



Rozmieszczenie i geneza form osuwiskowych w przełomowej dolinie Bobru w okolicach Wlenia (Sudety Zachodnie)

Aleksander Kowalski¹



Distribution and origin of landslide forms in the Bóbr river valley near Wleń (Western Sudetes). *Prz. Geol.*, 65: 629–641.

Abstract. The paper presents results of field mapping and geomorphometric LiDAR DEM-based analysis of the Bóbr river valley (Izerskie Foothills, Western Sudetes), between Wleń and Nieleśtno, where a number of individual landslides and their groups were recognized in 2015–2016. The area affected by mass-movements is located within the Wleń Graben – a regional geological unit that constitutes the south-eastern prolongation of the North-Sudetic Synclinorium. The Wleń Graben is a NW–SE trending, elongated morphological and structural depression composed of sedimentary and volcanic rocks of Late Carboniferous, Permian, Triassic and Cretaceous age. The specific geological structure of the graben is reflected in geomorphic features of the study area. Based on mass movement classifications, the forms are considered as: (i) deep-seated rotational landslides (Świerkowa Dolina and Czerwony Wąwóz landslides); (ii) shallow slides and flows of weathered material and rock blocks (headwater areas in the south-western slopes of Gniazdo Hill, “Izerskie Gołoborza” locality), and (iii) complex landslide forms (deep-seated and shallow landslides on the south-eastern slopes of Gniazdo Hill). The studies confirmed the usefulness of geomorphometric analysis based on LiDAR-derived DEMs combined with field investigations. The landslides are located mainly in heavily forested mountainous areas. It was probably the main reason they had not been identified in the past.

Keywords: mass movements, geomorphometry, LIDAR DEMs analysis, Bóbr River Valley, Western Sudetes

Słaby stopień rozpoznania Sudetów pod kątem osuwisk ugruntował pogląd o niewielkim zasięgu i wyłącznie lokalnym występowaniu tych form (zob. Migoń, 2008). Do XXI w. wiedza na temat wielkoskalowych ruchów masowych w górskich obszarach Dolnego Śląska ograniczała się jedynie do nielicznych form osuwiskowych znanych z czasów historycznych, takich jak osuwisko skalne powstałe w 1598 r. w Bardzie Śląskim (Oberc, 1957), osuwiska o nieustalonym dotychczas wieku, np. płytkie osuwisko pod Jagodną w Górach Bystrzyckich (Kozdrój, 1994) oraz liczne, niewielkie osuwiska skalne z obszaru Gór Stołowych (Pulinowa, 1989) czy płytkie osuwiska zwietrzelinowe z Masywu Śnieżnika (Parzóch i in., 2012). Znane były również nieduże osuwiska dolinne powstałe w wyniku długotrwałych opadów i wezbrań powodziowych w górnej części zlewni Bystrzycy Dusznickiej (Czerwiński, Żurawek, 1999). Do wyjątków pod względem rozpoznania ruchów masowych w Sudetach należą Góry Kamienne, które od początku XX w. były uznawane za pasmo, w obrębie którego licznie występowały formy osuwiskowe. Znalazło to odzwierciedlenie na pierwszych, szczegółowych mapach geologicznych tego regionu (Berg i in., 1910; Berg, 1925). Również na arkuszach Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów w skali 1 : 25 000 (SMGS25), obejmujących obszar Gór Kamiennych (arkusze Jedlina-Zdrój i Miosroszów – Bossowski i in., 1994; Grocholski, 1971), były rejestrowane liczne formy osuwiskowe. Szczegółowe, geomorfologiczne kartowanie osuwisk w Górach Kamiennych rozpoczęte przez Synowca (2003) jest nadal kontynuowane (np. Migoń, 2010; Kasprzak, Traczyk, 2012; Migoń i in., 2014). Obecnie z obszaru Gór Kamiennych znanych jest 46 udokumentowanych osuwisk, z których część była również datowana (Migoń i in., 2016).

Ostatnio coraz częściej jest podkreślana znacząca rola ruchów masowych w kształtowaniu rzeźby niektórych pasm górskich Sudetów (Migoń i in., 2015). Obok prac terenowych, pomocne w lokalizacji, identyfikacji i określeniu zasięgu nieznanymi wcześniej form, były analizy geomorfometryczne oparte na wysokorozdzielczych, numerycznych modelach wysokościowych (DEMs – *Digital Elevation Models*), wygenerowanych z użyciem danych lotniczego skaningu laserowego LiDAR (*Light Detection and Ranging*). Analizy te były przydatne przy rozpoznaniu i precyzyjnym wyznaczeniu zasięgu licznych osuwisk w Górach Stołowych (Migoń, Kasprzak, 2011), Bystrzyckich (Gotowała i in., 2015; Różycka i in., 2015), Bardzkich (Sikora i in., 2016b), na Pogórzu Kaczawskim (Migoń i in., 2015), w Masywie Ślęży (Traczyk, Kasprzak, 2014), w paśmie Zaworów (Kowalski, 2017) oraz w Obniżeniu Noworudzkim (Migoń i in., 2015).

W pracy przedstawiono wyniki szczegółowych, terenowych badań geologicznych i geomorfologicznych, a także analiz geomorfometrycznych, prowadzonych na zboczach przełomowej doliny Bobru i jego dopływów, w okolicach Wlenia, w Sudetach Zachodnich. Terenowe prace kartograficzne pozwoliły na udokumentowanie licznych, nieopisanych dotąd form osuwiskowych w obrębie regionalnej struktury geologicznej określonej jako tektoniczny rów Wlenia (Kowalski, 2016a, b, c). Przedstawiono uwagi do dotychczasowych interpretacji budowy geologicznej obszaru badań.

Celem artykułu jest scharakteryzowanie wpływu struktury skał osadowych i rzeźby terenu na rozwój wielkoskalowych ruchów masowych w określonych warunkach geologicznych (rów tektoniczny) i geomorfologicznych (przełomowa dolina Bobru). Niektóre z opisanych w pracy

¹ Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski, pl. Maksy Borna 9, 50-204 Wrocław; aleksander.kowalski@uwr.edu.pl.

form osuwiskowych znajdują się na obszarach zabudowanych i stwarzają realne zagrożenie dla infrastruktury, dlatego precyzyjne rozpoznanie budowy geologicznej i geomorfologicznych warunków powstania osuwisk jest ważne dla wytypowania miejsc potencjalnie zagrożonych ruchami masowymi. Brak rozpoznania opisanych osuwisk był w przeszłości przyczyną błędnych interpretacji budowy geologicznej. Opis charakteru transformacji skał podłoża przez ruchy masowe jest zatem szczególnie istotny do uniknięcia takich błędów podczas prac kartograficznych prowadzonych na obszarach o podobnej budowie geologicznej. Praca ma także na celu uaktualnienie obecnego stanu wiedzy na temat osuwisk w Sudetach Zachodnich.

OBSZAR BADAŃ – RZEŻBA TERENU I BUDOWA GEOLOGICZNA

Obszar badań jest położony w Sudetach Zachodnich, w dolinie rzeki Bóbr, pomiędzy miejscowościami Nielestna i Wleń. Według podziałów fizjograficznych okolice Wlenia znajdują się na granicy trzech mezoregionów: Gór Kaczawskich, Pogórza Kaczawskiego i Pogórza Izerskiego (por. ryc. 1A) (Kondracki, 2002; Staffa i in., 2002). W części południowej tego obszaru, przełomowa dolina Bobru wyznacza granicę pomiędzy Pogórzem Izerskim na zachodzie a Grzbietem Północnym Gór Kaczawskich na wschodzie. Na północy, w okolicy Bystrzycy, Góry Kaczawskie są oddzielone od Pogórza Kaczawskiego doliną Wierzbni-ka, prawobrzeżnego dopływu Bobru (Staffa i in., 2002).

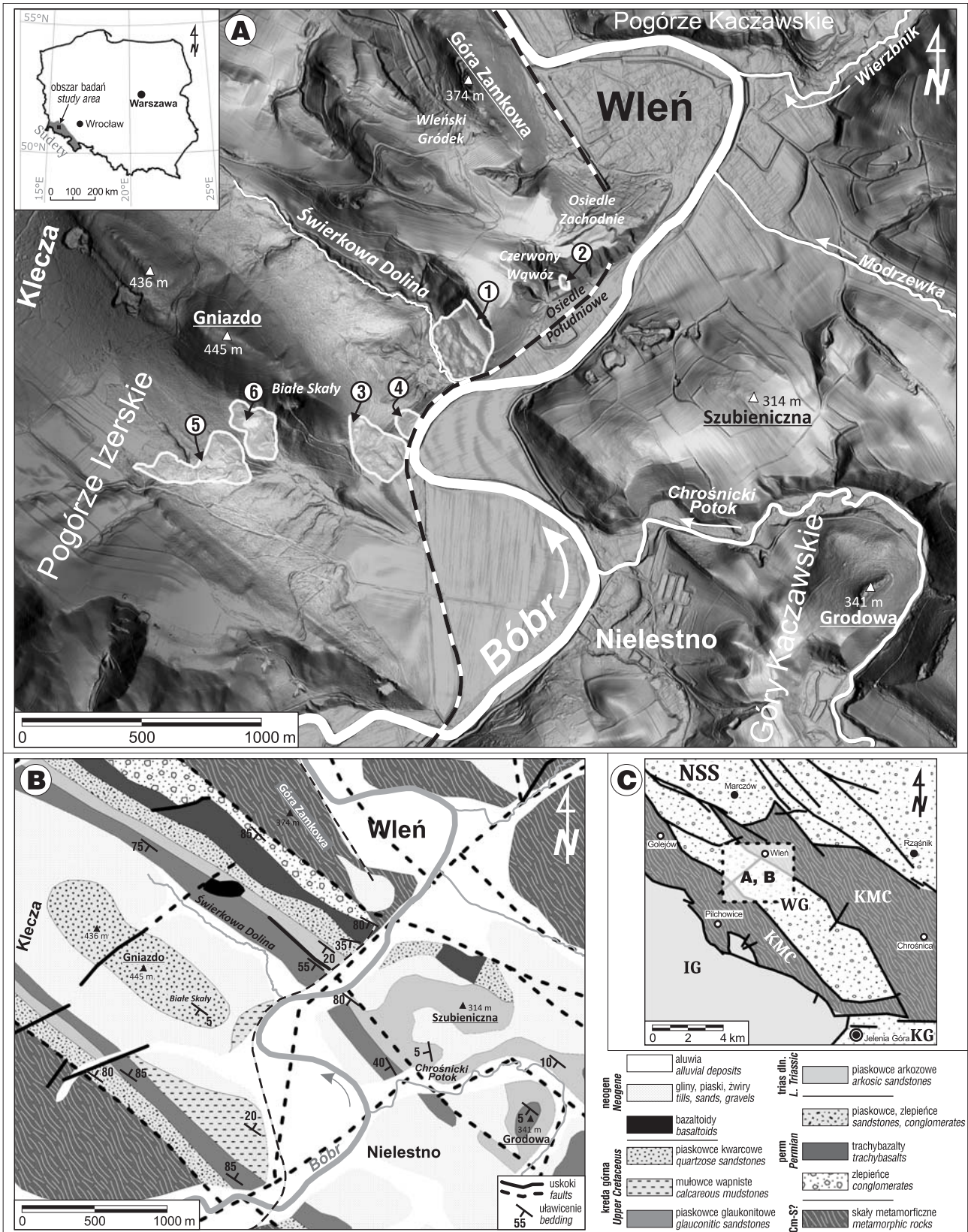
Teren ten cechuje się urozmaiconą rzeźbą. Jej charakterystycznymi elementami są wydłużone grzbiety o regularnym przebiegu (ryc. 1A) i rozciągłości NW–SE oraz NNW–SSE i wysokościach sięgających od ok. 350 do 445 m n.p.m. (masyw góry Gniazdo). Grzbiety tworzą wyraźne kuesty, których geneza jest związana z różnicami w odporności na denudację skał osadowych i wulkanicznych nachylonych niekiedy pod kątem do 90°, a także z tektoniką dysjunktywną (Kowalski, 2016b). Krawędzie kuest o schodowym przebiegu są do siebie równoległe i rozdzielone łagodnymi obniżeniami (wypreparowanymi w skałach drobnoziarnistych) lub głębokimi rozcięciami erozyjnymi. Dolne partie stoków są rozcinane przez niewielkie ciekę, formujące tu liczne doliny wciosowe (m.in. w okolicy Wlenia i Wleńskiego Gródka). Powstałe na grzbietach wychodnie skalne, tworzą często ściany, żebra skalne i klify, zaś pojedyncze skałki mają charakter ostańców denudacyjnych. Niekiedy występują tu izolowane wzgórza o charakterze ostańcowym, takie jak Grodowa (341 m n.p.m.), wznosząca się ok. 80 m ponad dnem doliny Chrośnickiego Potoku. U podnóża stoków często występują nagromadzenia bloków i rumoszu skalnego. W części północnej obszaru badań, w okolicach Wlenia, zazwyczaj wąskie i strome górne fragmenty stoków przechodzą stopniowo w dolnych partiach w rozległe spłaszczenia grzbietowe nachylone w kierunku północno-wschodnim. Istotnym elementem rzeźby omawianego obszaru jest wąska, głęboko wcięta (do 65 m) dolina Bobru. Występujące tu jego dopływy – Chrośnicki Potok, Modrzewka i Wierzbnik formują głębokie i wąskie doliny, powodujące rozcinanie spłaszczeń grzbietowych i płaskowyżów. Przełomowa dolina Bobru pomiędzy Nielestną a Wleniem ma ok. 3,5 km długości i maksymalnie 1 km szerokości. Koryto rzeki na tym odcinku ma mean-

drujący charakter (wskaźnik krętości koryta $sn = 1,6$), a maksymalny promień krzywizny meandrów na wysokości Wlenia osiąga 670 m. Zbocza doliny są nachylone pod kątem do 35°.

Rzeźba analizowanego obszaru jest ściśle związana z budową geologiczną (ryc. 1B). Na wysokości Nielestna, Bóbr przecina południowo-zachodnią granicę jednostki geologiczno-strukturalnej, zwanej rowem tektonicznym Wlenia (Gorczyca-Skała, 1977), co zaznacza się wyraźnym zwężeniem dna doliny z 650 do ok. 200 m. Rów Wlenia obejmuje południowo-wschodnią część synklinorium północnosudeckiego (ryc. 1C) i jest zbudowany z utworów osadowo-wulkanicznych karbonu górnego, permu, triasu dolnego i kredy górnej. Rów o długości ok. 17,5 km i szerokości do 3,5 km jest ograniczony wysokokątowymi uskokami zrzutowymi normalnymi i zrzutowo-przesuwczymi o kierunku NW–SE oraz NNW–SSE, wzdłuż których następuje kontakt skał osadowych i wulkanicznych z utworami metamorficznymi jednostki kaczawskiej (kompleksu kaczawskiego; ryc. 1B). Skały metamorficzne występujące w podłożu i obrzeżeniach rowu Wlenia to głównie metabazyty, łupki serycytowe, chlorytowe i grafitowe zaliczane do kambru–syluru (Milewicz, Frąckiewicz, 1988). W sąsiedztwie granic rowu występują permskie skały wulkanogeniczne: trachyandezyty, trachybazalty i ich tufy, będące efektem płytkich intruzji i potoków lawowych (Kühn, Zimmermann, 1919). Skały wulkaniczne są przykryte grubo-okruchowymi zlepieńcami permu dolnego i środkowego. Zlepieńce przechodzą stopniowo ku górze w piaskowce i mułowce. Profil permu w rowie Wlenia kończą węglanowo-okruchowe utwory zaliczane do cechsztynu (zlepieńce wapniste, dolomity i wapienie dolomityczne; Milewicz, Frąckiewicz, 1988). Skały te przechodzą prawie zgodnie w słabo zwięzłe piaskowce arkozowe zaliczane tradycyjnie do triasu dolnego – pstrego piaskowca. Piaskowce te są przykryte niezgodnie przez utwory wieku późnokredowego. W dolnej części profilu są to głównie grubo- i średnioziarniste piaskowce kwarcowe i glaukonitowe cenomanu górnego–turonu dolnego (tzw. dolne i środkowe piaskowce ciosowe). Przechodzą one w utwory drobnoziarniste – mułowce i iłowce wapieniste turonu. Najmłodszymi skałami wieku kredowego na obszarze badań są piaskowce kwarcowe i arkozowe koniaku, budujące masyw Gniazda (445 m n.p.m.), położony w osiowej części rowu Wlenia. Skały osadowe są przecinane przez żyły bazaltoidów wieku neogeńskiego. Ich wychodnie tworzą neki (kominy) wulkaniczne występujące w formie charakterystycznych ostańców (Gorczyca-Skała, 1977). Do najmłodszych utworów występujących na obszarze badań (nie uwzględniając aluwii i osadów zboczowych) należą plejstoceńskie piaski i żwiry pochodzenia wodnolodowcowego oraz lokalnie gliny zwałowe o miąższości do 20 m (Milewicz, Frąckiewicz, 1988).

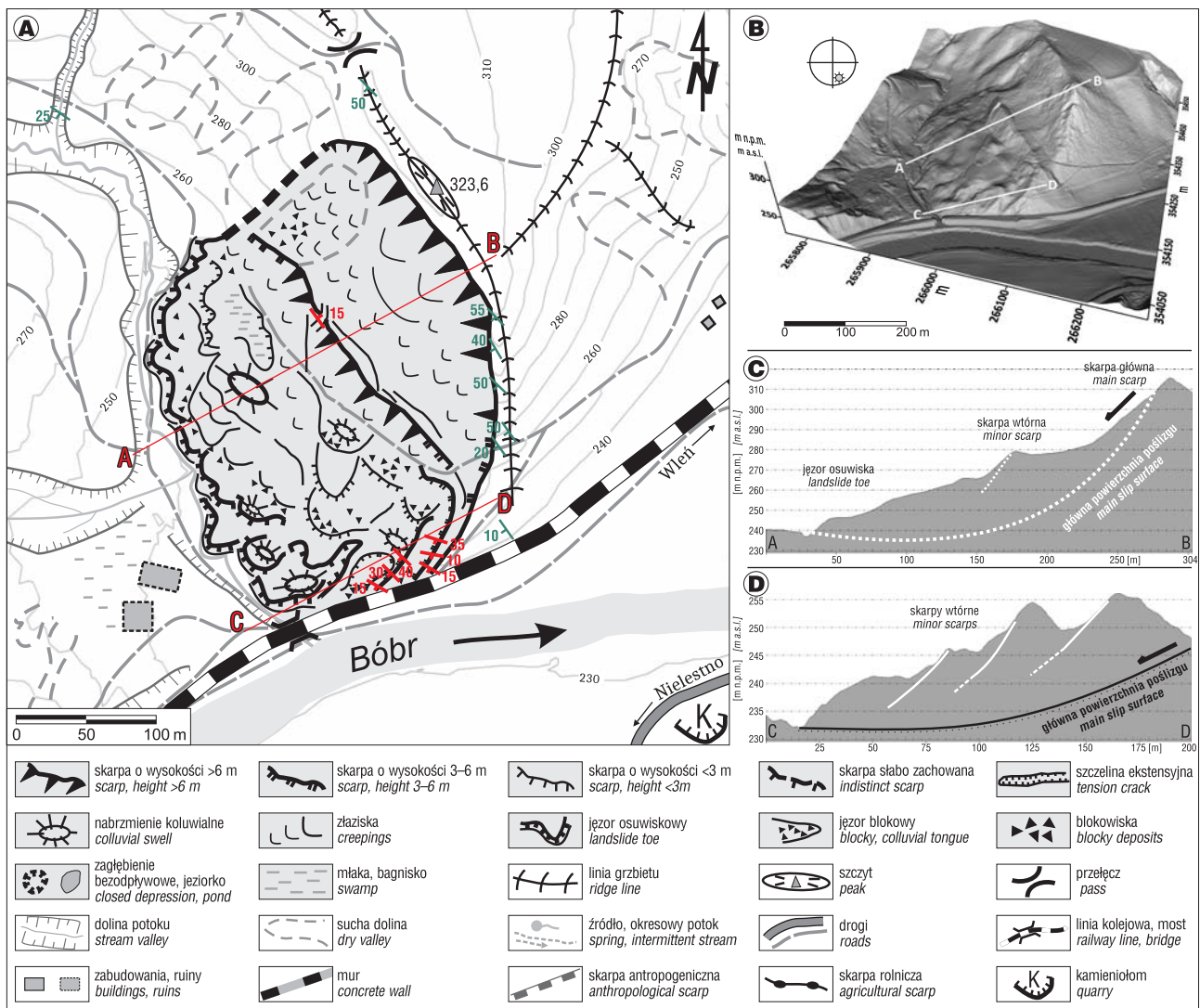
METODYKA BADAŃ

Badania terenowe w dolinie Bobru, w okolicach Nielestna i Wlenia, prowadzono w latach 2015–2016, w trakcie wykonywania zdjęć geologicznego północnej części rowu Wlenia w skali 1 : 10 000. Prace kartograficzne na obszarach objętych ruchami masowymi obejmowały dokumentowanie i opis charakterystycznych elementów morfologicznych, litologicznych i strukturalnych (powierzchnie



Ryc. 1. Lokalizacja obszaru badań. **A** – numeryczny model wysokości LiDAR z naniesionymi formami osuwiskowymi: 1 – Świerkowa Dolina; 2 – Czerwony Wąwóz; 3, 4 – SE Gniazdo; 5 – Izerskie Gołoborza; 6 – osuwiska w lejach źródliskowych na SW stokach góry Gniazdo. **B** – mapa geologiczna (na podstawie Gorczyca-Skała, 1977 i badań autora); **C** – poglądowy szkic geologiczny okolic Wlenia. NSS – synklinorium północnosudeckie, WG – rów Wlenia, KMC – metamorficzny kompleks kaczawski, IG – metamorfik izerski, KG – pluton karkonoski. Objaśnienia symboli graficznych jak na ryc. 2

Fig. 1. Location of the study area. **A** – LiDAR-based map with superimposed landslides: 1 – Świerkowa Dolina; 2 – Czerwony Wąwóz; 3, 4 – SE slopes of Gniazdo Hill; 5 – Izerskie Gołoborza; 6 – landslides within headwater areas of SW slopes of Gniazdo Hill. **B** – geological sketch map (based on Gorczyca-Skała, 1977 and author’s own investigations); **C** – geology of the Wleń area. NSS – North-Sudetic Synclinorium, WG – Wleń Graben, KMC – Kaczawa Metamorphic Complex, IG – Izera Metamorphic Complex, KG – Karkonosze Granite Pluton. See Fig. 2 for symbol explanations



uławiczenia, spękań, uskoków) z użyciem odbiorników GPS Nomad Trimble (aplikacja ArcPad; dokładność wyznaczania pozycji od 1 do 3 m) oraz PENTAGRAM PathFinder Logger P3106 (dokładność wyznaczania pozycji <3 m). Precyzyjne pomiary długości i szerokości form rzeźby osuwiskowej prowadzono z wykorzystaniem dalmierza laserowego Bushnell. W terenie wykonywano poglądowe szkice geomorfologiczne w oprogramowaniu ArcPad. Przeprowadzenie obserwacji i pomiarów w odsłonięciach skał podłoża i koluwiów było możliwe w przypadku dwóch osuwisk (nr 1, 2 na ryc. 1A).

Terenowe pomiary elementów rzeźby osuwiskowej zwerfikowano podczas analiz geomorfometrycznych NMT LiDAR. Dane wykorzystane do utworzenia numerycznego modelu wysokości pochodziły z lotniczego skaningu laserowego (ALS – Airbone Laser Scanning), przeprowadzonego na obszarze Polski w latach 2011–2014 w ramach realizacji Informatycznego Systemu Osłony Kraju przed nadzwyczajnymi zagrożeniami (ISOK). Wyniki skanowania laserowego zostały udostępnione przez Centralny Ośrodek Dokumentacji Geodezyjnej i Kartograficznej (CODGiK) w formie zbiorów punktów przestrzennych xyz o gęstości ok. 4–6 punktów pomiarowych na 1 m² i średnim błędzie wysokościowym nie przekraczającym 0,3 m (Raport wystawy, ISOK, 2011). Zbiory punktów posłużyły do wykonania map cieniowanego reliefu (*shaded relief maps*) oraz ich

obróbki w oprogramowaniu MicroDEM, Global Mapper, Surfer (Golden Software) v. 9.0, a także Move (Midland Valley) 2016.2. Materiały kartograficzne i dane geologiczne opracowano i przetwarzano w projekcji PUWG 1992.

Przy opisie form osuwiskowych zastosowano terminologię zgodną z zaleceniami Instrukcji opracowania Mapy osuwisk i terenów zagrożonych ruchami masowymi w skali 1 : 10 000 (Grabowski i in., 2008), a także powszechnie obowiązujące klasyfikacje ruchów masowych (Varnes, 1978; WP/WLI, 1990, 1993; Dikau i in., 1996; Margielewski, 2004).

CHARAKTERYSTYKA FORM OSUWISKOWYCH

Osuwisko w Świerkowej Dolinie

Osuwisko o powierzchni 5,5 ha (nr 1 na ryc.1A) rozwinęło się na południowo-zachodnich stokach bezimiennego wzniesienia o wysokości 323,6 m n.p.m., będącego kulminacją wydłużonego grzbietu ograniczonego głęboko wcięta doliną bezimiennego potoku (Świerkowa Dolina; ryc. 2). Deniwelacje w obrębie zbocza doliny są znaczne i sięgają od 40 m w jej górnej części, do 80 m w dolnym odcinku, gdzie znaczna część zbocza jest objęta ruchami masowymi. Przemieszczeniom grawitacyjnym uległy piaskowce kwarcowe i glaukonitowe kredy (cenoman górny i turon dolny), przykryte

Ryc. 2. Rzeźba osuwiska na zboczach Świerkowej Doliny. **A** – szkic geomorfologiczny osuwiska; pomiary uławicenia w skałach podłoża osuwiska zaznaczono kolorem zielonym, w obrębie koluwium – czerwonym. **B** – trójwymiarowy model terenu (LiDAR) z zaznaczonymi przekrojami. **C** – przekrój prostopadły do skarpy głównej przez środkową część osuwiska. **D** – przekrój przez południową część koluwium z widoczną strukturą pakietową osuwiska; zaznaczono granice pomiędzy pakietami osuwiskowymi

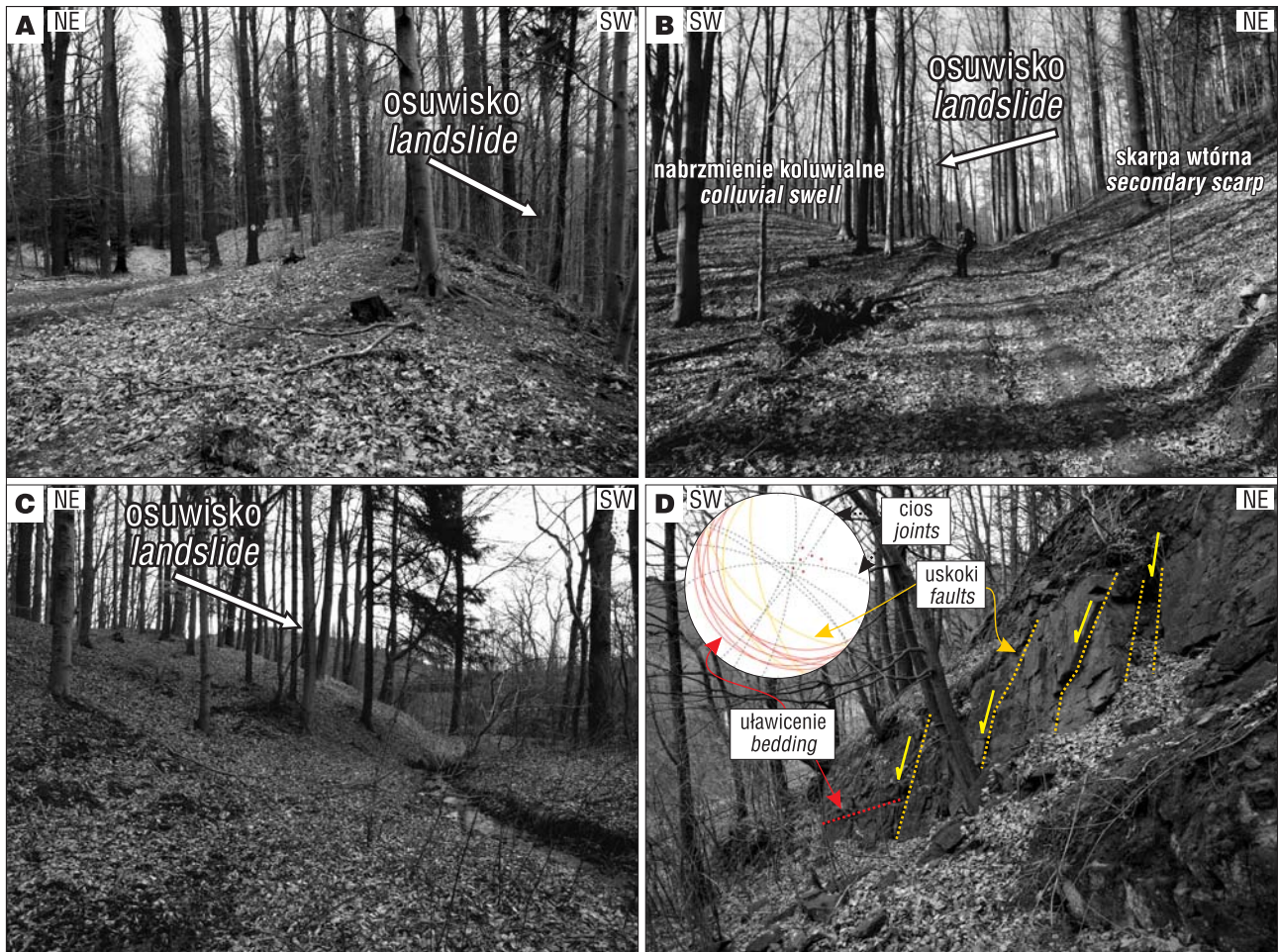
Fig. 2. Geomorphic features of the Świerkowa Dolina landslide. **A** – geomorphological sketch-map of the landslide. Measurements of bedding planes within bedrock of the landslide are marked in green, measurements within the colluvium are in red. **B** – LiDAR-based three-dimensional model of the landslide. Lines of cross-sections are marked. **C** – cross-section (perpendicular to the main scarp) through the middle part of the landslide colluvium. **D** – cross-section through the southern part of the colluvium. Boundaries and steps between displaced blocks are marked

←

iłowcami i mułowcami wapnistymi turonu środkowego i górnego (Gorczyca-Skała, 1977).

Osuwisko na zboczach Świerkowej Doliny ma najbardziej urozmaiconą rzeźbę spośród form dotychczas rozpoznanych na obszarze badań (ryc. 2A, B). Skarpa główna osuwiska znajduje się na wysokości 270–310 m n.p.m., a długość jej górnej krawędzi wynosi ok. 380 m. W części północno-zachodniej górna krawędź skarpy ma w przybliżeniu prostolinijny przebieg, równoległy do krawędzi prog

geomorfologicznego (ryc. 2B) zbudowanego z piaskowców, o ławicach nachylonych pod kątem do 60° w kierunku SW. Poniżej skarpy głównej znajduje się spłaszczenie o szerokości 15–30 m, przechodzące w wyraźny wał osuwiskowy obcięty skarpy wtórnej (ryc. 2C, 3A). Od strony spłaszczenia wysokość wału nie przekracza 2,5 m, od strony koluwium osiąga 18 m. W części północnej wału odsłaniają się piaskowce glaukonitowe, których ławice zapadają pod kątem ok. 15° w kierunku NE (ryc. 2A). Poniżej wału występują mniejsze



Ryc. 3. **A** – wał osuwiskowy i spłaszczenie śródstokowe (z lewej) przyległe do skarpy głównej w środkowej części osuwiska. **B** – zewnętrzne, strome stoki wału osuwiskowego (z prawej) obcięte przez skarpy wtórnej i przyległe nabrzmienie koluwalne poniżej. **C** – strome czoło osuwiska schodzące do potoku w Świerkowej Dolinie. **D** – piaskowcowy pakiet osuwiskowy w południowej części osuwiska; na diagramie (dolna półkula) zaznaczono orientację powierzchni uławicenia (czerwone), uskoki normalnych towarzyszących grawitacyjnym przemieszczeniom mas skalnych (żółte) i orientację spękań ciosowych (linie przerywane)

Fig. 3. **A** – landslide bulge and a flat area closed to the main scarp of the landslide (to the left) in the middle part of the colluvium. **B** – external steep slopes of the landslide bulge cut by the secondary scarp (to the right) and the colluvial swell situated below. **C** – steep landslide toes in the valley bottom (Świerkowa Dolina). **D** – displaced sandstone block in the southern part of the landslide. Diagram (lower hemisphere) shows the orientation of bedding planes (red), normal faults linked with landslide processes (yellow), and the orientation of joints (dashed lines)

skarpy wtórne, nabrzmienia koluwalne (ryc. 3B), jęzory osuwiskowe i zagłębienia bezodpływowe, okresowo wypełniane wodą. Czoło osuwiska nie jest jednolite, ma formę kilku jęzorów o długości do 100 m oraz maksymalnej wysokości 9,5 m, schodzących do dna doliny i zaburzających przebieg koryta rzecznoego (ryc. 2A, 3C).

Od strony południowo-wschodniej koluwiom osuwiskowe wraz z dolną częścią powierzchni poślizgu zostało odsłonięte w przekopie linii kolejowej Lwówek Śląski–Jelenia Góra. Umożliwiło to wykonanie analiz strukturalnych piaskowców odsłaniających się w stromych ścianach przekopu, obejmującego zarówno koluwiom, jak i skały podłoża. W odsłonięciach są widoczne strefy intensywnych deformacji kruchych, związanych z przemieszczeniami mas skalnych wzdłuż powierzchni poślizgu osuwiska. W obrębie koluwiom wyróżniono ponadto kilka nasuniętych na siebie pakietów skalnych, co zaznacza się również w rzeźbie osuwiska (ryc. 2D, 3D).

Górna część powierzchni poślizgu osuwiska rozwinęła się na powierzchniach uławiczenia stromo nachylonych piaskowców (do 60°), w strefie uskoków zrzutowo-przesuwczego (lewoprzesuwczego) o biegu NW–SE (Kowalski, 2016b). W osuwisku w Świerkowej Dolinie dominuje rotacyjny charakter przemieszczeń mas skalnych. Rotacja pakietów skalnych przejawia się ich wstecznym pochyleniem o ok. 25° w północnej części osuwiska (ryc. 2A), a także zmianą kąta upadu powierzchni uławiczenia, od 40° w górnej, do ok. 10° w dolnej części pakietów, odsłoniętych w części południowej koluwiom (ryc. 2A). Powierzchnie uskoków o biegu NW–SE, stwierdzone w podłożu dolnej części osuwiska, są nachylone pod kątem 60–90° w kierunku SW, zaś powierzchnie uskoków i spękań występujących w obrębie pakietów osuwiskowych są wstecznie zrotowane o ok. 20° w stosunku do pierwotnego położenia (por. Kowalski, 2016b). W odsłonięciach są także widoczne wtórne, wysokokątowe uskoki zrzutowe normalne o biegu NW–SE, towarzyszące grawitacyjnym przemieszczeniom mas skalnych (por. ryc. 3D; Kowalski, 2016b).

Warto podkreślić, że w monografii Gorczyca-Skała (1977), a także na arkuszu Wleń SMGS25 (Milewicz, Frąckiewicz, 1983), na obszarze nierozpoznanego wówczas osuwiska w Świerkowej Dolinie, w miejscu zrotowanych i przemieszczonych pakietów osuwiskowych piaskowców kredy górnej, zaznaczono dwa pomiary powierzchni uławiczenia (40° i 35° w kierunku SW), które wraz z pomiarami wykonanymi dla niżej leżących skał osadowych permu i triasu stanowiły podstawę do wnioskowania o częściowo fleksuralnych granicach rowu Wlenia (Milewicz, Frąckiewicz, 1983; Gorczyca-Skała, 1977).

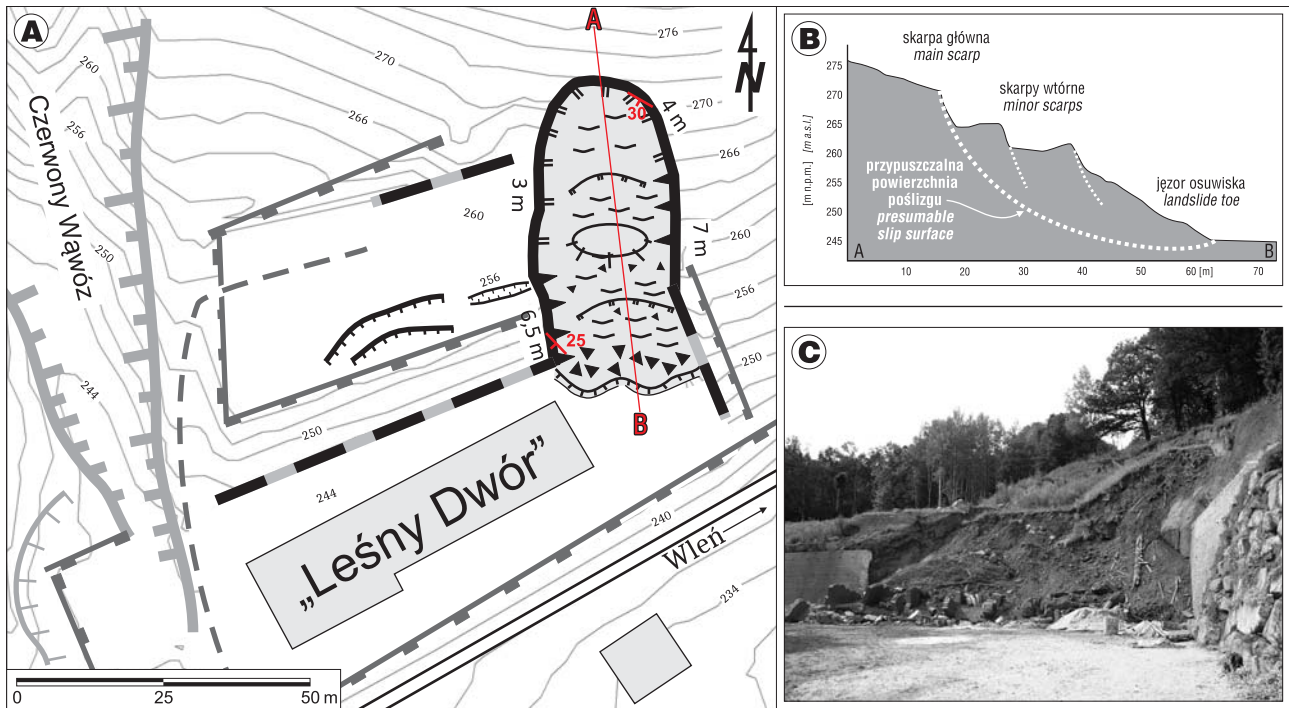
Osuwisko w Czerwonym Wąwozie

Osuwisko w Czerwonym Wąwozie (nr 2 na ryc. 1A) ma powierzchnię 880 m² i jest najmniejszym z rozpoznanych osuwisk na obszarze badań. Znajduje się ono ok. 250 m na północny wschód od osuwiska w Świerkowej Dolinie. Powstało w skałach osadowych permu dolnego (piaskowców i mułowców, lokalnie zlepieńców). Osuwisko utworzyło się w 2011 r., zaś w lipcu 2016 r. nastąpiła jego reaktywacja. Osuwisko powstało na stromo nachylonym (do 35°), wschodnim zboczach doliny Bobru, na którym

są posadowione zabudowania południowej części Wlenia (Osiedle Południowe). Poniżej osuwiska znajdują się budynki pensjonatu „Leśny Dwór”. W 2014 r., w trakcie remontu budynku, wykonano tarasowanie stoku. Podstawę stoku oddaloną o ok. 20 m od budynku wzmocniono murem oporowym o wysokości ok. 6 m, który miał na celu stabilizację zbocza. W marcu 2016 r., na stoku powyżej pensjonatu, pojawiły się szczeliny i pęknięcia, a północno-wschodnia część muru zaczęła pękać. W maju 2016 r., ok. 15 m powyżej korony muru rozwinęła się łukowata skarpa o wysokości ok. 1 m, zaś 16 lipca doszło do gwałtownych przemieszczeń grawitacyjnych mas skalnych i zwierzelinowych, które spowodowały całkowite zniszczenie północnej części muru oporowego na długości ok. 25 m.

Skarpa główna powstałego wówczas osuwiska ma długość ok. 120 m i wysokość od 3 do ok. 7 m (ryc. 4A, B), zaś jej nachylenie jest zmienne 50–85°. W części południowo-zachodniej skarpa jest skalista, zaś jej wysokość wynosi ok. 6,5 m. W jej obrębie odsłaniają się zlepieńce i piaskowce z przewarstwieniami mułowców. W skarpie głównej stwierdzono występowanie licznych uskoków zrzutowo-normalnych i prawoprzesuwczych, którym towarzyszy brekcja tektoniczna i mączka tektoniczna (ang. *gouge*) ulegająca silnemu uplastycznieniu, zwłaszcza po intensywnych opadach deszczu. W obrębie koluwiom są widoczne wstecznie zrotowane pakiety skalne, obcięte skarpami wtórnymi, oraz nabrzmienia koluwalne przechodzące ku dołowi w jezior osuwiskowy, który przykrył starasowaną część stoku na wysokości remontowanego budynku (ryc. 4B). W strefie jęzora osuwiskowego występują zarówno skały podłoża i materiał pokryw stokowych, jak również fragmenty zniszczonego muru (ryc. 4C). Czoło osuwiska ma wysokość 1–3 m.

Łukowata w zarysie, stromo nachylona (70–80°) skarpa główna, a także wstecznie pochyłone pakiety skalne występujące w osuwisku, pozwalają wnioskować o rotacyjnym charakterze przemieszczeń mas skalnych i zwierzelinowych. Potwierdzają to inne formy rzeźby osuwiskowej (spłaszczenia i strome skarpy w obrębie koluwiom o płaskich powierzchniach nachylonych przeciwnie do kierunku przemieszczeń), a także rodzaj materiału, w którym rozwinęło się osuwisko. Górna część zbocza doliny jest w tym miejscu przykryta kilkumetrową warstwą gliniastych i pylastych zwierzelin. Łatwo ulegające uplastycznieniu pokrywy stokowe z rozproszonymi blokami skalnymi można uznać za ośrodek w przybliżeniu jednorodny (Dikau i in., 1996). Stworzyło to możliwość rozwinięcia wklęsłocylindrycznej powierzchni poślizgu. Jedynie dolna część tej powierzchni utworzyła się w silnie spękanym skalnym podłożu. W miejscu skarpy głównej osuwiska już wcześniej rozwijały się inicjalne, pionowe szczeliny ekstensyjne (por. ryc. 4A) sięgające w głąb masywu skalnego, gdzie dochodziło do ścinania, wyciskania uplastycznionego podłoża, a w konsekwencji do rozwoju powierzchni poślizgu (Kowalski, 2016c). Powstaniu osuwiska sprzyjało obciążenie zbocza murem oporowym i blokami skalnymi przez właścicieli remontowanego wówczas pensjonatu, a także wysokie opady deszczu w lipcu 2016 r.



Ryc. 4. Rzeźba osuwiska w okolicy Czerwonego Wąwozu. **A** – szkic geomorfologiczny osuwiska; objaśnienia symboli jak na ryc. 2. **B** – przekrój prostokątny do skarpy głównej przez osuwisko. **C** – widok na czoło i niszę osuwiska od południa

Fig. 4. Geomorphic features of the Czerwony Wąwóz landslide. **A** – geomorphological sketch-map of the landslide. See Fig. 2 for symbol explanations. Measurements of bedding planes within the main scarp of the landslide are marked in red. **B** – cross-section (perpendicular to the main scarp) through the landslide colluvium. **C** – landslide toe and niche – view from the south

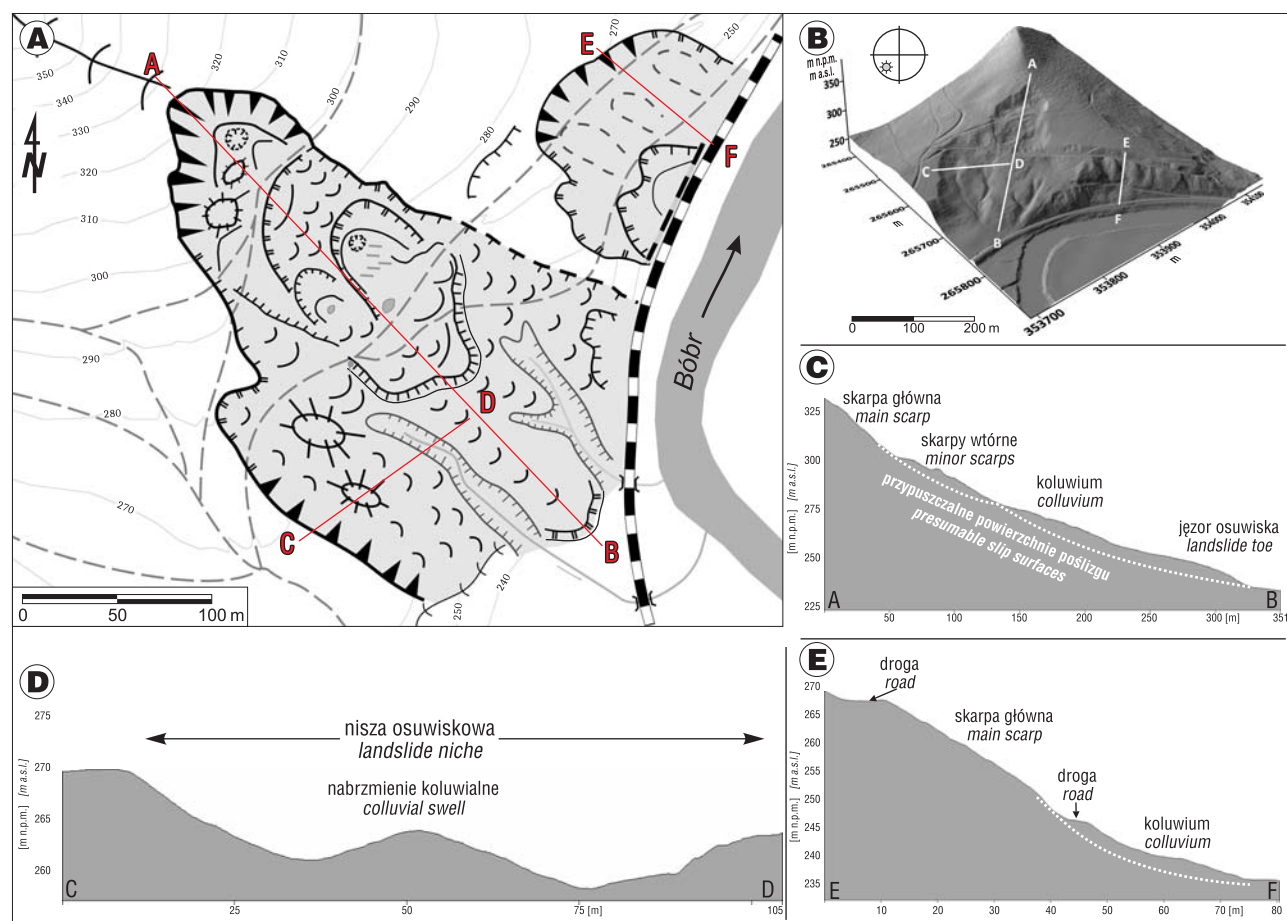
Osuwiska na południowo-wschodnich stokach góry Gniazdo

Na wschodnich stokach góry Gniazdo (445 m n.p.m.), przechodzących w zachodnie zbocza doliny Bobru, rozpoznano dwie formy osuwiskowe (osuwisko południowe nr 3 i północne nr 4; por. ryc. 1A) o powierzchni odpowiednio 4,21 i 0,77 ha (ryc. 5A). Osuwiska rozwinęły się w gruboziarnistych kredowych piaskowcach kwarcowych koniak (tzw. górne piaskowce ciosowe), tworzących wierzchowinowe partie wzgórza Gniazdo, oraz w niższej leżących iłowcach i mułowcach turonu środkowego i górnego (por. ryc. 1B). Formy skałkowe piaskowców, o wysokości do 3 m, mają charakter ostańcowy.

Najwyższa część skarpy głównej osuwiska południowego (nr 3 na ryc. 1A) ma półkolisty kształt, szerokość ok. 80 m i długość górnej krawędzi ok. 360 m, przy maksymalnej wysokości 20 m i nachyleniu sięgającym 35°. U podnóża skarpy osuwiskowej powstały spłaszczenia osuwiskowe, zagłębienia bezodpływowe i nabrzmienia koluwalne, zaś w najniższych partiach – jezoro osuwiskowe (ryc. 5A–C). Wstecznie pochylony o ok. 15° płat osuwiskowy, uformowany u podnóża skarpy głównej, jest obcięty wtórną skarpy o amfiteatralnym zarysie i nachyleniu do 31°, związana z odmłodzeniem osuwiska przez młodsze generacje ruchów masowych. U jej podnóża występuje kilka niewielkich zagłębień bezodpływowych o średnicy do 20 m. Są one okresowo wypełniane wodą, w ich obrębie tworzą się również próg o przebiegu NW–SE i wysokości do 3 m (ryc. 5A). W jego podnóżu występuje źródło ascenzyjne (ryc. 5A). Poniżej skarpy, przylegającej do progu od południowego zachodu, zostało uformowane koluwium o pagórkowatej

rzeźbie, z wyraźnym nabrzmieniem koluwalnym w środkowej części (ryc. 5A, D). Teren u podnóża skarpy jest silnie podmokły i stanowi obszar źródliskowy dla krótkich, okresowych cieków, tworzących dolinki wciosowe wcięte głęboko (do 6 m) w koluwium. Czoło osuwiska ma charakter nieregularnego wału o wysokości do 7 m, zachowanego najlepiej w części środkowej (por. ryc. 5A).

Na północny wschód od analizowanego osuwiska występuje mniejsza forma (osuwisko północne nr 4; ryc. 1A). Jego skarpa główna ma wysokość do 22 m, długość ok. 120 m i ma nachylenie do 45°. Rozcinają ją suche doliny o przebiegu NW–SE. Rzeźba osuwiska jest słabo urozmaicona – u podnóża skarpy powstały jedynie niewielkie nabrzmienia i wały (ryc. 5E). Na powierzchni koluwium występują bloki piaskowca o średnicy do 1 m. W dolnej części osuwiska przeprowadzono linię kolejową (Jelenia Góra–Lwówek Śląski) wraz z nasypem przylegającym bezpośrednio do umocnionego brzegu Bobru. W celu zabezpieczenia linii kolejowej, zbocze na tym odcinku wzmocniono betonowymi płytami. W trakcie budowy linii kolejowej czoło osuwiska zostało zniwelowane. Formy rzeźby występujące w osuwiskach na wschodnich stokach góry Gniazdo wskazują na występowanie tu przemieszczeń grawitacyjnych o różnym charakterze (por. ryc. 5). W dolnych częściach stoku objętych ruchami masowymi występują płytkie osuwiska zwietrzelinowe. Jedynie najwyższa część formy południowej ma cechy głębszego, rotacyjnego osuwiska skalnego. Świadczy o tym płat osuwiskowy o powierzchni nachylonej wstecznie w stosunku do kierunku przemieszczenia, przylegający do stromej (nachylenie do 35°), skarpy głównej o łukowatym kształcie, a także schodowy układ elementów koluwium w niższych partiach stoku. Górna część powierzchni poślizgu została



Ryc. 5. Rzeźba osuwisk na południowo-wschodnich stokach góry Gniazdo. **A** – szkic geomorfologiczny osuwisk. Objaśnienia symboli graficznych jak na ryc. 2. **B** – trójwymiarowy model terenu (LiDAR) z zaznaczonymi przekrojami. **C** – przekrój prostopadły do skarpy głównej przez środkową część osuwiska południowego. **D** – przekrój przez południowo-zachodnią część koluwium z widoczną niszą i nabrzmieniem koluwalnym w jej środkowej części. **E** – przekrój prostopadły do skarpy głównej przez osuwisko północne

Fig. 5. Geomorphic features of landslides located in the south-eastern slopes of Gniazdo Hill. **A** – geomorphological sketch-map of landslides. See Fig. 2 for symbol explanations. **B** – LiDAR-based three-dimensional model. Cross-sections lines are marked. **C** – cross-section (perpendicular to the main scarp) through the middle part of the southern landslide. **D** – cross-section through the south-western part of the landslide niche and colluvial swell in the central part. **E** – cross-section (perpendicular to the main scarp) through the northern landslide

prawdopodobnie wykształcona wzdłuż uskoku (lub uskóków) o biegu NE–SW, dominujących w tej części rowu Wlenia (Gorczyca-Skała, 1977). Kluczowe znaczenie dla rozwoju ruchów masowych w tym miejscu miał również kontakt masywnych piaskowców ciosowych i niżejległych, łatwo odkształcalnych, mułowców i iłowców wapnistych.

W obrębie koluwium osuwiska północnego, na arkuszu Wleń SMGS25 (Milewicz, Frąckiewicz, 1983) zaznaczono pomiar powierzchni uławicenia mułowców i iłowców wapnistych turonu środkowego i górnego (30° w kierunku SW).

„Izerskie Gołoborza”

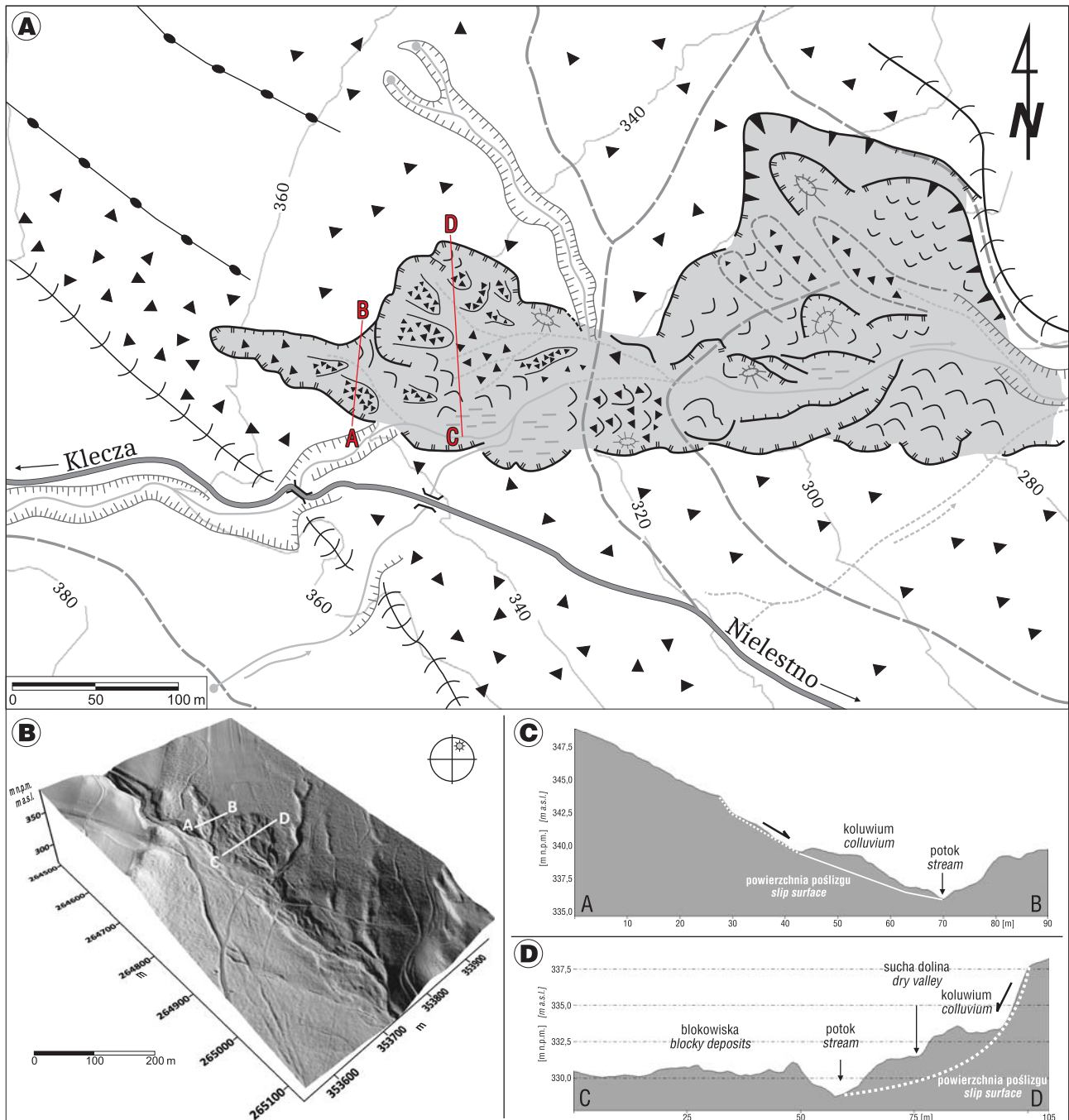
Na mapach i w przewodnikach turystycznych „Izerskimi Gołoborzami” nazywano charakterystyczne pokrywy głazowo-blokowe występujące w górnej części zboczy doliny bezimiennego potoku rozcinającego spłaszczenie występujące w sąsiedztwie góry Gniazdo (Krajewski, Krajewska, 2014). Miąższość pokryw głazowo-blokowych wynosi tu kilka metrów (Milewicz, Frąckiewicz, 1988). Prace kartograficzne przeprowadzone przez autora wskazują na osuwiskową genezę części z opisanych poniżej form, gdyż stwierdzono tu występowanie wielkoskalowych ruchów masowych (ryc. 6).

Forma osuwiskowa położona najbardziej na zachód od góry Gniazdo jest częścią zespołu osuwisk nr 5 (ryc. 1A) o łącznej powierzchni 5,4 ha. Wykształciła ona wyraźnie zarysowaną, wąską rynnę, o szerokości od 20 do 50 m i głębokości do 6 m, która jest wypełniona materiałem pylasto-piaszczystym z ostrokrawędzistymi blokami piaskowca o średnicy do 3 m. Lokalnie, zwłaszcza w jej środkowych partiach, występują jęzory głazowo-blokowe. W kierunku wschodnim rynna łączy się z amfiteatralną skarpią o szerokości ok. 100 m i nachyleniu ok. 35°. Koluwium osuwiskowe, stwierdzone poniżej skarpy, charakteryzuje się falistą i pagórkowatą rzeźbą (ryc. 6, 7A). W jego obrębie występują jęzory głazowo-blokowe (ryc. 7B, C). We wschodniej części spłaszczenia stokowego przylegającego do góry Gniazdo znajduje się ponadto rozległa skarpa o długości ok. 230 m, u podnóża której wykształciła się rynna osuwiskowa z nabrzmieniami koluwalnymi i blokowskimi. Rynna osuwiskowa jest rozcinana dolinami o biegu NW–SE, w dnie których są głazowiska piaskowcowe, część bloków ma średnicę do 1,5 m. W obrębie rynny znajdują się nabrzmienia i wały zakończone czołami o wysokości do 1,5 m. Na przeciwnym, południowym brzegu potoku obserwowano ciąg skarpy osuwiskowej o wysokości do 6 m

i nachyleniu ok. 30° (ryc. 6 A, B), poniżej – niewielkie płyty osuwiskowe i złaziska rozcinane przez potok. Na współczesną niestabilność stoków na tym obszarze wskazuje obecność tzw. pijanego lasu, porastającego osuwiska.

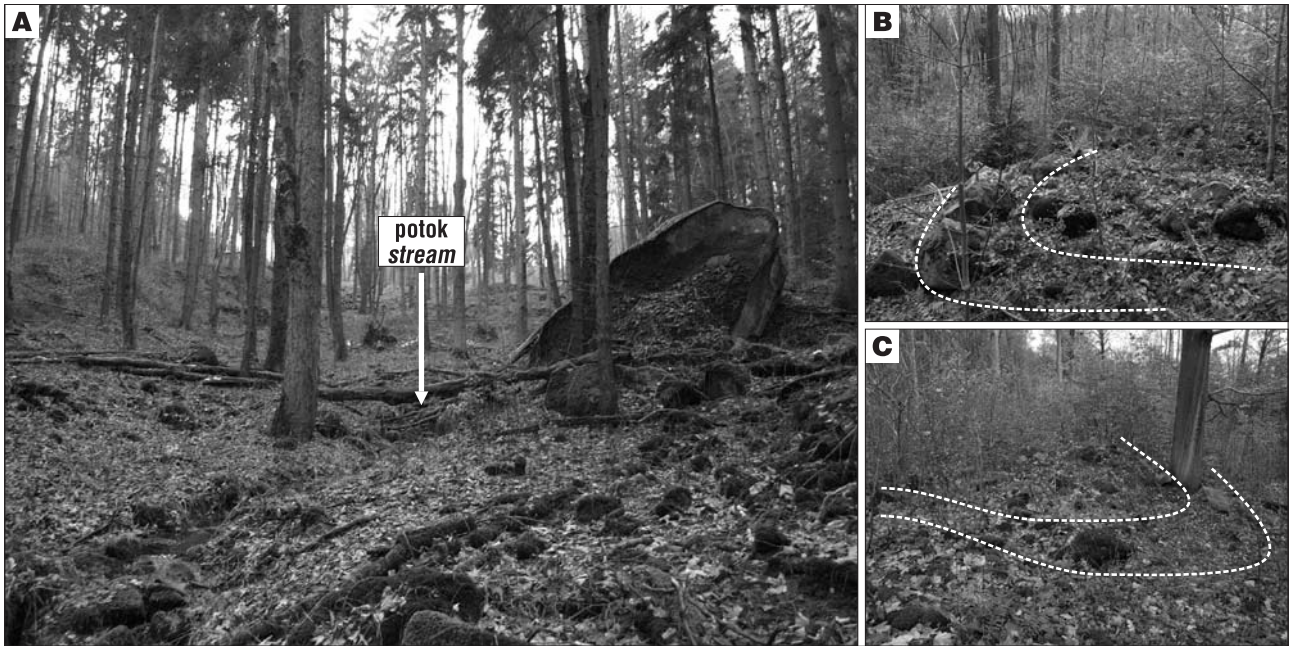
„Izerskie Gołoborza” okazały się płytkimi osuwiskami zwietrzelinowymi lub sływami błotno-gruzowymi, które współwystępują z innymi ruchami masowymi, takimi jak spelzwanie i soliflukcja, których największe natężenie było związane najprawdopodobniej z warunkami peryglacjalnymi, panującymi na obszarze badań w plejstocenie (Milewicz, Frąckiewicz, 1988). Płytkie osuwiska i sływy powstały

wskutek przesylenia wodą pokryw zwietrzelinowych lub ich nadmiernego obciążenia, np. blokami skalnymi (Varnes, 1978; Huggett, 2011). W efekcie odkucia materiału zwietrzelinowego wzdłuż płaskich (ryc. 6C) lub wklęsłocylindrycznych powierzchni poślizgu (ryc. 6D) dochodziło do gwałtownego, przemieszczenia grawitacyjnego – sływu lub zsuwu materiału w dół stoku (por. ryc. 6). Skarpy i rynny osuwiskowe, które występują w dolnych częściach stoków, powstały w wyniku płytkich osuwisk i zsuwów pokryw stokowych. Uruchomienie materiału zwietrzelinowego było możliwe w wyniku intensywnych opadów i erozji rzecznej potoku.

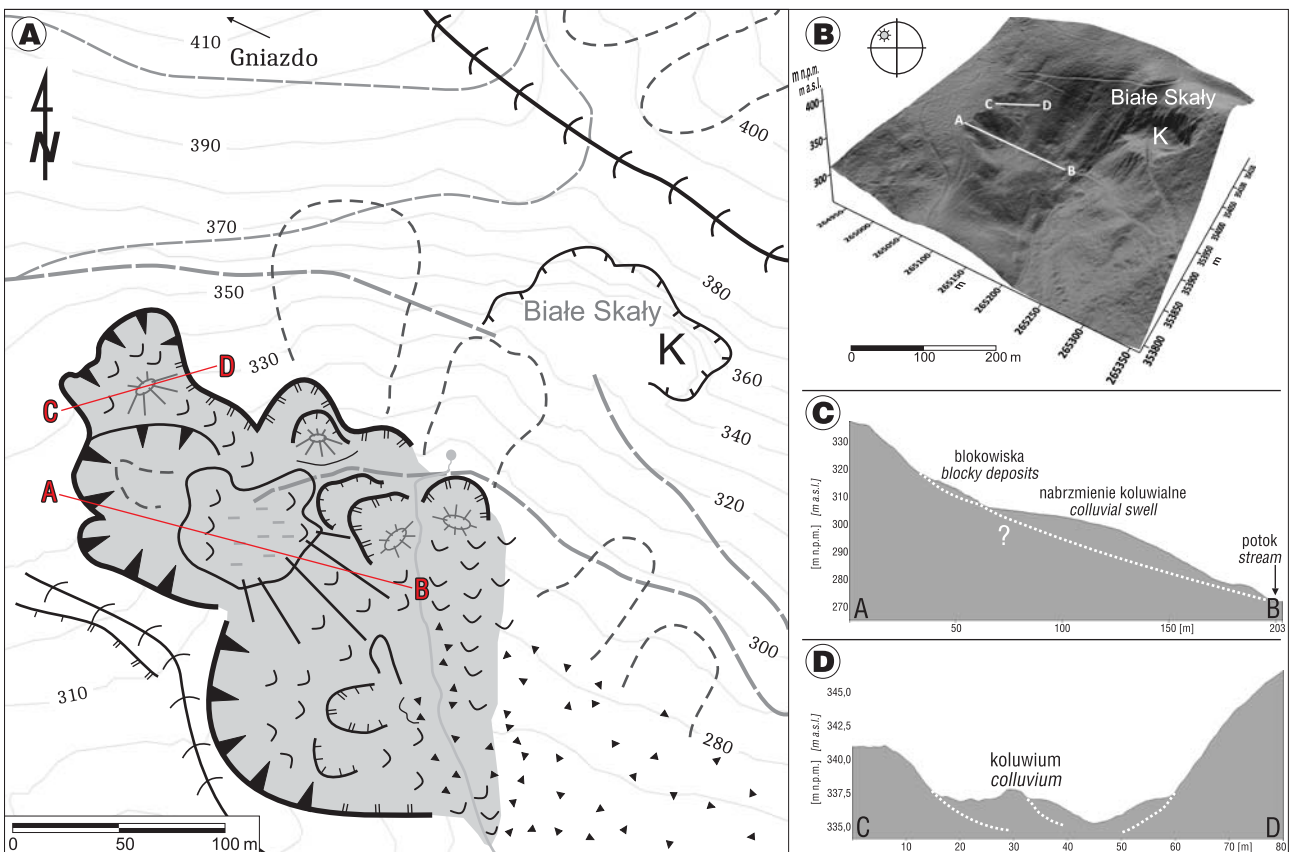


Ryc. 6. Rzeźba osuwisk na południowo-zachodnich stokach góry Gniazdo („Izerskie Gołoborza”). **A** – szkic geomorfologiczny zespołu osuwisk. Objasnienia symboli graficznych jak na ryc. 2. **B** – trójwymiarowy model terenu (LiDAR) z zaznaczonymi przekrojami. **C, D** – przekroje przez niszę osuwiskową w części zachodniej doliny

Fig. 6. Geomorphic features of landslides located in the south-western slopes of Gniazdo Hill (“Izerskie Gołoborza”). **A** – geomorphological sketch-map of the landslide complex. See Fig. 2 for symbol explanations. **B** – LiDAR-based three-dimensional model of the landslides. Cross-section lines are marked. **C, D** – cross-sections through the landslide niche in the western part of the valley



Ryc. 7. A – dno doliny bezimiennego potoku pokryte piaskowcowym rumoszem skalnym i koluwiami osuwiskowymi („Izerskie Gołoborze”). B, C – jezory blokowe (przerwane linie) w zachodniej części zespołu osuwisk
Fig. 7. A – valley floor of an unnamed stream covered by sandstone blocks and colluvial deposits (“Izerskie Gołoborze”). B, C – colluvial blocky tongues (dashed lines) in the western part of the landslide complex



Ryc. 8. Rzeźba nisz źródłkowych na południowo-zachodnich stokach góry Gniazdo. A – szkic geomorfologiczny obszaru źródłkowego. Objasnienia symboli graficznych jak na ryc. 2. B – trójwymiarowy model terenu (LiDAR) z zaznaczonymi przekrojami. C – przekrój prostopadły do skarpy niszy południowej. D – przekrój przez górną część północnej niszy źródłkowej wypełnionej koluwiami
Fig. 8. Geomorphic features of headwater areas located in the south-western slopes of Gniazdo Hill. A – geomorphological sketch-map of the headwater area. See Fig. 2 for symbol explanations. B – LiDAR-based three-dimensional model of the area; cross-sections lines are marked. C – cross-section (perpendicular to the scarp) through the edge of the southern headwater area. D – cross-section through the upper part of the northern headwater area; bottom of the headwater area is covered by colluvial deposits

Osuwiska na południowo-zachodnich stokach góry Gniazdo

W sąsiedztwie grupy Białych Skał, eksponowanych w nieczynnym kamieniołomie na południowo-zachodnich stokach masywu Gniazda, występuje kilka nisz źródłiskowych (formy nr 6 na ryc. 1A; ryc. 8A, B) o łącznej szerokości ok. 200 m. Ich górne krawędzie znajdują się na wysokościach 300–345 m n.p.m. Nisze stanowią obszar źródłiskowy kilku krótkich cieków zasilających bezimienny, lewobrzeżny dopływ Bobru. Obszar źródłiskowy o powierzchni ok. 2,4 ha występuje na zboczu zbudowanym z porowatych piaskowców kwarcowych kredy (koniak), podścielonych nieprzepuszczalnymi mułowcami i iłowcami wapienistymi turonu (por. ryc. 1B). Granica pomiędzy odpornymi na wietrzenie piaskowcami kwarcowymi, a mułowcami i iłowcami, zaznacza się w rzeźbie w postaci wyraźnego załomu stoku.

Na zboczach nisz źródłiskowych występują formy ruchów masowych (wielkoskalowych) o łącznej powierzchni 3,6 ha (ryc. 8A). Są to głównie nagromadzenia bloków skalnych tkwiących w materiale zwietrzelinowym o miąższości do kilku metrów, a także nabrzmienia i wały koluwalne występujące w dolnych częściach zboczy. W niszach źródłiskowych występują ponadto płyty osuwiskowe, a także stopnie i progi o wysokościach do 1,5 m. Na wysokości ok. 270 m n.p.m. nisze źródłiskowe łączą się w płaskodenną dolinę o szerokości do 30 m. W dnie doliny znajdują się jęzory osuwiskowe o wysokości do ok. 1,5 m (ryc. 8A).

Opisane formy są płytkimi osuwiskami zwietrzelinowymi, które kontynuują się w dół zbocza doliny najprawdopodobniej w formie spływów gruzowo-błotnych. W kilku przypadkach obserwowano krótką strefę depozycji materiału blokowego u podnóża niszy źródłiskowej. Pozostałością spływów są słabo widoczne jęzory zbudowane z bloków piaskowcowych. Dna nieckowatych nisz źródłiskowych są wypełnione koluwaliami o miąższości do kilku metrów. W części północnej zespołu nisz rozwinęły się załomy i skarpy, mogące świadczyć o nieco głębszych założeniach elementów osuwiskowych. Opisane formy występują w obrębie inicjalnego leja źródłiskowego typu osuwiskowego (Wrońska-Wałach i in., 2013).

DYSKUSJA

Wyniki szczegółowego kartowania geologicznego i geomorfologicznego obszarów objętych ruchami masowymi, a także wykonane analizy, pozwoliły wnioskować o genezie i typie form ruchów masowych badanego obszaru. Na podstawie przeprowadzonych badań, formy te podzielono na głębokie osuwiska (zsuwy) skalne, płytkie osuwiska występujące w obrębie pokryw zwietrzelinowych, miejscami przechodzące w spływy, a także osuwiska o złożonej genezie.

Zbocza przełomowej doliny Bobru pomiędzy Nielestnem i Wleniem są obszarem szczególnie predysponowanym do występowania ruchów masowych (Sikora i in., 2016a). Na niewielkim obszarze (ok. 0,7 km²), obejmującym lewe zbocze doliny Bobru, stwierdzono występowanie czterech pojedynczych form osuwiskowych (osuwiska nr 1–4) i dwóch zespołów płytkich osuwisk (formy nr 5, 6) o łącznej powierzchni ok. 0,19 km². Podobne zagęszczenie

osuwisk w Sudetach, ale na dużo większym obszarze, odnotowano dotychczas jedynie w Górach Kamiennych (Migoń i in., 2016).

Ruchom masowym na obszarze badań sprzyja urozmaicona rzeźba, budowa geologiczna oraz znaczne deniwelacje sięgające w dolinie Bobru ok. 220 m. Powstawaniu osuwisk sprzyja występowanie równoległych grzbietów i obniżen o dużych różnicach wysokości, a także izolowane masywy zbudowane ze skał osadowych (góra Gniazdo), w których wierzchowe partie są utworzone z masywnych piaskowców ciosowych o wysokiej porowatości i szczelinowatości, podścielonych plastycznymi, słabo przepuszczalnymi mułowcami i iłowcami. Na terenie badań występuje ponadto gęsta sieć uskocków związanych z rowem tektonicznym Wlenia (por. ryc. 1B). Silny związek osuwisk z tektoniką i litologią na badanym obszarze potwierdza występowanie wielkoskalowych ruchów masowych tylko w skałach osadowych rowu Wlenia. Osuwiska o głębokich założeniach rozwinęły się w sąsiedztwie uskocków, których przebieg wykartowano w trakcie prac terenowych (osuwiska nr 1, 2) lub na granicy utworów o zróżnicowanych właściwościach reologicznych (piaskowce podścielone mułowcami; osuwiska nr 3, 4, 6). Płytkie formy osuwiskowe występują w obszarach źródłiskowych, a także w górnych odcinkach dolin potoków (zespoły osuwisk nr 5, 6). Odróżnienie rzeźby osuwiskowej tych form od innych elementów rzeźby, jest szczególnie trudne zwłaszcza na zboczach dolin, w których na ruchy masowe nakładają się procesy erozji rzecznej, powodujące zatarcie charakterystycznych elementów ruchów masowych takich jak jęzory osuwiskowe i nabrzmienia koluwalne. Z kolei górne partie rynien kształtowanych przez spływy gruzowe i gruzowo-błotne, jak również niskie ziemne skarpy osuwiskowe ulegają zatarciu wskutek procesów spełzawiania i wtórnych zsuwów luźnego materiału. Skutkiem tego jest wyjątkowo urozmaicony relief zboczy dolin.

Analizowane osuwiska znajdują się głównie na zalesionych terenach, z dala od zabudowań (wyjątkiem jest osuwisko nr 2 w pobliżu Czerwonego Wąwozu). Było to najprawdopodobniej jedną z przyczyn braku ich rozpoznania i wyznaczenia ich zasięgu w przeszłości (np. Migoń i in., 2014). Dopiero systematyczne, szczegółowe badania kartograficzne połączone z obserwacjami geologicznymi i analizami geomorfometrycznymi opartymi na danych LiDAR doprowadziły do wyznaczenia zasięgu tych form. Analizy elementów rzeźby i odsłoneń w obrębie osuwisk dostarczyły informacji na temat ich genezy i charakteru ruchu mas skalnych.

PODSUMOWANIE

Opisane formy osuwiskowe stanowią przykład ścisłej zależności pomiędzy rzeźbą terenu a budową geologiczną. Ich analiza jest kluczowa dla rozpoznania i dalszej interpretacji kartograficznej ruchów masowych obszaru rowu Wlenia. Jak wykazały badania prowadzone przez autora (Kowalski, 2016b, 2017), szczegółowe rozpoznanie ruchów masowych może mieć istotny wpływ na reinterpretację budowy geologicznej wybranych obszarów w Sudetach Zachodnich i Środkowych. Badania wykonane w ostatnich latach wykazały również, że istniejące materiały kartograficzne opracowane dla obszaru Sudetów, uległy znaczącej

dezaktualizacji i są obarczone licznymi błędami (Wojewoda, 2016). Kartowanie geologiczne wykonywane na obszarach przekształcanych przez wielkoskalowe ruchy masowe było w przeszłości przyczyną błędnych interpretacji budowy geologicznej (por. Kowalski, 2017). Błędy te były spowodowane brakiem rozpoznania osuwisk, a w konsekwencji wykonywaniem pomiarów elementów strukturalnych (powierzchnie uławicenia, uskoki, spękania) na terenach objętych ruchami masowymi. Na obszarze badań pomiary powierzchni uławicenia utworów kredowych zostały zaznaczone na mapach geologicznych w obrębie koluwiów osuwisk w Świerkowej Dolinie (forma nr 1) i osuwiska północnego na stokach góry Gniazdo (forma nr 4; por. Gorczyca-Skała, 1977; Milewicz, Frąckiewicz, 1983). Rozpoznanie osuwisk, a także udokumentowana transformacja skał podłoża w ich obrębie (por. rozdz. Charakterystyka form osuwiskowych) może mieć wpływ na dotychczasowe interpretacje budowy geologicznej obszaru badań. Szczególnie ważnym problemem jest postulowany przez niektórych badaczy fleksuralny charakter granic tektonicznego rowu Wlenia (por. Gorczyca-Skała, 1977; Milewicz, Frąckiewicz, 1988; Gierwielaniec, 1998). Wstępne wyniki badań prowadzonych przez autora dowodzą, że granice rowu tektonicznego są związane wyłącznie z wysokąkatowymi uskokami zrzutowymi normalnymi i zrzutowo-przesuwczymi o kierunku NW–SE oraz NNW–SSE (Kowalski, 2016b), a pomiary strukturalne, które miały potwierdzać pogląd o obecności fleksur na tym obszarze, były wykonywane m.in. na terenach przekształconych przez ruchy masowe (Gorczyca-Skała, 1977; Milewicz, Frąckiewicz, 1983). Dlatego tak ważne są systematyczne badania kartograficzne, prowadzone z wykorzystaniem nowoczesnych metod badawczych, w tym analiz wysokorozdzielczych NMT LiDAR, pozwalających na wstępne rozpoznanie obszarów objętych przemieszczeniami grawitacyjnymi. Szczególna przydatność modeli „lidarowych” w badaniu obszarów objętych osuwiskami była wielokrotnie podkreślana w polskiej literaturze (np. Graniczny i in., 2012; Wojciechowski i in., 2012; Łajczak i in., 2014).

Osuwiska okolic Wlenia będą przedmiotem dalszych badań. Szczegółowe analizy zależności ich rozwoju od budowy geologicznej obszaru, a także charakteru transformacji skał podłoża pozwolą na wypracowanie procedur eliminujących błędne interpretacje budowy geologicznej.

Autor pragnie serdecznie podziękować dwóm anonimowym Recenzentom, a także Redaktorowi Naczelnemu – dr. hab. Andrzejowi Gąsiewiczowi, za wnikliwe i cenne uwagi, które przyczyniły się do znacznego udoskonalenia pierwszej wersji pracy. Dziękuję dr. hab. Jurandowi Wojewodzie za wsparcie i pomoc merytoryczną. Jestem wdzięczny Redakcji Przeglądu Geologicznego za przygotowanie artykułu do druku. Badania sfinansowano ze środków przeznaczonych na rozwój młodych naukowców (nr projektu 0420/1455/16), Wydziału Nauk o Ziemi i Kształtowania Środowiska Uniwersytetu Wrocławskiego. Dane LiDAR zostały wykorzystane przez autora na podstawie licencji DIO.DFT.DSI.7211.1619.2015_PL_N, wydanej przez Głównego Geodetę Kraju dla WNOZiKŚ UW.

LITERATURA

- BERG G. 1925 – Geologische Karte von Preussen 1 : 25 000. Blatt Waldenburg.
- BERG G., DATHE E., ZIMMERMANN E. 1910 – Geologische Karte von Preussen 1 : 25 000. Blatt Friedland i. Schl.
- BOSSOWSKI A., CYMERMAN Z., GROCHOLSKI A., IHNATOWICZ A. 1994 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów 1 : 25 000. Arkusz Jedlina Zdrój. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- CZERWIŃSKI J., ŻURAWEK R. 1999 – The geomorphological effects of heavy rainfalls and flooding in the Polish Sudetes in July 1997. *Studia Geom. Carp.-Balc.*, 33: 27–43.
- DIKAU R., BRUNSDEN D., SCHROTT L., IBSEN M.-L. (red.) 1996 – *Landslide Recognition*. Wiley, Chichester.
- GIERWIELANIEC J. 1998 – Zarys tektoniki i hydrogeologii rowu Wlenia (Sudety Zachodnie). *Gór. Odkryw.*, 40 (5/6): 96–127.
- GORCZYCA-SKAŁA J. 1977 – Budowa geologiczna rowu Wlenia. *Geol. Sudet.*, 12: 71–100.
- GOTOWAŁA R., KOWALSKI A., SOBCZYK A., WOJEWODA J. 2015 – Structurally-controlled landslide (Toczek Mt., Intrasudetic Shear Zone). [W:] 16th Czech-Polish Workshop “On Recent Geodynamics of the Sudeten and Adjacent Areas”, Srebrna Góra, Poland, November 5–7, 2015, Abstracts: 23.
- GRABOWSKI D., MARCINIEC P., MROZEK T., NESCIERUK P., RĄCZKOWSKI W., WÓJCIK A., ZIMNAL Z. 2008 – Instrukcja opracowania Mapy osuwisk i terenów zagrożonych ruchami masowymi w skali 1 : 10 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- GRANICZNY M., KAMIŃSKI M., PIĄTKOWSKA A., SURAŁA M. 2012 – Wykorzystanie lotniczego skaningu laserowego do inwentaryzacji i monitoringu osuwiska w rejonie Łańcicy (gmina Lanckorona), Pogórze Wielickie, Karpaty zewnętrzne. *Prz. Geol.*, 60 (2): 89–94.
- GROCHOLSKI A. 1971 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów. Arkusz Mieroszów 1 : 25 000. Wyd. Geol., Warszawa.
- HUGGET R. 2011 – *Fundamentals of geomorphology*. Routledge, London.
- KASPRZAK M., TRACZYK A. 2012 – Uwarunkowania rozwoju osuwisk w środkowej części Gór Kamiennych (Sudety). *Landform Analysis*, 20: 65–77.
- KONDRACKI J. 2002 – *Geografia regionalna Polski*. PWN, Warszawa.
- KOWALSKI A. 2016a – Nowe dane o zjawiskach osuwiskowych w rowie Wlenia (synklinorium północnosudeckie). VI Polska Konferencja Sedymentologiczna POKOS 6 – „Granice Sedymentologii”, Chęciny-Rzepka, 28.06.2016 – 1.07.2016. Streszczenia: 106–107.
- KOWALSKI A. 2016b – Osuwisko rotacyjne jako strukturalny odpowiednik uskoku ramowych rowu tektonicznego – przykład osuwiska na zboczach Świerkowej Doliny w rowie Wlenia (synklinorium północnosudeckie). 3. Polski Kongres Geologiczny, Wrocław, 14–18.09.2016. Streszczenia: 171–174.
- KOWALSKI A. 2016c – Human- or structurally-induced landslide? An example from Czerwonny Wąwóz (Wleń Graben, Sudetes). [W:] 17th Czech-Polish Workshop “On Recent Geodynamics of the Sudeten and the Adjacent Areas”, Ramzová, Czech Republic, October 20–22, 2016, Abstracts: 52–53.
- KOWALSKI A. 2017 – Ruchy masowe a interpretacja budowy geologicznej – przykład osuwiska na górze Drogosz w paśmie Zaworów (Sudety Środkowe). *Prz. Geol.*, 65 (2): 96–104.
- KOZDRÓJ W. 1994 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów. Arkusz Poręba 1 : 25 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KRAJEWSKI P., KRAJEWSKA U. 2014 – Dolnośląskie Parki Krajobrazowe (9): Park Krajobrazowy Doliny Bobru. Dolnośląski Zespół Parków Krajobrazowych, Wrocław.
- KÜHN B., ZIMMERMANN E. 1919 – Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Lieferung 202. Blatt Lähn. Preuß. Geol. Landesanst., Berlin.
- ŁAJCZAK A., CZAJKA B., KACZKA R.J. 2014 – The new features of landslide relief discovered using LIDAR – case study from Babia Góra Massif, Western Carpathian Mountains. *Quaestiones Geographicae*, 33: 77–88.
- MARGIELEWSKI W. 2004 – Typy przemieszczeń grawitacyjnych mas skalnych w obrębie form osuwiskowych polskich Karpat fliszowych. *Prz. Geol.*, 52 (7): 603–614.
- MIGON P. 2008 – Współczesna ewolucja rzeźby Sudetów i ich przedgórza. [W:] Starkel L., Kotarba A., Kostrzewski A., Krzemień K. (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski*. Inst. Geogr. i Gosp. Przestrzennej, Uniwersytet Jagielloński, Kraków: 135–163.
- MIGON P. 2010 – Nowe dane do poznania rzeźby osuwiskowej Gór Kamiennych. *Przyroda Sudetów*, 13: 215–224.
- MIGON P., KASPRZAK M. 2011 – Morfologiczny zapis ruchów masowych na progach morfologicznych Gór Stołowych w świetle numerycznego modelu wysokości o dużej rozdzielczości. *Przyroda Sudetów*, 14: 115–124.

- MIGOŃ P., PÁNEK T., MALIK I., HRADECKÝ J., OWCZAREK P., ŠILHÁN K. 2010 – Complex landslide terrain in the Kamienne Mountains, Middle Sudetes, SW Poland. *Geomorphology*, 124: 200–214.
- MIGOŃ P., JANCEWICZ K., KASPRZAK M. 2014 – Zasięg obszarów objętych osuwiskami w Górach Kamiennych (Sudety Środkowe) – porównanie map geologicznych i cyfrowego modelu wysokości z danych LiDAR. *Prz. Geol.*, 62 (9): 463–471.
- MIGOŃ P., RÓŻYCKA M., MICHNIEWICZ A., KASPRZAK M. 2015 – Identyfikacja form osuwiskowych na podstawie danych LiDAR – wybrane przykłady z Sudetów Środkowych i Zachodnich. *Ogólnopolska Konferencja Osuwisko, Wieliczka, 19–22 maja 2015. Państw. Inst. Geol. – Państw. Inst. Bad.*, Warszawa: 107–108.
- MIGOŃ P., JANCEWICZ K., RÓŻYCKA M., DUSZYŃSKI F., KASPRZAK M. 2016 – Large-scale slope remodelling by landslides – Geomorphic diversity and geological controls, Kamienne Mts., Central Europe. *Geomorphology*, 289: 134–151.
- MILEWICZ J., FRĄCKIEWICZ W. 1983 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów. Arkusz Wleń 1 : 25 000. *Inst. Geol.*, Warszawa.
- MILEWICZ J., FRĄCKIEWICZ W. 1988 – Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów. Arkusz Wleń 1 : 25 000. *Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- OBERC J. 1957 – Region Gór Bardzkich (Sudety). *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- PARZÓCH K., PAWLIK Ł., SOLARSKA A., WITEK M. 2012 – Osuwisko na stokach Średniaka w Masywie Śnieżnika Kłodzkiego w 2011 roku. *Przr. Sudetów*, 15: 197–208.
- PULINOWA M.Z. 1989 – Rzeźba Gór Stołowych. *Pr. Nauk. UŚI.*, 1008.
- RAPORT DOSTAWY, ISOK – Informatyczny System Osłony Kraju przed nadzwyczajnymi zagrożeniami, Część Nr 3, Etap Nr 03, 2011-09-12.
- RÓŻYCKA M., MICHNIEWICZ A., MIGOŃ P., KASPRZAK M. 2015 – Identification and morphometric properties of landslides in the Bystrzyckie Mountains (Sudetes, SW Poland) based on data derived from airborne LiDAR. *Geomorphometry for Geosciences*, 1: 247–250.
- SIKORA R., KOWALSKI A., PIOTROWSKI A. 2016a – Implikacje rozwoju osuwisk i zmienności geologicznej podłoża na izersko-kaczawskim odcinku doliny Bobru (Sudety Zachodnie). 3. *Polski Kongres Geologiczny, Wrocław, 14–18.09.2016. Streszczenia*: 348–350.
- SIKORA R., WOJCIECHOWSKI T., PIOTROWSKI A. 2016b – Geologiczne uwarunkowania występowania osuwisk w rejonie Grzbietu Zachodniego Gór Bardzkich. *II Ogólnopolska Konferencja Geomorfologia Stosowana – modelowanie i prognozowanie zmian środowiskowych, Poznań, 1–3 czerwca 2016, Streszczenia wystąpień*: 55.
- STAFFA M., MAZURSKI K., PISARSKI G., CZERWIŃSKI J. 2002 – *Słownik geografii turystycznej Sudetów: Pogórze Kaczawskie*. Wyd. I-BIS, Wrocław.
- SYNOWIEC G. 2003 – Formy osuwiskowe w Górach Kamiennych. *Prz. Geol.*, 51 (1): 59–65.
- TRACZYK A., KASPRZAK M. 2014 – Plejstocenska 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*: 111–112.
- VARNES D.J. 1978 – Slope movement types and processes. [W:] *Landslides: Analysis and Control*. Washington D. C., Transportation and Road Research Board, Nat. Ac. of Sc., Special Report, 176: 11–35.
- WOJCIECHOWSKI T., BORKOWSKI A., PERSKI Z., WÓJCIK A. 2012 – Dane lotniczego skaningu laserowego w badaniu osuwisk – przykład osuwiska w Zbyszycach (Karpaty zewnętrzne). *Prz. Geol.*, 60 (2): 95–102.
- WOJEWODA J. 2016 – O konieczności wykonania drugiej edycji Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów w skali 1 : 25 000 – przykłady rewizji budowy geologicznej z wykorzystaniem podkładu lidarowego numerycznego modelu powierzchni terenu. *Prz. Geol.*, 64 (9): 597–603.
- WP/WLI 1990 – The International Geotechnical Societies' UNESCO Working Party for World Landslide Inventory. A suggested method for reporting a landslide. *Bull. Int. Assoc. Eng. Geol.*, 41: 5–12.
- WP/WLI 1993 – The International Geotechnical Societies' UNESCO Working Party for World Landslide Inventory. Multilingual landslide glossary. The Canadian Geotechnical Society, BiTech Publishers Ltd, Richmond BC, Canada: 1–7.
- WROŃSKA-WAŁACH D., PŁACZKOWSKA E., KRZEMIEN K. 2013 – Leje źródłowe jako systemy morfodynamiczne w obszarach górskich. *Prz. Geogr.*, 85 (1): 31–51.

Praca wpłynęła do redakcji 1.12.2016 r.

Akceptowano do druku 9.08.2017 r.