



Ruchy masowe a interpretacja budowy geologicznej – przykład osuwiska na górze Drogosz w paśmie Zaworów (Sudety Środkowe)

Aleksander Kowalski¹



Impact of mass movements on geological interpretation – an example of the Drogosz hill landslide within the Zawory Range (Central Sudetes). Prz. Geol., 65: 96–104.

Abstract. Recognition and precise delimitation of landslide-affected areas, especially in the mountains, have been a challenge so far. New opportunities emerged after dissemination of high-resolution Digital Elevation Models generated by Airborne Laser Scanning (ALS), which are also used to processing and visualization of geological data. This paper touches the issue in both aspects mentioned above, and presents results of morphometric analysis of a landslide on the northern slope of the Drogosz hill within the Zawory Range, in the southern part of the Krzeszów Basin (Central Sudetes). Attempts of reconstruction of the slip surface and estimation of total volume of the landslide colluvial fill were undertaken. Furthermore, differential maps were compiled. They were a basis for

the spatial distribution of thickness evaluation. The Drogosz hill landslide seems to be strictly related to the geological structure of the research area. The Zawory Range is composed of Upper Cretaceous, Lower Triassic (Buntsandstein) and Permian (Rotliegendes) rocks. Lack of recognition of landslide phenomena was probably the main reason of misleading interpretations of the Krzeszów area geology. The paper also provides comments on the existing concepts of the geological structure of the Krzeszów Basin, especially of the Łączna Anticline.

Keywords: landslides, geological mapping, LiDAR, the Sudetes, Krzeszów Basin

Rozpoznanie i precyzyjne wyznaczenie obszarów występowania zjawisk osuwiskowych jest utrudnione na terenach górskich. Wpływają na to przede wszystkim stopień pokrycia szatą roślinną oraz niekiedy intensywna gospodarka rolnicza. Trudności w identyfikacji osuwisk podczas terenowych prac kartograficznych wiążą się również z dużym podobieństwem form powstałych w następstwie ruchów masowych do wynikających z innych procesów powierzchniowych (Ozimek i in., 2010).

Nowe możliwości badań osuwisk i innych form transportu masowego pojawiły się w ostatnich latach wraz z upowszechnieniem wysokorozdzielczych numerycznych modeli powierzchni terenu (NMT). Ich przydatność na potrzeby analizy geomorfometrycznej była wielokrotnie podkreślana w literaturze światowej (m.in. McKean & Roering, 2004; Baldo i in., 2009), w tym w polskiej (m.in. Wężyk i in., 2008; Kasprzak & Traczyk, 2012). Bardzo szczegółowych informacji dotyczących ukształtowania powierzchni terenu dostarczają obecnie m.in. modele generowane z danych pozyskiwanych z tzw. lotniczego skaningu laserowego (ALS – *Airbone Laser Scanning*), znanego również pod nazwą LiDAR (ang. *Light Detection and Ranging*). Analizie lidarowych, numerycznych modeli powierzchni terenu w badaniach obszarów osuwiskowych poświęcono w polskiej literaturze wiele uwagi (m.in. Długosz, 2012; Graniczny i in., 2012; Wojciechowski i in., 2012; Łajczak i in., 2014; Migoń i in., 2014).

Sudety w przeciwieństwie do Karpat fliszowych, objętych stałym monitoringiem osuwisk w ramach Systemu Ochrony Przeciwośuwiskowej (SOPO) (Grabowski i in., 2008), są uznawane za obszar, na którym zjawiska osuwiskowe występują wyłącznie lokalnie. Do nielicznych kompleksowo rozpoznanych obszarów ruchów masowych w Sudetach należy zaliczyć wybrane pasma Gór Kamiennych

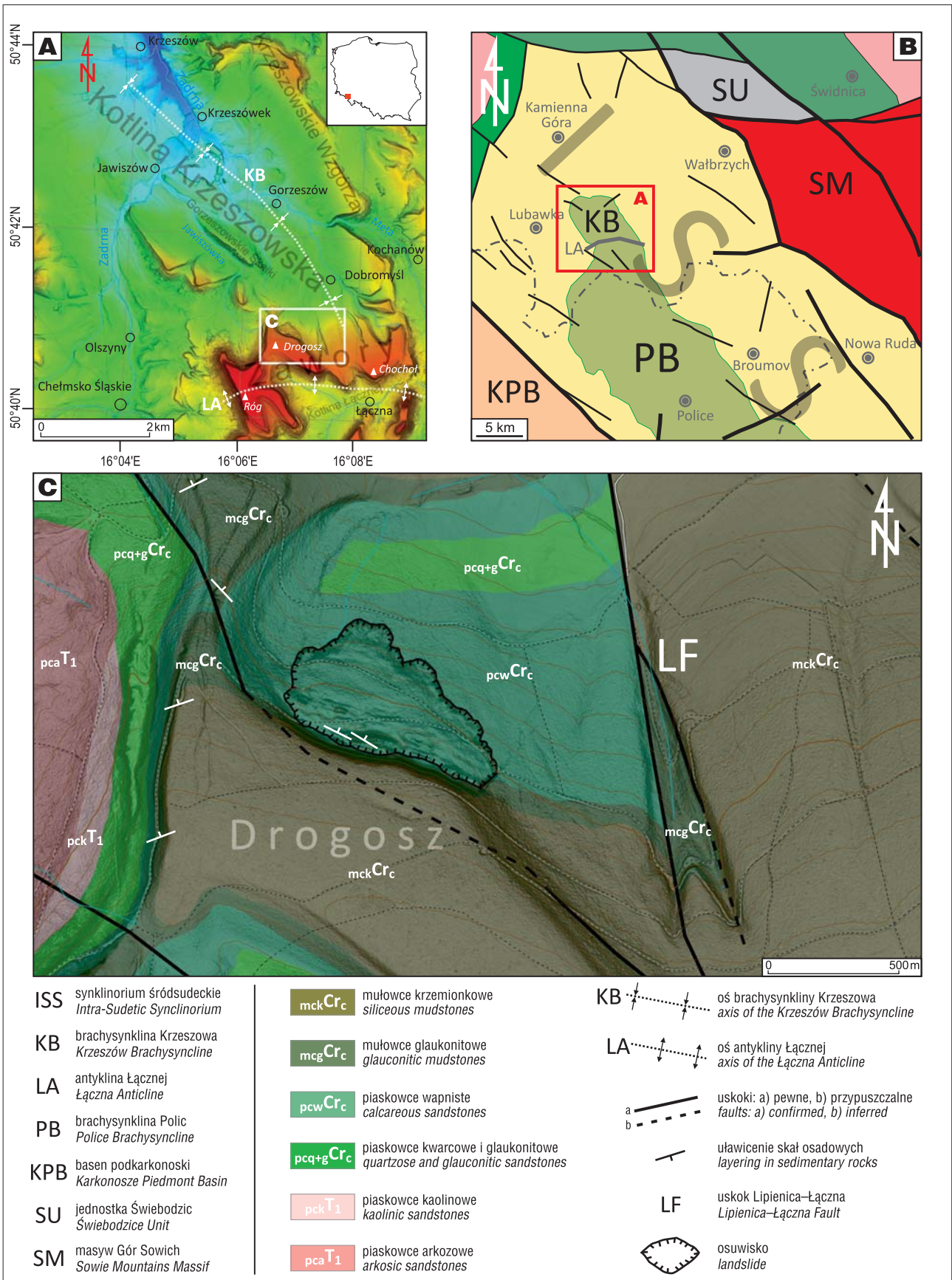
(Masyw Dzikowca, Masyw Lesistej Wielkiej oraz Góry Suche), w których dotychczas zinwentaryzowano i opisano kilkadziesiąt osuwisk (Synowiec, 2003; Migoń i in., 2010; Kasprzak & Traczyk, 2012; Migoń i in., 2014). Innymi obszarami, na których potwierdzono występowanie tych procesów są Masyw Śnieżnika (Parzoch i in., 2012) oraz Góry Bardzkie (Oberc, 1957). Obecność mniejszych form wzmiankowano również w Górach Bystrzyckich i w Górach Stołowych (Kasprzak i in., 2014).

Dotychczas na obszarze południowego obrzeżenia Kotliny Krzeszowskiej, zaliczanego do pasma Zaworów w Sudetach, zjawiska osuwiskowe nie były rozpoznane i opisywane. Na podstawie badań kartograficznych i analizy obrazu lidarowego NMT na północnych stokach góry Drogosz (681 m n.p.m.) stwierdzono zespół form wskazujący na przekształcenia rzeźby stoku przez procesy osuwiskowe. W pierwszej kolejności został wyznaczony zasięg powierzchni stokowej objętej tymi procesami i wykonano podstawową analizę morfometryczną. Następnie podjęto próbę stworzenia numerycznych modeli powierzchni poślizgu osuwiska. Pozwoliło to na szacunkowe obliczenie objętości koluwium osuwiskowego oraz wykonanie map różnicowych, które dały podstawę do oceny rozkładu miąższości osuwiska. Przedstawienie wyników tych prac jest celem tej publikacji, w której poczyniono też uwagi do interpretacji budowy geologicznej pasma Zaworów opisywanej przez Jerzykiewicza (1971) oraz Dona i innych (1981).

UKSZTAŁTOWANIE TERENU I BUDOWA GEOLOGICZNA

Według obowiązującego podziału fizycznogeograficznego Kotliny Krzeszowska stanowi centralną część mezoregionu Gór Kamiennych, położonego w Sudetach Środkowych

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



Ryc. 1. A – lokalizacja pasma Zaworów w Sudetach Środkowych oraz główne jednostki strukturalne na tym obszarze (wg Jerzykiewicza, 1969); B – szkic geologiczny północnej części synklinorium śródsudeckiego; C – mapa geologiczna okolic góry Drogosz z wyznaczonym zasięgiem osuwiska

Fig. 1. A – Location of the central part of the Zawory Range in the Central Sudetes and main structural units (after Jerzykiewicz, 1969); B – Geological sketch map of the northern part of the Intra-Sudetic Synclinorium; C – Geological map of the Drogosz hill area with the landslide marked

(Kondracki, 2002). Jest to śródgórska kotlina o długości ok. 8 km i szerokości ok. 5 km, z orientacją osi podłużnej NW–SE (ryc. 1A). Na południu, w okolicy miejscowości Łączna (ryc. 1A), Kotlina Krzeszowska graniczy z równoleżnikowym pasmem wzniesień o długości ok. 4,5 km, wchodzącym w skład pasma Zaworów, które jest uważane za północno-zachodnie przedłużenie czeskiej części Gór Stołowych (cz. *Broumovská vrchovina*). Geograficzna granica pomiędzy Kotliną Krzeszowską i Zaworami nie jest jednoznaczna, a w literaturze spotyka się na ten temat sprzeczne informacje (por. Staffa i in., 1997; Kondracki, 2002). Wysokości bezwzględne w północnej części tego pasma wynoszą od ok. 650,0 do 712,8 m n.p.m. Od zachodu są to kolejno wzniesienia: Róg (712,8 m n.p.m.), Drogosz (681 m n.p.m.) oraz Chochoł (673,1 m n.p.m.). Północne stoki Zaworów są długie i łagodnie nachylone w kierunku centrum niecki, a partie szczytowe tworzą rozległe spłaszczenia. Wyjątek stanowi część zachodnia ze wzniesieniami Róg oraz Drogosz, będącymi niemal izolowanymi masywami o płaskiej wierzchołku i stromych zboczach zachodnim i północnym oraz łagodniejszym wschodnim. Południowe stoki Zaworów to strome progi morfologiczne nachylone pod kątem do 25° w stronę równoleżnikowo zorientowanej kotliny Łącznej (Puc & Traczyk, 2006; ryc. 1A). Wyraźny związek wzgórz budujących to pasmo z litologią, zwłaszcza z uławiczeniem skał osadowych, z których są zbudowane, pozwala uznać je za kuesty (Tułaczyk, 1992). O intensywnych procesach grawitacyjnych na zboczach progów morfologicznych świadczy obecność takich zjawisk jak: ześlizgi zwietrzelinowe, osuwiska oraz blokowiska piaskowcowe zawierające bloki o średnicach nawet do 10 m, obserwowane na południowych zboczach góry Drogosz, zachodnich zboczach góry Róg oraz na południowo-zachodnich stokach grzbietu Gorzeszowskich Skałek. Opisane powyżej procesy wskazują na cofanie skarp morfologicznych, o czym świadczą również nisze źródłiskowe oraz rozcięcia erozyjne krawędzi masywów w postaci głęboko wciętych dolin.

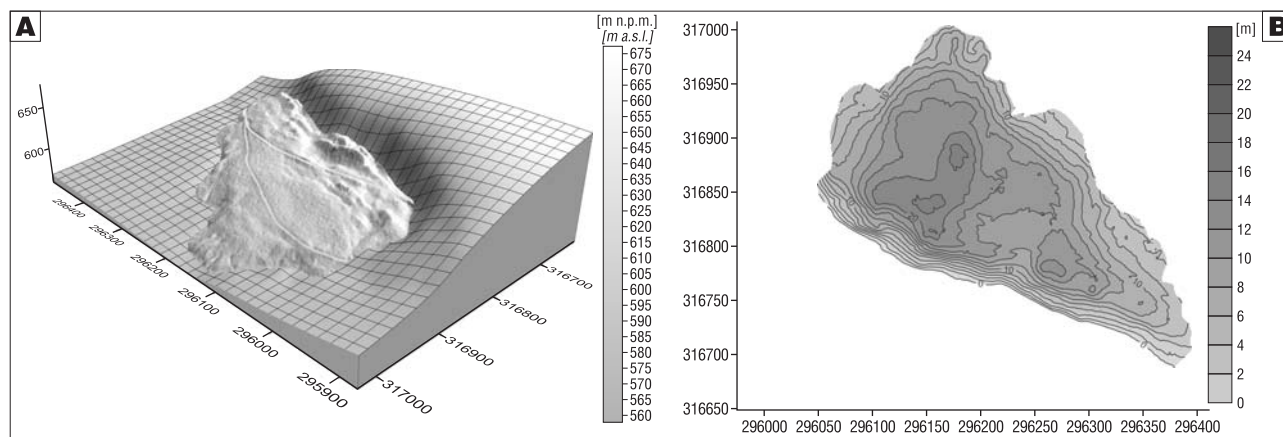
Opisane w dalszej części artykułu formy występują w południowej części jednostki strukturalno-geologicznej, określanej w literaturze jako brachysynklina Krzeszowa (Jerzykiewicz, 1969). Jest to regionalna jednostka niższego rzędu w obrębie synklinorium śródsudeckiego (ryc. 1B). Jest ona zbudowana z utworów kredy górnej, triasu dolne-

go (pstręgo piaskowca) oraz permu (czerwonego spągowca). Kreda okolic Krzeszowa stanowi wysunięty najdalej na północ, zachowany fragment śródsudeckiej pokrywy kredowej. Od sąsiedniej jednostki Polic (cz. *polická křídová pánev*; Soukup & Klein, 1964), położonej niemal w całości na obszarze Republiki Czeskiej, brachysynklinę Krzeszowa oddziela od południa pas utworów triasu nazywany tradycyjnie antykliną Łącznej (Petrascheck, 1933; Jerzykiewicz, 1969). Oś tej antykliny wyznacza grzbiet Zaworów oraz jego południowe stoki (ryc. 1A). Natomiast północne skrzydło antykliny Łącznej, wg Jerzykiewicza (1969), wyznacza tzw. południowa fleksura brzeżna, której obecność przejawia się zmianą kąta nachylenia uławiczenia skał kredy, od 0° do ok. 15°. Północny skłon fleksury przecina uskock Lipienica–Łączna (Don i in., 1981). Południowa fleksura brzeżna (wg Jerzykiewicza *op. cit.*) pokrywa się z północnymi stokami Zaworów.

METODYKA BADAŃ

Badania północnych stoków góry Drogosz przeprowadzono w latach 2013–2015 w trakcie wykonywania zdjęcia geologicznego południowej części brachysynkliny Krzeszowa i antykliny Łącznej. Dzięki precyzyjnemu pozycjonowaniu GPS była możliwa dokładna lokalizacja punktów dokumentacyjnych. Zasięg osuwiska (ryc. 1C) wyznaczono z wykorzystaniem numerycznego modelu terenu (NMT) LiDAR o rozdzielczości ok. 1×1 m. Analizę danych cyfrowych przeprowadzono w programach MicroDEM, Global Mapper oraz Quick Terrain Reader. Materiały kartograficzne i dane geologiczne opracowano w projekcji PUWG 1992.

W kolejnym etapie sporządzono numeryczny model powierzchni poślizgu osuwiska, zlokalizowanego na północnych stokach góry Drogosz. W tym celu na NMT wyznaczono najpierw zasięg bryły koluwium osuwiskowego, a następnie wykonano 30 profili równoległych do kierunku nachylenia stoku i równo od siebie oddalonych. Dla każdego z nich aproksymowano linię powierzchni poślizgu, zakładając, że jest ona cylindryczna (por. rozdz. „Dyskusja”), stanowi bezpośrednie przedłużenie głównej skarpy osuwiskowej i przechodzi przez jej podstawę stanowiącą równocześnie czoło osuwiska. Opisana metoda wyznaczania powierzchni poślizgu jest powszechnie używana w badaniach



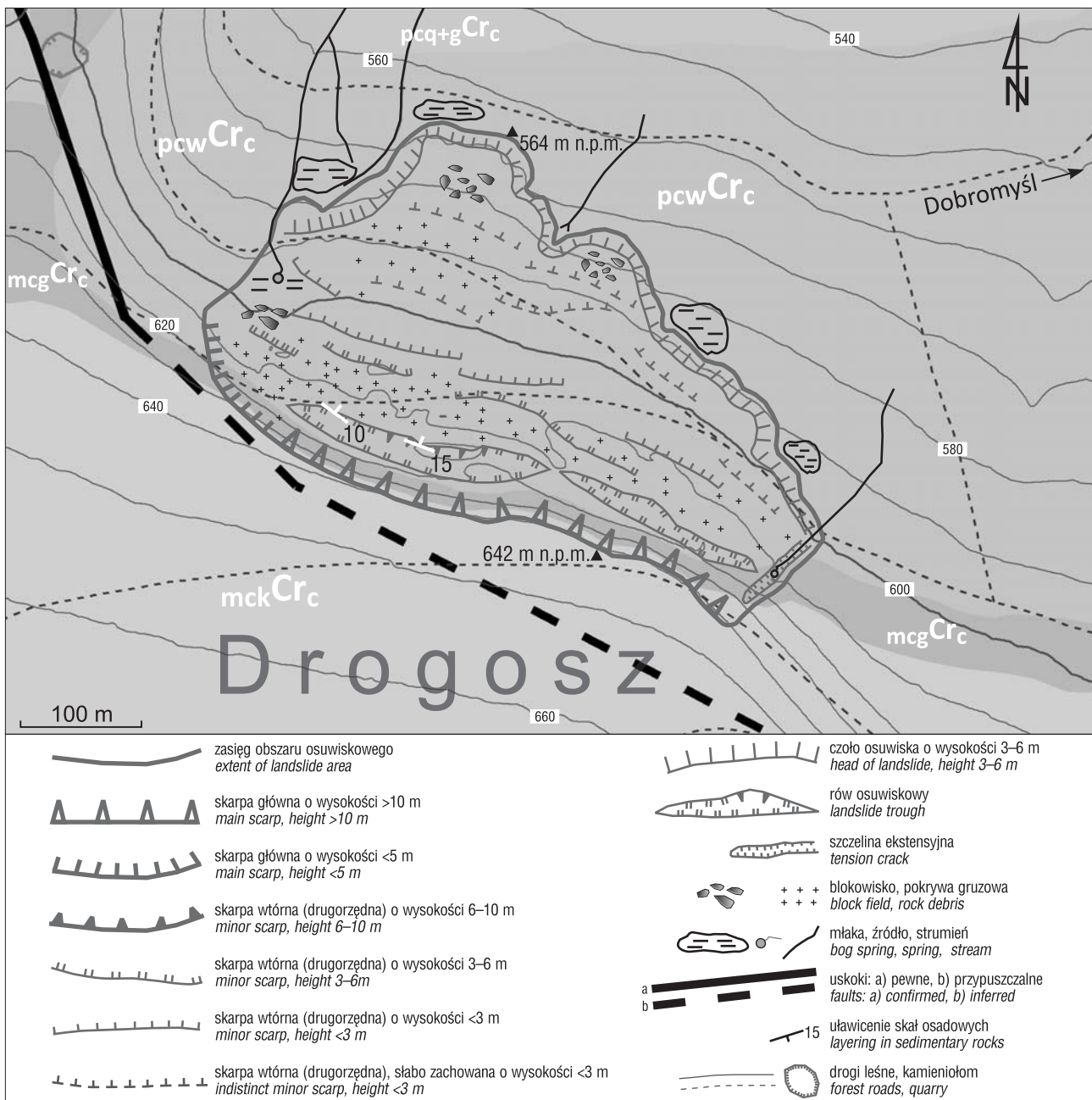
Ryc. 2. Rzeźba osuwiska na górze Drogosz (NMT Lidar) wraz z modelem powierzchni poślizgu (A) oraz mapa różnicowa rozkładu miąższości koluwiów osuwiskowych wykonana metodą kriginu (B). Osie na ryc. 2, 5, 6 – współrzędne metryczne PUWG 1992/19

Fig. 2. Morphology of the Drogosz hill landslide (DEM Lidar) with a slip surface model (A) and a differential map of the landslide colluvium thickness interpolated by the kriging method (B). Axes on Figs 2, 5, 6 – metric coordinates PUWG 1992/19

stateczności zboczy do celów geotechnicznych (por. Wiłun, 2013). Do najczęściej stosowanych metod określania współczynników stateczności zboczy należą tzw. metody równowagi granicznej (ang. *limit equilibrium methods*), zakładające istnienie cylindrycznych powierzchni poślizgu (m.in. Fellenius, 1936; Janbu, 1954; Bishop, 1955). Występowanie powierzchni poślizgu o kształcie cylindrycznym potwierdzają również obserwacje osuwisk typu rotacyjnego (m. in. Wilson & Keefer, 1983; Wen i in., 2004).

Uzyskane z przekrojów teoretyczne linie powierzchni poślizgu stanowiły podstawę do stworzenia trójwymiarowego modelu numerycznego (ryc. 2A) w postaci chmury punktów x y z. Do wykonania regularnej siatki punktów o rozdzielczości 1×1 m, tworzących powierzchnię poślizgu, wykorzystano metody interpolacji dostępne w programach Surfer 9.0 (Golden Software) oraz Move 14.2 (Midland Val-

ley). Dla nierównomiernie rozmieszczonych punktów jest zazwyczaj stosowana interpolacja dwoma głównymi metodami: kringingu oraz minimalnej krzywizny (*minimum curvature*; Goldsztejn & Skrzypek, 2004). W celu porównania powyższych metod z metodami interpolacji używanymi dla regularnych siatek punktów, zastosowano również metodę naturalnego sąsiedztwa (ang. *natural neighbour*) oraz metodę triangulacji z interpolacją liniową (ang. *triangulation with linear interpolation*). Mapy różnicowe wykonano dla siatki punktów numerycznego modelu powierzchni terenu LiDAR oraz utworzonego numerycznego modelu powierzchni poślizgu, co umożliwiło skalkulowanie miąższości osuwiska (ryc. 2B). Oszacowano także całkowitą objętość koluwium osuwiskowego. Podjęto próby wyznaczenia pierwotnej rzeźby stoku objętego procesami osuwiskowymi.



Ryc. 3. Szkic geomorfologiczny osuwiska na górze Drogosz. Objaśnienia symboli literowych jak na ryc. 1, budowa geologiczna zgodna z wydzieleniami na ryc. 1C

Fig. 3. Geomorphological sketch map of the Drogosz hill landslide. For explanation of letter symbols see Fig. 1; geology as in Fig. 1C

Charakterystyka osuwiska na górze Drogosz

Osuwisko znajduje się na północno-zachodnich stokach góry Drogosz (681 m n.p.m.) w paśmie Zaworów. Koluwium osuwiskowe ma nieregularny kształt i urozmaiconą rzeźbę.

W obrębie osuwiska można wyróżnić takie elementy jak: skarpa główna, rów osuwiskowy, skarpy wtórne, szczeliny podłużne i wyraźne jezory osuwiskowe (ryc. 3). Na stoku poniżej oraz w obrębie osuwiska stwierdzono młaki i źródła (ryc. 3, 4D). Źródła występują w części zachodniej oraz w



Ryc. 4. A – zachodnia część osuwiska na górze Drogosz; widoczna granica koluwium osuwiska (linia kropkowana z lewej) oraz wtórne skarpy w jego obrębie (linie drobnokropkowane z prawej); B – ześlizg zwietrzeliny (mułowce krzemionkowe) poniżej górnej krawędzi skarpy głównej; C – wtórne skarpy (linie przerywane) w obrębie osuwiska; D – młaki i bagniska na stoku u podnóża jezora osuwiskowego; E – spękania i ześlizgi (strzałka) na powierzchni drogi gruntowej w obrębie osuwiska; F – silnie spękanе mułowce glaukonitowe i mułowce krzemionkowe, w których utworzyła się skarpa osuwiska na górze Drogosz – odsłonięcie. Orientacja spękań na diagramie (strzałki)
Fig. 4. A – View of the western part of the Drogosz hill landslide. Note the boundary of landslide colluvium (to the left) and subordinate scarps within the colluvium; B – Debris slide (siliceous mudstones) below the upper edge of the main scarp; C – Minor scarps (dashed line) within the landslide; D – Bog springs and swamps on the slope at the base of the landslide tongue; E – Fractures and slides (arrow) on the road pavement transcussing the landslide; F – Outcrop of strongly fractured glauconitic and siliceous mudstones forming the main scarp of the landslide. Diagram shows an orientation of fractures (arrows)

Tab. 1. Charakterystyka morfometryczna osuwiska na górze Drogosz
Table 1. Morphometry of the Drogosz landslide

| | |
|---|---------|
| Powierzchnia osuwiska [m ²] / <i>Landslide area</i> | 87 800 |
| Wysokość [m n.p.m.] / <i>Height [m.a.s.l.]</i> | 564–642 |
| Długość [m] / <i>Length</i> | 300 |
| Szerokość [m] / <i>Width</i> | 500 |
| Średnie nachylenie [°] / <i>Average slope angle</i> | 25 |
| Wysokość skarpy głównej [m] / <i>Main scarp height</i> | 30 |
| Nachylenie skarpy głównej [°] / <i>Main scarp slope angle</i> | 40–47 |
| Wysokość czoła osuwiska [m] / <i>Height of landslide head</i> | 6 |
| Ekspozycja / <i>Exposure</i> | NE |

zagłębieniu (szczelinie) ograniczającym pakiet osuwiskowy od wschodu.

Całkowita powierzchnia osuwiska, bez uwzględnienia skarpy głównej, wynosi ok. 87 800 m² (tab. 1). Maksymalna długość pakietu osuwiskowego wynosi ok. 275 m, a największa szerokość ok. 500 m. Najwyższy punkt krawędzi głównej skarpy osuwiskowej znajduje się na wysokości 642 m n.p.m. Nachylenie głównej skarpy osuwiskowej jest anomalnie wysokie w porównaniu do przyległych zboczy i wynosi 40–47°. Maksymalna wysokość skarpy osuwiskowej osiąga 30 m, a czoła osuwiska wynosi ok. 6 m. Powierzchnia koluwium jest nachylona pod średnim kątem ok. 10°. Miąższość koluwium, określona na podstawie map różnicowych osiąga 23–24 m w części zachodniej osuwiska oraz 18–20 m w części wschodniej we wszystkich metodach interpolacji (ryc. 2B). Miąższość koluwium maleje w kierunku frontu jeziorów osuwiskowych do ok. 4,5–6,0 m, gdzie na powierzchni terenu stwierdzono skarpy o zbliżonej wysokości. Czoło osuwiska nie jest jednolite, składa się z kilku mniejszych łobów o długości do 50 m i maksymalnej szerokości do 100 m. Szacunkowa, całkowita objętość koluwium osuwiskowego, w zależności od zastosowanej metody interpolacji, wynosi 1 106 030–1 147 968 m³ (tab. 2).

W części centralnej i wschodniej osuwiska stwierdzono występowanie rowu osuwiskowego o długości ok. 300 m, ograniczonego od północy skarpy, której wysokość od strony rowu osiąga 6 m, zaś od strony koluwium osuwiskowego – nawet 10 m. W części zachodniej nie występuje wyraźny rów osuwiskowy. W obrębie osuwiska stwierdzono liczne skarpy wtórne o długości do 70 m i wysokości do 10 m (ryc. 3). Ich orientacja jest równoległa do kierunku rozciągłości strefy koluwalnej. Wysokość i długość skarp maleje w kierunku czoła osuwiska (ryc. 3). Na wschodnim skraju koluwium osuwiskowego występuje wydłużone zagłębienie terenu, przyjmujące formę szczeliny, o długości ok. 80 m i głębokości do 5 m, o przebiegu NE–SW.

Litologia podłoża i materiał skalny koluwium osuwiskowego

Najwyższe partie Zaworów są zbudowane z mułowców krzemionkowych (gez i spongiolitów) cenomanu wyższego, nachylonych pod niewielkim kątem 5–10° w kierunku północnym (ryc. 1C). Odporne na wietrzenie skały powodują występowanie stromo nachylonych stoków (23–26°) o prostoliniowym profilu podłużnym. Podnóża stromo nachylonych, północnych stoków góry Drogosz, wykazują nachylenie zbliżone do kąta upadu ławic utworów cenomanu (10°).

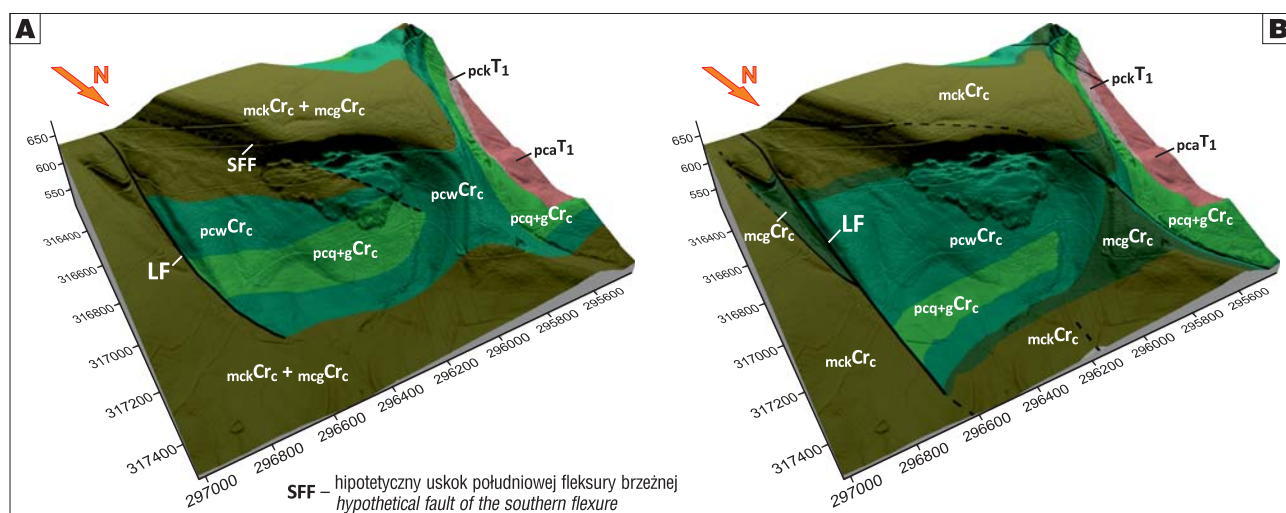
Główna skarpa osuwiskowa jest założona w mułowcach krzemionkowych i mułowcach oraz niżej leżących piaskowcach wapnistych i ciosowych (glaukonitowych) cenomanu (ryc. 1C). W piaskowcach tych stwierdzono obecność regularnej sieci spękań ciosowych przecinających się pod kątem zbliżonym do prostego. Powierzchnie spękań są nachylone pod kątem ok. 80–90°. Mułowce glaukonitowe i mułowce krzemionkowe charakteryzują się gęstym i nieregularnym systemem spękań o nachyleniu 70–90°. Spękania o orientacji WNW–ESE (ryc. 4F) pokrywają się z przebiegiem głównej skarpy osuwiskowej.

Materiał skalny występujący w osuwisku oraz odsłaniający się w skarpach i progach osuwiskowych charakteryzuje się własnościami zbliżonymi do zwietrzelin i pokryw stokowych utworów kredy górnej na obszarze badań (Don i in., 1981). Przeważa materiał gruzowy i blokowy (ryc. 3, 4B). W górnej części koluwium, w obrębie skarpy rowu osuwiskowego, stwierdzono ciąg odsłoneń piaskowców wapnistych oraz odsłonięcie mułowców glaukonitowych cenomanu. Ich uławicenie wynosi 10–15° w kierunku NNE. W strefie osuwiska, zwłaszcza w jego północnej części (ryc. 3), występują pokrywy blokowe (bloki do 1,5 m średnicy) piaskowców glaukonitowych cenomanu. Przez obszar koluwium osuwiskowego przebiegają dwie utwardzone drogi gruntowe. Podczas prac kartograficznych zaobserwowano zniszczenia powierzchni dróg w postaci spękań i zsuwów (ryc. 4E). Zniszczenia te służby leśne bezskutecznie usuwają, utwardzając i wypełniając tłuczniem powstałe ubytki.

DYSKUSJA

Cechy morfologiczne osuwiska na górze Drogosz wskazują na jego złożoną genezę. Górna część przemieszczonego materiału, w tym odspojone od macierzystego masywu piaskowcowe bloki skalne oraz rów osuwiskowy, wykazuje cechy typowe dla początkowego stanu rozwoju osuwiska związanego ze stromo nachyloną powierzchnią uskoku (Kowalski, 2015). W miarę oddalania się od skarpy głównej powierzchnia uskokowa zmniejsza swoje nachylenie w sposób typowy dla powierzchni listrycznej. Skutkiem tego jest brak lub niewielka rotacja bloków w górnej części osuwiska. Powyższa teza wynika z obserwacji terenowych potwierdzających obecność uskoku o podobnej orientacji i geometrii powierzchni w bezpośrednim sąsiedztwie przemieszczonych mas skalnych (ryc. 1C, 3). Główna skarpa osuwiskowa może zatem w tym przypadku być odsłoniętym fragmentem powierzchni uskokowej (Margielewski, 2009). Obecność głównej powierzchni poślizgu związanej z uskokiem listrycznym postulowana była m.in. dla osuwisk karpaccich (Sikora, 2015). W przypadku osuwiska na górze Drogosz, obserwacje terenowe stanowiły dla autora główny argument za przyjęciem cylindrycznego kształtu powierzchni poślizgu przy konstrukcji modelu.

Dyskusyjny pozostaje wiek powstania omawianego przemieszczenia skał. W rozważaniach dotyczących wieku osuwisk w Górach Kamiennych, Synowiec (2003) zasugerował możliwość późnoglacialnego lub wczesnoholoceniowego okresu głównego rozwoju niektórych form. Na utrzymującą się niestabilność stoków w Górach Kamiennych wskazują również Migoń i inni (2014). Osuwisko z góry Drogosz wykazuje współczesne przejawy aktywności, takie jak zde-



Ryc. 5. Model budowy geologicznej okolic góry Drogosz wg Jerzykiewicz (1971) oraz Dona i in. (1981) (A) i jego reinterpretacja na podstawie rozpoznanego osuwiska (B). Budowa geologiczna zgodna z wydzieleniami na ryc. 1C

Fig. 5. Geological model of the Drogosz hill area after Jerzykiewicz (1971) and Don et al. (1981) (A) and its reinterpretation based on the landslide (B). Geology as in Fig. 1C

formowane powierzchnie dróg, czy obecność tzw. „pijanego lasu” w obrębie koluwium osuwiskowego. Elementy rzeźby osuwiskowej są na ogół bardzo dobrze zachowane (rów osuwiskowy, skarpy wtórne; ryc. 4C). Może to również sugerować współczesną aktywność osuwiskową na tym obszarze.

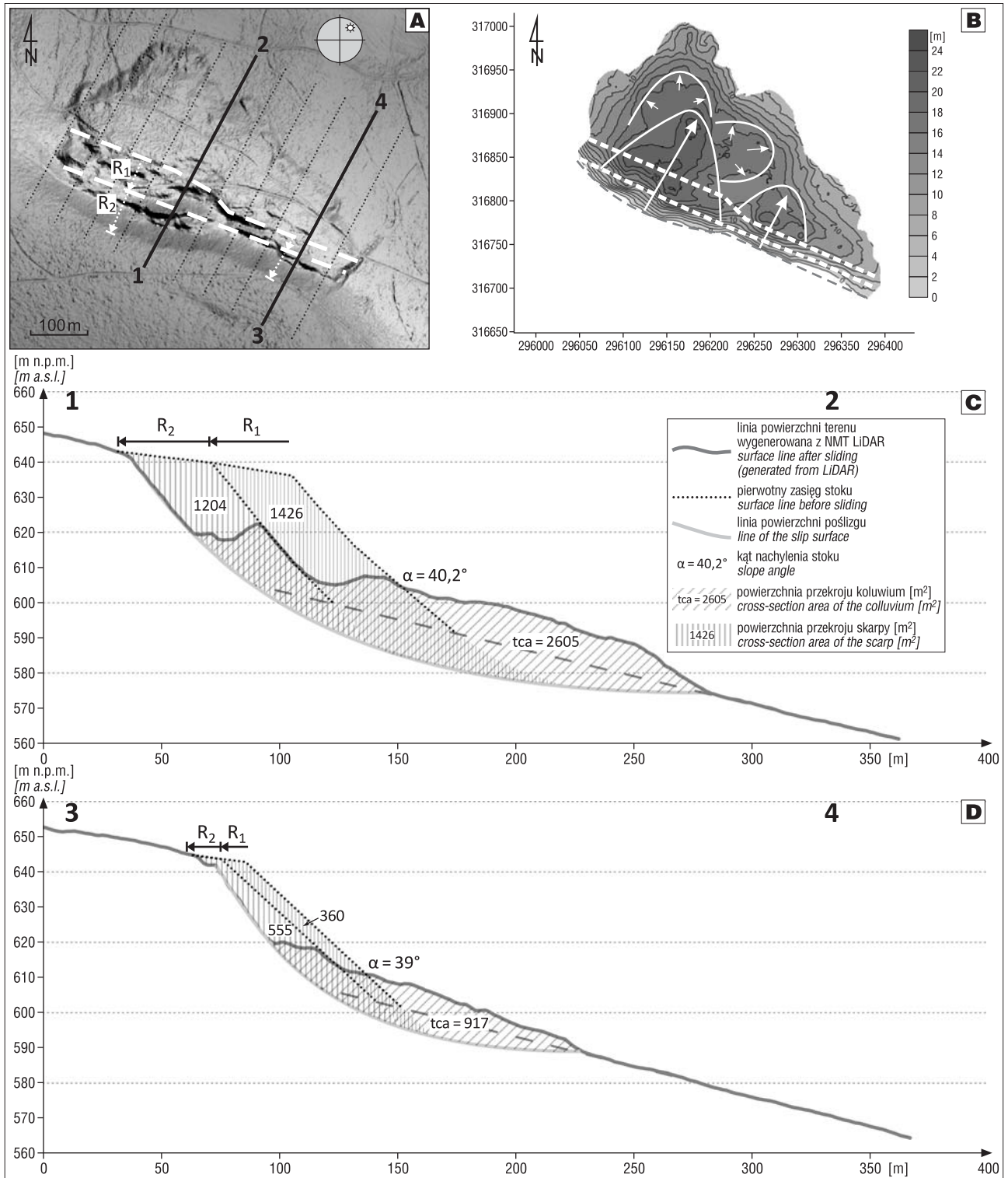
Ważnym zagadnieniem dla geologii tego regionu jest problem fleksur brzeżnych brachysynkliny Krzeszowa i antykliny Łącznej (Jerzykiewicz, 1969). Na arkuszu Lubawka, Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów w skali 1 : 25 000 (Don i in., 1979) fragment uskoku Lipienica–Łączna został wkreślony na północnych stokach góry Drogosz, w strefie osuwiska. Zasięg skrzydła zrzuconego na hipotetycznym uskoku pokrywa się z zasięgiem osuwiska. Amplituda przemieszczeń na postulowanym uskoku wynosi 20 m (Jerzykiewicz, 1971). Wartość ta pokrywa się w przybliżeniu z minimalną wysokością głównej skarpy osuwiskowej. Jednak najprawdopodobniej przemieszczenie i nieznaczna rotacja pakietów piaskowców wapienistych cenomanu były pośrednią przyczyną błędnej interpretacji budowy geologicznej obszaru badań (ryc. 5A). Na podstawie obserwacji terenowych i wykonanego zdjęcia geologicznego antykliny Łącznej nie stwierdzono obecności deformacji ciągłych, a zatem również fleksur (*sensu* Jerzykiewicz, 1969). Zmiana orientacji i kąta upadu warstw w skali regionalnej wiąże się z obecnością systemów uskokowych. Osuwisko na górze Drogosz potęguje efekt zmiany orientacji uławicenia na północnych stokach Zaworów. Obecność uskoku w sąsiedztwie skarpy osuwiskowej została potwierdzona metodami kartograficznymi (por. ryc. 1C). Uskoki te mają jednak nieznaczną amplitudę zrzutu. O występowaniu uskoku może świadczyć również zmiana przebiegu krawędzi głównej skarpy osuwiskowej w zachodniej części góry Drogosz. Uskok Lipienica–Łączna przebiega na wschód od góry Drogosz, pomiędzy jej szczytem (681 m n.p.m.) a bezimennym wierzchołkiem o wysokości ok. 650 m n.p.m. (ryc. 5B).

WNIOSKI

Osuwisko na górze Drogosz rozwinęło się w heterolitycznej serii skał osadowych kredy górnej. W wyższej części skarpy głównej osuwiska występują odporne na wietrzenie

mułowce krzemionkowe, w dolnym odcinku stoku objętego procesami osuwiskowymi – piaskowce wapieniste i piaskowce ciosowe. Kontrast litologiczny, obecność gęstej sieci spękań (ryc. 4F) i uskoku na północnych stokach góry Drogosz są najprawdopodobniej głównymi czynnikami odpowiedzialnymi za wyraźnie nasilone ruchy masowe na tym obszarze.

Główne elementy rzeźby osuwiska są bardzo dobrze zachowane. Wymienić należy tu przede wszystkim wyraźny rów osuwiskowy oraz skarpy wtórne (ryc. 4A). Występowanie bloków piaskowców wapienistych cenomanu górnego w skarpie rowu osuwiskowego, a szczególnie ich cechy strukturalne (brak zmiany orientacji spękań w stosunku do przyległych obszarów nieobjętych ruchami masowymi, nieznaczna rotacja) oraz morfologia koluwium dały podstawy do rekonstrukcji przypuszczalnego mechanizmu oraz kierunku transportu mas skalnych (ryc. 6B). Stok skarpy rowu osuwiskowego nie wykazuje różnic w nachyleniu zboczy w stosunku do przyległej skarpy głównej osuwiska (ok. 40–45° w części zachodniej i 35–40° w części wschodniej osuwiska – por. ryc. 6C, D). Pozwala to przypuszczać, że materiał koluwalny górnej części stoku stanowią pakiety osuwiskowe, które podczas ześlizgu nie uległy lub zostały poddane minimalnej (do 5°) rotacji. Stanowiły one również wtórne powierzchnie poślizgu w obrębie koluwium. Uwzględniając powyższe tezy, podjęto próbę rekonstrukcji pierwotnego zasięgu północnych stoków góry Drogosz na obszarze objętym osuwiskiem (ryc. 6C, D). Analiza porównawcza pola powierzchni przemieszczonych mas skalnych z polem powierzchni pierwotnego stoku na 10 równoległych przekrojach pozwala przypuszczać, że zasięg stoku nie wykraczał poza obszar górnej części osuwiska o dobrze zachowanej rzeźbie (ryc. 6A). W środkowej i dolnej części stoku wyraźne elementy rzeźby osuwiskowej stopniowo zanikają, prawdopodobnie w wyniku znacznych przemieszczeń i rotacji materiału skalnego. Świadczy o tym również obecność blokowisk piaskowców glaukonitowych występujących w jezorach osuwiskowych, mimo że ich wychodnie występują poniżej osuwiska (por. ryc. 1C). Wskazuje to na możliwość rozwinięcia dolnej części powierzchni poślizgu w piaskowcach glaukonitowych.



Ryc. 6. Przepuszczalny, pierwotny zasięg skarpy morfologicznej góry Drogoz (A – linia przerywana) na podstawie przekrojów przez osuwisko (C, D) oraz kierunek ruchu mas koluwalnych zrekonstruowany na podstawie map miąższości (B)

Fig. 6. Presumable initial extent of the Drogoz hill morphological scarp (A – dashed line) based on cross-sections through the landslide (C, D), and direction of movements of colluvial masses, reconstructed from thickness maps (B)

Rozpoznanie osuwiska na górze Drogoz może mieć wpływ na dotychczasowe poglądy dotyczące budowy geologicznej brachysynkliny Krzeszowa i antykliny Łącznej. Opisana forma stanowi przykład zależności morfologii terenu i budowy geologicznej, których dostrzeżenie i dalsza interpretacja ma fundamentalne znaczenie dla kartografii geologicznej. Numeryczne modele powierzchni terenu stanowią duże ułatwienie w wyznaczeniu i precy-

zyjnej lokalizacji granic litologicznych i tektonicznych na podstawie licznych przesłanek. Nie było to do tej pory w pełni możliwe podczas wykonywania tradycyjnych prac kartograficznych, zwłaszcza na obszarach górskich. Osuwisko na górze Drogoz wymaga dalszych badań, których celem będzie uwiarygodnienie przedstawionych w artykule też zarówno na temat geometrii powierzchni poślizgu, jak i wieku procesów osuwiskowych.

Dane LiDAR zostały wykorzystane przez autora na podstawie licencji DIO.DFT.DSI.7211.1619.2015_PL_N wydanej 4.04.2015 r. przez Głównego Geodetę Kraju dla Wydziału Nauk o Ziemi i Kształtowania Środowiska Uniwersytetu Wrocławskiego. Autor pragnie serdecznie podziękować prof. Piotrowi Migoniowi oraz anonimowemu Recenzentowi za wnikliwe i cenne uwagi, które przyczyniły się do znacznego udoskonalenia pierwszej wersji artykułu. Dziękuję dr. hab. Jurandowi Wojewodzie za wsparcie i pomoc w badaniach kartograficznych. Za dyskusję tekstu dziękuję również dr. Romanowi Gotowale i dr. Arturowi Sobczykowi. Podziękowania za merytoryczne uwagi i wskazówki kieruję do Redaktora Naczelnego, dr. hab. Andrzeja Gąsiewicza. Za przygotowanie publikacji do druku dziękuję Redakcji Przeglądu Geologicznego.

LITERATURA

- BALDO M., BIOCCHI C., CHIOCCHINI U., GIORDAN D. & LOLLINO G. 2009 – LIDAR monitoring of mass wasting processes: The Radicofani landslide, Province of Siena, Central Italy. *Geomorphology*, 105: 193–201.
- BISHOP A.W. 1955 – The use of the slip circle in the stability analysis of slopes. *Geotechnique*, 5: 7–17.
- DLUGOSZ M. 2012 – Digital Terrain Model (DTM) as a tool for landslide investigation in the Polish Carpathians. *Studia Geom. Carp.-Balc.*, 46: 5–23.
- DON J., JERZYKIEWICZ T., TEISSEYRE A.K. & WOJCIECHOWSKA I. 1979 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów, arkusz Lubawka 1 : 25 000. Inst. Geol., Warszawa.
- DON J., JERZYKIEWICZ T., TEISSEYRE A.K. & WOJCIECHOWSKA I. 1981 – Objąszenia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów, arkusz Lubawka 1 : 25 000. Inst. Geol., Warszawa.
- FELLENUS W. 1936 – Calculation of the stability of earth dams. [W:] *Proceedings of the Second Congress of Large Dams*. Washington D.C., 4: 445–463.
- GOLDSZTEJN P. & SKRZYPEK G. 2004 – Wykorzystanie metod interpolacji do numerycznego kreślenia map powierzchni geologicznych na podstawie nieregularnie rozmieszczonych danych. *Prz. Geol.*, 52 (3): 233–236.
- GRABOWSKI D., MARCINIĘC 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 Łańnicy (gmina Lanckorona), Pogórze Wielkie, Karpaty zewnętrzne. *Prz. Geol.*, 60 (2): 89–94.
- JANBU N. 1954 – Applications of composite slip surfaces for stability analysis. [W:] *Proceedings of the European Conference on the Stability of Earth Slopes*. Stockholm, 3: 39–43.
- JERZYKIEWICZ T. 1969 – The brachysyncline of Krzeszów as a Tectonic Unit (Middle Sudetes). *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. Géol. Géogr.*, 17 (1): 37–41.
- JERZYKIEWICZ T. 1971 – Kreda okolic Krzeszowa. *Geol. Sudetica.*, 5: 281–318.
- KASPRZAK M. & TRACZYK A. 2012 – Uwarunkowania rozwoju osuwisk w środkowej części Gór Kamiennych (Sudety). *Landform Analysis*, 20: 65–77.
- KASPRZAK M., DUSZYŃSKI F., MICHNIEWICZ A., ROŻYCKA M. & MIGOŃ P. 2014 – Landslide recognition using airborne LiDAR and electrical resistivity tomography – a contribution to the contemporary geodynamics of the Sudetes. [W:] 15th Czech-Polish Workshop “On recent geodynamics of the Sudeten and Adjacent areas” 5–8 November 2014. Karlov pod Pradědem, Czechy.
- KONDRACKI J. 2002 – *Geografia Regionalna Polski*, wyd. 3. PWN, Warszawa.
- KOWALSKI A. 2015 – Geodynamically active fault-related landslide on the Drogosz Hill (Intrasudetic Synclinorium). [W:] 16th Czech-Polish Workshop “On recent geodynamics of the Sudeten and Adjacent areas” 5–7 November 2015. Srebrna Góra.
- 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. 2009 – Problematyka osuwisk strukturalnych w Karpatach fliszowych w świetle zunifikowanych kryteriów klasyfikacji ruchów masowych – przegląd krytyczny. *Prz. Geol.*, 57 (10): 905–917.
- McKEAN J. & ROERING J. 2004 – Objective landslide detection and surface morphology mapping using high-resolution airborne laser altimetry. *Geomorphology*, 57: 331–351.
- MIGOŃ P., PÁNEK T., MALIK I., HRÁDECKÝ 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.
- OBERC J. 1957 – Region Gór Bardzkich (Sudety). *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- OZIMKOWSKI W., RUBINKIEWICZ J., ŚMIGIELSKI M. & KONON A. 2010 – Metodyka prac analitycznych i kartograficznych w problematyce osuwisk karpackich w Polsce (w ramach projektu Systemu Osłony Przeciwośuwiskowej SOPO). Liber, Warszawa.
- PARZÓCH K., PAWLIK Ł., SOLARSKA A. & WITEK M. 2012 – Osuwisko na stokach Średniaka w Masywie Śnieżnika Kłodzkiego w 2011 roku. *Prz. Geol.*, 15: 197–208.
- PETRASCHECK W. 1933 – Der böhmische Anteil der Mittelsudeten und sein Vorland. *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, 26: 1–136.
- PUC B. & TRACZYK A. 2006 – Rzeźba strukturalna Zaworów w okolicach Chełmska Śląskiego (Sudety Środkowe). *Prz. Geol.*, 9: 169–178.
- SIKORA R. 2015 – Rola struktury podłoża w powstawaniu osuwisk na przykładzie rejonu Baraniej Góry (Beskid Śląski). *Ogólnopolska Konferencja OISUWISKO, Materiały konferencyjne*. Wieliczka: 67–68.
- SOUKUP V. & KLEIN V. 1964 – Česká křídová pánev. [W:] Svoboda J. (red.), *Regionální Geologie ČSSR. Díl I, Český Masív, Sv. 2. Algonkium AŽKvartér. Ústřední ústav geologický, Praha: 274–310*.
- STAFFA M., MAZURSKI K.R., CZERWIŃSKI J., PISARSKI G. & POTOCKI J. 1997 – *Słownik Geografii Turystycznej Sudetów: Kotlina Kamiennogórska, Wzgórze Bramy Lubawskiej, Zawory. I-BIS, Wrocław*.
- SYNOWIEC G. 2003 – Formy osuwiskowe w Górach Kamiennych. *Prz. Geol.*, 51 (1): 59–65.
- TUŁACZYK S. 1992 – Cuesta landscape in the middle part of the Sudety Mts. *Geogr. Polonica*, 60: 137–150.
- WEN B., WANG S., WANG E. & ZHANG J. 2004 – Characteristics of rapid giant landslides in China. *Landslides*, 4: 247–261.
- WĘŻYK P., BOROWIEC N., SZOMBARA S. & WAŃCZYK R. 2008 – Generowanie numerycznych modeli powierzchni oraz terenu w Tatrach na podstawie chmury punktów z lotniczego skaningu laserowego (ALS). *Arch. Fotogrametrii, Kartografii i Teledetekcji*, 18: 651–661.
- WILSON R.C. & KEEFER D.K. 1983 – Dynamic analysis of a slope failure from the 6 August 1979 Coyote Lake, California, earthquake. *Bull. Seismolog Soc. America*, 73: 863–877.
- WIŁUN Z. 2013 – *Zarys Geotechniki*, wyd. 10. Wydaw. Komunikacji i Łączności, Warszawa.
- 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.

Praca wpłynęła do redakcji 3.09.2015 r.

Akceptowano do druku 12.02.2016 r.