kasprzak in 2014. Due to plenty of landslide evidence, the views about relict rock glaciers and other conceptions should be defined as incorrect. The forms require further detailed studies.

**Keywords:** mass movements, landslides, Sudetic Foreland, Ślęża Massif

Jednym z najistotniejszych czynników biernych, kształtującym procesy osuwiskowe, jest budowa geologiczna podłoża (Varnes, 1978; Bober, 1984; Dikau i in., 1996; Wójcik, 1997; Margielewski, 2001). Znane są przypadki występowania form osuwiskowych na stokach masywów krystalicznych (Pulinowa, 1972; Wójcik i in., 2013; Kowalski, Wojewoda, 2017), jednak jest ich zdecydowanie mniej niż w obszarach górskich o pokrywie skał osadowych (Sikora, Wojciechowski, 2019; Migoń i in., 2021). Formy osuwiskowe w wielu miejscach występują w sąsiedztwie wytworów procesów glacialnych, peryglacialnych oraz innych ruchów masowych, które mają podobne cechy rzeźby i sprawiają dużo problemów w ich rozpoznaniu i klasyfikacji (Pulinowa, 1972; Traczyk, Migoń, 2000; Wójcik i in., 2013). Wyniki badań Traczyka i Kasprzaka (2014) oraz Ostaficzuka (2019) wskazują, że wykorzystując do rozpoznania krystaliniku Masywu Ślęży metody teledetekcyjne, można zidentyfikować osuwiska, które dotychczas uznawano za obiekty o innej genezie.

### CEL I METODYKA BADAŃ

Celem artykułu jest przedstawienie autorskiej interpretacji rzeźby osuwiskowej w wybranych lokalizacjach Masywu Ślęży, opracowanej na podstawie obserwacji terenowych i analizy numerycznego modelu terenu (NMT). Do prac badawczych wykorzystano dane pochodzące z lotniczego skaningu laserowego o rozdzielczości przestrzennej 1 m, wykonanego w 2012 r. w ramach Informatycznego Systemu Osłony Kraju (ISOK). Obszar badań ograniczono do południowo-zachodnich, południowych i wschodnich stoków Ślęży oraz północnych stoków Raduni. Interpretację rzeźby i zasięgu osuwisk wyrysowano na podkładzie topograficznym w skali 1 : 10 000, pozyskanym z zasobów Głównego Urzędu Geodezji i Kartografii (GUGiK). Parametry

morfologiczne opisywanych form osuwiskowych zmierzono z zastosowaniem programu *Global Mapper* na podstawie obrazu NMT i zestawiono w formie tabelarycznej (tab. 1). Znaki graficzne na rycinach oraz klasyfikację opisanych osuwisk sporządzono zgodnie z instrukcją Systemu Osłony Przeciwośuwiskowej (SOPO; Grabowski i in., 2008).

### CHARAKTERYSTYKA OBSZARU BADAŃ

Badania prowadzono w Masywie Ślęży. Jest to izolowana grupa wzniesień na Przedgórzu Sudeckim, na pograniczu Równiny Wrocławskiej i Świdnickiej. Główną część masywu stanowi góra Ślęża (717,5 m n.p.m.), którą od północy, południa i wschodu otaczają mniejsze wzgórza. Wśród nich najwyższa jest góra Radunia (573 m n.p.m.), oddzielona od Ślęży przełęczą Tapałda (Kondracki, 2002).

Masyw Ślęży składa się ze skał krystalicznych zaliczanych do dwóch jednostek strukturalnych bloku przed-sudeckiego (Cymermann, 2017). Większą część masywu wypełniają skały metamorficzne północnej części sudeckiego kompleksu ofiolitowego (Cymermann, 2017). Odmianą genezę ma północno-zachodni fragment masywu, który składa się z granitoidów plutonu Strzegom-Sobótka (Kryza, Pin, 2010). Cały obszar badań mieści się w obrębie kompleksu ofiolitowego.

Na południowo-zachodnich, południowych i wschodnich stokach Ślęży odsłaniają się gabra, które uległy niewielkiemu przeobrażeniu metamorficznemu i dlatego są także określane jako metagabra, natomiast na północnych zboczach Raduni – serpentynity. Granica między tymi wydzieleniami przebiega w rejonie przełęczy Tapałda, gdzie w strefie kontaktu lokalnie występują maficzne kumulaty (Kryza, Pin, 2010). Skały krystaliczne tylko gdzieś wyłaniają się na powierzchnię spod młodszych osadów

<sup>1</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Centrum Geozagrożeń, ul. Rakowiecka 4, 00–975 Warszawa; [adam.chaszczewicz@pgi.gov.pl](mailto:adam.chaszczewicz@pgi.gov.pl); ORCID: 0000-0002-3036-4185

i zwietrzliny, których rozprzestrzenienie nie zostało dotychczas szczegółowo rozpoznane (Szczepankiewicz, 1958). Wiele wątpliwości budzi zasięg tych utworów przedstawiony na arkuszu *Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski* (SMGP; Sztromwasser, Mydłowski, 2015a, b), zwłaszcza w kontekście starszych opracowań (m.in. Szczepankiewicz, 1958, 1989; Badura, Przybylski, 1998; Woronko, Żurawek, 2002; Żurawek i in., 2005). Na arkuszu tym nie wyszczególniono także utworów koluwialnych, które wyraźnie zaznaczają się na powierzchni terenu. Z tego powodu zawarty w niniejszej pracy opis poszczególnych wydzielen jest przeglądowy i uproszczony, a na rycinach nie zaznaczono granic geologicznych.

Najstarszymi osadami pokrywającymi krystaliczne podłoże Masywu Ślęży są miocenijskie żwiry, ropy i piaski, lokalnie przewarstwione węglem brunatnym (Szczepankiewicz, 1958). Występują one głównie w niższych partiach stoków i są w większości przykryte młodszymi utworami morenowymi i fluwioglacjalnymi zlodowaceń południowopolskich i środkowopolskich (Szczepankiewicz, 1958, 1989; Badura, Przybylski, 1998). Lokalnie, przeważnie w dolnych i środkowych partiach masywu, występują pokrywy lessowe, datowane na zlodowacenie Wisły (Szczepankiewicz, 1989; Woronko, Żurawek, 2002). Na stokach Ślęży odsłaniają się głównie zwietrzliny gabrowe, charakteryzujące się dużą zmiennością materiału detrytycznego (Żurawek i in., 2005). Przeważnie mają one postać rozległych pokryw gliniastych, gliniasto-blokowych oraz gołoborzy (Żurawek, 2002c; Żurawek i in., 2005). Najstarsze zwietrzliny są datowane na neogen (Szczepankiewicz, 1958), jednak przyjmuje się, że większość z nich wykształciła się w plejstocenie, o czym świadczy m.in. ich zazębienie się z utworami tego wieku (Żurawek, 2002a, c; Żurawek i in., 2005). Podobnie są wykształcone osady i zwietrzliny na stokach Raduni, jednakże charakteryzują się zdecydowanie mniejszym udziałem frakcji blokowej (Żurawek, 2002c).

Rzeźba terenu na obszarze badań w dużej mierze została ukształtowana w plejstocenie. Podczas zlodowaceń południowopolskich i środkowopolskich na teren ten kilkakrotnie wkraczał lądolód skandynawski (Marks i in., 2016b), który prawdopodobnie nie przykrywał wierzchołków najwyższych wzniesień (Badura, Przybylski, 1998). Przyjmuje się, że szczyt Ślęży kilkakrotnie stawał się nunatakami (Finckh, 1928; Szczepankiewicz, 1958, 1989), a wierzchołek Raduni przypuszcza się co najmniej raz (Badura, Przybylski, 1998). Podczas późniejszych zlodowaceń obszar ten znajdował się w strefie klimatu peryglacjalnego (Marks i in., 2016b). Surowe warunki klimatyczne odegrały zasadniczą rolę w kształtowaniu pokryw zwietrzelinowych (Żurawek i in., 2005) i przyczyniły się do eolicznej akumulacji lessów (Woronko, Żurawek, 2002). Z działalnością lądolodu wiąże się także erozja dolnych partii Masywu Ślęży oraz depozycja osadów na stokach (Szczepankiewicz, 1989).

## HISTORIA BADAŃ

Najstarszym śladem obserwacji w rejonie Masywu Ślęży form, które współcześnie uznaje się za osuwiska, jest arkusz Sobótka mapy geologicznej Prus i sąsiednich landów niemieckich z 1928 r. (Finckh, 1928). Formy te opisano wówczas jako twory moreny końcowej lądolodu, który

w przeszłości otaczał ślężański nunatak (Finckh, 1928). W późniejszym czasie nazwano je strumieniami blokowymi, a ich genezę powiązano z transportem produktów wietrzenia mrozowego (Schott, 1931). Polscy badacze nazywali je niezbyt precyzyjnie, wspominając o występowaniu warp (usypisk), czyli paramonych, języków gruzowych (Baraniecki, 1951) oraz potężnych form warpowych, wypełniających częściowo obniżenia pomiędzy żebrami stokowymi (Szczepankiewicz, 1958). Później uznano, że formy te są efektem spływów gruzowo-błotnych, które rozwijały się na skutek migracji wody w pokrywach zwietrzelinowych (Horwath, 1981). Ich rozwój wiązano zaś ze zmianami klimatycznymi zachodzącymi pod koniec Würmu (Horwath, 1981). Formy te łączono także z procesami kongeliflukcyjnymi (Szczepankiewicz, 1989).

Całkowicie odmienną koncepcję genezy form występujących na stokach Masywu Ślęży zaproponowano pod koniec XX w. Uznano wówczas, że są to reliktove lodowce skalne, które wykształciły się w środowisku peryglacjalnym (Żurawek, 1999). W późniejszych pracach rozwinięto tę koncepcję, m.in. na podstawie datowania (Żurawek, 2001), identyfikacji stref ścinania (Żurawek, 2002a; b) i analizy topografii (Borowicz, Żurawek, 2003). Posługując się wynikami badań izotopowych metodą  $C^{14}$  oraz danymi z analizy położenia tych form względem lessów, ustalono, że ostatnia faza aktywności postulowanych lodowców nastąpiła około  $10270 \pm 150$  BP, czyli przypada na koniec młodszego dryasu (Żurawek, 2001). Przeprowadzono również datowania metodą luminescencji OSL, które wskazały, że formy te powstały podczas zlodowaceń środkowopolskich, jednakże wyników tych nie uznano za miarodajne (Żurawek, 2001).

W 2014 r. wykazano (Traczyk, Kasprzak, 2014), że jeden z opisanych przez Żurawka (1999) lodowców skalnych jest w rzeczywistości osuwiskiem. Pogląd ten poparto wynikami profilowań georadarowych, tomografii elektrooporowej oraz danymi NMT. Genezę tej formy powiązano z wymuszoną akumulacją materiału zwietrzelinowego w strefie *trimline* (powyżej zasięgu egzarcyjnej działalności lodowca na stokach wzgórz), zanikiem stateczności osadów stokowych wskutek ustąpienia lądolodu z tego obszaru oraz intensywną erozją świeżo odsłoniętych powierzchni skalnych (Traczyk, Kasprzak, 2014). Obecnie pogląd na występowanie osuwisk w Masywie Ślęży podzielają i inni geolodzy, o czym świadczy wykorzystanie obrazu NMT stoków Ślęży jako przykładu osuwisk w jednym z poradników metodycznych (Ostaficzuk, 2019). Niemniej dotychczas zagadnienie to nie zostało w pełni opisane i wymagało bardziej szczegółowego opracowania.

## WYNIKI

Na stokach Masywu Ślęży zidentyfikowano łącznie 15 form morfologicznych, których cechy wyraźnie wskazują na genezę osuwiskową. Na stokach Ślęży zaobserwowano 14 z nich (10 na stokach południowych i wschodnich, 4 na południowo-zachodnich), a 1 formę na północnych stokach Raduni (tab. 1; ryc. 1–7). W górnej części osuwiska te mają półkoliste skarpy główne, wklęsłe względem stoku, których obecność jest dowodem odspojenia materiału skalnego od podłoża i przemieszczenia go w dół stoku. Poniżej skarpy znajdują się zespoły nierówności (o kształcie progów

akumulacyjnych, zagłębień bezodpływowych, wałów, skarp wtórnych i rowów), które wyraźnie odznaczają się na stosunkowo monotonnie nachylonych stokach. Większość opisywanych osuwisk jest zakończona czołem. Na powierzchni koluwiów występują liczne przejawy wód powierzchniowych, takie jak: wysięki czy podmokłości. W efekcie prac badawczych wyszczególniono także obszary o możliwej deniwelacji oraz cechy elementów rzeźby wewnętrznego osuwiska, które wymagają dalszych analiz (ryc. 1).

### Charakterystyka osuwisk

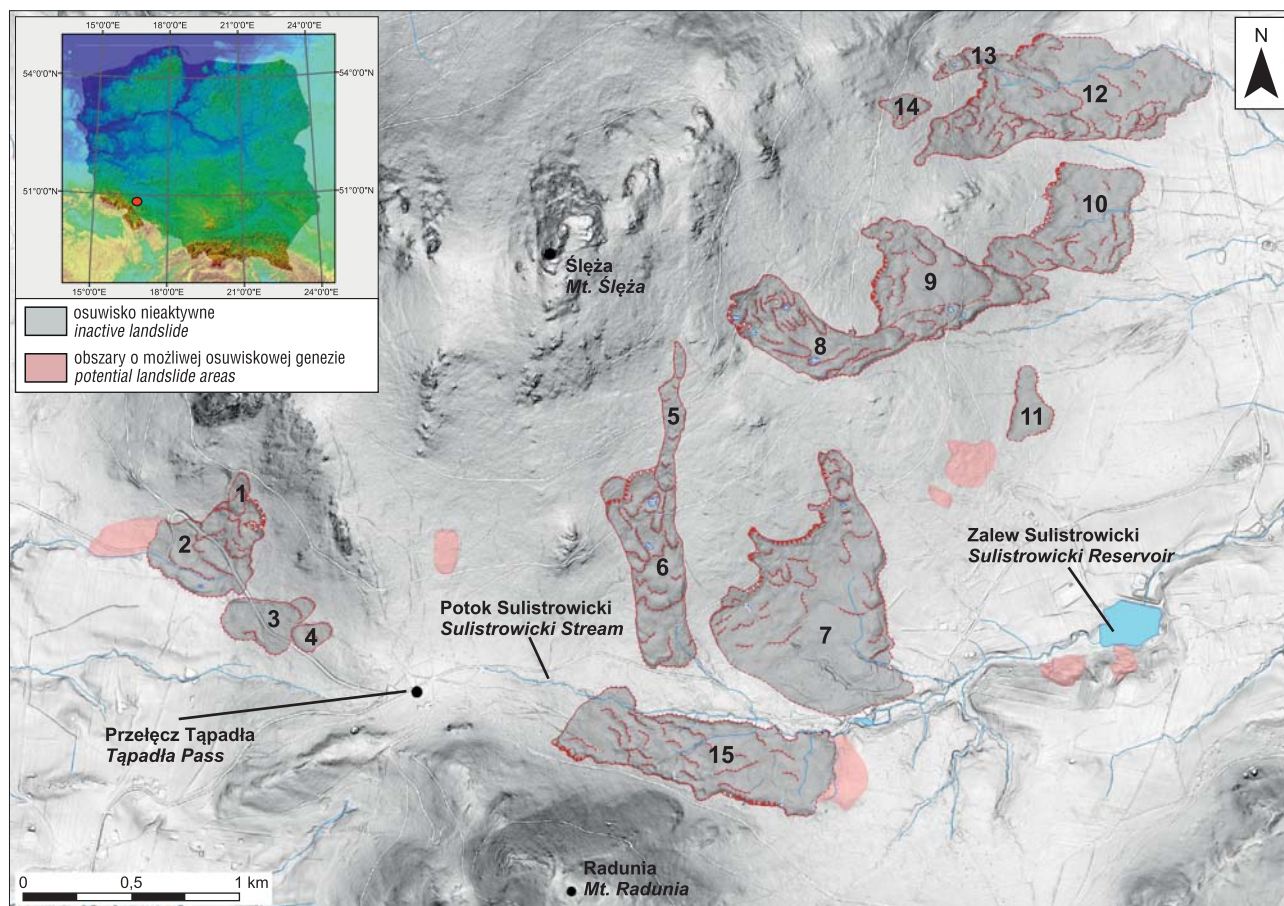
Na południowo-zachodnich stokach Ślęży największą formą jest zsuw nr 2 (ryc. 2). Charakteryzuje się on wysoką skarpią główną oraz mocno urozmaiconą powierzchnią koluwiów (tab. 1). Na powierzchni tego osuwiska występują liczne progi akumulacyjne, których amfiteatralne ułożenie wskazuje na udział ruchu rotacyjnego w przemieszczeniu części pakietów skał. W dolnej części formy występuje czoło o specyficznym kształcie półkolistego progu. Osuwisko to zostało częściowo przekształcone antropogenicznie wskutek poprowadzenia przez jego środkową część drogi asfaltowej. Poniżej skarpy głównej są też zlokalizowane pozostałości kamiennego wału. Zważywszy na wysokość deniwelacji oraz cechy elementów rzeźby wewnętrznej, należy przyjąć, że prawdopodobnie jest to głęboki zsuw skalno-gruntowo-zwierzelinowy. Powyżej tego osuwiska oraz w bezpośredniej relacji z nim wykształciło się drugie, niewielkie osuwisko, które uformowało się na skutek przemieszczenia zwierzelinowy

i gruntu do niszy pierwszego osuwiska (ryc. 2). Mniejsze osuwisko ma kształt jezora, charakterystyczną niską skarpią główną (ok. 1 m) oraz pagórkowato ukształtowaną powierzchnią koluwiów, z jedną skarpią wtórną (3 m). Jest to klasyczny, płytki zsuw mieszany. W bliskim sąsiedztwie tych form rozwinęły się także dwa osuwiska gruntowo-zwierzelinowe o numerach 3 i 4 (ryc. 2). Wyróżniają się one niewielkimi (tab. 1) skarpami głównymi oraz subtelnym i mało czytelnym ukształtowaniem powierzchni koluwiów. Wyraźnymi elementami ich rzeźby są jedynie: skarpy wtórne, muldy oraz czoła. Z racji stosunkowo małych deniwelacji elementów rzeźby wewnętrznej można przypuszczać, że są to płytkie zsuwy mieszane. Formy te (zwłaszcza nr 3) uległy przekształceniu na skutek wytyczenia drogi na ich obszarze.

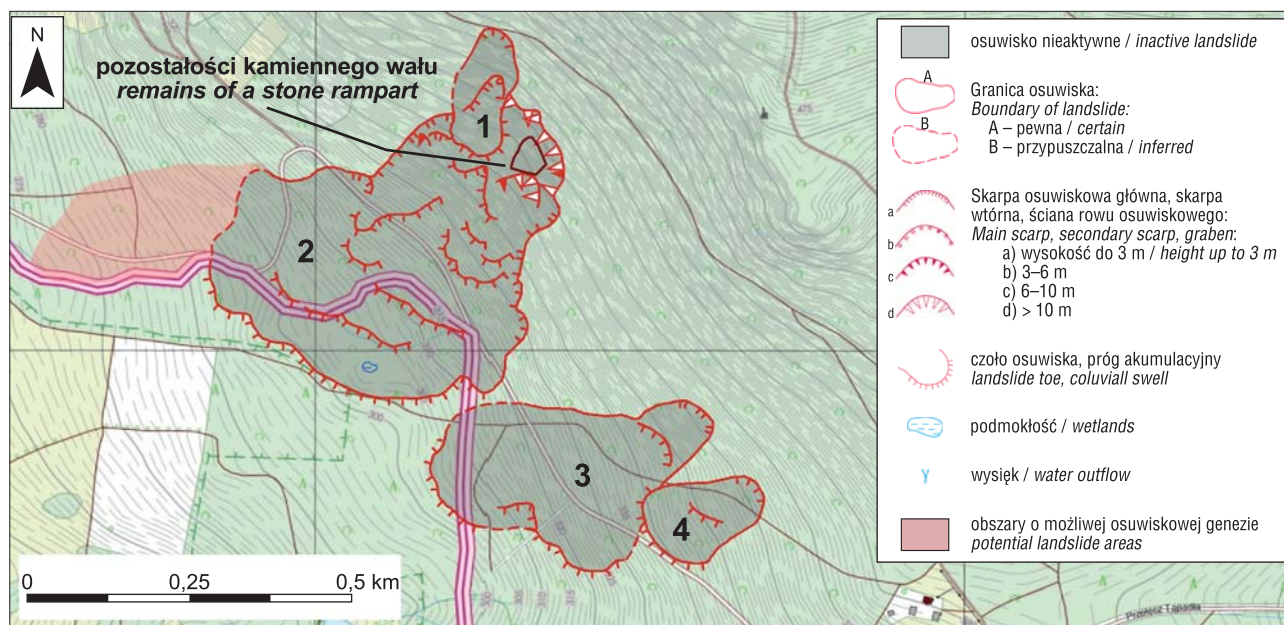
Odmienne ukształtowanie przejawiają rozległe osuwiska uformowane na południowych i wschodnich stokach Ślęży (ryc. 3, 4 i 5). Ilościowo i obszarowo dominują tam wyraźne zsuwy wykształcone w postaci wydłużonych jezorów (nr 6, 8, 9, 10 i 12 na ryc. 1), odznaczające się wysokimi skarpami głównymi (tab. 1). Cechują się one bardzo mocno urozmaiconymi powierzchniami koluwiów oraz wyraźnymi czołami o kształcie łobów. Bogata rzeźba wewnętrzna tych form wiąże się także z występowaniem licznych przejawów wód powierzchniowych (m.in. wysięków, cieków oraz podmokłości w obniżeniach terenu). W rejonie osuwisk nr 6 i 12 uformowały się mniejsze, płytkie zsuwy zwierzelinowo-gruntowe (nr 5 i 13 na ryc. 1), których koluwia wkroczyły na ich powierzchnię, częściowo ją przekształcając. Również duże zsuwy nr 8, 9 i 10

**Tab. 1.** Szczegółowe parametry morfometryczne osuwisk w Masywie Ślęży  
**Table 1.** Detailed morphometric parameters of the landslides of the Ślęża Massif

Nr / No.	Powierzchnia Area [ha]	Długość / Length [m]	Szerokość / Width [m]	Maksymalna wysokość Maximum height [m]	Minimalna wysokość Minimum height [m]	Nachylenie / Slope [°]	Azymut / Azimuth [°]	Wysokość skarpy głównej Height of main scarp [m]	Nachylenie skarpy głównej Slope of main scarp [°]	Długość koluwiów Length of colluvium [m]	Nachylenie koluwiów Slope of colluvium [°]	Szacowana głębokość Estimated depth [m]	Wysokość czoła Height of toe [m]
1	1,39	189	86	397	347	14	192	2	21	185	14	9	8
2	16,27	512	490	377	290	8,5	210	14	23	477	7,5	35	5
3	7,38	315	322	363	302	9	231	4	16	305	8	11	4
4	1,77	181	137	363	337	8	235	2,5	14	168	8	6	4
5	4,91	699	106	527	427	8	183	2	19	694	8	10	2
6	23,12	919	338	545	324	8	164	14	14	867	7	30	6
7	61,01	1017	920	391	271	6	140	123	14	980	6	35	–
8	23,97	1295	320	502	321	8	92	14	23	1263	7	28	13
9	21,09	831	512	415	275	9	88	8	15	799	8	30	6
10	23,49	616	490	326	239	7	91	12	14	599	7	18	5
11	4,4	189	351	300	277	7	101	6	12	170	6	7	6
12	44,83	1338	480	383	226	6	77	8	22	1310	6	40	–
13	4,27	634	96	362	272	8	92	3	17	624	8	10	–
14	2,16	244	155	416	367	12	90	4	23	233	11	6	4
15	39,94	292	1230	371	284	6	11	11	18	285	5	15	5



Ryc. 1. Rozmieszczenie osuwisk nr 1–15 na stokach Masywu Ślęży na podkładzie NMT  
 Fig. 1. Landslides Nos. 1–15 on the slopes of the Ślęza Massif on Digital Terrain Model



Ryc. 2. Mapa osuwisk nr 1, 2, 3 i 4 na południowo-zachodnim stoku Ślęży  
 Fig. 2. Map of landslides Nos. 1, 2, 3 and 4 on the southwestern slope of Ślęza

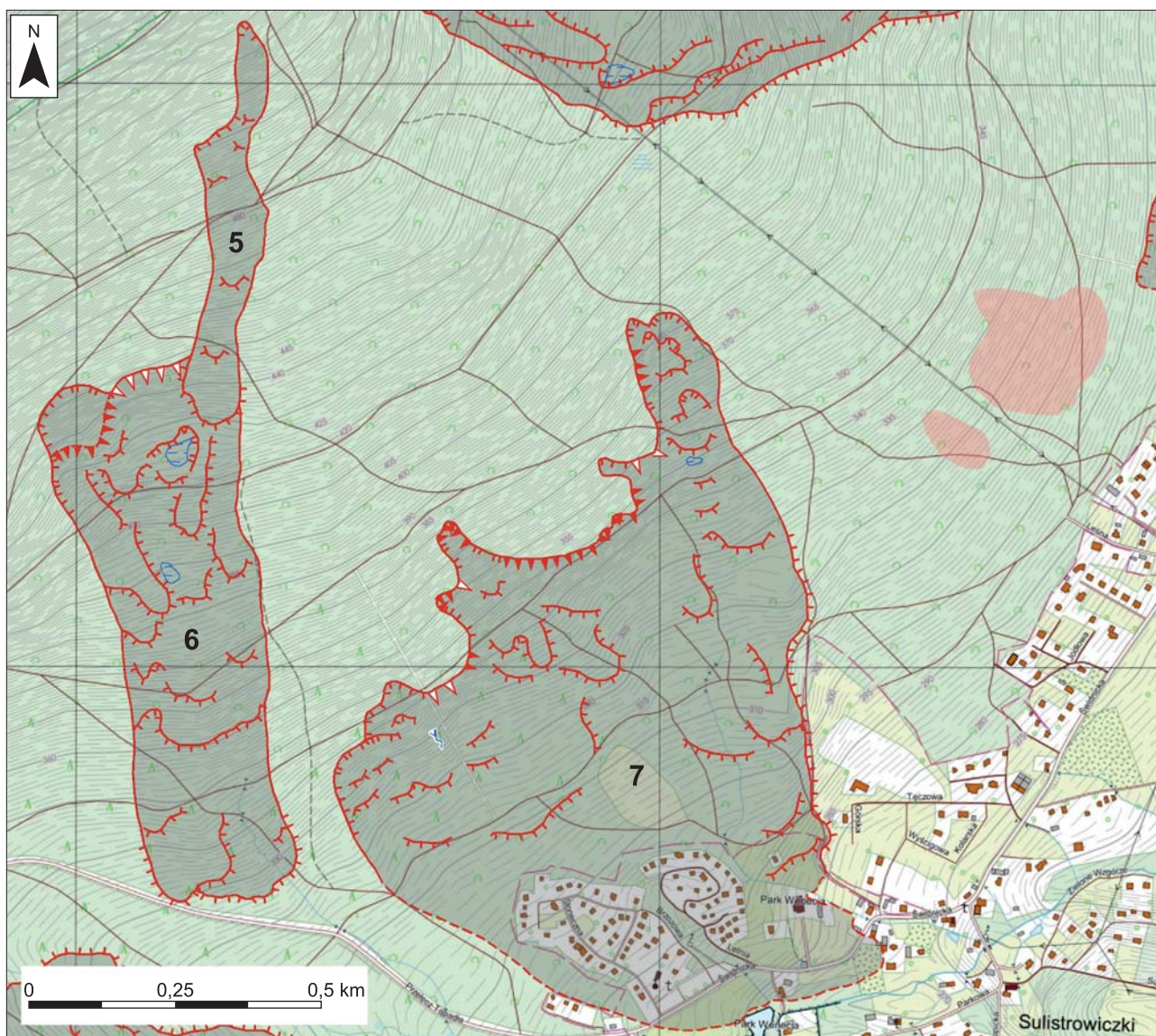
nachodzą na siebie jeziorami, co sprawia, że trudno je rozgraniczyć. Obszar ten został nieznacznie zmieniony antropogenicznie, w większości przypadków jedynie poprzez wyciężenie dróg leśnych i szlaków turystycznych oraz działalność rolniczą i leśną. Przekształcenia te spowodowały lokalne zrównanie rzeźby terenu. Wyjątkiem są

obszary osuwisk nr 10 i 12, na których jest ulokowany cały zespół obiektów archeologicznych, datowanych na VIII–XII w., takich jak: cmentarz kurhanowy, grodzisko, miejsce kultu oraz staw (Trenkler, 2016a, b), a także osuwisko nr 13 (ryc. 5), na powierzchni którego znajduje się kopiec o bliżej nieokreślonym wieku i funkcji.

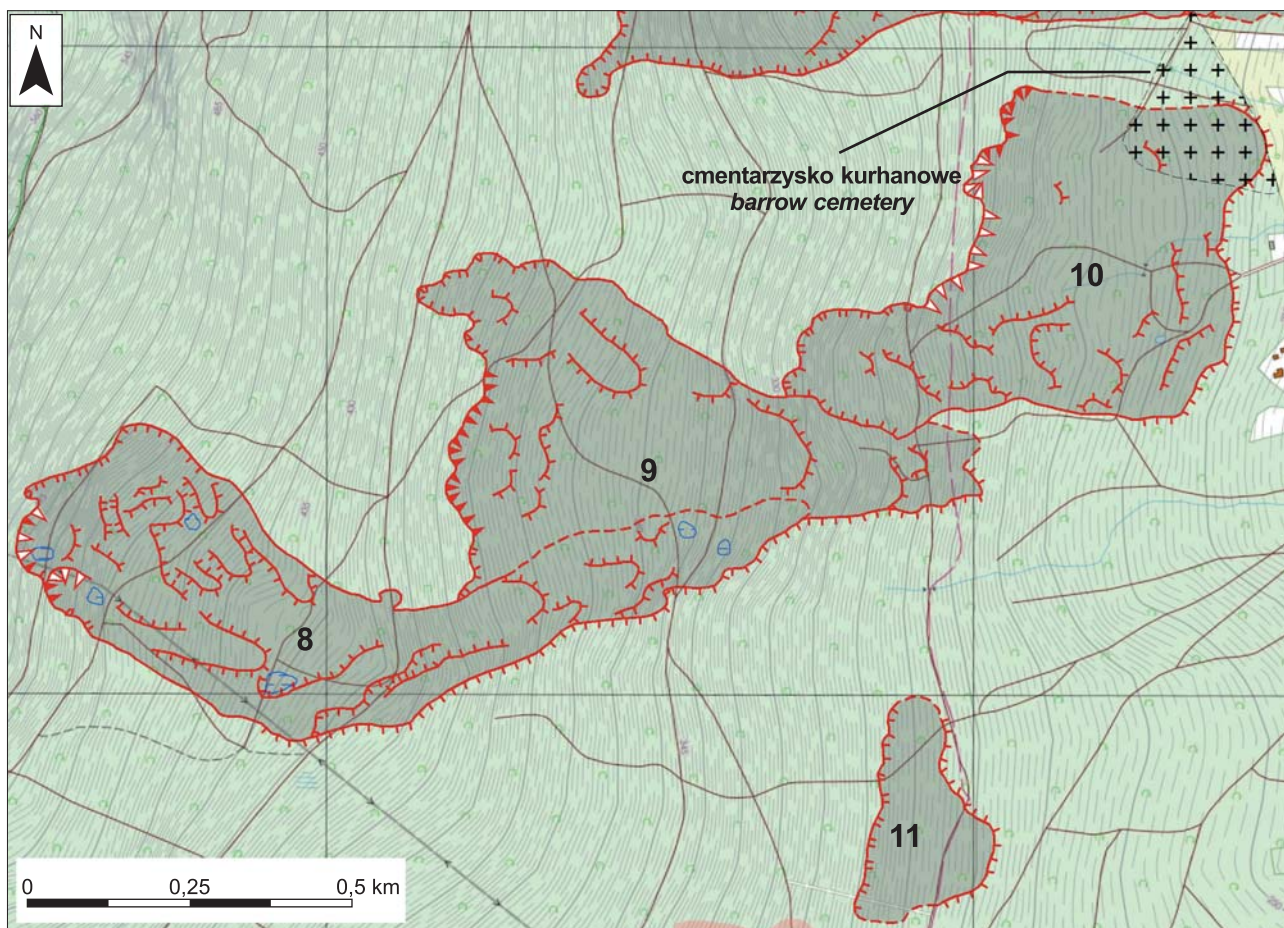
Osuwisko nr 7 (ryc. 3) jest przypuszczalnie złożone z kilku mniejszych zsuwów, o czym świadczy obecność stref o odmiennym ukształtowaniu rzeźby i charakterystyce skarp głównych. We wschodniej części jezora tego osuwiska jest ukształtowany analogicznie do uprzednio opisanych form (np. nr 6). Ma liczne progi akumulacyjne i wyraźne granice zewnętrzne. W środkowej i zachodniej części przechodzi jednak w formę obszarowego zsuwu o mocno zróżnicowanym typie przemieszczeń. Jego powierzchnia jest na ogół słabo urozmaicona i cechuje się małym nachyleniem (tab. 1). Jedynie lokalnie (zwłaszcza w górnej części), w niewielkim oddaleniu od skarpy głównej występują progi akumulacyjne. Współczesny kształt powierzchni tego zsuwu ma duży związek z działalnością człowieka. Przez skarpe główną prowadzi ciąg komunikacyjny o nazwie Droga Bolka, a w dolnej części znajduje się zabudowa wsi Sulistrowiczki z kompleksem parkowym. Południowa granica tego osuwiska, z powodu zagospodarowania, nie jest możliwa do identyfikacji bez badań wgłębnych. Na szkicu zaznaczono jedynie jej przypuszczalny przebieg.

Na południowych i wschodnich zboczach Ślęzy lokalnie występują płytkie i niewielkie zsuwy o kształcie zerw stokowych. Jedna z takich form (nr 14) wykształciła się w materiale zwietrzelinowym w górnej części stoku (ryc. 5). Ma ona mało wyraźną skarpe główną, poniżej której znajduje się prostoliniowy rów osuwiskowy, wypełniony przez mokradło. Zsuw ten odznacza się charakterystycznym, łukowatym czołem. Drugą formą tego typu jest osuwisko nr 11 (ryc. 4), wykształcone w dolnych partiach stoku. Ma ono bardzo mało urozmaiconą rzeźbę i ledwo dostrzegalne granice boczne, lecz wyróżnia się w krajobrazie wysoką skarpe główną (tab. 1) i czołem jezora o znacznej wysokości (ryc. 4). Najprawdopodobniej rozwinęło się na skutek przemieszczenia materiału gruntowo-zwietrzelinowego.

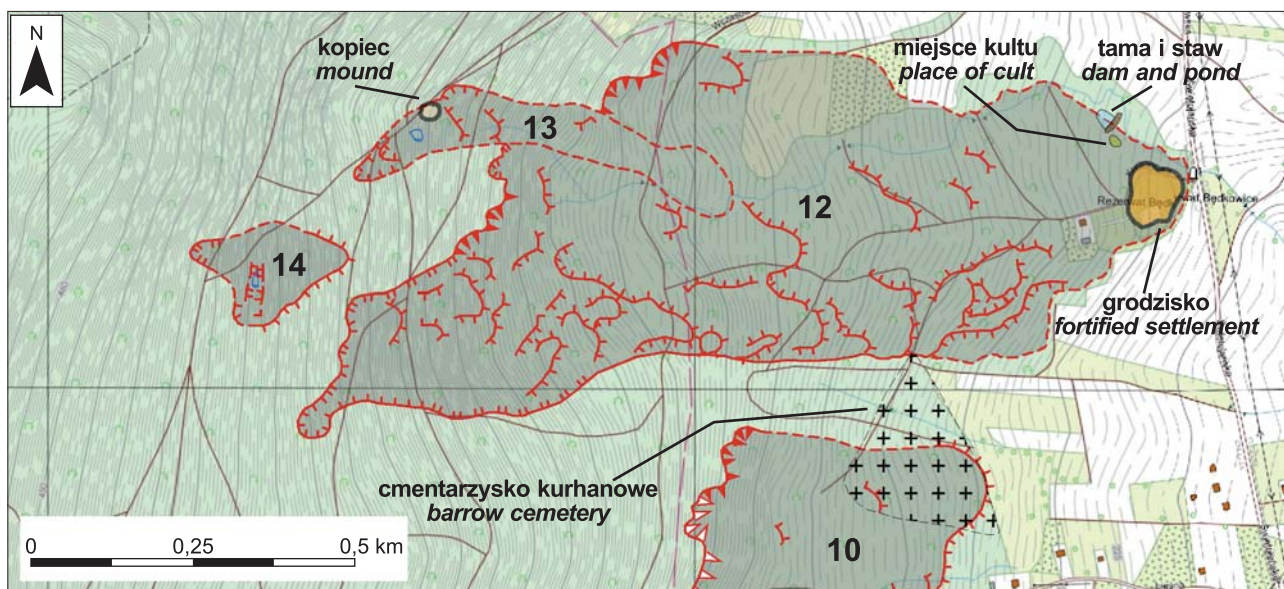
Po południowej stronie przełęczy Tapaśla na stokach Raduni zidentyfikowano duże osuwisko skalno-zwietrzelinowe nr 15 (ryc. 6; tab. 1). Charakteryzuje się ono złożoną i zróżnicowaną wysokościowo skarpe główną (5–11 m) o prostoliniowym kształcie oraz niewielkim nachyleniem powierzchni koluwium (średnio 4–6°). Prawdopodobnie uformowało się ono wskutek nałożenia się utworów kilku



**Ryc. 3.** Mapa osuwisk nr 5, 6 i 7 na południowym stoku Ślęzy (objaśnienia mapy umieszczono na ryc. 2)  
**Fig. 3.** Map of landslides Nos. 5, 6 and 7 on the southern slope of Ślęzy (for map explanation see Fig. 2.)



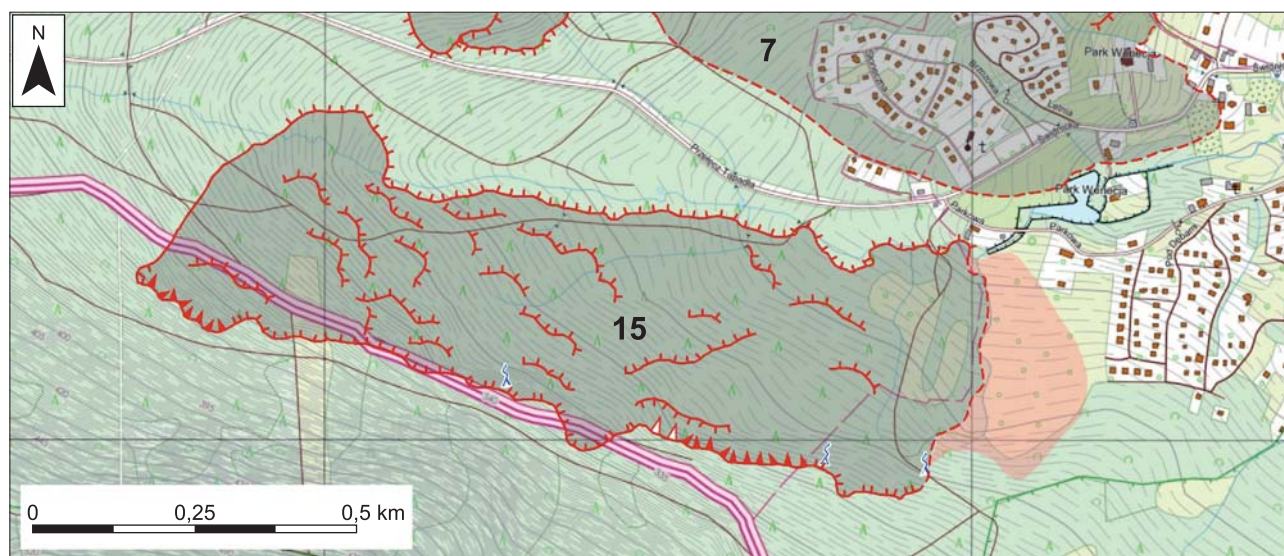
Ryc. 4. Mapa osuwisk nr 8, 9, 10 i 11 na wschodnim stoku Ślęzy (objaśnienia mapy umieszczone na ryc. 2)  
 Fig. 4. Map of landslides Nos. 8, 9, 10 and 11 on the eastern slope of Ślęża (for map explanation see Fig. 2.)



Ryc. 5. Mapa osuwisk nr 12, 13 i 14 na wschodnim stoku Ślęzy (objaśnienia mapy umieszczone na ryc. 2)  
 Fig. 5. Map of landslides Nos. 12, 13 and 14 on the eastern slope of Ślęża (for map explanation see Fig. 2.)

zsuwów. W jego obrębie wykształciły się liczne progi akumulacyjne, rowy i nierówności. Lokalnie występują także wysięki i źródła oraz podmokłości. Część wypływów wód ujęto jako źródła wody pitnej. Północno-zachodni fragment czoła tego osuwiska został oddzielony od reszty koluwiów

wskutek wcięcia się w osady Potoku Sulistrowickiego. Przymuszcza się, że osuwisko to rozwinęło się na skutek złożonego ruchu wzdłuż głębokich powierzchni poślizgu o założeniach strukturalnych (na co wskazuje liniowy kształt skarpy głównej).



**Ryc. 6.** Mapa osuwiska nr 15 na północnym stoku Raduni (objaśnienia mapy umieszczono na ryc. 2)  
**Fig. 6.** Map of landslide No. 15 on the northern slope of Radunia (for map explanation see Fig. 2.)

### Wiek i geneza badanych osuwisk

Osuwiska obserwowane na stokach Masywu Ślęży nie wykazują śladów aktywności od co najmniej 50 lat, w związku z tym można uznać, że są nieaktywne (Grabowski i in., 2008). Istnieją przesłanki pozwalające stwierdzić, że najprawdopodobniej rozwinęły się one w późnym plejstocenie (pod koniec zlodowacenia Wisły) lub we wczesnym holocenie (preboreał). Formy te nie mogą być starsze od ostatniego zlodowacenia, w przeciwnym razie ich wyraźna rzeźba uległaby zatarciu w warunkach intensywnych procesów mrozowych i soliflukcyjnych w klimacie peryglacjalnym.

Jak zauważyli wcześniejsi badacze (Żurawek, 2001), niektóre z opisywanych osuwisk wkraczają na lessy. Są zatem od nich młodsze, a skoro eoliczna akumulacja utworów pyłowych odbywała się na tym obszarze w końcowych etapach ostatniego zlodowacenia, to taki horyzont czasowy należałoby przyjąć za wiek maksymalny. Na zbliżony wiek wskazują także datowania torfów metodą  $C^{14}$  (Żurawek, 2001). Wiek  $10270 \pm 150$  BP lat to pogranicze glaciału Wisły (młodszy dryas) i holocenu (Dzieduszyńska i in., 2020).

Część osadów, w których rozwinęły się osuwiska, ukształtowała się prawdopodobnie podczas zlodowacenia Odry, na co mogą wskazywać wyniki badań metodą luminescencji OSL (Żurawek, 2001). Późnoglacialny wiek tych osuwisk koreluje się także ze zmianami klimatycznymi zachodzącymi w tym czasie. Wzrost średniej rocznej temperatury wiązał się z zanikiem wieloletniej zmarzliny (Marks, 2016a). Ubytek lodowego spoiwa powodował utratę stateczności oraz kohezji zwierzelin i gruntów zalegających na stokach. Wzrost opadów i wilgotności sprawił, że dużo łatwiej dochodziło do zawodnienia materiału. Efekt ten potęgował prawdopodobnie także brak regularnego ciosu w gabrach, w odróżnieniu od występującego w granitach plutonu Strzegom–Sobótka (Buczek, 1952), co utrudniało infiltrację wody w głąb podłoża skalnego. Wody gruntowe migrowały także na granicy skał podłoża z gruntami i zwierzelinami, wykorzystując różnego rodzaju kopalne formy rzeźby terenu (takie jak pogrzebane pod osadami rynny i skarpy erozyjne). Zwiększona infiltracja

mogła się przyczynić do uaktywnienia starszych spękań, nieciągłości oraz stref uskokowych w podłożu skalnym. Powierzchniowy odpływ z przełęczy Tapadła w okresach wezbrań przypuszczalnie powodował także lokalne podcięcie stoków. W efekcie tych zjawisk oraz ich intensyfikacji wraz ze zmianami klimatu występowały warunki, które sprzyjały procesom osuwiskowym.

### DYSKUSJA

Morfologia zidentyfikowanych form wyraźnie wskazuje na odspojenie od podłoża i przemieszczenie wzdłuż powierzchni poślizgu materiału koluwalnego (skalnego, gruntowego lub zwierzelinowego). Wklęsłe skarpy na stokach masywu, o wysokości kilku do kilkunastu metrów, nie mogły się uformować wskutek akumulacji materiału przez ładłod (Finckh, 1928), staczania lub pełźnięcia bloków skalnych (Schott, 1931) ani też soliflukcyjnego ruchu wieloletniej zmarzliny (Szczepankiewicz, 1989). Także wewnętrzna rzeźba tych obiektów nie ma cech obszarów morenowych (Marcinkiewicz, 1960). Nie są to też wyłącznie gołoborza, które na Ślęży występują tylko lokalnie (Żurawek i in., 2005). Soliflukcja nie prowadzi zaś do wykształcenia tak bardzo urozmaiconej rzeźby terenu, obfitującej w pozytywne i negatywne formy wysokie na kilkanaście metrów (Brundsen, 1985). Problemu nie rozwiązuje też stosowanie pojęcia warpa (Baraniecki, 1951; Szczepankiewicz, 1958), ze względu na jego dużą niejednoznaczność.

Koncepcji reliktowych lodowców skalnych (Żurawek, 1999, 2001, 2002a, b; Borowicz, Żurawek, 2003) przeczą budowa wewnętrzna i kształt badanych form. Występowanie skarpi głównych, których istnienie wykluczył Żurawek (1999), dowodzi obecności ruchów masowych. Powierzchnia jezorów osuwiskowych nie układa się w następujące po sobie, półkoliste wały i rowy, odzwierciedlające pełźnięcie materiału (Haerberli, 1985; Barsch, 1996). Nieuporządkowane rozmieszczenie elementów rzeźby oraz bloków skalnych wskazuje raczej na chaotyczny przebieg ruchów osuwiskowych. Jezory nie noszą śladów kolapsu środkowej części, który powinien nastąpić na skutek wytopienia



**Ryc. 7.** Czoło osuwiska nr 2 na południowo-zachodnim stoku Ślęży  
**Fig. 7.** Toe of landslide No. 2 on the south-west slope of Ślęży

się lodu. Nie potwierdzono także obecności dwudzielnej budowy wewnętrznej jeziorów (Barsch, 1996). Sama zbieżność wartości parametrów morfometrycznych z danymi literaturowymi (Barsch, 1996; Żurawek, 1999) nie może stanowić podstawy do interpretacji genetycznych (Pulino-wa, 1972). Przeciwno koncepcji reliktowych lodowców skalnych świadczy także obecność stref ścięcia (Żurawek, 2002a, b) we wnętrzu tych form, które można uznać za powierzchnie poślizgu poszczególnych pakietów, po których nastąpił ruch materiału koluwalnego.

Nie ma dowodów na to, aby w przeszłości na stokach Masywu Ślęży występowały lodowce górskie (Szczepankiewicz, 1958, 1989; Badura, Przybylski, 1998; Traczyk, Migoń, 2000). Nie ma też na tym obszarze wysokich klifów czy stromych zboczy, które mogłyby posłużyć za strefę alimentacji przepojonych lodem, pełznących piargów. Należy zatem uznać, że w kontekście większości definicji (Martin, Whalley, 1987; Barsch, 1996; Whalley i in., 2014; Jones i in., 2019) warunki na stokach Masywu Ślęży nie sprzyjały rozwojowi lodowców skalnych. Choć istnieją koncepcje włączające do nich także produkty pełznięcia zamrożonej zwietrzliny (Haeberli, 1985), to należy stwierdzić, że jest mało prawdopodobne, aby wskutek tego procesu uformowały się tak duże i wyraźne formy terenu (tab. 1).

Wnioski i interpretacje przedstawione w niniejszej pracy w sporej mierze korelują z obserwacjami Horwatha (1981), który wyszczególnił wiele z opisanych form, nazywając je jednak spływami, co w kontekście powszechnie stosowanych definicji (Varnes, 1978; Dikau i in., 1996; Grabowski i in., 2008) należy wykluczyć, mimo że zawodnienie gruntów i zwietrzelin przyczyniło się do formowania opisanych osuwisk. W rozważaniach nad genezą tych

form istotny jest fakt, że przemieszczeniu uległy całe pakiety skalne. Bez uwzględnienia czynników strukturalnych podłoża nie jest zaś możliwe uzasadnienie wykształcenia się tak dużych i głębokich form. Postulowany, późnoglacialny wiek tych obiektów znajduje potwierdzenie w datowaniach metodą  $C^{14}$  (Żurawek, 2001).

Opisane przez Traczyka i Kasprzaka (2014) osuwisko nr 2 (ryc. 7) istotnie wykazuje cechy zsuwu rotacyjnego, wskazane przez tych badaczy. Jednak jest mało prawdopodobne, aby wykształciło się ono w czasie następującym bezpośrednio po zaniku lodowca. W takim razie musiałoby się rozwinąć najpóźniej u schyłku zlodowacenia Odry, lecz trudno byłoby wytłumaczyć, dlaczego tak nieodporne na wietrzenie elementy rzeźby osuwiskowej nie uległy zatarciu podczas formowania się gołoborzy i pokryw zwietrzelinowych w czasie późniejszych glacialów. Takiej interpretacji przeczy także pozycja stratygraficzna lessów oraz datowania metodą  $C^{14}$  (Żurawek, 2001).

## PODSUMOWANIE

W Masywie Ślęży występuje łącznie 15 osuwisk: 4 na południowo-zachodnich stokach Ślęży, 10 na południowych oraz wschodnich zboczach tej góry, a także 1 na północnych stokach Raduni. Cechują się urozmaiconą rzeźbą i zróżnicowanym składem koluwium. Większość z nich to zsuwy mieszane – gruntowo-zwietrzelinowe i skalno-zwietrzelinowe. Zaledwie jedno wykazuje cechy asekwentnego zsuwu zwietrzelinowego. Obecnie są to formy nieaktywne. Uformowały się one przypuszczalnie w późnym plejstocenie lub wczesnym holocenie, na skutek złożonych przemieszczeń, łączących elementy różnych typów ruchów. Rozwinęły się prawdopodobnie wskutek zmian klimatu



pod koniec zlodowacenia Wisły, w czasie młodszego dryasu oraz być może preboreału. Rozmarzanie wieloletniej zmarzliny, zwiększone opady i migracja wód w podłożu doprowadziły do zaburzenia stateczności stoków i w efekcie uaktywnienia się ruchów masowych. Wpływ na intensyfikację tych procesów miało też najprawdopodobniej podłoże o mocno ograniczonych parametrach infiltracyjnych. Przepuszczalność na skutek wymienionych czynników mogły się uaktywnić zsuwy wzdłuż starszych powierzchni nieciągłości w podłożu. Osuwiska te wymagają dalszych badań, zwłaszcza w kontekście ich wieku oraz identyfikacji płaszczyzn poślizgu.

Dziękuję Recenzentom za konstruktywne uwagi i sugestie.

## LITERATURA

- BADURA J., PRZYBYLSKI B. 1998 – Zasięgi lodolodów plejstocenyckich i deglacja obszaru między Sudetami a Wałem Śląskim. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 385: 9–27.
- BARANIECKI L. 1951 – Gołoborza Ostrzyca i Sobótka. *Czas. Geograf.*, 20–21: 439–440.
- BARSCH D. 1996 – Rockglaciers. Indicators for the Present and Former Geocology in High Mountain Environments. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.
- BOBER L. 1984 – Rejony osuwiskowe w polskich Karpatach fliszowych i ich związek z budową geologiczną regionu. *Biul. Inst. Geol.*, 340: 115–162.
- BOROWICZ D., ŻURAWEK R. 2003 – Topography of a composite relict rock glacier, Ślęza Massif, SW Poland. *Geogr. Ann.*, 85 A (1): 31–41.
- BRUNSDEN D. 1985 – Ruchy Masowe. [W:] Clifford E., Thornes J. (red.), *Geomorfologia Dynamiczna*. PWN, Warszawa: 158–218.
- BUCZEK H. 1952 – Płaskania skalne masywu Sobótka. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 22 (2): 123–176.
- CYMERMANN Z. 2017 – Skorupa oceaniczna i ofiolity w Sudetach Środkowych w świetle rozważań tektonicznych. *Prz. Geol.*, 65 (12): 1540–1547.
- DIKAU R., BRUNSDEN D., SCHRÖTT L., IBSEN M.-L. (red.) 1996 – Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes. Wiley & Sons, Chichester.
- DZIEDUSZYŃSKA D., PETERA-ZAGANIACZ J., ROMAN M. 2020 – Vistulian periglacial and glacial environments in central Poland: an overview. *Geol. Quart.*, 64 (1): 54–73.
- FINCKH L. 1928 – Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, 1:25000. Blatt Zobten. Preußische Geologische Landesanstalt, Berlin.
- GRABOWSKI D., MARCINIEC P., MROZEK T., NEŚCIERUK P., RĄCZKOWSKI W., WÓJCİK A., ZIMNAL Z. 2008 – Instrukcja opracowania mapy osuwisk i terenów zagrożonych ruchami masowymi w skali 1:10 000. Państw. Inst. Geol.
- HAEBERLI W. 1985 – Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers. *Eidgenössischen Technischen Hochschule, Zurich, Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie*, 77.
- HORWATH B.J. 1981 – Jęzory gruzowe Ślęży na Dolnym Śląsku. *Czas. Geograf.*, 52 (4): 447–453.
- JONES D.B., HARRISON S., ANDERSON K., WHALLEY W.B. 2019 – Rock glaciers and mountain hydrology: A review. *Earth-Science Rev.*, 193: 66–90.
- KONDRACKI J. 2002 – Geografia regionalna Polski. PWN, Warszawa.
- KOWALSKI A., WOJEWODA J. 2017 – Nowo rozpoznane formy osuwiskowe w dolinie Kaczawy na Pogórzu Kaczawskim (Sudety Zachodnie). *Landform Analysis*, 34: 15–27.
- KRYZA R., PIN C. 2010 – The Central-Sudetic ophiolites (SW Poland): Petrogenetic issues, geochronology and palaeotectonic implications. *Gondwana Res.*, 17 (2): 292–305.
- MARCINKIEWICZ A. 1960 – Atlas form i typów rzeźby terenu Polski. Zarząd Topograficzny Sztabu Generalnego, Warszawa.
- MARGIELEWSKI W. 2001 – O strukturalnych uwarunkowaniach rozwoju głębokich osuwisk – implikacje dla Karpat fliszowych. *Prz. Geol.*, 49 (6): 515–524.
- MARKS L. 2016a – Zmiany klimatu w holocenie. *Prz. Geol.*, 64 (1): 59–65.
- MARKS L., DZIERŻEK J., JANISZEWSKI R., KACZOROWSKI J., LINDNER L., MAJECKA A., MAKOS M., SZYMANEK M., TOŁOCZKO-PASEK A., WORONKO B. 2016b – Quaternary stratigraphy and palaeogeography of Poland. *Acta Geol. Polon.*, 66 (3): 403–427.
- MARTIN H.E., WHALLEY W.B. 1987 – Rock glaciers: part 1: rock glacier morphology: classification and distribution. *Progress in Physical Geogr.*, 11 (2): 260–282.
- MIGOŃ P., KASPRZAK M., LATOCHA A., PAWLIK Ł. 2021 – Współczesna ewolucja rzeźby Sudetów i ich Przedgórze [W:] Kostrzewski A., Krzemiński K., Migoń P., Starkel L., Winowski M., Zwoliński Z. (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski*. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 225–291.
- OSTAFICZUK S. 2019 – Atlas i klucz interpretacyjny numerycznych obrazów rzeźby terenu Polski dla potrzeb geologii stosowanej i badań podstawowych. Wyd. IGSMiE PAN, Kraków.
- PULINOWA M.Z. 1972 – Procesy osuwiskowe w środowisku sztucznym i naturalnym. Dokumentacja Geograficzna. Inst. Geogr. PAN, Warszawa.
- SCHOTT C. 1931 – Die Blockmeere in den deutschen Mittelgebirgen. *Forschungen zur Deutschen Landes- und Volkskunde*, 29: 1–78.
- SIKORA R., WOJCIECHOWSKI T. 2019 – Osuwiska w Sudetach. *Prz. Geol.*, 67 (5): 360–368.
- SZCZEPANKIEWICZ S. 1958 – Peryglacialny rozwój stoków Masywu Ślęży. *Biul. Perygl.*, 6: 81–92.
- SZCZEPANKIEWICZ S. 1989 – Ziemia południowo-zachodniej Polski – morfogeneza i dzieje czwartorzędowe. *Stud. Geogr.*, 47: 87–92.
- SZTROMWASSER E., MYDŁOWSKI A. 2015a – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1: 50 000, ark. Sobótka (799). Państw. Inst. Geol.
- SZTROMWASSER E., MYDŁOWSKI A. 2015b – Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1: 50 000, ark. Sobótka (799). Państw. Inst. Geol.
- TRACZYK A., KASPRZAK M. 2014 – Plejstocenycka rzeźba stoków masywu Ślęży (Przedgórze Sudeckie) – reinterpretacja na podstawie danych LiDAR oraz pomiarów elektrooporowych (ERT) [W:] Molewski P., Jaśkiewicz W. (red.), *Krajobrazy młodoglacjalne ich morfogeneza, teraźniejszość, przyszłość, X Zjazd Geomorfologów Polskich, Toruń 16–19 września 2014 r.*, Streszczenia. Wyd. Nauk. o Ziemi, Uniw. Mikołaja Kopernika w Toruniu, Stow. Geomorfologów Polskich, Toruń: 111–112.
- TRACZYK A., MIGOŃ P. 2000 – Cold-climate landform patterns in the Sudetes. Effects of lithology, relief and glacial history. *Acta Univer. Carol., Geogr.*, XXXV, Supplementum: 185–210.
- TRENKLER D. 2016a – Cmentarzysko kurhanowe w Będkowicach, [https://zabytek.pl/pl/obiekty/zabytek?inspire\\_id=PL.1.9.ZIPOZ.NID\\_A\\_02\\_AR.25546&rejestr=rejestr-zabytkow](https://zabytek.pl/pl/obiekty/zabytek?inspire_id=PL.1.9.ZIPOZ.NID_A_02_AR.25546&rejestr=rejestr-zabytkow)
- TRENKLER D. 2016b – Grodzisko w Będkowicach, [https://zabytek.pl/pl/obiekty/zabytek?inspire\\_id=PL.1.9.ZIPOZ.NID\\_A\\_02\\_AR.25509&rejestr=rejestr-zabytkow](https://zabytek.pl/pl/obiekty/zabytek?inspire_id=PL.1.9.ZIPOZ.NID_A_02_AR.25509&rejestr=rejestr-zabytkow)
- VARNES D.J. 1978 – Slope Movement Types and Processes. [W:] Schuster R.L., Krizek R.J. (red.), *Landslides, Analysis and Control*. Transportation Res. Board. Sp. Report No. 176, National Academy of Sciences, Washington D.C.: 11–33.
- WHALLEY W.B., MATSUOKA N., SIK A., KERETSZTURI Á., HARGITAI H. 2014 – Rock Glacier and Debris-Covered Glacier. [W:] Hargitai H., Keretszturi Á. (red.), *Encyclopedia of Planetary Landforms*. Springer, New York, NY, [https://doi.org/10.1007/978-1-4614-3134-3\\_320](https://doi.org/10.1007/978-1-4614-3134-3_320)
- WORONKO B., ŻURAWEK R. 2002 – Allochtoniczność pokrywy pyłowych na stokach Ślęży (Przedgórze Sudeckie) w świetle analizy ich składu chemicznego w skaningowym mikroskopie elektronowym (SEM). *Prz. Geol.*, 50 (6): 535–540.
- WÓJCİK A. 1997 – Osuwiska w dorzeczu Koszarawy – strukturalne i geomorfologiczne ich uwarunkowania (Karpaty Zachodnie, Beskid Żywiecki). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 376: 5–42.
- WÓJCİK A., WĘŻYK P., WOJCIECHOWSKI T., PERSKI Z., MACZUGA S. 2013 – Geologiczna i geomorfologiczna interpretacja danych z lotniczego skaningu laserowego (ALS) rejonu Kasprowego Wierchu (Tatry). *Prz. Geol.*, 61 (4): 234–242.
- ŻURAWEK R. 1999 – Reliktowe lodowce skalne – nowa interpretacja form akumulacji na wschodnich i południowych stokach Ślęży. *Prz. Geogr.*, 61 (1–2): 77–94.
- ŻURAWEK R. 2001 – Problem wieku reliktowych lodowców skalnych w Masywie Ślęży w świetle datowań <sup>14</sup>C i OSL oraz obserwacji geomorfologicznych. *Prz. Geol.*, 49 (10/1): 880–884.
- ŻURAWEK R. 2002a – Internal Structure of a Relict Rock Glacier, Ślęza Massif, Southwest Poland, *Permafrost Periglac. Process.*, 13: 29–42.
- ŻURAWEK R. 2002b – Orientacja powierzchni zniszczenia jako zapis reologii wieloletniej zmarzliny na przykładzie osadów relikтового lodowca skalnego w Masywie Ślęży (Przedgórze Sudeckie). *Prz. Geol.*, 50 (5): 451–453.
- ŻURAWEK R. 2002c – Geneza głównych rysów rzeźby Masywu Ślęży. *Prz. Geogr.*, 74 (1): 41–60.
- ŻURAWEK R., ŻYSZKOWSKI E., GÓRECKI A. 2005 – Topographic Control of Periglacial Slope Covers, Ślęza Massif, Southwest Poland: A Statistical Approach. *Permafrost and Periglac. Process.*, 16: 241–248.

Praca wpłynęła do redakcji 3.02.2022 r.  
Akceptowano do druku 27.07.2022 r.