

# Litologiczne i tektoniczne uwarunkowania rozwoju rozległej formy osuwiskowej w dolinie Ścinawki w Sudetach (synklinorium śródsudeckie)

Aleksander Kowalski<sup>1</sup>, Grzegorz Pacanowski<sup>2</sup>, Joanna Brytan<sup>1</sup>



A. Kowalski

G. Pacanowski

J. Brytan

**Lithological and tectonic controls on the development of a large landslide in the Ścinawka Valley, Sudetes (Intra-Sudetic Synclinorium).** Prz. Geol., 74: 252–268; doi: 10.7306/2026.20

**Redaktor prowadząca: Maria Przyłucka**

*Abstract.* In this study, we present the results of detailed geological and geomorphological mapping combined with LiDAR-derived digital terrain model (DTM) analyses and electrical resistivity tomography (ERT), which enabled the identification and interpretation of a previously unrecognized large landslide in the Ścinawka River Valley (Central Sudetes, SW Poland). The landslide covers an area of 37.4 ha and is the second-largest,

non-anthropogenic landslide form documented so far in the Sudetes (SW Poland). The landslide developed within upper Carboniferous–lower Permian sedimentary rocks of the Ścinawka Anticline (Intra-Sudetic Synclinorium), in the vicinity of the Krajanów–Ścinawka Fault Zone. The landslide morphology is characterized by a long head scarp and a system of secondary scarps and internal benches, locally exhibiting back-tilting, particularly in the northern part of the colluvium. ERT imaging revealed pronounced resistivity contrasts interpreted as internally heterogeneous landslide colluvium composed of displaced sandstone and fine-grained packages with variable water content. The colluvium overlies more resistive bedrock, and the boundary between the units commonly shows a listric geometry, consistent with the slip-surfaces morphology inferred from surface observations and LiDAR-based terrain analysis. In addition, narrow subvertical low-resistivity zones were identified and interpreted as fault zones within the landslide basement. The combined geomorphic and geophysical evidence indicates predominantly rotational displacement and suggests that the landslide may locally exhibit a compound character. Our results highlight the key role of lithological contrasts (i.e. massif anisotropy) and tectonic structures in controlling the development of large landslide forms in the Sudetes, and demonstrate the value of integrating detailed geological mapping, LiDAR-based geomorphometry, and ERT imaging to resolve landslide internal architecture and slip-surface geometry.

**Keywords:** mass movements, rotational landslide, compound landslide, LIDAR-based DTMs analysis, Sudetes, ERT imaging

W ostatnich dekadach coraz większą uwagę poświęca się rozpoznaniu i dokumentowaniu przejawów ruchów masowych, w tym osuwisk, na obszarze polskiej części Sudetów (np. Migoń i in., 2014a, b, 2017a; Kowalski, 2018; Sikora, Wojciechowski, 2019, 2021). Podatność osuwiskowa górskiej części Dolnego Śląska jest określana jako średnia, ale miejscami również jako duża i bardzo duża (Wójcik, Wojciechowski 2016, Wojciechowski, 2019). Sikora i Wojciechowski (2019), analizując formy występujące w warunkach naturalnych na stokach górskich, jak również osuwiska pochodzenia antropogenicznego, szacują, że 8% obszaru Sudetów może być szczególnie narażone na rozwój osuwisk. Za podatne osuwiskowo są uznawane zwłaszcza Góry Kamienne, w tym pasmo Gór Suchych (Synowiec, 2003; Migoń i in., 2010, 2014a, 2017a, b; Kasprzak, Traczyk, 2012) oraz Góry Bardzkie (Sikora i in., 2016; Jancewicz, Traczyk, 2017; Sikora, Wojciechowski, 2019). Wysoka podatność osuwiskowa i relatywnie duże nagromadzenie form osuwiskowych w obrębie wymienionych pasm górskich nie są przypadkowe. Rozwój osuwisk jest w dużej mierze związany z współwystępowaniem skał o odmiennych właściwościach reologicznych. W Górach Kamiennych na obszarze synklinorium śródsudeckiego osuwiska rozwijały się najczęściej w masywnych

skałach magmowych, takich jak trachyandezyty, trachybazalty oraz ryolity i ich tufy, zalegających na podatnych na odkształcenia utworach drobnoklastycznych i ilastych – piaskowcach, mułowcach i iłowcach (m.in. Migoń i in., 2010, 2014a, b, 2017a). Z kolei w Górach Bardzkich formy osuwiskowe koncentrują się w regionach współwystępowania skał osadowych o zróżnicowanym uziarnieniu oraz intensywnych zaburzeniach tektonicznych, zarówno o charakterze kruchym (uskoki), jak i podatnym (fałdy; Sikora i in., 2016; Sikora, Wojciechowski, 2019).

Dotychczasowe, szczegółowe badania prowadzone w pozostałych pasmach górskich Sudetów, w tym m.in. w Górach Stołowych (Migoń, Kasprzak, 2011; Kowalski, 2017a; Duszyński i in., 2017), Sowich (Kowalski, 2018), Wałbrzyskich (Kotwicka i in., 2019), Bystrzyckich (Różycka i in., 2015, 2016; Migoń i in., 2016), Masywie Śnieżnika (Makoś, Sobczyk, 2018) czy na Pogórzu Kaczawskim (Kowalski, Wojewoda, 2017; Kowalski i in., 2019) i Izerskim (Kowalski, 2017b; Kowalski i in., 2018), umożliwiły rozpoznanie regionalnych uwarunkowań rozmieszczenia form osuwiskowych oraz przedstawienie ogólnej oceny roli budowy geologicznej, która stanowi jeden z głównych czynników wpływających na ich rozwój (m.in. Migoń i in., 2014a, b, 2017a; Kowalski, Makoś,

<sup>1</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Dolnośląski, al. Jaworowa 9, 50-204 Wrocław; [aleksander.kowalski@pgi.gov.pl](mailto:aleksander.kowalski@pgi.gov.pl); ORCID ID: 0000-0003-4963-3995

<sup>2</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; ORCID ID: G. Pacanowski – 0000-0001-9045-3262; J. Brytan – 0009-0000-2038-8549

2019; Sikora, Wojciechowski, 2019, 2021). Obserwuje się wyraźny związek genetyczny osuwisk rozwiniętych w skałach zwięzłych z powierzchniami nieciągłości obecnymi w górotworze, takimi jak spękania, powierzchnie uławicenia (lub foliacji w skałach metamorficznych) oraz powierzchnie uskokowe (Dikau i in., 1996). W ostatnim czasie podejmowano również próby ilościowej i jakościowej oceny zagrożeń osuwiskowych (Migoń i in., 2014b), w tym zagrożeń stabilności zabudowy i infrastruktury technicznej znajdującej się na rozpoznanych osuwiskach w Sudetach (Sikora, 2022).

W niniejszym artykule przedstawiono wyniki szczegółowych prac kartograficznych, analiz numerycznych modeli terenu (NMT) LiDAR oraz badań geofizycznych wykonanych metodą tomografii elektrooporowej (*electrical resistivity tomography* – ERT), które umożliwiły rozpoznanie i dalszą interpretację genezy rozległej, nieznaney dotychczas formy osuwiskowej w dolinie Ścinawki w Sudetach Środkowych. Pod względem powierzchni (37,4 ha) jest to druga co do wielkości, pojedyncza forma osuwiskowa rozpoznana dotychczas w Sudetach (nie biorąc pod uwagę rozległych osuwisk o genezie antropogenicznej), po osuwisku wschodnim na górze Toczek w Górach Bystrzyckich (43 ha; Migoń i in., 2016). Warto przy tym zaznaczyć, że na górze Toczek występuje największy w Sudetach zespół trzech osuwisk o łącznej powierzchni ok. 67 ha (Kasprzak i in., 2014; Różycka i in., 2015; Gotowała i in., 2016; Migoń i in., 2016). Większe powierzchniowo osuwiska stwierdzano na Dolnym Śląsku m.in. na powierzchniach kopalnianych zwałowisk (np. Bednarczyk, 2019, 2025). Osuwisko w dolinie Ścinawki rozwinęło się w górnokarbońskich i dolnopermskich skałach osadowych, na obszarze antykliny Ścinawki (synklinorium śródsudeckie), w sąsiedztwie uskoku Krajanów–Ścinawka. Przeprowadzone analizy wskazują, że badane osuwisko jest najprawdopodobniej częściowo rotacyjne lub złożone (ang. *compound*). Interpretacja trzech profili geofizycznych pozwoliła na wyznaczenie przypuszczalnych powierzchni poślizgu oraz identyfikację mniejszych uskoków i stref uskokowych w podłożu badanego osuwiska. Uzyskane wyniki stanowią kolejny przykład istotnej roli czynników litologicznych i tektonicznych w kształtowaniu dużych form osuwiskowych w Sudetach.

## OBSZAR BADAŃ

Badane osuwisko położone jest w Sudetach Środkowych (SW Polska), w dolinie Ścinawki, w sąsiedztwie miejscowości Ścinawka Górna, ok. 5,5 km na południowy zachód od miasta Nowa Ruda (ryc. 1). Według regionalizacji fizjograficznej Polski, zaproponowanej przez Solona i in. (2018), obszar ten jest zaliczany do Obniżenia Ścinawki. Najważniejszym elementem lokalnej rzeźby jest głęboko wcięta, przełomowa dolina Ścinawki (zlewnia Nysy Kłodzkiej), która w rejonie Tłumaczowa ma przebieg równoleżnikowy, natomiast w okolicach Ścinawki Górnej zmienia swą orientację na NNW-SSE i jest niemal zgodna z biegiem skał osadowych (ryc. 1). W rejonie Ścinawki Górnej, Ścinawka łączy się ze swym lewobrzeżnym dopływem – rzeką Włodzicą, a na południe od analizowanego osuwiska – z potokiem Piekło, i dalej w kierunku południowym z potokiem Posna (ryc. 1). Na zachód od doliny Ścinawki występuje ciąg wzgórz o kopulastych wierzchołkach, wznoszących się ok. 200–210 m ponad dno doliny (ryc. 1,

2A). Od północy są to kolejno: Nowa Kopa (548,4 m n.p.m.), Ścinawka (535,1 m n.p.m.) oraz Ciernina (459,5 m n.p.m.). Stoki tych dwóch ostatnich wzniesień mają wklęsły profil i są podcinane w swych dolnych partiach przez koryto Ścinawki oraz jej prawobrzeżne dopływy. Obszary te nie są objęte ruchami masowymi w dużej skali i różnią się wyraźnie rzeźbą od wschodniego stoku Nowej Kopy, w którym rozwinęło się analizowane osuwisko (ryc. 2B, C). Na północ i północny wschód od doliny Ścinawki (Obniżenie Noworudzkie) rzeźba ma formę licznych kuest. Powstanie asymetrycznych, równoległych do siebie grzbieców o przebiegu NW-SE oraz NNW-SSE wiąże się z monoklinalnym nachyleniem ku SW skał osadowych karbonu górnego i permu dolnego. W dolnych partiach stoków tych wzniesień lokalnie rozwinęły się pojedyncze osuwiska translacyjne (Kowalski, 2022).

Obszar badań znajduje się we wschodnim skrzydle synklinorium śródsudeckiego – jednostki tektonicznej w Sudetach, ukształtowanej wskutek wieloetapowych deformacji i inwersji wypełnienia basenu śródsudeckiego (Augustyniak, Grocholski 1968; Awdankiewicz i in., 2003; Żelaźniewicz, Aleksandrowski, 2008). Basen śródsudecki był wypełniany głównie osadami lądowymi i podrzędnie morskimi od mississipu (Turnau i in., 2002) do późnej kredy (Augustyniak, Grocholski, 1968). Na obszarze basenu śródsudeckiego na przełomie karbonu i permu rozwinął się intensywny wulkanizm (Awdankiewicz, 1999). Na obszarze badań występują skały osadowe pochodzenia lądowego, zaliczane do najwyższego karbonu i permu dolnego (Krechowicz, 1964, 1965; Ihnatowicz i in., 2017), które dalej w kierunku południowo-zachodnim (obszar Gór Stołowych) są przykryte morskimi osadami kredy górnej (Wojewoda, 1997). Analizowany fragment wschodniego skrzydła synklinorium stanowi szerokopromienną strukturę antyklinalną o przebiegu NW-SW, określaną jako antyklina Ścinawki (Bossowski, Ihnatowicz 2006), w starszej literaturze nazywaną także wypiętrzeniem Ścinawki (Grocholski, 1964). Antyklina Ścinawki jest ograniczona od NE i SW systemem uskoków Krajanowa–Ścinawki (Don, 1961).

Zachodnie skrzydło antykliny Ścinawki tworzą lądowe skały osadowe permu dolnego i karbonu górnego, nachylenie pod kątem od około 10 do 30° w kierunku południowo-zachodnim (ryc. 1), wykazujące także wielkoskalowe deformacje fałdowe (Głuszyński, Aleksandrowski, 2022). W jądrze antykliny Ścinawki, którego przebieg jest zasadniczo zgodny z osią doliny Ścinawki, występują utwory najwyższego karbonu, reprezentowane przez osady formacji z Ludwikowic – piaskowce i zlepieńce przechodzące ku górze w drobnoziarniste skały klastyczne i węglanowe ogniwa łupków antrakozjowych dolnych (Don, 1961; Dziedzic, 1961; Grocholski, 1964; Mastalerz, Nehyba 1997; Kowalski i in., 2025). Skały te odsłaniają się wyspowo spod pokrywy dolinnych osadów czwartorzędowych (ryc. 1) i zostały rozpoznane w otworach wiertniczych, m.in. Ścinawka Średnia PIG-1 (Nowak i in., 2022) oraz w otworze S4 (Grocholski, 1964; ryc. 1). W otworze S4, zlokalizowanym u podnóża analizowanego osuwiska, występuje pełen profil formacji z Ludwikowic, a także niżej ległe utwory węglonośne karbonu górnego, które zalegają bezpośrednio na podłożu krystalicznym metamorfiku kłodzkiego (Grocholski, 1964; Kowalski i in., 2025). Utwory formacji z Ludwikowic są przykryte piaskowcami





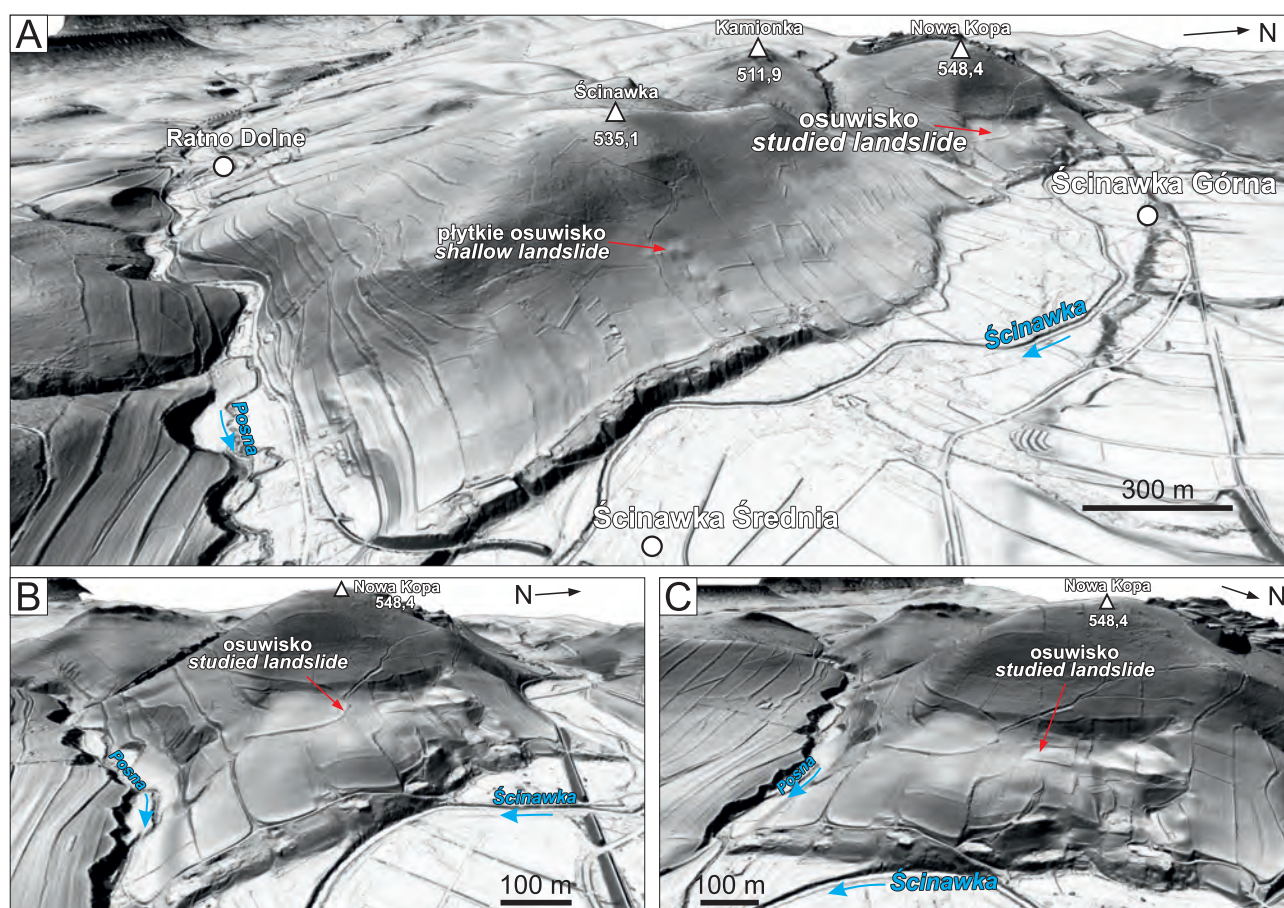
**Ryc. 1.** Uproszczona mapa geologiczna rejonu osuwiska w dolinie Ścinawki (na podstawie: Kowalski, Ciszek, 2024, zmienione). Mapa geologiczna na podkładzie cieniowanego, numerycznego modelu terenu (NMT) LiDAR  
**Fig. 1.** Simplified geological map of the landslide area in the Ścinawka Valley (based on Kowalski, Ciszek, 2024, modified). The geological map is superimposed on the shaded LiDAR-based DTM

i zlepieńcami formacji z Krajanowa (perm dolny), które w rejonie analizowanego osuwiska budują środkowe partie masywów Nowej Kopy i Ścinawki. W górnej części formacji z Krajanowa występują piaskowce, mułowce i wapień, wydzielane jako ogniwo łupków antrakozjowych górnych (Don, 1961; Dziedzic, 1961; Kowalski, Furca 2023). Zostały one stwierdzone wkopami w górnej części stoku Nowej Kopy (wkop W2; ryc. 1). Przykrywające je piaskowce i zlepieńce są zaliczane do formacji ze Słupca (Nemec i in., 1982; Kurowski, 2004). Na zachód od analizowanego osuwiska utwory tej formacji kontaktują z łupkami antrakozjowymi górnymi poprzez strefę uskokową o orientacji NNW-SSE (ryc. 1). Dalej ku zachodowi skały osadowe formacji ze Słupca są nachylone monoklinalnie ku SW, w kierunku środkowej części synklinorium śródsudeckiego. Są one dodatkowo przecinane przez permskie

intruzje subwulkaniczne trachybazaltów, trachyandezytów oraz ryolitoidów i ich tufów (Awdankiewicz, 1999). Do najmłodszych osadów występujących w dolinie Ścinawki i na stokach przyległych wzniesień należą czwartorzędowe osady aluwialne, w tym osady tarasów rzecznych, gliny deluwialne i lessy (Ihnatowicz i in., 2017; Kowalski, Ciszek, 2024; ryc. 1).

## METODYKA BADAŃ

Badania osuwiska w dolinie Ścinawki prowadzono w 2018 r. i w latach 2021–2024, w trakcie opracowywania arkusza Radków, realizowanego w ramach II edycji *Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów w skali 1 : 25 000* (Cyerman, 2016). Prace terenowe obejmowały szczegółowe kartowanie geologiczne i geomorfologiczne, w ramach którego dokumentowano i opisywano litologię,



**Ryc. 2.** Analizowane osuwisko na tle trójwymiarowego modelu rzeźby terenu doliny Ścinawki w rejonie Ścinawki Średniej i Górnej, wygenerowanego na podstawie danych NMT LiDAR (przewyższenie 1,5 ×). Widoczne jest również niewielkie, płytkie osuwisko na wschodnim stoku Ścinawki: **A** – widok od strony SE na stoki masywów Ścinawki i Nowej Kopy; **B**, **C** – wschodni stok masywu Nowej Kopy objęty ruchami masowymi

**Fig. 2.** The analysed landslides shown on a three-dimensional terrain model generated from LiDAR-based DTM (vertical exaggeration 1.5 ×) of the Ścinawka River Valley. A small, shallow landslide is also visible on the eastern slope of Ścinawka hill: **A** – view from the SE towards the slopes of the Ścinawka and Nowa Kopa massifs; **B**, **C** – eastern slope of the Nowa Kopa massif affected by mass movements

charakterystyczne elementy rzeźby osuwiskowej, a także wykonywano pomiary orientacji powierzchni uławicenia, spękań i uskoków w dostępnych odsłonięciach w podłożu osuwiska. Ze względu na ograniczony stopień odsłonięcia skał podłoża, a także zupełny brak odsłonieć w obrębie koluwiów osuwiskowych, w trakcie kartowania wykonano również roboty geologiczne obejmujące płytkie wkopy badawcze realizowane z użyciem koparki (Cymerman i in., 2018). Umożliwiły one bezpośrednie rozpoznanie budowy geologicznej podłoża analizowanych form osuwiskowych oraz weryfikację obserwacji powierzchniowych.

Terenowe kartowanie i analizy strukturalne uzupełniono o kameralne analizy numerycznego modelu terenu (NMT) LiDAR, wygenerowanego na podstawie danych pochodzących z lotniczego skaningu laserowego (ALS – *Airborne Laser Scanning*), wykonanego na obszarze Polski w latach 2010–2014 w ramach Informatycznego Systemu Osłony Kraju przed nadzwyczajnymi zagrożeniami (ISOK). Dane ALS są obecnie nieodpłatnie udostępniane przez Centralny Ośrodek Dokumentacji Geodezyjnej i Kartograficznej (CODGiK) w postaci chmur punktów o średniej gęstości ok. 4–6 punktów na 1 m<sup>2</sup> oraz średnim błędzie wysokościowym nieprzekraczającym 0,4 m (Węzyk, 2015). Analizę rzeźby terenu przeprowadzono z wykorzystaniem wizualizacji w postaci map reliefu cieniowanego (ang. *shaded relief maps*), generowanych z zastosowaniem zróżnicowanych kątów iluminacji i różnych wartości przewyższenia (ang. *vertical exaggeration*), co umożliwiło identyfikację subtelných form morfologicznych i elementów rzeźby osuwiskowej (por. Ozimkowski, 2010). Na podstawie danych LiDAR wygenerowano również mapy spadków i nachylenia stoków, a także generowano przekroje prostopadłe do rozciągłości badanego osuwiska. Wizualizację i przetwarzanie danych wykonano z użyciem oprogramowania GIS: *Global Mapper* oraz *Surfer* (*Golden Software*). Wszystkie materiały kartograficzne opracowano w Państwowym Układzie Współrzędnych Geograficznych 1992 (Poland, 1992; PUWG, 1992).

W celu rozpoznania budowy wewnętrznej osuwisk oraz doprecyzowania interpretacji budowy geologicznej podłoża wykonano trzy profile geofizyczne metodą tomografii elektrooporowej (ERT). Profile zlokalizowano zarówno w obrębie zidentyfikowanej formy osuwiskowej, jak i na stoku nieobjętym ruchami masowymi (na północ od osuwiska), który pełnił funkcję profilu referencyjnego. Przebieg profili był uwarunkowany dostępnością terenu oraz obecnością elementów zagospodarowania przestrzennego, co wpłynęło na ich ostateczną orientację i długość.

Metoda ERT polega na pomiarach oporności elektrycznej ośrodka skalnego (Keller, Frischknecht, 1966; Ward, 1987; Storz i in., 2000; Chambers i in., 2006). Jednostką oporności właściwej jest omometr ( $\Omega\text{m}$ ), a jej rozkład na przekrojach tomografii elektrooporowej przedstawiono także z zastosowaniem skali logarytmicznej ( $\log_{10}$ ). Oporność właściwa może przyjmować wartości od około 1  $\Omega\text{m}$  w utworach silnie zasolonych do kilku, a nawet kilkudziesięciu tysięcy  $\Omega\text{m}$  w skałach krystalicznych (Reynolds, 2011).

Zróżnicowanie oporności jest warunkowane jednak nie tylko litologią, ale także stopniem spękania i zwietrzenia masywu skalnego, obecnością innych struktur tektonicznych (np. fałdów i uskoków) oraz zawartością i mineralizacją wód porowych. Metoda elektrooporowa jest powszechnie

**Tab.1.** Charakterystyka morfometryczna osuwiska w dolinie Ścinawki

**Table.1.** Morphometric parameters of the landslide in the Ścinawka River Valley

Parametr / Parameter	Wartość Value
Powierzchnia / Area [ha]	37,4
Ekspozycja / Aspect	E
Maks. długość (L) / Max. length (L) [m]	540
Maks. szerokość (W) / Max. width (W) [m]	830
Wskaźnik L/W / L/W ratio	0,65
Maks. wysokość [m n.p.m.] / Max. altitude [m a.s.l.]	422,5
Min. wysokość [m n.p.m.] / Min. altitude [m a.s.l.]	329
Rozpiętość pionowa / Vertical range [m]	93,5
Średnie nachylenie / Mean slope [°]	12,6

stosowana w identyfikacji stref uskokowych czy obszarów o podwyższonej gęstości spękań, które jednocześnie stanowią strefy zawodnienia masywu skalnego (np. Suzuki i in., 2000; Zhu i in., 2009; Štěpančíková i in., 2010, 2011, 2025; Drahor, Berge, 2017; Müller i in., 2020; Bania i in., 2024). Metoda ERT może być również pomocna w określaniu wewnętrznego zróżnicowania koluwiów osuwiskowych, ale także w szacowaniu głębokości i zmienności geometrii powierzchni poślizgu (zob. podsumowanie w: Perrone i in., 2014).

Badania geofizyczne wzdłuż zaplanowanych linii profilowych wykonano 12-kanałową aparaturą *Terrameter LS*. Zestaw pomiarowy liczył 81 elektrod, co dało możliwość wykonania pomiarów na linii o długości 400 m (przy rozstawie elektrod wynoszącym 5 m). Dłuższe profile wykonano poprzez przeniesienie pierwszego kabla z podstawowej linii pomiarowej na koniec profilu z zastosowaniem metody *roll-along* (np. Pacanowski i in., 2022). Uzyskane dane poddano inwersji numerycznej w programie *Res2Dinv* z zastosowaniem normy *L1* (*robust, blocky*), z uwzględnieniem korekt topograficznych, uzyskując dwuwymiarowe modele rozkładu zinterpretowanej oporności. W ramach prac wykonano profil ERT1 o długości 400 m (WSW–ENE) na stoku nieobjętym ruchami masowymi oraz profile ERT2 (570 m, WSW–ENE) i ERT3 (600 m, W–E) na obszarze koluwiów. Profile poprowadzono poprzecznie do rozciągłości osuwiska w celu lepszego rozpoznania jego budowy wewnętrznej.

Do opisu form osuwiskowych i dalszej interpretacji mechanizmów przemieszczeń wykorzystano powszechnie stosowane klasyfikacje ruchów masowych (Varnes, 1978; WP/WLI, 1990, 1993; Dikau i in., 1996; Margielewski, 2004, 2006) i ich nowsze modyfikacje uwzględniające złożony charakter przemieszczeń (Hungri i in., 2014). Stosowano nazewnictwo i definicje zalecane w 2. wydaniu *Instrukcji opracowania Mapy osuwisk i terenów zagrożonych ruchami masowymi w skali 1 : 10 000* (Wódka i in., 2024).

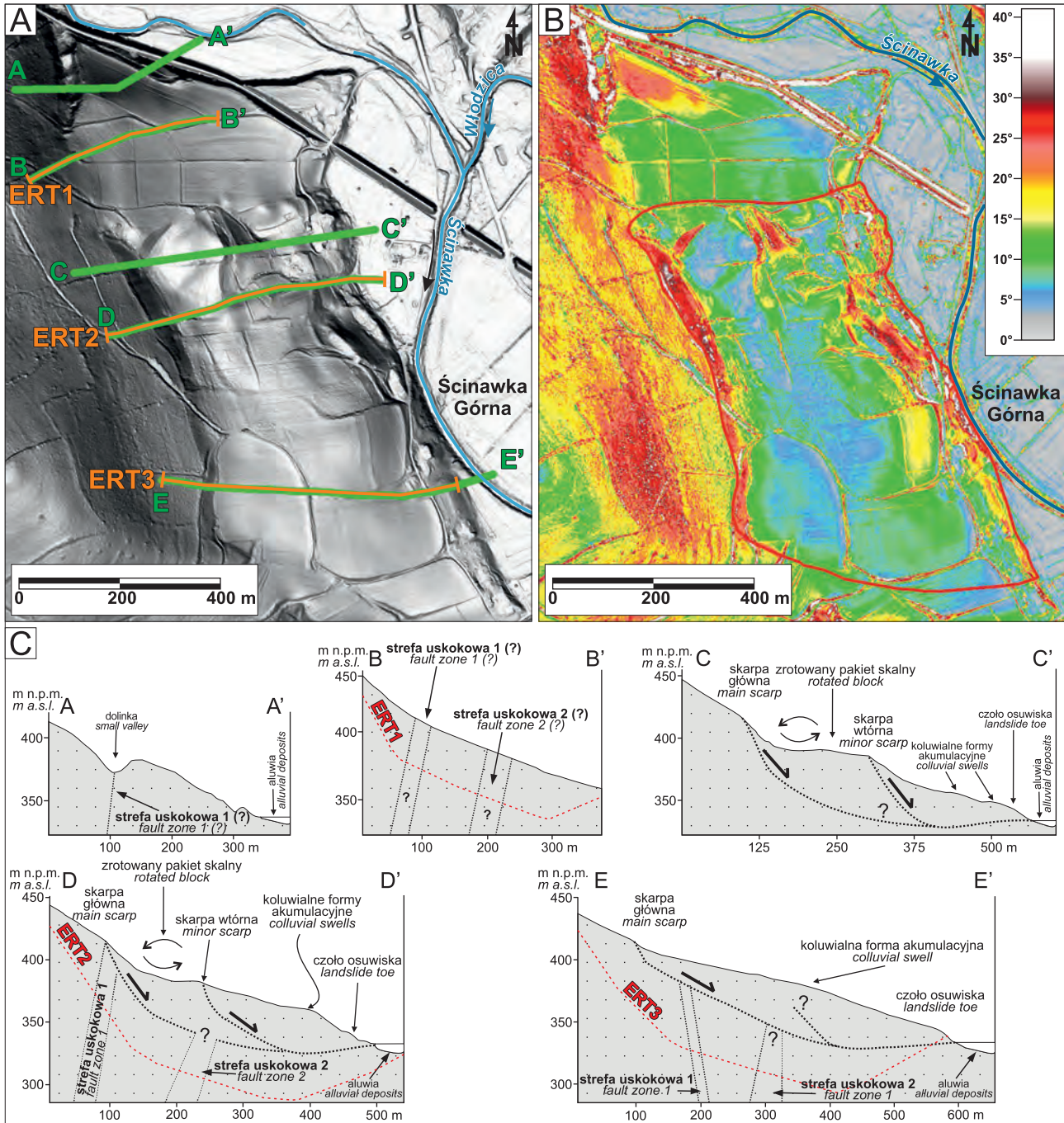
#### Charakterystyka geomorfologiczna i geologiczna osuwiska we Włodowicach

Obszar objęty ruchami masowymi znajduje się na wschodnim, częściowo zalesionym stoku wzniesienia Nowa Kopa (549,3 m n.p.m.), w sąsiedztwie północnych

zabudowań Ścinawki Górnej (ryc. 1, 3A). Masyw Nowej Kopy ma formę rozrogu, którego wierzchołek jest spłaszczony, a stok o ekspozycji wschodniej, na którym rozwinęło się osuwisko, w górnej części ma nachylenie od 15 do 28° (ryc. 3B) i stanowi jednocześnie zachodnie zbocze doliny Ścinawki. Ścinawka na północ od masywu Nowej Kopy płynie przełomową doliną w kierunku wschodnim, a w okolicach miejscowości Sarny zmienia bieg i odwadnia obszar badań w kierunku południowym i południo-

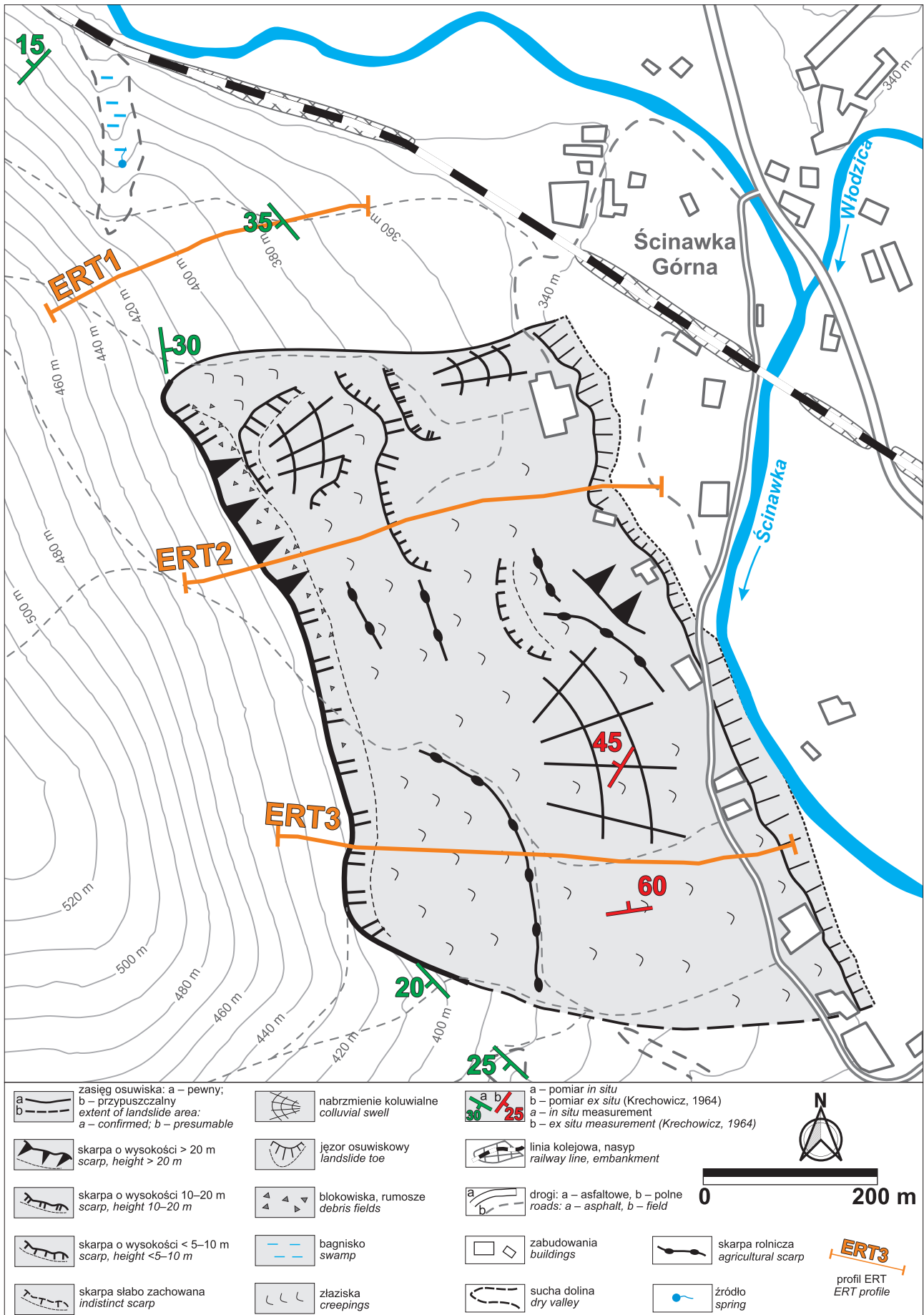
wo-wschodnim. Na analizowanym odcinku Ścinawka meandruje. W miejscowości Sarny łączy się ze swym lewobrzeżnym dopływem – Włodzicą (ryc. 1), a na południe od analizowanego osuwiska – z potokiem Piekło, którego dolina o przebiegu NE-SW rozcina na południowym wschodzie masyw Nowej Kopy (ryc. 1).

Opisywana forma osuwiskowa o łącznej powierzchni 37,4 ha utworzyła się na wschodnim stoku masywu Nowej Kopy w obrębie dolnopermskich i górnokarbońskich skał



**Ryc. 3.** Rzeźba osuwiska w dolinie Ścinawki: **A** – numeryczny, cieniowany model terenu LiDAR z zaznaczonym zasięgiem formy osuwiskowej, przebiegiem profili geofizycznych i linii przekrojów; **B** – mapa nachylenia stoków; **C** – przekroje przez osuwisko i stok nieobjęty ruchami masowymi wraz z interpretacją (przewyższenie dwukrotne). Liniami przerywanymi zaznaczono przypuszczalny przebieg powierzchni poślizgu. Na przekrojach B–B', D–D' i E–E' zaznaczono przebieg profili geofizycznych (ERT)

**Fig. 3.** Morphology of the studied landslide in the Ścinawka River Valley: **A** – LiDAR-based shaded digital terrain model showing the extent of the landslide, locations of geophysical profiles, and cross-section lines; **B** – slope gradient map; **C** – cross-sections through the landslide and the slope unaffected by mass movements, with interpretation (vertical exaggeration 2×). Dashed lines indicate the inferred extent of the slip surfaces. The locations of the geophysical (ERT) profiles are shown on cross-sections B–B', D–D', and E–E'



Ryc. 4. Szkic geomorfologiczny osuwiska w dolinie Ścinawki. Poziomice co 10 m  
 Fig. 4. Geomorphological sketch of the landslide in the Ścinawka River Valley. Contours at 10 m intervals

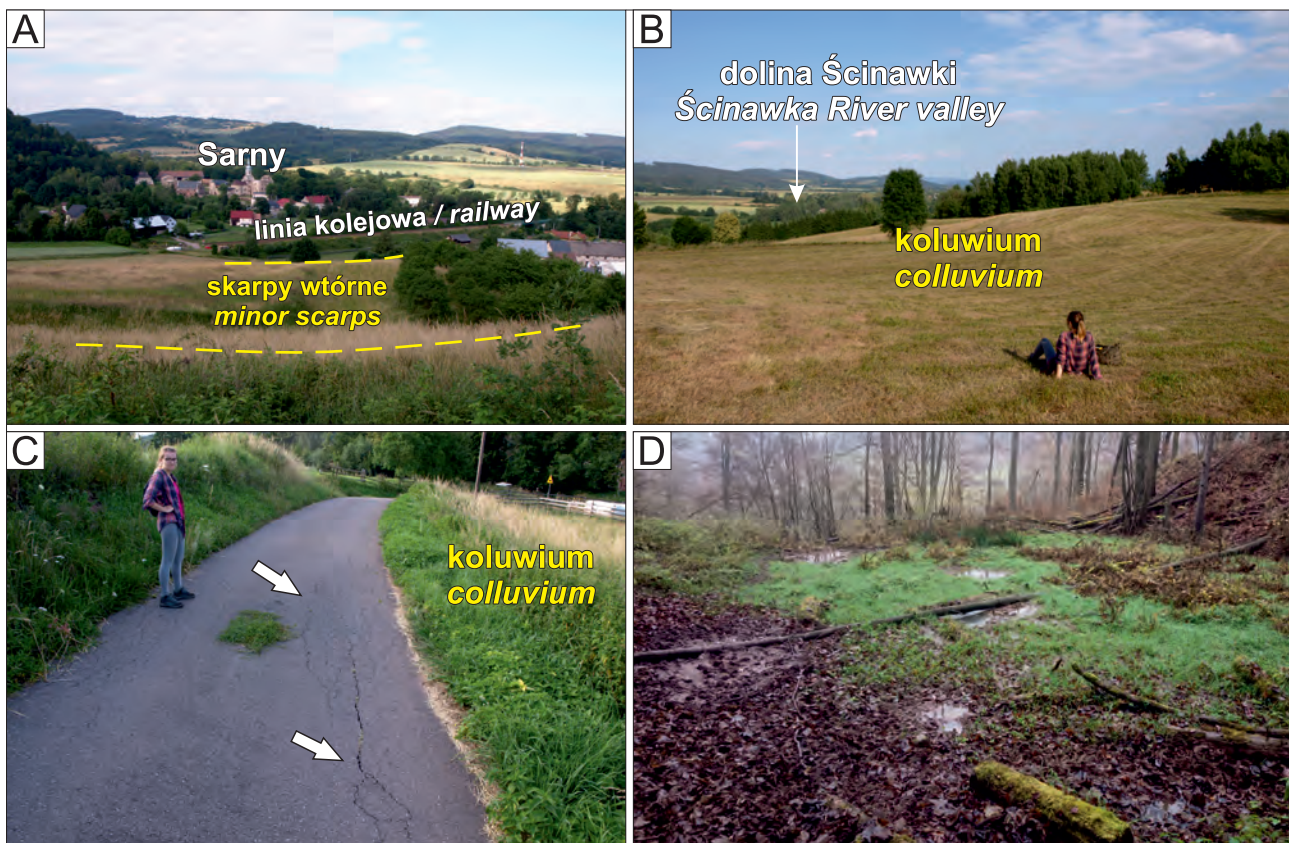
osadowych nachylonych pod zmiennymi kątami (od 10 do 35°), w kierunku ku NE i SW (ryc. 1). Parametry morfometryczne badanego osuwiska przedstawiono w tab. 1.

Na wysokości 411–422 m n.p.m. występuje wyraźna, niemal prostoliniowa skarpa główna o długości górnej krawędzi ok. 660 m (ryc. 3, 4). Skarpa ma przebieg zbliżony do N-S w południowej części osuwiska i NNW-SSE w północnej i wykazuje wyraźnie wyższe nachylenie od przyległego stoku – nachylenie skarpy wynosi od 19° w południowej części osuwiska do 38° w północnej (ryc. 3B, 4). Koluwium osuwiskowe charakteryzuje się zróżnicowaną rzeźbą, wykazującą największe urozmaicenie w północnej części osuwiska (ryc. 4, 5A). Utworzyła się tam mniejsza, łukowata skarpa (prawdopodobnie wtórna) o nachyleniu ok. 25° i wysokości 11 m (ryc. 3B, 4), poniżej której występuje spłaszczenie powierzchni stoku, w części południowej o wstecznym pochyleniu. Spłaszczenie jest obcięte dodatkowo na wschodzie kolejną skarpią wtórną o nachyleniu do 30° i wysokości ok. 28 m (ryc. 3B, 4). W części południowej osuwiska, poniżej skarpy głównej, przykrytej rumowiskami skalnymi, koluwium ma słabo urozmaiconą, falistą rzeźbę (ryc. 4, 5B). Poniżej skarpy głównej utworzyła się płaska półka stokowa, poniżej której stok ma profil wypukły (ryc. 4). Na stoku utworzyły się również mniejsze, kopulaste formy i nabrzmienia. Poniżej, na wysokości 356–363 m n.p.m., w obrębie koluwium roz-

wiwały się skarpy wtórne o przebiegach prostoliniowych (częściowo przekształcone antropogenicznie). Poniżej skarpy znajdują się nieliczne zabudowania, a przez czoło osuwiska przebiega lokalna droga asfaltowa, w której w 2018 r. obserwowano drobne spękania i obniżenia (ryc. 5C). Czoło osuwiska schodzące do doliny Ścinawki ma średnią wysokość ok. 5 m i nachylenie do 18° (ryc. 4). Wysokość i nachylenie czoła osuwiska zwiększają się na środkowym odcinku, gdzie jest ono podcinane przez koryto rzeki. Na północ od analizowanego osuwiska stoku Nowej Kopy nie wykazuje przejawów przekształceń przez ruchy masowe (ryc. 3, 4). W dolnej części stoku przebiega linia kolejowa Tłumaczów–Ścinawka Dolna. Około 200 m na NW od krawędzi skarpy głównej osuwiska znajduje się głęboka dolinka, przypuszczalnie o tektonicznych założeniach i przebiegu NNW-SSE, w której dnie występują liczne podmokłości i źródlika (ryc. 3, 4, 5D). Na północ od doliny stok jest wyraźnie bardziej stromy (do 26°) i ma wypukły profil.

### Wyniki i interpretacja badań geofizycznych (ERT)

W ramach badań geofizycznych wykonano trzy profile tomografii elektrooporowej (ERT). Profil ERT1 o długości 400 m, zlokalizowany na północ od osuwiska, charakteryzuje się wyraźnym zróżnicowaniem oporności właściwej



**Ryc. 5.** Rzeźba osuwiska w dolinie Ścinawki: **A** – skarpy wtórne w północnej części osuwiska (widok w kierunku ENE); **B** – słabo urozmaicona, falista rzeźba południowej części osuwiska (widok w kierunku S); **C** – spękania w drodze asfaltowej w środkowej części czoła osuwiska (stan w czerwcu 2018 r.); **D** – młaki i bagniska w dolince (prawdopodobnie o założeniach tektonicznych), na północ od analizowanego osuwiska

**Fig. 5.** Morphology of the studied landslide in the Ścinawka River Valley: **A** – secondary scarps in the northern part of the landslide (view towards ENE); **B** – weakly differentiated, undulating morphology of the southern part of the landslide (view towards S); **C** – cracks in the asphalt road in the middle part of the landslide toe (condition as of June 2018); **D** – seeps and wetlands in the small valley (probably of tectonic origin), north of the analysed landslide

zarówno w pionie, jak i w poziomie. W górnej, przypowierzchniowej części profilu, do głębokości ok. 10 m p.p.t., występują strefy o oporności od ok. 27–30 do 170–500  $\Omega\text{m}$ , i średniej oporności w przedziale od ok. 65 do 160  $\Omega\text{m}$  (Zw1 na ryc. 6A). Strefy te odpowiadają zwietrzałym partiom masywu skalnego, przy czym strefy o wyższych opornościach w górnych partiach stoku odpowiadają zwietrzelinom i blokowiskom skalnym rozwiniętym na piaskowcach formacji ze Słupca występującym w podłożu (P1 na ryc. 6A). W środkowej części stoku występują prawdopodobnie zwietrzeliny rozwinięte na skałach drobnoziarnistych ogniwa łupków antrakozjowych górnych, a w niższej partii stoku również zwietrzałe piaskowce formacji z Krajanowa (Zw2 na ryc. 6A; wkop W2, ryc. 1). Na profilu wydzielono również dwie wąskie, stromo zorientowane strefy o obniżonych wartościach oporności i wyraźnie zarysowanych bocznych granicach. Pierwsza z nich (U1 na ryc. 6A) występuje w odległości około 80–100 m od początku profilu i charakteryzuje się opornością od ok. 26 do 72  $\Omega\text{m}$  i średnią opornością około 40  $\Omega\text{m}$ , natomiast druga strefa (U2 na ryc. 6A), w odległości ok. 180–230 m od początku profilu, wykazuje niższe wartości oporności, od ok. 14 do 55  $\Omega\text{m}$ , przy średniej oporności ok. 36  $\Omega\text{m}$ . Strefy te są interpretowane jako strefy uskokowe. Na przedłużeniu strefy U1, na północ od analizowanego osuwiska rozwinęła się wąska dolinka (ryc. 3, 4, 5D). W środkowej części profilu ERT1 występują również strefy o obniżonej oporności, od ok. 20 do 130  $\Omega\text{m}$  i średniej oporności ok. 37  $\Omega\text{m}$  (P3 na ryc. 6A), odpowiadające najprawdopodobniej drobnoziarnistym utworom ogniwa łupków antrakozjowych górnych. Poniżej występują utwory o umiarkowanych wartościach oporności, od ok. 30 do 123  $\Omega\text{m}$  i średniej oporności 72–77  $\Omega\text{m}$ , odpowiadające najprawdopodobniej niższej leżącym piaskowcom i mułowcom formacji z Krajanowa (P2 i P4 na ryc. 6A). Rozkład oporności w profilu ERT1 nie pozwala na wnioskowanie o orientacji powierzchni uławicenia skał osadowych. Dane powierzchniowe i dane z wkopów (wkop W1 i W2, por. ryc. 1) wskazują, że utwory te są nachylone pod niewielkimi kątami (do 30°) ku SW oraz NE i mogą być sfałdowane.

Na profilu ERT2, w górnej, przypowierzchniowej partii stoku, na wysokości od ok. 415 do 440 m n.p.m., wyróżniono strefę o podwyższonej oporności właściwej, odpowiadającą blokowiskom utworzonym poniżej wschodni piaskowców formacji ze Słupca (por. ryc. 1), o oporności od ok. 29 do 102  $\Omega\text{m}$  i średniej ok. 68  $\Omega\text{m}$  (Zw1 na ryc. 6B). Poniżej tej strefy występuje pakiet o obniżonych wartościach oporności, od ok. 18 do 120  $\Omega\text{m}$ , przy średniej ok. 41  $\Omega\text{m}$ , odpowiadający najprawdopodobniej górnym łupkom antrakozjowym (P2 na ryc. 6B). Poniżej w profilu zaznaczają się jednostki o wyraźnie wyższych wartościach oporności, w zakresie od ok. 44 do 209  $\Omega\text{m}$ , przy średniej

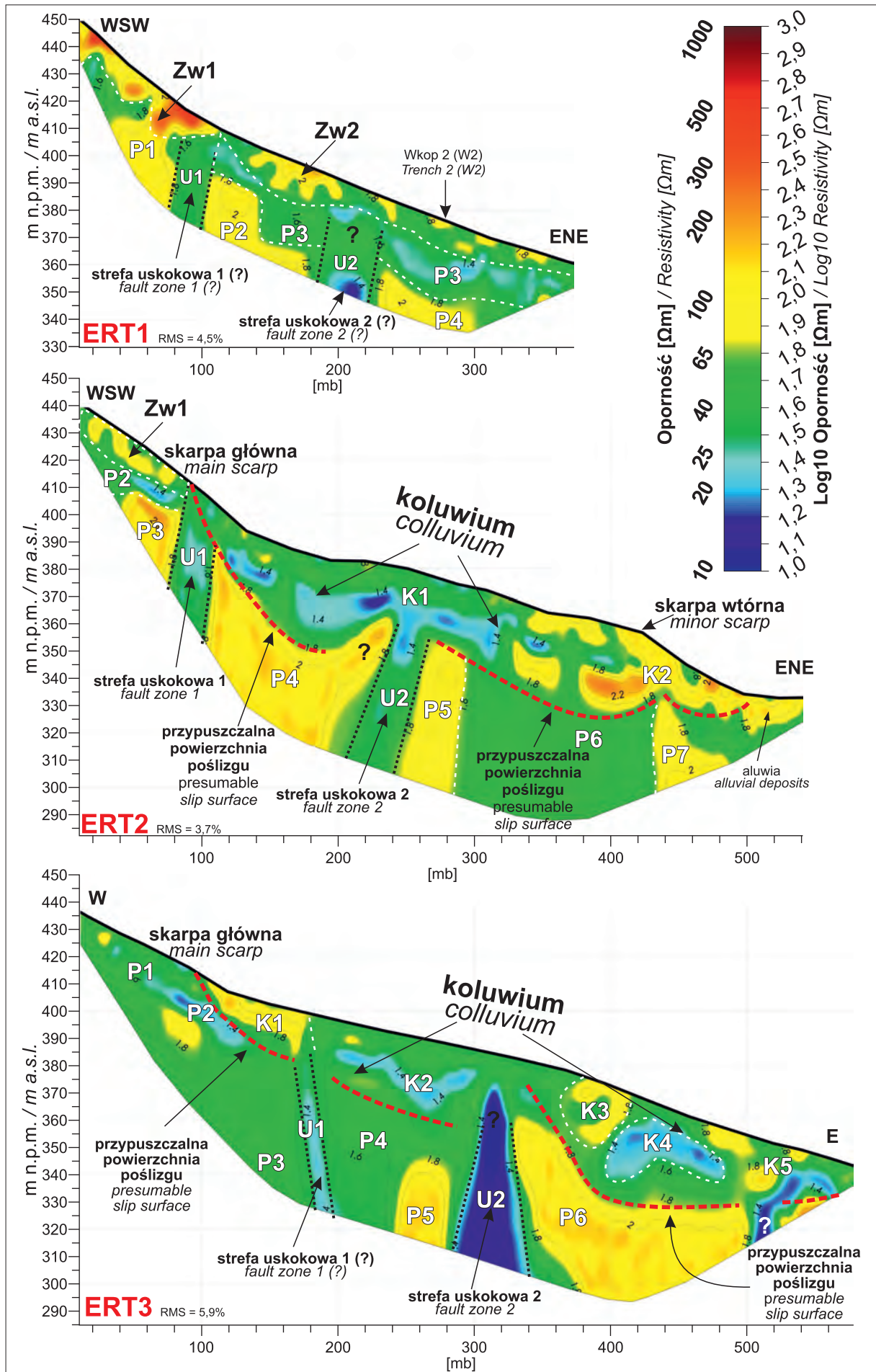
ok. 113  $\Omega\text{m}$ , odpowiadające piaskowcom formacji z Krajanowa (P3 na ryc. 6B). Utwory te są przecięte przez subpionową strefę o szerokości do ok. 30 m, zaznaczającą się poniżej skarpy głównej osuwiska, charakteryzującą się obniżonymi wartościami oporności od ok. 25 do 110  $\Omega\text{m}$  i średnią ok. 37  $\Omega\text{m}$  (U1 na ryc. 6B). Poniżej występuje koluwium osuwiskowe, w obrębie którego wyróżniono strefy o zróżnicowanych wartościach oporności: strefy o niższej oporności charakteryzują się wartościami w przedziale od ok. 13 do 123  $\Omega\text{m}$  i średnią ok. 44  $\Omega\text{m}$  (K1 na ryc. 6B), natomiast strefy o wyższej oporności wykazują wartości od ok. 42 do 234  $\Omega\text{m}$  i średnią ok. 122  $\Omega\text{m}$  (K2 na ryc. 6B). Strefy te odpowiadają przemieszczonym i zdeintegrowanym pakietom łupków antrakozjowych górnych oraz piaskowcom formacji z Krajanowa, występującym w podłożu osuwiska w dolnej części stoku. W dolnej części koluwiów występuje wyraźna granica o listrycznej geometrii, która jest interpretowana jako powierzchnia poślizgu. Oddziela ona koluwia od wyżej oporowych skał podłoża osuwiska, które są reprezentowane najprawdopodobniej przez piaskowce formacji z Krajanowa (P4–P7 na ryc. 6B). Jednostki te charakteryzują się opornością w przedziale od ok. 28 do 162  $\Omega\text{m}$  i średnią od ok. 50 do 107  $\Omega\text{m}$ . Skały podłoża są przecięte kolejną, stromo nachyloną ku WSW, strefą o szerokości ok. 40 m, o obniżonych wartościach oporności, zlokalizowaną w odległości ok. 200–240 m od początku profilu. Strefa ta wykazuje wartości oporności od ok. 18 do 65  $\Omega\text{m}$  i średnią ok. 37  $\Omega\text{m}$  (U2 na ryc. 6B) i jest interpretowana jako strefa uskokowa.

Na profilu ERT3 w górnych partiach stoku, na wysokości od ok. 435 do 415 m n.p.m., występują strefy o relatywnie niskich opornościach, od ok. 22 do 85  $\Omega\text{m}$  i średniej ok. 42  $\Omega\text{m}$  (P1 na ryc. 6C), sąsiadujące ze strefami o niskich opornościach, od ok. 16 do 70  $\Omega\text{m}$  (średnia ok. 27  $\Omega\text{m}$ ), odpowiadające łupkom antrakozjowym górnym (P2 na ryc. 6C). Poniżej występuje fragment profilu o relatywnie stałej oporności (od ok. 25 do ok. 77  $\Omega\text{m}$ , średnia ok. 51  $\Omega\text{m}$ ) odpowiadający najprawdopodobniej mułowcom i piaskowcom dolnej i środkowej części formacji z Krajanowa (P3 na ryc. 6C). W środkowej partii stoku, w odległości ok. 100 m od początku profilu zaznacza się skarpa główna osuwiska, poniżej której występuje koluwium osuwiskowe, składające się prawdopodobnie głównie z piaskowców o oporności od ok. 34 do ok. 155  $\Omega\text{m}$  (średnia ok. 80  $\Omega\text{m}$ ; K1 na ryc. 6C), przechodzące w strefy o nierównomiernym rozkładzie oporności: od ok. 13 do 78  $\Omega\text{m}$  i średniej ok. 42  $\Omega\text{m}$  (K2 na ryc. 6C); 16 do 45  $\Omega\text{m}$  i średniej oporności ok. 21  $\Omega\text{m}$  (K4 na ryc. 6C) do stref wyżej oporowych, od 20 do 138  $\Omega\text{m}$  (K3 i K5 na ryc. C). Strefy o niskich opornościach są interpretowane jako pakiety łupków i mułowców, a strefy wyżej oporowe, jako przemieszczone pakiety piaskowcowe. Analogicznie jak na profilach ERT 1 i ERT2,

→

**Ryc. 6.** Profile geofizyczne ERT wraz z interpretacją. Zaznaczono na nich strefy o zróżnicowanych gradientach oporności: **ERT1** – profil zlokalizowany na N od osuwiska; **ERT2** i **ERT3** – profile poprowadzone w poprzek analizowanego osuwiska. Lokalizację profili zaznaczono na ryc. 1; dwukrotne przewyższenie; RMS [%] – średniokwadratowy błąd inwersji

**Fig. 6.** ERT geophysical profiles across the bedrock, with interpretation. Zones characterized by contrasting resistivity gradients are indicated on the profiles: **ERT1** – profile located north of the landslide; **ERT2** and **ERT3** – profiles running across the analysed landslide. The location of the profiles is marked in Fig. 1; 2× vertical exaggeration; RMS [%] – root mean square inversion error



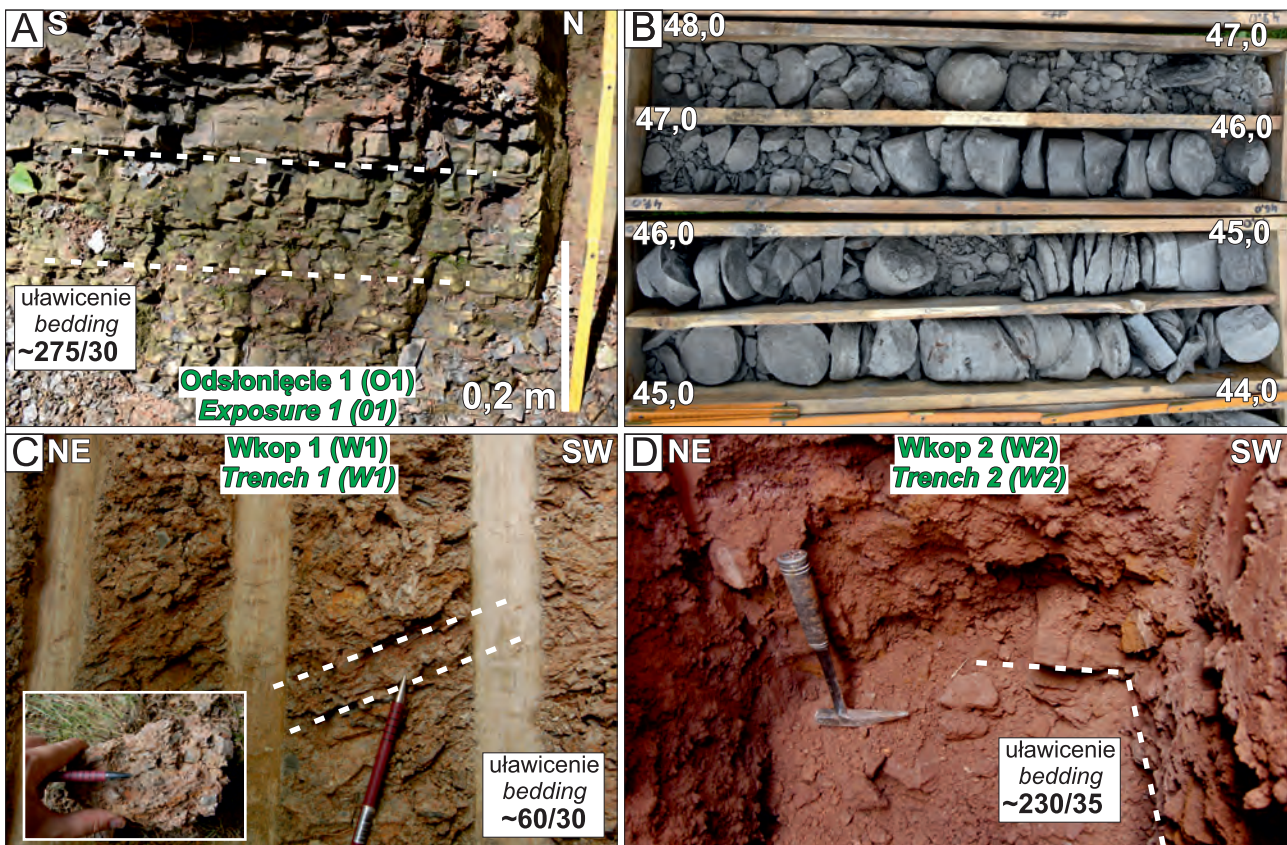
wyróżniono dwie subpionowe strefy (U1 i U2 na ryc. 6C), wykazujące niską oporność (od ok. 10 do 70  $\Omega$ m) i wyraźnie zarysowane granice, odpowiadające najprawdopodobniej strefom uskoku. Przecinają one podłoże osuwiska (piaskowce i mułowce formacji z Krajanowa), które charakteryzują się wyższą opornością (P4-P6 na ryc. 6C) od ok. 23 do 155  $\Omega$ m, w zależności od dominującej litologii.

### Wpływ budowy geologicznej na rozwój osuwisk w dolinie Ścinawki

Przeprowadzone prace kartograficzne, analizy numerycznego modelu terenu LiDAR, profilowanie geofizyczne metodą tomografii elektrooporowej (ERT) oraz analizy strukturalne stworzyły podstawy do wnioskowania o mechanizmach i typach przemieszczeń grawitacyjnych w obrębie osuwiska w Ścinawce Górnej. Wyniki tych badań jednoznacznie wskazują, że rozwój osuwiska był uwarunkowany złożoną budową geologiczną i tektoniką analizowanego fragmentu antykliny Ścinawki, w tym głównie przez współwystępowanie przeciętych uskoku skał o wyraźnie odmiennych właściwościach mechanicznych i reologicznych.

W najniższej części stoku objętego ruchami masowymi, a także w zachodnich zboczach doliny Ścinawki, pod pokrywą osadów czwartorzędowych występują wapieniste mułowce, iłowce oraz drobnoziarniste piaskowce zaliczane do ogniwa łupków antrakozjowych dolnych. Utwory te nie odsłaniają się bezpośrednio na analizowanym odcinku doliny Ścinawki, jednak ich obecność została stwierdzona w odsłonięciach w dolinie Włodzicy, ok. 2 km na NE od analizowanego osuwiska (odsłonięcie O1; ryc. 1, 7A). Dolne łupki antrakozjowe zostały również przewiercone w otworze wiertniczym S4, zlokalizowanym poniżej czoła osuwiska, a także ok. 2,7 km na SE, w rejonie Ścinawki Średniej (otwór badawczy Ścinawka Średnia PIG-1; ryc. 1, 7B). Są to skały drobnoziarniste i intensywnie spękane, przez co łatwo ulegają deformacjom kruchym i plastycznym (utwory ilaste). Takie właściwości mechaniczne powodowały szczególne warunki do rozwoju dolnej części powierzchni poślizgu analizowanego osuwiska.

Na północ od badanego osuwiska w podłożu rozpoznanym we wkopach badawczych (m.in. we wkopie W2; ryc. 7C), stwierdzono występowanie piaskowców i mułowców formacji z Krajanowa, które przykrywają łupki antrakozjowe dolne i stanowią środkową część stoku objętego



**Ryc. 7.** Zróżnicowanie litologiczne skał występujących w podłożu osuwiska: **A** – odsłonięcie intensywnie spękanych, dolnych łupków antrakozjowych w dolinie Włodzicy (odsłonięcie O1; ryc. 1); **B** – szare mułowce wapieniste ogniwa dolnych łupków antrakozjowych w otworze wiertniczym Ścinawka Średnia PIG-1, zlokalizowanym ok. 2,7 km na SE od osuwiska (interwał 44,0–48,0 m; ryc. 1); **C** – zielonoszare iłowce ogniwa górnych łupków antrakozjowych we wkopie W1, stwierdzone *in situ*, na północ od analizowanego osuwiska; **D** – czerwono-brunatne, silnie zwiędzające piaskowce formacji z Krajanowa stwierdzone *in situ* we wkopie W2 (ryc. 1), na północ od analizowanego osuwiska

**Fig. 7.** Lithological variability of rocks forming the landslide bedrock: **A** – exposure of intensely fractured Lower Anthracosia Shales in the Włodzica River Valley, approx. 2 km northeast of the analysed landslide (exposure O1; Fig. 1); **B** – grey calcareous mudstones of the Lower Anthracosia Shales in the Ścinawka Średnia PIG-1 borehole, approx. 2.7 km southeast of the landslide (depth interval 44.0–48.0 m; Fig. 1); **C** – greenish-grey claystones of the Upper Anthracosia Shales in trench W1, north of the analysed landslide; **D** – reddish-brown, strongly weathered sandstones of the Krajanów Formation in trench W2 (Fig. 1), north of the analysed landslide

ruchami masowymi. Obecność tych utworów została także potwierdzona w interpretacji profilu ERT1, gdzie odpowiadają one strefom o umiarkowanych opornościach. W skałach tych we wkopie W1 obserwowano liczne spękania (ryc. 7D) oraz uskoki w małej skali. Na profilach ERT w środkowej części stoku w podłożu koluwiów zidentyfikowano również większe strefy uskokowe (ryc. 6B, C), które sprzyjały infiltracji wód opadowych i gruntowych w głąb masywu skalnego, co prowadziło do obniżenia wytrzymałości ośrodka skalnego.

W górnej części stoku objętego osuwiskiem, we wkopie W1, stwierdzono obecność górnych łupków antrakozjowych, które są oddzielone wyraźną strefą uskokową systemu Krajanów–Ścinawka od wyżej ległych piaskowców formacji ze Słupca (ryc. 1). Obecność tego uskoku, stwierdzonego również w górnej części stoku na wszystkich analizowanych profilach ERT (ryc. 6), miała najprawdopodobniej istotne znaczenie dla rozwoju osuwiska. Uskok ten stanowił zarówno granicę litologiczną, jak i strefę zwiększonej przepuszczalności, sprzyjającą migracji oraz akumulacji wód. W konsekwencji dochodziło do przesylenia wodą utworów drobnoziarnistych i ilastych, co sprzyjało inicjowaniu przemieszczeń grawitacyjnych.

Analiza położenia płaszczyzn strukturalnych w odsłonięciach in situ na północ od osuwiska wskazuje, że omawiane utwory są nachylone ku SW pod umiarkowanymi kątami, dochodzącymi do ok. 35°. Górne łupki antrakozjowe rozpoznane we wkopie W1 są nachylone ku NE pod kątem ok. 30°, co może świadczyć o ich lokalnym sfałdowaniu. W takich warunkach osuwisko rozwijało się częściowo obsekwentnie, a częściowo konsekwentnie w stosunku do nachylenia powierzchni uławicenia w skałach osadowych. Taki układ strukturalny sprzyjał rozwojowi listrycznych powierzchni poślizgu, czego przejawem w rzeźbie osuwiska jest obecność łukowatych skarp wtórnych (zwłaszcza w północnej części osuwiska), poniżej których występują spłaszczenia powierzchni stokowej, lokalnie o wstecznym pochyleniu. Powstaniu osuwiska sprzyjała ponadto obecność licznych, nieciągłych przewarstwień mułowców i drobnoziarnistych piaskowców występujących wśród piaskowców formacji z Krajanowa w środkowych partiach stoku. Dolna część listrycznej powierzchni poślizgu rozwinięła się najprawdopodobniej skośnie lub częściowo wzdłuż powierzchni uławicenia dolnych łupków antrakozjowych w dolnych partiach stoku. Opisane cechy wskazują na dominujące rotacyjne przemieszczenia mas skalnych w obrębie analizowanego osuwiska. Należy je zatem sklasyfikować jako rozległe osuwisko rotacyjne lub osuwisko złożone (typu *compound*; Dikau i in., 1996; Margielewski, 2004, 2009), rozwinięte wzdłuż listrycznej, lub kombinacji kilku listrycznych i płaskich powierzchni poślizgu w skałach osadowych.

## DYSKUSJA

Rozwój osuwisk na obszarach górskich jest ściśle związany z budową geologiczną, która jest jednym z czynników wpływających na stateczność ośrodka skalnego i warunkujących rozwój ruchów masowych (Dikau i in., 1996; Bober i in., 1997; Zabuski i in., 1999; Margielewski, 2004, 2009). Struktury tektoniczne i powierzchnie nieciągłości istniejące w masywie, takie jak spękania, uskoki, powierzchnie uławicenia, ale również struktury fałdowe,

są uznawane za istotny czynnik bierny, inicjujący dalszy rozwój ruchów masowych i bezpośrednio na nie wpływający. Duże znaczenie dla rozwoju osuwisk ma również zróżnicowanie litologiczne (anizotropia ośrodka skalnego), w tym przede wszystkim współwystępowanie różnych odmian skał o odmiennym uziarnieniu, stopniu spękania i przepuszczalności.

Osuwisko w Ścinawce Górnej rozwinęło się w miejscu, gdzie współwystępują ze sobą skały osadowe o różnych właściwościach reologicznych, takie jak piaskowce i utwory drobnoziarniste, a także węglanowe i ilaste (łupki antrakozjowe). W skałach tych na wschodnim stoku Nowej Kopy w dolinie Ścinawki rozwinęła się zakrzywiona, listryczna powierzchnia poślizgu lub kombinacja kilku powierzchni poślizgu o listrycznej i płaskiej geometrii. Analizowane osuwisko należy zatem sklasyfikować jako formę rotacyjną lub formę typu złożonego (ang. *compound*). Tego typu osuwiska powstają najczęściej w masywach o złożonej budowie geologicznej, gdzie najwyższa część powierzchni poślizgu rozwija się w górnych partiach stoku wzdłuż istniejących nieciągłości strukturalnych (np. powierzchni spękań lub uskoków), natomiast w środkowych i dolnych partiach stoku powierzchnia ta ma charakter ścięciowy lub też może się rozwijać wzdłuż powierzchni uławicenia (Dikau i in., 1996; Margielewski, 2004, 2009). Niewielkie nachylenie stoku (średnio 12,6°; por. tab. 1), na którym rozwinęło się osuwisko, a także jego relatywnie duże rozmiary, mogą wskazywać na istotną rolę czynnika tektonicznego (bliskość strefy uskokowej) w rozwoju badanej formy. W analizowanym przypadku ważną rolę w zainicjowaniu ruchów masowych odegrał niejednorodny układ warstw, w tym lokalne zmiany kierunku upadu w skałach osadowych, co sprzyjało rozwojowi powierzchni poślizgu o złożonej geometrii. Potwierdzono to również metodami geofizycznymi.

Przydatność geofizycznych badań elektrooporowych do określania zróżnicowania koluwiów osuwiskowych, jak również do szacowania głębokości i geometrii powierzchni poślizgu była wielokrotnie podkreślana w literaturze (Perrone i in., 2014), w tym w pracach dotyczących osuwisk sudeckich, m.in. z obszaru pasma Gór Kamiennych (Migoń i in., 2010, 2017b; Kasprzak i in., 2016, 2019) i Gór Stołowych (Duszyński i in., 2017) w Sudetach Środkowych. Wyniki badań geofizycznych wykonanych zarówno na stoku bez wyraźnych oznak przemieszczeń osuwiskowych (profil ERT1), jak i na obszarze analizowanego osuwiska (profile ERT2 i ERT3) potwierdzają użyteczność tej metody w rozpoznaniu wewnętrznej struktury stoków przeobrażonych przez ruchy masowe. Uzyskane obrazy rozkładu oporności elektrycznej (ryc. 6) pozwoliły na wydzielenie stref o kontrastowych właściwościach fizycznych, interpretowanych jako koluwia osuwiskowe. Strefy te charakteryzują się najczęściej dużymi gradientami oporności oraz wewnętrzną zmiennością i wypełniają je prawdopodobnie przemieszczone pakiety skalne i materiał zwietrzelinowy o zróżnicowanym zawodnieniu. Koluwia zalegają na podłożu z piaskowców i mułowców dolno-permskich, a w niższych partiach stoku również na utworach drobnoziarnistych ogniwa łupków antrakozjowych dolnych (karbon górny). Szczególnie istotny jest fakt, iż przypuszczalne granice pomiędzy koluwiami i podłożem mają na profilach geofizycznych częściowo wkleśłą (listryczną) geometrię (ryc. 6B, C) i wykazują zgodność



**Ryc. 8.** Budowa geologiczna rejonu osuwiska w dolinie Ścinawki przedstawiona na archiwalnych mapach geologicznych, mapie topograficznej i ortofotomapie: **A** – fragment arkusza Wünschelburg (Radków) *Szczegółowej Mapy Geologicznej Prus i Turynгии* (niem. *Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten*) autorstwa Dathego (1902); **B** – fragment arkusza Radków *Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów w skali 1:25 000* (Krechowicz, 1964). Uwagę zwracają uskoki i pomiary powierzchni uławicenia wykreślone na obszarze osuwiska; **C** – mapa topograficzna w skali 1:10 000 z wyraźnie zaburzonym układem poziomicy w północnej części osuwiska; **D** – ortofotomapa (źródło: <https://mapy.geoportal.gov.pl/>)

**Fig. 8.** Geological setting of the landslide area in the Ścinawka River Valley presented on archival geological maps, a topographic map, and an orthophotomap: **A** – part of the Wünschelburg (Radków) sheet of the *Geological Special Map of Prussia and the Thuringian States* (*Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten*) by Dathe (1902); **B** – part of the Radków sheet of the *Detailed Geological Map of the Sudetes at a scale of 1:25,000* (Krechowicz, 1964). Note the faults and bedding attitude measurements plotted within the landslide area; **C** – topographic map at a scale of 1:10,000 showing a distinctly disturbed contour-line pattern in the northern part of the landslide; **D** – orthophotomap (source: <https://mapy.geoportal.gov.pl/>)

z przypuszczalnym kształtem powierzchni poślizgu zrekonstruowanym na podstawie obserwacji terenowych oraz analizy rzeźby terenu (obecność skarpy głównej oraz skarpy wtórnych; por. ryc. 3, 4). Wskazuje to na możliwość interpretacji stref o dużych gradientach oporności, jako stref przypuszczalnego przebiegu powierzchni poślizgu i potwierdza hipotezę o częściowo rotacyjnym charakterze przemieszczeń mas skalnych i zwietrzelinowych w górnej części analizowanego osuwiska. Jednocześnie należy podkreślić, że interpretacja wyników profilowania ERT na obszarach objętych ruchami masowymi wymaga ostrożności, gdyż obserwowane spadki oporności mogą odzwierciedlać nie tylko zmiany w litologii ośrodka skalnego i geometrię strefy poślizgu *sensu stricto*, ale również lokalne nagromadzenia wód gruntowych, stref wietrzenia (zwłaszcza w przypowierzchniowych partiach stoków) lub obecność utworów bardzo drobnoziarnistych, ilastych, co ma prawdopodobnie miejsce w analizowanym przypadku. Tym samym badania elektrooporowe należy traktować jako wartościową metodę wspomagającą kartowanie geologiczne i analizy geomorfologiczne, której największą wartością jest możliwość ciągłego obrazowania zmienności oporności na przekrojach poprzecznych przez formę osuwiskową.

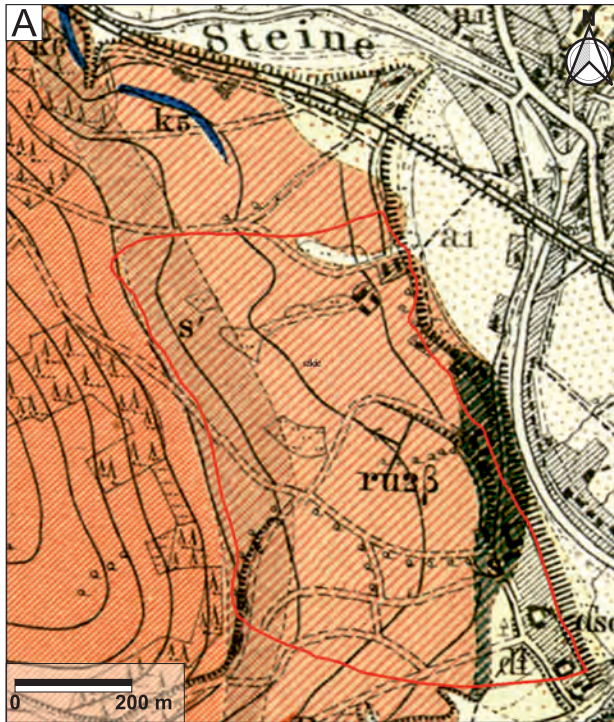
Warto podkreślić, że we wschodniej części synklinorium śródsudeckiego, uformowanego z utworów karbonu górnego i permu dolnego, opisano rozległe, jak na warunki sudeckie, formy osuwiskowe o zróżnicowanych mechanizmach przemieszczeń (Kowalski, 2021, 2022). Na obszarze Obniżenia Noworudzkiego, w rejonie Ludwikowic Kłodzkich, stwierdzono różne typy ruchów masowych, w tym osuwiska rotacyjne, translacyjne, głęboko zakorzenione formy typu przechyłu (ang. *topple*) oraz osuwiska złożone (Kowalski, 2021). Z kolei osuwisko we Włodowicach, położone ok. 4,5 km na NNE od opisanej formy w Ścinawce Górnej, zostało zinterpretowane jako typowe skalne osuwisko translacyjne, rozwinięte wzdłuż powierzchni uławicenia w skałach osadowych formacji ze Słupca permu dolnego (Kowalski, 2022). Na tle opisanych dotychczas form osuwiskowych analizowane osuwisko wyróżnia się dużą powierzchnią (37,4 ha) i lokalizacją w sąsiedztwie regionalnej strefy uskokowej. Zestawienie dotychczasowych wyników badań pierwszego autora (Kowalski, 2021, 2022) wskazuje, że na obszarach o podobnej budowie geologicznej, w zależności od lokalnego ukształtowania powierzchni terenu, stopnia deformacji skał osadowych oraz geometrii stoków, mogą się rozwijać różne typy ruchów masowych.

Szczególnie istotnym elementem dyskusji jest analiza archiwalnych materiałów kartograficznych oraz próba wyjaśnienia braku rozpoznania analizowanego osuwiska w trakcie dotychczasowych, geologicznych prac kartograficznych, w tym prac wykonywanych w ramach I edycji *Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów w skali 1:25 000* (Krechowicz, 1964, 1965). Na przedwojennym arkuszu Wünschelburg (dzisiejszy Radków) *Szczegółowej Mapy Geologicznej Prus i Turynгии* (niem. *Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten*) autorstwa Dathego (1902), zaznaczono niezaburzony, monoklinalny układ warstw skał osadowych, w tym głównie piaskowców i skał drobnoziarnistych (ryc. 8A). Na arkuszu Radków *Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów w skali 1:25 000*, wydanym w ramach I edycji tej mapy (Krechowicz, 1964), w górnej i środkowej części masywu Nowej Kopy wykreślono piaskowce formacji ze Słupca, a w dolnej części stoku – górne łupki antrakozjowe formacji z Krajanowa (ryc. 8B). W miejscu przemieszczonych pakietów skalnych w południowej części osuwiska zaznaczono ponadto pewny uskok oraz wyniki pomiarów powierzchni uławicenia we wkopach (60° ku N oraz 45° ku NW; ryc. 8B). Zaznaczenie uskoków i pomiarów strukturalnych w obrębie grawitacyjnie przemieszczonych pakietów skalnych sugeruje, że w czasie wykonywania kartowania geologicznego forma ta nie została rozpoznana jako osuwisko, co należy wiązać z ówczesnymi ograniczeniami metodycznymi prac realizowanych w ramach I edycji *Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów w skali 1:25 000* (Kowalski, 2017a, 2017b, 2018, 2021, 2022).

Należy również wskazać, że na mapie topograficznej w skali 1:10 000 (ryc. 8C), w północnej części osuwiska widoczny jest wyraźnie zaburzony układ poziomicy, który – wobec braku dostępności innych danych, w tym numerycznych modeli terenu, mógł już wcześniej wskazywać na występowanie osuwiska w dolinie Ścinawki. Rozpoznanie osuwiska mogło być jednak znacząco utrudnione, ze względu na fakt znacznego zalesienia skarpy głównej osuwiska, co dodatkowo ograniczało czytelność form rzeźby w terenie. Ponadto środkowe i dolne partie stoku przekształcone przez ruchy masowe są częściowo zabudowane, a także wykorzystywane rolniczo (ryc. 4), co prowadziło do zatarcia form rzeźby osuwiskowej.

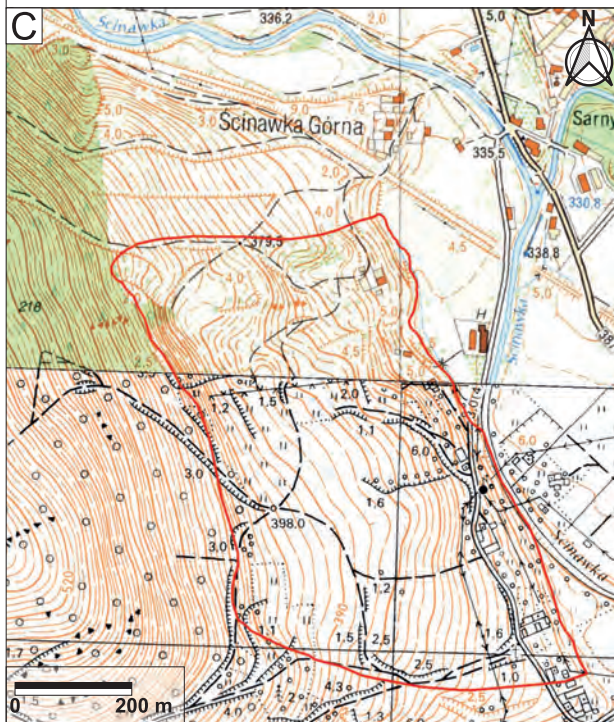
## PODSUMOWANIE

W niniejszym artykule opisano wyniki rozpoznania, na podstawie szczegółowego kartowania geologicznego



- |                                  |  |  |
|----------------------------------|--|--|
| <b>czwartorzęd</b><br>Quaternary |  | osuwisko<br>landslide  |
|                                  |  | aluwia<br>alluvial deposits  |
|                                  |  | osady tarasów<br>rzecznych<br>fluvial terrace<br>deposits  |
|                                  |  | gliny deluwialne<br>deluvial loams   |
|                                  |  | piaskowce<br>sandstones  |
| <b>perm</b><br>Permian           |  | łupki, piaskowce,<br>piaskowce arkozowe (S'), wapień (k6)<br>shales, sandstones, arkosic sandstones (S'),<br>limestones (k6) |
|                                  |  | piaskowce arkozowe (S'), wapień (k5)<br>arkosic sandstones (S'), limestones (k5)   |

- |                                  |  |  |
|----------------------------------|--|--|
| <b>czwartorzęd</b><br>Quaternary |  | uskoki<br>faults   |
|                                  |  | uławicenie<br>bedding  |
|                                  |  | osuwisko<br>landslide  |
|                                  |  | aluwia<br>alluvial deposits  |
|                                  |  | gliny deluwialne<br>deluvial loams   |
| <b>perm</b><br>Permian           |  | osady tarasów<br>rzecznych<br>fluvial terrace<br>deposits  |
|                                  |  | piaskowce, zlepierce<br>ogniwo piaskowca budowlanego<br>sandstones, conglomerates<br>Building Sandstone Member   |
|                                  |  | piaskowce, łupki<br>ogniwo łupków antrakozjowych górnych<br>sandstones, shales<br>Upper Anthracosia Shale Member |



i geomorfologicznego, analiz NMT LiDAR oraz badań geofizycznych wykonanych metodą tomografii elektrooporowej (ERT), rozległej, nieznannej dotychczas formy osuwiskowej w dolinie rzeki Ścinawki w Sudetach Środkowych i zinterpretowano jej genezę. Osuwisko to ma powierzchnię 37,4 ha i stanowi drugą co do wielkości pojedynczą formę osuwiskową (występującą w warunkach naturalnych na stokach górskich) rozpoznaną w Sudetach, po osuwisku wschodnim na górze Toczek w Górach Bystrzyckich (43 ha; Migoń i in., 2016). Badane osuwisko rozwinęło się w silnie anizotropowym masywie skalnym, w górnokarbońskich i dolnopermskich skałach osadowych antykliny Ścinawki, w sąsiedztwie regionalnej strefy uskoku Krajaków–Ścinawka. Na rozwój osuwiska decydujący wpływ miała budowa geologiczna (współwystępujące piaskowce, zlepieńce, utwory drobnoziarniste i węglanowe o zmiennym nachyleniu) oraz deformacje tektoniczne.

Interpretacja profili wykonanych metodą ERT umożliwiła wyróżnienie koluwiów jako stref o dużych gradientach oporności i wyraźnym zróżnicowaniu wewnętrznym oraz wskazanie granic o wklęsłej, listrycznej geometrii, interpretowanych jako przypuszczalne powierzchnie poślizgu osuwiska. Jednocześnie na profilach rozpoznano pionowe i stromo nachylone strefy o obniżonych opornościach, interpretowane jako uskoki i strefy uskoku w podłożu, które mogły dodatkowo sprzyjać migracji i koncentracji wód w masywie skalnym. W połączeniu z cechami morfologicznymi (schodowy układ skarpy wtórnych w północnej części osuwiska, spłaszczenia stokowe o wstecznym nachyleniu) można stwierdzić, że opisane osuwisko ma charakter częściowo rotacyjny, przy możliwych przemieszczeniach typu złożonego (ang. *compound*).

Wyniki badań osuwiska w dolinie Ścinawki stanowią kolejny przykład kluczowej roli czynników litologicznych i tektonicznych w rozwoju dużych form osuwiskowych w Sudetach oraz potwierdzają wysoką użyteczność szczegółowego kartowania geologicznego i geomorfologicznego, połączonego z analizami NMT LiDAR i metodami geofizycznymi, w rozpoznaniu budowy geologicznej stoków przeobrażonych przez ruchy masowe. Jednocześnie analiza archiwalnych materiałów kartograficznych wskazuje, że brak rozpoznania osuwiska w starszych opracowaniach był prawdopodobnie związany z ograniczoną czytelnością form w terenie (zalesienie skarpy głównej), przyjętymi kryteriami wykonywania zdjęcia geologicznego (Kowalski, 2018), oraz z przekształceniami antropogenicznymi w środkowych i dolnych partiach stoku (zabudowa oraz użytkowanie rolnicze), co sprzyjało zatarciu rzeźby osuwiskowej.

Bardzo dziękujemy dr. hab. Markowi Kasprzakowi prof. UW i anonimowemu Recenzentowi za poświęcony czas i konstruktywne komentarze, które pozwoliły na znaczną poprawę pierwszej wersji manuskryptu. Jesteśmy także wdzięczni dr inż. Marii Przyłuckiej za redakcyjną pracę nad tekstem. Badania osuwiska opisanego w artykule prowadzono podczas wykonywania zdjęcia geologicznego obszaru arkusza Radków w ramach zadania państwowej służby geologicznej pn. *Wykonanie czterech arkuszy Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów w skali 1:25 000: Radków i Pasterska Góra, Kudowa Zdrój i Brzozowice, Wambierzyce oraz Polanica Zdrój*, sfinansowanego przez Narodowy Fundusz Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej.

## LITERATURA

- AUGUSTYNIAK K., GROCHOLSKI A. 1968 – Geological structure and outline of the development of the Intra-Sudetic Depression. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 227. Z badań geologicznych na Dolnym Śląsku, 16: 87–120.
- AWDANKIEWICZ M. 1999 – Volcanism in a late Variscan intramontane trough: Carboniferous and Permian volcanic centres of the Intra-Sudetic Basin, SW Poland. *Geologia Sudetica*, 32: 13–47.
- AWDANKIEWICZ M., KUROWSKI L., MASTALERZ K., RACZYŃSKI P. 2003 – The Intra-Sudetic Basin – a record of sedimentary and volcanic processes in late- to post-orogenic tectonic setting. *Geolines*, 16: 165–183.
- BANIA G., MOŚCICKI W.J., GOŁONKA J. 2024 – ERT field survey supported with numerical and analogue modeling applied to study a fragment of the Pieniny Klippen Belt (Spisz Pieniny Mountains, southern Poland). *Geological Quarterly*, 68 (2): 22.
- BEDNARCZYK Z. 2019 – Zagrożenia osuwiskowe w polskich odkrywkowych kopalniach węgla brunatnego, przykłady przeciwdziałania oraz możliwości zastosowania zdalnego monitoringu w celu ograniczenia ryzyka. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 477: 1–20.
- BEDNARCZYK Z. 2025 – Landslide occurrence and remediation in Polish lignite opencast mines. *Landslides*, 22: 4169–4183.
- BOBER L., THIEL K., ZABUSKI L. 1997 – Zjawiska osuwiskowe w polskich Karpatach fliszowych. *Geologiczno-inżynierskie właściwości wybranych osuwisk*. Wyd. IBW PAN, Gdańsk.
- BOSSOWSKI A., IHNATOWICZ A. 2006 – Atlas Geologiczny Dolnośląskiego Zagłębia Węglowego w skali 1:100 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- CHAMBERS J.E., KURAS O., MELDRUM P.I., OGILVY R.D., HOLLANDS J. 2006 – Electrical resistivity tomography applied to geologic, hydrogeologic, and engineering investigations at a former waste-disposal site. *Geophysics*, 71 (6): B231–B239.
- CYMERMAN Z. 2016 – O konieczności wykonania drugiej edycji Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów w skali 1 : 25 000 – analiza dotychczasowego stanu i założenia kompleksowej realizacji. *Przegląd Geologiczny*, 64 (9): 604–610.
- CYMERMAN Z., SZTROMWASSER E., AWDANKIEWICZ H., KARAMAŃSKI P. 2018 – Projekt robót geologicznych dla reambulacji Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów w skali 1:25 000 arkusz Radków i Pasterska Góra. Archiwum CAG, Państw. Inst. Geol.-PIB Warszawa.
- DATHE E. 1902 – Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Blatt Wünschelburg, 1:25 000.
- DIKAU R., BRUNSDEN D., SCHROTT L., IBSEN M.-L. (red.) 1996 – *Landslide Recognition*. Wiley, Chichester.
- DON J. 1961 – Utwory młodopaleozoiczne okolic Nowej Rudy. *Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Wrocławskiego, Nauki Przyrodnicze: Nauka o Ziemi*, 3: 3–54.
- DRAHOR M.G., BERGE M.A. 2017 – Integrated geophysical investigations in a fault zone located on southwestern part of Izmir city, Western Anatolia, Turkey. *Journal of Applied Geophysics*, 136: 114–133.
- DUSZYŃSKI F., JANECWICZ K., KASPRZAK M., MIGOŃ P. 2017 – The role of landslides in downslope transport of caprock-derived boulders in sedimentary tablelands, Stołowe Mts, SW Poland. *Geomorphology*, 295: 84–101.
- DZIEDZIC K. 1961 – Utwory dolnopermskie w niecce śródsudeckiej. *Studia Geologica Polonica*, 6: 1–121.
- GOTOWAŁAR., KOWALSKI A., SOBCZYK A., WOJEWODA J. 2015 – Structurally-controlled landslide (Toczek Mt., Intrasudetic Shear Zone). [W:] 16<sup>th</sup> Czech–Polish Workshop „On Recent Geodynamics of the Sudeten and Adjacent Areas”, Srebrna Góra, Poland, November 5–7, 2015, Abstracts: 23.
- GLUSZYŃSKI A., ALEKSANDROWSKI P. 2022 – Late Cretaceous–early Palaeogene inversion-related tectonic structures at the northeastern margin of the Bohemian Massif (southwestern Poland and northern Czechia). *Solid Earth*, 13 (8): 1219–1242.
- GROCHOLSKI A. 1964 – Niektóre wyniki wierceń strukturalnych w rejonie wypiętrzenia Ścinawki. *Przegląd Geologiczny*, 12 (7/8): 342–344. <https://mapy.geoportal.gov.pl/>
- HUNGR O., LEROUEIL S., PICARELLI L. 2014 – The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, 11: 167–194.
- IHNATOWICZ A., CYMERMAN Z., AWDANKIEWICZ H., CISZEK D. 2017 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski. Arkusz Radków (0867) 1 : 50 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- JANECWICZ K., TRACZYK A. 2017 – Mało znane formy ruchów masowych w dolinie Węglówki w Górach Bardzkich (Sudety Środkowe). *Przyroda Sudetów*, 20: 289–314.
- 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:] 15<sup>th</sup> Czech-Polish Workshop “On recent geodynamics of the Sudetes and Adjacent areas”, Karlov pod Pradědem, November 5–8, 2014, Abstracts: 35.
- KASPRZAK M., DUSZYŃSKI F., JANCEWICZ K., MICHNIEWICZ A., RÓŻYCKA M., MIGOŃ P. 2016 – The Rogowiec landslide complex (central Sudetes, SW Poland) – a case of a collapsed mountain. *Geological Quarterly*, 60 (3): 695–713.
- KASPRZAK M., JANCEWICZ K., RÓŻYCKA M., KOTWICKA W., MIGOŃ P. 2019 – Geomorphology- and geophysics-based recognition of stages of deep-seated slope deformation (Sudetes, SW Poland). *Engineering Geology*, 260: 105230.
- KELLER G.V., FRISCHKNECHT F.C. 1966 – Electrical methods in geophysical prospecting. Elsevier Science & Technology.
- KOTWICKA W., JANCEWICZ P., MIGOŃ P. 2019 – Rzeźba osuwiskowa południowo-wschodniej części Gór Wałbrzyskich, Sudety Środkowe. *Przegląd Geologiczny*, 67 (10): 828–836.
- KOWALSKI A. 2017a – Ruchy masowe a interpretacja budowy geologicznej – przykład osuwiska na górze Drogosz w paśmie Zaworów (Sudety Środkowe). *Przegląd Geologiczny*, 65 (2): 96–104.
- KOWALSKI A. 2017b – Rozmieszczenie i geneza form osuwiskowych w przełomowej dolinie Bobru w okolicach Wlenia (Sudety Zachodnie). *Przegląd Geologiczny*, 65 (10): 629–641.
- KOWALSKI A., WOJEWODA J. 2017 – Nowo rozpoznane formy osuwiskowe w dolinie Kaczawy na Pogórzu Kaczawskim (Sudety Zachodnie). *Landform Analysis*, 34: 15–27.
- KOWALSKI A. 2018 – Osuwiska jako przyczyna błędnych interpretacji budowy geologicznej – przykłady z Sudetów. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 473: 27–48.
- KOWALSKI A. 2021 – Geneza i geologiczne uwarunkowania rozwoju form osuwiskowych w środkowej części Obniżenia Noworudzkiego w Sudetach. *Przegląd Geologiczny*, 65 (10): 629–641.
- KOWALSKI A. 2022 – W jaki sposób struktura podłoża warunkuje rozwój osuwiska translacyjnego? Przykład osuwiska we Włodowicach w Obniżeniu Noworudzkiem (Sudety Środkowe). *Przegląd Geologiczny*, 70 (9): 722–732.
- KOWALSKI A., WAJS J., KASZA D. 2018 – Monitoring of anthropogenic landslide activity with combined UAV and LiDAR-Derived DEMs – A case study of the Czerwony Wąwóz Landslide (SW Poland, Western Sudetes). *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 15 (2): 117–129.
- KOWALSKI A., MAKOŚ M. 2019 – Geologiczne uwarunkowania rozwoju osuwisk w Sudetach. 2. Ogólnopolska Konferencja O!suwisko, Szczawnica, 14–17 maja 2019, Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa.
- KOWALSKI A., KASZA D., WAJS J. 2019 – Structural control of mass movements on slopes formed of magmatic and metamorphic rocks: the case study of Wielisławka Mt. (SW Poland, Sudetes Mts.). *Geological Quarterly*, 63 (3): 460–477.
- KOWALSKI A., FURCA M. 2023 – Development of a non-perennial to ephemeral fluvial system in continental fault-bounded basin – an example from the early Permian Krajanów Formation of the Intra-Sudetic Basin (NE Bohemian Massif). *Geological Quarterly*, 67 (3): 31.
- KOWALSKI A., CISZEK D. 2024 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów. Arkusz Radków 1:25 000. Archiwum CAG, Państw. Inst. Geol.-PIB Warszawa.
- KOWALSKI A., DABEK-GŁOWACKA J., NOWAK G.J., GÓRECKA-NOWAK A., WYRWAŁSKA U., FURCA M., WÓJCİK-TABOŁ P. 2025 – Evolution of a Late Carboniferous Fluvio-Lacustrine System in an Endorheic Basin: Multiproxy Insights from the Ludwikowice Formation, Intra-Sudetic Basin (SW Poland, NE Bohemian Massif). *Minerals*, 15 (10): 1077.
- KRECHOWICZ J. 1964 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów w skali 1:25 000. Arkusz Radków (867D) i Pasterska Góra (867C).
- KRECHOWICZ J. 1965 – Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów. Arkusz Radków 1 : 25 000. Wyd. Geol., Warszawa.
- KUROWSKI L. 2004 – Fluvial sedimentation of sandy deposits of the Słupiec Formation (Middle Rotliegendes) near Nowa Ruda (Intra-Sudetic Basin, SW Poland). *Geologia Sudetica*, 36: 21–38.
- MAKOŚ M., SOBCZYK A. 2018 – Przydatność pomiarów georadarowych i analiz geomorfometrycznych do rozpoznania wewnętrznej struktury płytkich osuwisk – na przykładzie góry Średniak w Masywie Śnieżnika, Sudety Wschodnie. *Przegląd Geologiczny*, 66 (10): 636–647.
- MARGIELEWSKI W. 2004 – Typy przemieszczeń grawitacyjnych mas skalnych w obrębie form osuwiskowych polskich Karpat fliszowych. *Przegląd Geologiczny*, 52 (7): 603–614.
- MARGIELEWSKI W. 2006 – Structural control and types of movements of rock mass in anisotropic rocks: Case studies in the Polish Flysch Carpathians. *Geomorphology*, 77: 47–68.
- MARGIELEWSKI W. 2009 – Problematyka osuwisk strukturalnych w Karpatach fliszowych w świetle zunifikowanych kryteriów klasyfikacji ruchów masowych – przegląd krytyczny. *Przegląd Geologiczny*, 57 (10): 905–916.
- MASTALERZ K., NEHYBA S. 1997 – Porównanie wybranych sekwencji osadów jeziornych czerwonego spągowca z basenów śródsudeckiego, północnosudeckiego i boskowieckiego. *Geologia Sudetica*, 30: 21–57.
- MIGOŃ P. 2010 – Nowe dane do poznania rzeźby osuwiskowej Gór Kamiennych. *Przyroda Sudetów*, 13: 215–224.
- 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., 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., JANCEWICZ K., KASPRZAK M. 2014a – Zasięg obszarów objętych osuwiskami w Górach Kamiennych (Sudety Środkowe) – porównanie map geologicznych i cyfrowego modelu wysokości z danych LiDAR. *Przegląd Geologiczny*, 62 (9): 463–471.
- MIGOŃ P., KASPRZAK A., MALIK I., KASPRZAK M. 2014b – Formy osuwiskowe w Górach Kamiennych (Sudety Środkowe) – kryteria identyfikacji i oceny zgroźń. *Landform Analysis*, 26: 39–60.
- MIGOŃ P., RÓŻYCKA M., JANCEWICZ K. 2016 – Zespół osuwisk na Toczku (Góry Bystrzyckie) w świetle analizy morfometrycznej. *Przyroda Sudetów*, 19: 167–188.
- MIGOŃ P., JANCEWICZ K., RÓŻYCKA M., DUSZYŃSKI F., KASPRZAK M. 2017a – Large-scale slope remodelling by landslides – Geomorphic diversity and geological controls, Kamienne Mts., Central Europe. *Geomorphology*, 289: 134–151.
- MIGOŃ P., DUSZYŃSKI F., KASPRZAK M., RÓŻYCKA M. 2017b – Evolving slope instability zone at Mt. Turzyna (Sudetes, SW Poland) – An example of incipient deep-seated gravitational slope deformation. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 61 (2): 135–148.
- MÜLLER K., POLOM U., WINSEMANN J., STEFFEN H., TSUKAMOTO S., GÜNTHER T., IGEL J., SPIES T., LEGE T., FRECHEN M., FRANZKE H.J., BRANDES CH. 2020 – Structural style and neotectonic activity along the Harz Boundary Fault, northern Germany: a multimethod approach integrating geophysics, outcrop data and numerical simulations. *International Journal of Earth Sciences*, 109: 1811–1835.
- NEMEC W., PORĘBSKI S.J., TEISSEYRE A.K. 1982 – Explanatory notes to the lithotectonic molasse profile of the Intra-Sudetic Basin, Polish part (Sudety Mts., Carboniferous-Permian). [W:] Schwab G. (red.) *Tectonic Regime of Molasse Epochs*. Veröff. Zentralinst. Erde, Potsdam: 267–278.
- NOWAK G., GÓRECKA-NOWAK A., KARCZ P. 2022 – Petrographic, palynological and geochemical recognition of dispersed organic matter in the black Anthracosia Shales (Sudetes, south-west Poland). *Geological Quarterly*, 66 (4): 36.
- OZIMKOWSKI W. 2010 – Wpływ kierunku iluminacji na wyniki geologicznej interpretacji DEM – przykłady z Karpat Zachodnich. *Przegląd Geologiczny*, 58 (9): 862–866.
- PACANOWSKI G., MAŚLAKOWSKI M., LEJZEROWICZ A. 2022 – Practical aspects of field work carried out by Electrical Resistivity Tomography. *Archives of Civil Engineering*, 68 (4): 331–346.
- PERRONE A., LAPENNA V., PISCITELLI S. 2014 – Electrical resistivity tomography technique for landslide investigation: A review. *Earth-Science Reviews*, 135: 65–82.
- REYNOLDS J.M. 2011 – An introduction to applied and environmental geophysics. John Wiley & Sons.
- 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.
- RÓŻYCKA M., MIGOŃ P., MICHNIEWICZ A. 2016 – Topographic Wetness Index and Terrain Ruggedness Index in geomorphic characterisation of landslide terrains, on examples from the Sudetes, SW Poland. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issues*, 61 (2): 61–80.
- SIKORA R., WOJCIECHOWSKI T., PIOTROWSKI A. 2016 – 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.
- SIKORA R., WOJCIECHOWSKI T. 2019 – Osuwiska w Sudetach. *Przegląd Geologiczny*, 67 (5): 360–368.
- SIKORA R., WOJCIECHOWSKI T. 2021 – New landslide inventory map of the Sudetes Mountains (south-western Poland). [W:] Guzzetti F., Michalić Arbanas S., Reichenbach P., Sassa K., Bobrovsky P.T., Takara K. (red.), *Understanding and Reducing Landslide Disaster Risk*. WLF 2020. ICL Contribution to Landslide Disaster Risk Reduction. Springer, Cham: 59–65.

- SOLON J., BORZYSZKOWSKI J., BIDŁASIK M., RICHLING A., BADORA K., BALON J., BRZEZIŃSKA-WÓJCIK T., CHABUDZIŃSKI Ł., DOBROWOLSKI R., GRZEGORCZYK I., JODŁOWSKI M., KISTOWSKI M., KOT R., KRAŹ P., LECHNIO J., MACIAS A., MAJCHROWSKA A., MALINOWSKA E., MIGOŃ P., MYGA-PIĄTEK U., NITA J., PAPIŃSKA E., RODZIK J., STRZYŻ M., TERPIŁOWSKI S., ZIAJA W. 2018 – Physico-geographical mesoregions of Poland: Verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data. *Geographia Polonica*, 2 (91): 143–170.
- ŠTĚPANČÍKOVÁ P., DOHNAL J., PÁNEK T., LÓJ M., SMOLKOVÁ V., ŠILHÁN K. 2011 – The application of electrical resistivity tomography and gravimetric survey as useful tools in an active tectonics study of the Sudetic Marginal Fault (Bohemian Massif, central Europe). *Journal of Applied Geophysics*, 74 (1): 69–80.
- ŠTĚPANČÍKOVÁ P., HÓK J., NÝVL T. D., DOHNAL J., SÝKOROVÁ I., STEMBERK J. 2010 – Active tectonics research using trenching technique on the south-eastern section of the Sudetic Marginal Fault (NE Bohemian Massif, central Europe). *Tectonophysics*, 485 (1): 269–282.
- ŠTĚPANČÍKOVÁ P., STEMBERK J., TÁBORÍK P., FISCHER T., FINDŽOVÁ L., VALENTA J. 2025 – Discovering the Čirá–Kopanina Fault: Bridging the Gap between Surface Evidence and Seismic Activity. *Lithosphere* 2024 (15): lithosphere\_2024\_192.
- STORZ H., STORZ W., JACOBS F. 2000 – Electrical resistivity tomography to investigate geological structures of the earth's upper crust. *Geophysical Prospecting*, 48 (3): 455–471.
- SUZUKI K., TODA S., KUSUNOKI K., FUJIMITSU Y., MOGI T., JOMORI A. 2000 – Case studies of electrical and electromagnetic methods applied to mapping active faults beneath the thick quaternary. *Engineering Geology*, 56 (1): 29–45.
- SYNOWIEC G. 2003 – Formy osuwiskowe w Górach Kamiennych. *Przegląd Geologiczny*, 51 (1): 59–65.
- TURNAU E., ŻELAŻNIEWICZ A., FRANKE W. 2002 – Middle to early late Viséan onset of late orogenic sedimentation in the Intra-Sudetic Basin, West Sudetes: miospore evidence and tectonic implication. *Geologia Sudetica*, 34: 9–16.
- 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.
- WARD S.H. 1987 – *Electrical Methods in Geophysical Prospecting*. [W:] Sammis C.G., Henyey T.L. (red.), *Geophysics*. Academic Press: 265–375.
- WĘŻYK P. (red.) 2015 – *Podręcznik dla uczestników szkoleń z wykorzystania produktów LiDAR, Informatyczny System Osłony Kraju przed nadzwyczajnymi zagrożeniami*. GUGiK, Warszawa.
- WOJCIECHOWSKI T. 2019 – *Podatność osuwiskowa Polski*. *Przegląd Geologiczny*, 67 (5): 320–325.
- WOJEWODA J. 1997 – Upper Cretaceous littoral-to-shelf succession in the Intrasudetic Basin and Nysa Trough, Sudety Mts. *Obszary Źródlowe: Zapis w Osadach*, 1: 81–96.
- WÓDKA M., WOJCIECHOWSKI T., LASKOWICZ I., RUBINKIEWICZ J., ZIMNAL Z., GÓRKA K., MARCINIEC P., GRABOWSKI D., KAMIENIARZ S., KARWACKI K., KUŁAK M., SIKORA R. 2024 – *Instrukcja opracowania Mapy osuwisk i terenów zagrożonych ruchami masowymi w skali 1:10 000: Wydanie II*. Państw. Inst. Geol.-PIB.
- WÓJCIK A., WOJCIECHOWSKI T. 2016 – Osuwiska jako jeden z ważniejszych elementów zagrożeń geologicznych w Polsce. *Przegląd Geologiczny*, 64 (9): 701–709.
- WP/WLI 1990 – The International Geotechnical Societies' UNESCO Working Party for World Landslide Inventory. A suggested method for reporting a landslide. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 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.
- ZABUSKI L., THIEL K., BOBER L. 1999 – *Osuwiska we fliszu Karpat polskich: Geologia, modelowanie, obliczenia stateczności*. Wyd. IBW PAN, Gdańsk.
- ZHU T., FENG R., HAO J., ZHOU J., WANG H., WANG S. 2009 – The Application of Electrical Resistivity Tomography to Detecting a Buried Fault: A Case Study. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 14 (3): 145–151.
- ŻELAŻNIEWICZ A., ALEKSANDROWSKI P. 2008 – *Regionalizacja tektoniczna Polski – Polska południowo-zachodnia*. *Przegląd Geologiczny*, 56 (10): 904–911.

Praca wpłynęła do redakcji 2.02.2026 r.  
Akceptowano do druku 13.02.2026 r.



Skarpa główna osuwiska w Rychwałdzie, marzec 2023. Fot. K. Karwacki  
The main scarp of the landslide in Rychwałd, March 2023. Photo by K. Karwacki